



А.А. МОССАКОВСКИЙ
О. ТОМУРТОГОО

ВЕРХНИЙ
ПАЛЕОЗОЙ
МОНГОЛИИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ЗСБНХУ-ЫН ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

ХӨДӨЛМӨРИЙН ГАВЪЯАНЫ
УЛААН ТҮГИЙН ОДОНТ
ГЕОЛОГИЙН ХҮРЭЭЛЭН

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE USSR

ORDER
OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE

АКАДЕМИЯ НАУК МНР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ

БНМАУ-ЫН ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

ГЕОЛОГИЙН
ХҮРЭЭЛЭН

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE MPR

GEOLOGICAL INSTITUTE



А. А. МОССАКОВСКИЙ, О. ТОМУРТОГОО

МОНГОЛЫН ДЭЭД ПАЛЕОЗОЙ

(давхарга зүй, тектоник, формаци)

ХАМТАРСАН
МОНГОЛ-ЗӨВЛӨЛТИЙН
ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ
ШИНЖИЛГЭЭНИЙ ЭКСПЕДИЦИ

Бүтээл, цуврал 15

ЭРХЛЭХ ЗӨВЛӨЛ:

*Н. С. Зайцев, БНМАУ-ын ШУА-ийн сур.-гяшүүн Б. Лувсанданзан,
В. Г. Гербова, В. А. Крашенинников, академич А. В. Пейве,
П. П. Тимофеев, О. Төмөртоого, академич А. Л. Яншин*

ХАРИУЦЛАГАТАЙ ЭРХЛЭГЧ

Н. С. Зайцев

1976

«НАУКА» ХЭВЛЭЛИЙН ГАЗАР
МОСКВА

А. А. МОССАКОВСКИЙ, О. ТОМУРТОГОО

ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ МОНГОЛИИ

(стратиграфия, структуры, формации)

СОВМЕСТНАЯ
СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Труды, вып. 15

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

Н. С. Зайцев

1976

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

A. A. MOSSAKOVSKY, O. TUMURTOGOO
UPPER PALEOZOIC OF MONGOLIA

(Stratigraphy, Tectonic, Formations)

JOINED
SOVIET-MONGOLIAN
SCIENTIFIC RESEARCH
GEOLOGICAL EXPEDITION

Transactions, vol. 15

Editorial Board:

N. S. Zaitsev, Correspondent member of the MPR Academy of Sciences *B. Luvsandansan*,
V. G. Gerbova, *V. A. Krascheninnikov*, academician *A. V. Pelve*, *P. P. Timofeev*,
O. Tumurtogoo, academician *A. L. Yanshin*

Responsible editor

N. S. Zaitsev

Верхний палеозой Монголии. Моссаковский А. А., Томуртоого О. М., «Наука», 1976 г. Монография является сводкой по верхнепалеозойским отложениям Монголии, их стратиграфии, тектоническим структурам и геологическим формациям. Стратиграфическое описание применительно к Северной, Центральной и Южной Монголии обосновано детальными разрезами с точной географической и стратиграфической привязкой ископаемых органических остатков. Геологические формации и их ряды приводятся относительно разных типов тектонических структур. Особое внимание обращено на латеральную и вертикальную изменчивость строения, литологического состава и стратиграфического объема верхнепалеозойских отложений Монголии.

Рис. 30. Табл. 8. Библ. 73 назв.

ВВЕДЕНИЕ

Предлагаемая вниманию монография посвящена верхнепалеозойским и тесно связанным с ними триасовым отложениям Монголии. Изучение этих преимущественно континентальных отложений молассового или вулканогенно-молассового облика в последние годы продвинулось весьма значительно и стало соответствовать уровню изучения таких геологически давно освоенных регионов как Казахстан или Южная Сибирь. Этому способствовали широко развернувшиеся исследования Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции Академии наук СССР и Академии наук МНР.

Широкий размах стратиграфических, литологических и тектонических исследований верхнепалеозойских отложений Монголии при участии палеонтологов и палеофитологов позволил в сравнительно короткий срок получить важные, принципиально новые научные результаты, не только затрагивающие основные проблемы стратиграфии и условий образования верхнепалеозойских отложений этого региона, но и заставляющие по-новому представить палеогеографию и палеотектонику этого времени всей Центральной Азии. Поэтому авторы надеются, что свodka всех новейших материалов по стратиграфии, строению и формационному составу верхнепалеозойских и триасовых отложений Монголии окажется полезной не только для исследователей, изучающих геологию страны, но и для читателя, интересующегося широкими проблемами геологии верхнего палеозоя в масштабе всего материка Евразии.

В основу монографии положены результаты личных исследований авторов, которые на протяжении почти 10 лет изучали геологию верхнего палеозоя и триаса различных районов Монголии, а также других участников Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР, изучавших стратиграфию, вещественный состав и органические остатки верхнепалеозойских отложений Монголии. Вместе с тем был привлечен и переосмыслен весь существующий опубликованный и фондовый материалы по верхнепалеозойским отложениям территории Монголии и частично сопредельных районов СССР, что позволило придать монографии характер обобщающей сводки.

Предлагаемая монография построена по региональному принципу, т.е. описание верхнепалеозойских и триасовых отложений ведется в ней отдельно, применительно к различным районам Монголии и в направлении с севера на юг. Такой порядок в систематизации материала позволяет лучше отразить и обосновать направленный характер изменчивости в строении и составе верхнепалеозойских и триасовых отложений Монголии и тех тектонических деформаций, которые их затронули.

Большая фациальная и формационная изменчивость верхнепалеозойских образований обусловлена тем, что они широко развиты в самых разных тектонических зонах Монголии — в каледонских складчатых сооружениях ее северной и центральной частей, в варисцидах на юге и, наконец, в позднепалеозойской — раннемезозойской (киммерийской) складчатой зоне на крайнем юго-востоке страны — и соответственно формировались в разнообразных палеогеографических

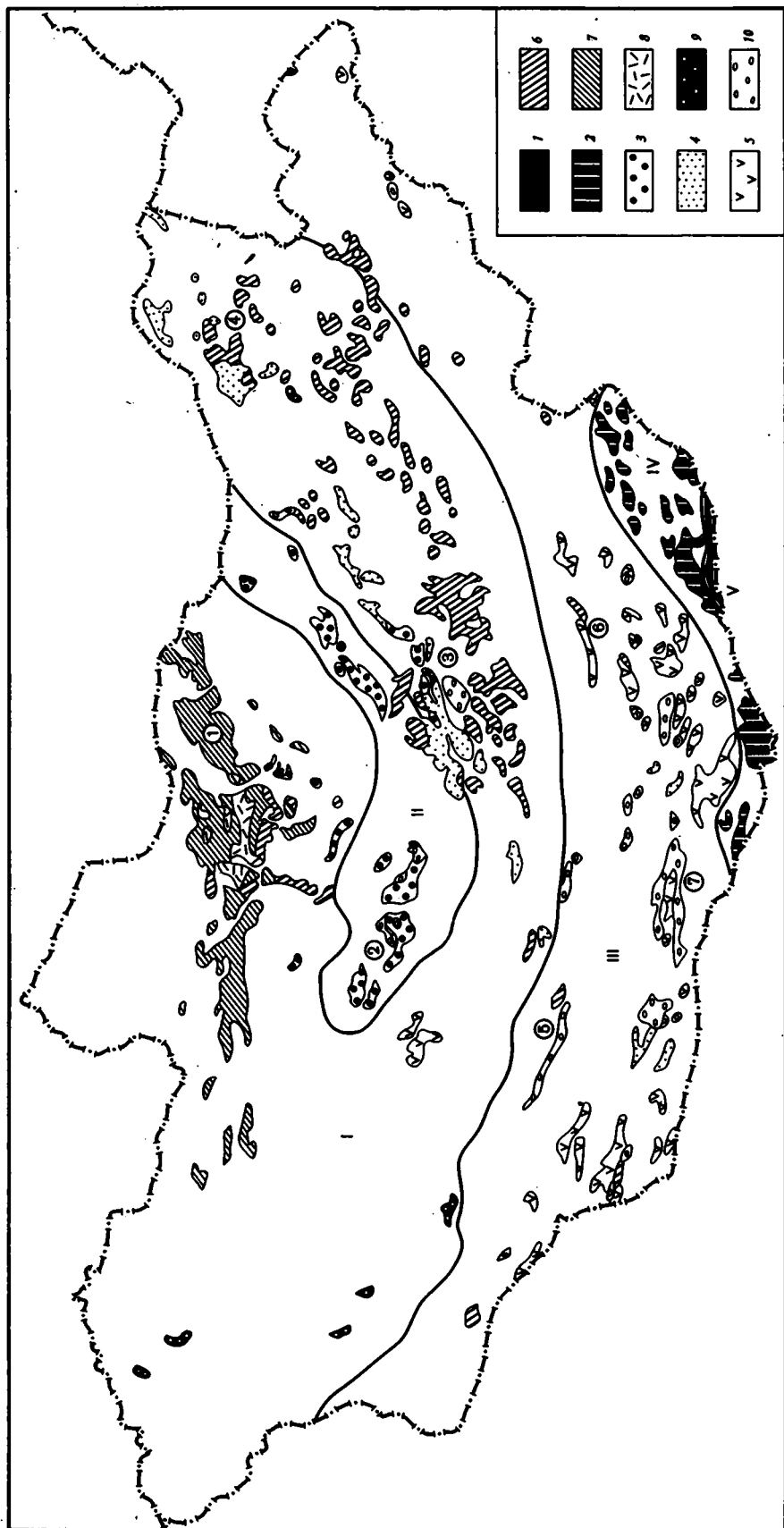


Рис 1. Схема размещения верхнепалеозойских стратифицированных образований на территории Монголии (составлена авторами на основе Геологической карты МНР издания 1972 г., данных О.Д. Суетенко и материалов собственных исследований)

I – каледонская складчатая система; II – варисийская моногеосинклинальная складчатая зона; III – варисийская эвгеосинклинальная складчатая система; IV – позднепалеозойско–раннемезозойская миогеосинклинальная складчатая зона; V – позднепалеозойско–раннемезозойская эвгеосинклинальная складчатая зона.

1 – морские вулканогенно–кремнисто–граувакковые образования каменно–угольно–пермского возраста; 2 – морские карбонатно–терригенные отложения каменноугольно–пермского возраста; 3, 4 – морские терригенные отложения: 3 – средне– верхнекаменноугольного возраста, 4 – ниже– верхнепермского возраста; 5–7 – наземные вулканогенные образования: 5 – средне– верхнекаменноугольного возраста, 6 – ниже– верхнепермского возраста, 7 – верхнепермско–триасового возраста; 8 – вулканогенно–осадочные образования ниже– верхнепермского возраста; 9, 10 – континентальные терригенные отложения: 9 – средне– верхнекаменноугольного возраста, 10 – ниже– верхнепермского, 11 – верхнепермско–триасового возраста.

Цифрами в кружках обозначены наиболее крупные верхнепалеозойские орогенные структуры: 1 – Орхон–Селенгинский прогиб, 2 – Тамиргольская мульда, 3 – Селенго–Гобийская впадина, 4 – Ульдзинская впадина, 5 – Джинсэцские грабены, 6 – Манлайские грабены, 7 – Ноянсомонская впадина

и палеотектонических условиях (континентальных орогенных на большей части территории и морских геосинклинальных на крайнем юге).

Размещение верхнепалеозойских стратифицированных образований на территории МНР показано на рис. 1.

ГЛАВА I

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ И СТРУКТУРЫ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

ОРХОН-СЕЛЕНГИНСКИЙ ПРОГИБ

Крупнейшей позднепалеозойской структурой Северной Монголии является Орхон-Селенгинский прогиб. Он занимает всю площадь междуречья Орхона и Селенги, а его северное крыло распространяется и на левобережную часть бассейна р. Селенги. Этот прогиб вытянут в восток-северо-восточном направлении. Его длина превышает 300 км, при максимальной ширине в западной части около 160 км. В восточной части его ширина постепенно уменьшается до 30-40 км (рис. 2).

В строении Орхон-Селенгинского прогиба принимают участие терригенные отложения нижнего-среднего карбона и вулканогенно-осадочные образования перми. Средне-верхнетриасовые и юрские отложения, которые сравнительно широко развиты на площади Орхон-Селенгинского прогиба, выполняют ряд самостоятельных мелких тектонических впадин (Орхонскую, Ихэульскую) и грабенцов (Угейнурский и др.), наложенных на позднепалеозойские образования.

Современные представления о стратиграфии, вещественном составе и тектонической структуре верхнепалеозойских отложений Орхон-Селенгинского прогиба возникли в результате исследований Ф.К. Шипулина, А.Х.Иванова, Ю.Я.Петровича, В.А. Боброва, В.А. Ботезату, Н.А. Маринова, М.И. Горина, И.Б.Полищука, но главным образом после работ В.А. Амантова, Л.П. Зоненшайна, В.В. Кележинскас, А.Я. Салтыковского, О. Томуртоого и А.А. Моссаковского (Амантов и др., 1966, 1970, 1976; Амантов, Матросов, 1961; Васильев и др., 1959; Грецкая, Моссаковский, 1969; Зоненшайн, 1972; Маринов, 1957; Моссаковский, 1970, 1973, 1975; Моссаковский и др., 1973; Очиров и др., 1965; Томуртоого, 1965, 1973; Шипулин, 1947).

Фундаментом Орхон-Селенгинского прогиба служат рифейско-нижнекембрийские складчатые комплексы так называемого Тарято-Селенгинского геоклиналильного поднятия ранних каледонид Северной Монголии (Хасин, 1966; Амантов и др., 1967). Эти комплексы представлены на севере - на левобережье р. Селенги (хр. Хучжингин-Нуру) - мигматизированными биотитовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами рифейского возраста и серицит-хлорит-кварцевыми, серицит-хлоритовыми сланцами по порфирирам и туфопесчаникам вендско-нижнекембрийского возраста, на востоке - в междуречье Хара-Гол и Иро-Гол - верхнерифейскими мраморизованными и доломитизированными известняками и мраморами, филлитами, кварцитами и кварцитовидными песчаниками с горизонтами зеленокаменноизмененных диабазов, андезитовых и дацитовых порфиров дарханской свиты и вендско-нижнекембрийскими доломитами и доломитизированными строматолитовыми известняками буралтайской свиты. На западе - в северо-восточных отрогах Хангайского нагорья и на юге - в междуречье Орхона и Толы - фундамент прогиба образован нижнекембрийскими метаморфизованными кварцевыми порфирами и андезито-дацитами с линзовидными телами мраморизованных известняков. Все эти рифейские и нижнекембрийские образования повсеместно смяты в крутые линейные, реже брахиформные складки с северо-восточной или северо-западной ориентировкой осей и прорваны крупными массивами раннепалеозойских (додевонских) лейкокраповых и биотит-роговообманковых порфиroidных гранитов и гранодиоритов.

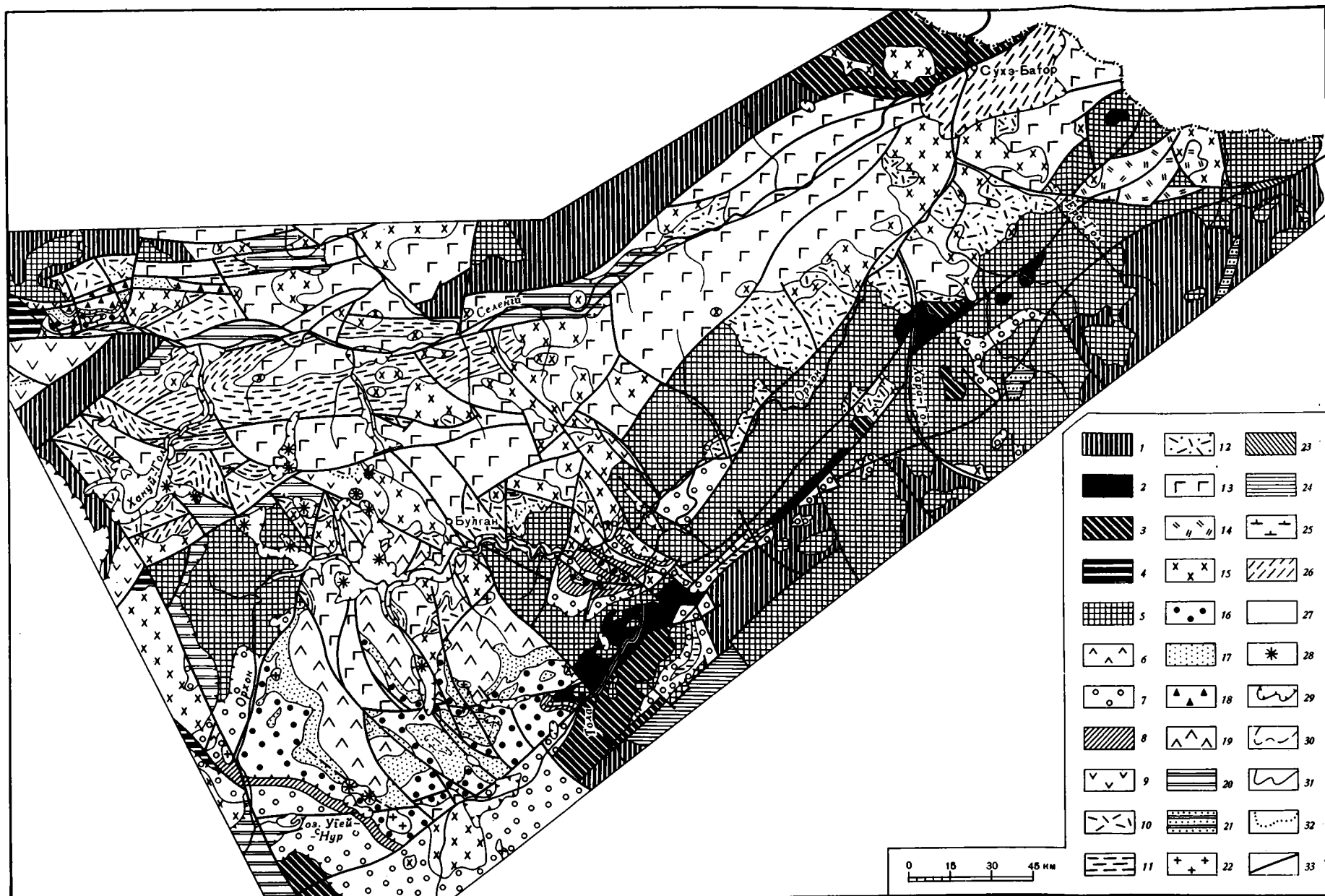


Рис. 2. Структурно-геологическая карта Орхон-Селенгинского прогиба (составили А.А. Моссаковский и О. Томуртоого)

1-6 - породы раннекаледонского складчатого фундамента: 1 - верхнерифейская метаморфическая серия, 2 - вендская вулканогенно-терригенная толща, 3 - вендско-нижнекембрийская вулканогенно-терригенная серия, 4 - нижнекембрийская карбонатно-вулканогенная толща, 5 - раннепалеозойский гранитоидный комплекс, 6 - орогенные вулканогенные образования среднего-верхнего девона; 7-15 - каменноугольно-пермские осадочные и вулканоплутонические образования Орхон-Селенгинского прогиба (7 - терригенные отложения урмугтейульской свиты нижнего карбона, 8 - терригенные отложения аратэлигольской свиты нижне-среднего карбона), 9-14 - континентальные осадочно-вулканогенные образования хануйской серии нижней-верхней перми (9 - породы свиты средних и основных эффузивов нижней перми, 10 - породы свиты кислых эффузивов нижней перми, 11 - породы осадочно-вулканогенной свиты низов верхней перми, 12 - породы свиты кислых и средних эффузивов нижней половины верхней перми, 13 - породы свиты основных эффузивов верхней половины верхней перми, 14 - породы свиты смешанных кислых, средних и основных эффузивов верхней половины верхней перми), 15 - гранитоиды селенгинского интрузивного комплекса;

16-19 - триасово-юрские континентальные осадочные и вулканогенные образования Орхонской и Ихэ-Ульской впадин: 16 - средне-верхнетриасовые терригенные отложения первого седиментационного ритма, 17 - средне-верхнетриасовые терригенные отложения второго седиментационного ритма, 18 - верхнетриасово-нижнеюрские терригенные отложения третьего седиментационного ритма, 19 - верхнетриасово-нижнеюрские осадочно-вулканогенные образования третьего седиментационного ритма; 20-27 - континентальные осадочные, вулканогенные и плутонические образования мезозойско-кайнозойских наложенных структур: 20 - среднеюрские терригенные, местами угленосные отложения сайханобинской свиты, 21 - средне-верхнеюрские терригенные, местами угленосные отложения шарайгольской свиты, 22 - позднеюрские граниты, 23 - верхнеюрско-нижнемеловые континентальные терригенные отложения, 24 - нижнемеловые отложения угленосные, 25 - нижнемеловые базальты, 26 - неоген-четвертичные континентальные терригенные отложения, 27 - неоген-четвертичные долинные базальты. Прочие обозначения: 28 - потухшие вулканы, 29 - базальные горизонты разновозрастных отложений (бергштрихи направлены по падению слоев), 30 - структурные линии, 31 - геологические границы установленные, 32 - геологические границы предполагаемые, 33 - разломы установленные (а) и предполагаемые (б)

В ряде мест (на северном окончании большой излучины р. Толы, в районе озера Тэрхин-Цаган-Нур, западнее сомона Ульдзит, в бассейне р. Хануй-Гол и в других местах) рифейские, вендские и нижнекембрийские складчатые комплексы и прорывающие их гранитоиды с резким несогласием и перерывом перекрыты девонскими кислыми и средними вулканитами и молассами, выполняющими отдельные небольшие разрозненные среднепалеозойские орогенные впадины, только отдельные фрагменты которых сохранились в современной структуре (Филиппова, 1969, а, б).

Каменноугольные и пермские терригенные и вулканогенные образования Орхон-Селенгинского прогиба залегают на породах складчатого фундамента с резким угловым несогласием и после значительного перерыва в осадконакоплении, охватывающего вторую половину кембрия, весь ордовик, силур, а на большей части территории и девон. Они образуют четко выраженный второй структурный этаж, характеризующийся относительно простыми синклиналеобразными формами залегания слоев, осложненными постседиментационными складчато-глыбовыми дислокациями.

СТРАТИГРАФИЯ

В составе верхнепалеозойских отложений, выполняющих Орхон-Селенгинский прогиб, отчетливо выделяются два отличных по составу пород комплекса: нижний, каменноугольный, состоящий из терригенных пород, и верхний, пермский, существенно вулканогенный. Первый из них развит только в южной половине прогиба, второй – преимущественно в его северной половине, что свидетельствует об общей поперечной асимметрии Орхон-Селенгинского прогиба.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Комплекс каменноугольных отложений образован сероцветными конгломератами, песчаниками и алевролитами прибрежно-морского генезиса, которые слагают несколько довольно монотонно построенных толщ. Отдельные вопросы стратиграфии каменноугольных отложений рассматриваемой территории изложены в статьях Ю.Я. Петровича (1963а), Т.А. Грецкой и А.А. Моссаковского (1969), О. Томуртоого (1970), в которых на основании детального изучения стратиграфических разрезов и многочисленных находок ископаемой фауны и флоры устанавливается принадлежность этих отложений к нижнему и, возможно, низам среднего отделов карбона и обосновывается выделение в их составе двух свит: урмугтейульской и аратэлигольской.

Название урмугтейульской свиты предложено в 1964 г. В.А. Бобровым при описании каменноугольных отложений окрестностей горы Урмугтей-Ула, открытых еще в прошлом веке В.А. Обручевым.

Отличительные черты отложений свиты – общая серая и серо-зеленая окраска, преобладающая параллельная слоистость, грубофлишеидный характер чередования слагающих их пород, развитие на плоскостях напластования последних знаков волновой ряби и трещин усыхания, а также частое присутствие богатого комплекса мелководной морской фауны с остатками лепидофитовой флоры.

Главную роль в строении урмугтейульской свиты играют песчаники и алевролиты, резко подчиненную – конгломераты. Из других пород в составе свиты в незначительном количестве отмечаются гравелиты, известняки, яшмы и туфы кислого состава.

Большинство исследователей подразделяло урмугтейульскую свиту на две литологически отличные толщи: нижнюю, конгломератово-песчаниковую, и верхнюю, существенно алевролитовую (Бобров, 1964; Грецкая, Моссаковский, 1969; Филиппова, 1970).

Последующие исследования (Томуртоого, 1973) позволили внести в это традиционное представление поправку. Дело в том, что в пределах практически всех полей развития отложений урмугтейульской свиты, за исключением

Таблица 1

Распределение органических остатков в разрезах урмугтейульской свиты нижнего-среднего карбона Северной Монголии

Под-свита	Бассейн р.Сумэин-Гол	Район сомонного центра Ульдзит	К северу от горы Бус-Ула	Бассейн р.Аратэли-Гол
Верхнеурмугтейульская C ₁₋₂		Брахиподы: <i>Linoproductus kokscharensis</i> (Grob.), <i>L. ex gr. ovatus</i> 3 (Halle), <i>Linoproductus</i> sp., <i>Spiriferina concentrica</i> Jan., <i>Spiriferina</i> sp., <i>Spirifer</i> sp., <i>Torynifer microspinosus</i> Bene-dict., <i>Torynifer</i> sp., <i>Dictyoclostus</i> sp., <i>Plicatifera</i> sp., <i>Chonetes</i> ex gr. <i>schumardanus</i> Kon., <i>Chonetes</i> sp., <i>Dielasma</i> sp. Двухстворчатые моллюски: <i>Streblochonria elcovica</i> Murom., <i>Aviculopecten tenuiconcentricus</i> Jan., <i>A. cf. eskdalensis</i> Hind., <i>Pseudomusium ellipticum</i> (Phill.) T - 3	Брахиподы: <i>Dictyoclostus</i> sp., <i>Acanthospirina aciculifera</i> (Rowley), <i>Spirifer</i> cf. <i>missouriensis</i> Sw., <i>S. tor-nancensis</i> Kon., <i>S. cf. floydensis</i> Well., <i>Dictyoclostus deryptus</i> (Rom), <i>D. cf. magnus</i> M. et W.) Мшанки: <i>Sulcoretepora</i> sp. ex gr. <i>altaica</i> Nekh., <i>Sulcoretepora</i> sp. in-det., <i>Fenestella</i> sp. indet. Лилии: <i>Platycrinus</i> sp. Гастроподы и криноидеи. T - 5	Брахиподы: <i>Chonetes ischimicus kusbassicus</i> Sok., <i>Plicatifera</i> cf. <i>plicatilis</i> (Sow.), <i>Orulganina verchotomica gunbiniana</i> Kottl., <i>Neospirifer profasciger</i> Masl., <i>Torinifer pseudolineatus asiaticus</i> Besn., <i>Tomioopsis mergensis</i> Sok., <i>Punctospirifer concentricus</i> (Jan.), <i>P. acuticostatus</i> (Masl.), <i>Pectospira orchonensis</i> Kottl., <i>Chonotipustula</i> sp., <i>Hustedia radialis</i> (Phill.), <i>Brachispirina zabaicalica</i> Kottl. Пелециподы: <i>Streblochonria obiensis</i> Mur., <i>Pseudomusium ellipticum</i> (Phill.), <i>Pteria</i> (<i>Leiopteria</i>) <i>kotlajarae</i> Mur. T - 8
Нижнеурмугтейульская C ₁	<i>Orthotetis</i> ex gr. <i>kaskaskiensis</i> (Mc Chesney), <i>Cleyot-hyridina</i> cf. <i>expansa</i> (Phillips), <i>Dielasma</i> cf. <i>chouteauensis</i> Weller, <i>Schellwienella</i> cf. <i>rotunda</i> Thomas., <i>Coarctotoechia</i> cf. <i>pleurodon</i> (Phillips). T - 1	Брахиподы: <i>Rugosochonetes illinoisensis</i> (Worthen), <i>Dictyoclostus</i> sp. ex gr., <i>D. multispiniferous</i> Nuis-Wood., <i>Eomarginifera</i> sp., <i>Balakhonia</i> sp., <i>Torynifer</i> cf. <i>lineata</i> (Chao) - 1 p., <i>Orulganina</i> sp. T - 2	Брахиподы: <i>Tomioopsis</i> ? cf. <i>kumpani</i> (Jan.), <i>Neospirifer profasciger</i> (Masl.), <i>Torynifer</i> cf. <i>larini</i> (Zav.), спирифериды типа " <i>Fuzella</i> ", спирифериды, принадлежащие семействам <i>Spiriferidae</i> , <i>Cyrtinidae</i> , <i>Spiriferinidae</i> ; хонетиды, похожие на <i>Rugosochonetes hardensis</i> (Phill.). Гастроподы и криноидеи. T - 4	Брахиподы: <i>Punctospirifer</i> ex gr. <i>enissiensis</i> Lap., <i>Verkhotomica</i> sp., <i>Spirifer</i> ex gr. <i>attenuatus</i> Sow., <i>Chonetes</i> sp., <i>Spirifer</i> sp., T - 7
				Брахиподы: продукты, близкие к <i>Chonotipustula</i> : спирифериды, хонетиды, <i>Rhynchopora</i> sp. Криноидеи и мшанки. T - 6

Таблица 1 (окончание)

Под-свита	Хребет Цэмар-Нуру	Район пос.Чулуту	Район гор Дэль и Бунхан	Гора Урмугтей-Ула
Верхнеурмугтейульская C ₁₋₂				Брахиоподы: <i>Reticularia pseudolineata</i> Hall, <i>R. sp. indet.</i>, <i>Spirifer sp. indet.</i>, <i>S. cf. plenus</i> Hall, <i>S. cf. missouriensis</i> Swall., <i>Spirifer sp.</i>, <i>Dielasma cf. choutonensis</i> Well., <i>Streptorhynchus crenistria</i> Phill., <i>S. ruginosum</i> Hall and Clarke, <i>Pustula sp. indet.</i>, <i>Spiriferina subtexta</i> White., <i>Camarotoechia sp. indet.</i>, <i>Productus sp. indet.</i>, <i>P. crawfordsviellensis</i> Well., <i>Spirifer cf. platynotus</i> Well., <i>Syringothyris sp. indet.</i>, <i>Retzia sp. indet.</i> Мшанки: <i>Fenestella sp. indet.</i>, <i>Polypora sp. indet.</i> Пелециподы: <i>Aviculopecten sp. indet.</i> Т - 13
Нижнеурмугтейульская C ₁	Брахиоподы: <i>Acanthospirina aciculifera</i> (Row.), <i>Spirifer cf. missouriensis</i> Sw., <i>Spirifer sp.</i>, <i>Dictyoclostus deruptus</i> (Row.), <i>D. cf. magnus</i> (M. et W.), <i>Dictyoclostus sp.</i>, <i>Martina sp.</i>, <i>Rhipidomella sp.</i>, <i>Dielasma sp.</i> Мшанки: <i>Sulcoretopora sp. ex gr. altaica</i> Nehk., <i>Fenestella sp. indet.</i> Криноидеи: <i>Stereolasma sp.</i>, <i>Platycrinus sp.</i> Трилобиты. Т-9	Мшанки: <i>Fenestella sp.</i>, <i>Polypora sp.</i>, <i>Fus-tilipora sp.</i>, <i>Rhombopora sp.</i>, <i>Sulcoretopora sp.</i> Т - 10	Мшанки: <i>Fenestella ex gr. donaica</i> (Leb.) var. <i>major</i> Nikif., <i>F. ex gr. compressa</i> Ulr., <i>Fenestella sp.</i>, <i>Polypora cf. biseriata</i> Ulr., <i>Polypora sp.</i>, <i>Sulcoretopora ex gr. dzungarensis</i> Nehk., <i>Sulcoretopora sp.</i>, <i>Pinnatopora sp.</i>, <i>Streblotrypella sp.</i> Брахиоподы: <i>Neospirifer sp.</i> Т - 11	Брахиоподы: <i>Reticularia pseudolineata</i> Hall, <i>Spirifer missouriensis</i> Swall., <i>S. (Tylothyris) sp. indet.</i>, <i>Streptorhynchus crenistria</i> Phill., <i>Camarotoechia sp. indet.</i> Мшанки: <i>Fenestella sp. indet.</i>, <i>Polypora sp. indet.</i> Пелециподы: <i>Aviculopecten sp. indet.</i> Т-12

бассейна р. Аратэли–Гол, среди пород существенно алевролитовой по составу верхней части разрезов данной свиты повсеместно развит изменчивый по мощности (от 10 до 60 м) маркирующий горизонт неотсортированных конгломератов базального типа с хорошо окатанными гальками и валунами гранитоидов, эффузивов (преимущественно кислых) и их туфов, подстилающих песчаников и алевролитов нижней части урмугтейульской свиты, а также пород раннепалеозойского фундамента. На уровне этого же горизонта конгломератов в разрезе урмугтейульской свиты в бассейне р. Аратэли–Гол залегает пачка (мощностью 160 м) грубозернистых песчаников с линзами среднегалечных конгломератов. Этот факт, а также характер распределения комплексов органических остатков в разрезах урмугтейульской свиты (табл. 1) позволяет разделить эту свиту на две подсвиты – нижнеурмугтейульскую и верхнеурмугтейульскую, – каждая из которых отвечает соответствующему седиментационному ритму. За границу между подсвитами следует принять подошву маркирующего горизонта конгломератов базального типа, залегающего среди алевролитов в верхней половине разрезов урмугтейульской свиты. В составе каждой из подсвит можно выделить нижнюю конгломератово–песчаниковую и верхнюю – алевролитовую толщи, представляющие собой основные члены седиментационного ритма.

Нижнеурмугтейульская подсвита повсеместно начинается с четко выраженных базальных конгломератов, залегающих с резким угловым и азимутальным несогласием в одних случаях на метаморфических образованиях верхнего протерозоя и венда – нижнего кембрия, в других – на размытой поверхности раннепалеозойских гранитоидов и в третьих – со стратиграфическим несогласием на девонских вулканитах. Обломочный материал конгломератов в основном автохтонный, но вместе с тем в нем много эффузивов кислого, среднего и реже основного состава, а также их туфов. Роль этих эффузивов в обломочном материале базальных конгломератов нижнеурмугтейульской подсвиты особенно увеличивается в тех разрезах подсвиты, которые расположены в восточной части бассейна р. Орхон.

Базальные конгломераты нижнеурмугтейульской подсвиты, как правило, представляют собой начальный член ее нижней грубообломочной конгломератово–песчаниковой толщи, в строении которой принимают участие также маломощные (до 15–40 м) горизонты внутриформационных конгломератов и чередующиеся с ними пачки (мощностью от 30–40 до 200 м) обычно грубозернистых, часто гравелитистых с "плавающей" мелкой галькой, зеленых и серо–зеленых песчаников полимиктового состава. Нередки маломощные прослои алевролитов с остатками морской фауны. Мощность толщи достигает 600–800 м в ульдзитском, угейнурском и аратэлигольском разрезах, 200–250 м – в окрестностях горы Бус-Ула и районе слияния рек Орхона и Толы (рис. 3), в пределах остальных полей распространения отложений подсвиты она обычно колеблется от 100 до 180 м.

На конгломератово–песчаниковой толще с постепенным переходом залегает песчаниково–алевролитовая толща, образованная частым, местами ритмичным чередованием пачек алевролитов от 15–30 до 150–180 м и песчаников от 5–10 до 80–100 м мощности. Алевролиты зеленые, стальнo–серые, иногда черные, сланцеватые, часто мелкооскольчатые, нередко окремненные, с обильными остатками морской фауны. Песчаники преимущественно средне–тонкозернистые, полимиктовые, с плитчатой отдельностью, местами косослоистые. Мощность толщи обычно составляет 150–300 м; она несколько увеличивается лишь в пределах аратэлигольского (до 400 м) и цзамарского (до 650 м) разрезов. При этом в более западных (ульдзитинском, угейнурском и бусулинском) и более восточных (дэльбунханском и урмугтейульском) разрезах в составе толщи резко доминируют песчаники, тогда как в остальных разрезах – алевролиты.

Верхнеурмугтейульская подсвита по своему строению во многом идентична нижнеурмугтейульской подсвите. Ее нижняя грубообломочная толща начинается, как уже отмечалось, с маркирующего горизонта неотсортированных конгломератов базального типа, весьма похожих по внешнему облику и составу

обломочного и цементирующего материала на базальные конгломераты нижне-урмугтейульской подсвиты; мощность их изменяется от 10 до 60 м. С горизонтом этих конгломератов в большинстве восточных разрезов подсвиты ассоциируют пачки грубозернистых полимиктовых песчаников от 10–30 до 100 м мощностью. На левобережье р. Орхон в породах подсвиты присутствуют остатки морской фауны. Мощность толщи колеблется от 16 до 27 м в районе меридионального течения р. Орхон, в окрестностях горы Бус-Ула в районе слияния рек Орхон и Тола она составляет 60–70 м, а на остальной площади развития отложений подсвиты – в бассейнах рек Тола, Хара-Гол, Иро-Гол – равна 130–170 м.

Верхняя тонкозернистая толща повсеместно представлена более или менее правильным ритмичным чередованием пачек (мощностью от 30–40 до 150–220 м) зеленовато-серых и стально-серых алевролитов и песчаников. По общему облику алевролиты и песчаники этой толщи очень сходны с такими же породами из верхней толщи нижнеурмугтейульской подсвиты. Местами в составе описываемой толщи отмечаются маломощные линзы и прослои конгломератов и гравелитов, а в бассейне р. Аратэли-Гол и в окрестностях горы Урмугтей-Ула, кроме того, – отдельные маломощные (до 5–8 м) пласты известняков.

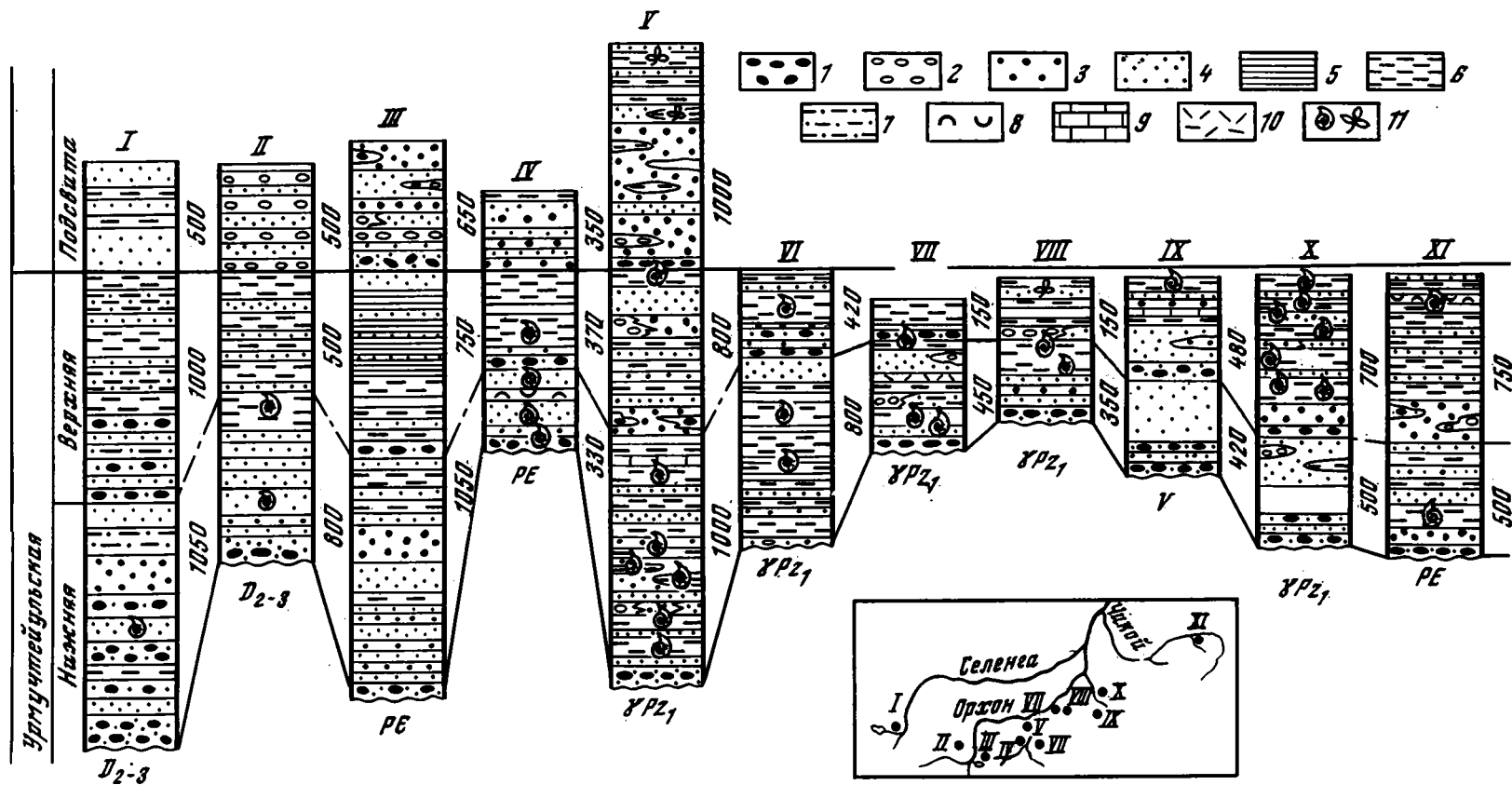
Для алевролитов толщи весьма характерен широко проявленный кливаж. Толща примечательна обильными остатками морской фауны, образующими иногда горизонты ракушечников. Видимая мощность толщи изменяется от 140 до 700 м. Однако в пределах полных разрезов толщи, приуроченных к междуречью Орхона и Толы, мощность ее составляет от 350 до 700 м (рис. 3).

Лучшие стратиграфические разрезы урмугтейульской свиты и ее соотношения с фундаментом Орхон-Селенгинского прогиба были изучены нами в бассейне р. Аратэли-Гол, в междуречье Орхона и Толы.

Урмугтейульская свита с несогласием залегает здесь на размытой и выветрелой поверхности раннепалеозойских лейкократовых порфировидных гранитов, участвуя в строении крупной мульды, разбитой системой разломов на ряд грабен-синклиналей и односторонних грабенов. Разрез этой свиты, описанный на южном склоне горы Онхо-Ула и восточнее, на склонах прилегающих сопков, имеет следующее строение:

Мощность, м

- 1) базальная конгломерато-песчаниковая пачка, образованная серыми валунными конгломератами, переходящими вверх по разрезу в зелено-серые грубозернистые полимиктовые песчаники с рассеянной мелкой "плавающей" галькой гранитов и с линзами мелкогалечных конгломератов; хорошо окатанная галька конгломератов представлена в основном обломками подстилающих гранитов, достигающими в поперечнике в среднем 15–20 см, хотя размеры отдельных валунов достигают 40–50 см; встречаются также обломки эффузивов кислого и среднего состава, но они занимают резко подчиненное положение 130–140
- 2) алевролиты зеленые, темно-зеленые, мелкооскольчатые, содержащие редкую гальку гранитов и темно-серых песчаников, переслаивающиеся с тонкими (10–30 см) прослоями темно-серых мелкозернистых песчаников; в средней части проходит 15-метровый горизонт мелкозернистых песчаников, содержащих единичные валуны розовых гранитов; в алевролитах встречены обломки брахиопод *Chonetipustula*, *Rhynchopora* sp. (сборы О. Томуртоого, определения А.Д. Григорьевой) 95
- 3) песчаники серые и зеленовато-серые, массивные, мелкозернистые, в отдельных прослоях крупнозернистые и косо-слоистые, с мелкой "плавающей" галькой, включающие тонкие прослойки алевролитов 95



4) песчаники серые, средне- и крупнозернистые, косослоистые, с редкими гравийными прослоями	100
5) алевролиты серо-зеленые, сланцеватые, переслаивающиеся с серыми крупнозернистыми полимиктовыми песчаниками и с тонкими (30 см, редко до 5 м) пластами голубовато-серых органогенных известняков; в алевролитах и известняках содержатся остатки брахиопод <i>Punctospirifer ex gr. enisseien-sis</i> Lap., <i>Verkhotomica</i> sp., <i>Spirifer ex gr. attenuatus</i> Sow., <i>Chonetes</i> sp., <i>Spirifer</i> sp., криноидей и мшанок (сборы наши, определения Д.Л. Степанова и Н.Н. Лапиной)	50-55
6) песчаники серые, средне- и крупнозернистые, переходящие в гравийные разности с рассеянной галькой гранитов, песчаников и алевролитов, переслаивающиеся со стальными серыми алевролитами, содержащими остатки мшанок	160
7) алевролиты стальными серые, черные, с прослоями разнозернистых песчаников и мелкогалечных конгломератов в средней части пачки; в алевролитах встречаются остатки флоры и фауны	150
8) алевролиты зеленовато-серые и темно-серые, мелкооскольчатые, в кровле пачки - пепельно-серые, кремневые	70
9) песчаники темно-серые и зеленовато-серые, полимиктовые; крупнозернистые разности чередуются с средне- и мелкозернистыми	110
10) песчаники зеленовато-серые, крупнозернистые до гравийных, в нижней части содержат линзы (до 2 м мощности) среднегалечных конгломератов, а в верхней - маломощные прослои мелкозернистых песчаников и алевролитов	160
11) пачка переслаивания серо-зеленых средне- и мелкозернистых полимиктовых и аркозовых песчаников и серо-зеленых алевролитов; в отдельных прослоях песчаники становятся крупнозернистыми или даже гравийными, содержащими редкую крупную гальку гранитов	270
12) песчаники серые, грубозернистые, гравийные, с "плавающей" гранитной галькой, аркозовые, содержащие пласты и линзы мелкогалечных и среднегалечных (с валунами до 20-25 см) конгломератов с гранитной галькой	135-140

Рис. 3. Схема сопоставления стратиграфических разрезов ниже-среднекаменноугольных отложений Орхон-Селенгинского прогиба и примыкающих территорий

I - район оз. Тэрхин-Цаган-Нур, бассейна р. Сумэйн-Гол (по В.И. Гольденбергу); II - район сомона Ульдзит (по Л.П. Зоненшайну); III - окрестности оз. Угей-Нур (по Ю.Я. Петровичу и О. Томуртогову); IV - район горы Бус-Ула (по О. Томуртогову); V - бассейн р. Аратэли-Гол (по А.А. Моссаковскому, Т.А. Грецкой и О. Томуртогову); VI - хр. Цзамар-Нуру (по О. Томуртогову); VII - район сомона Орхон-Тола (по А. Брлау); VIII - район пос. Чулуту (по Б. Жамбаа и др.); IX - район гор Дэли и Бунхан (по О. Томуртогову); X - район гор Урмугтей-Ула (по В.А. Боброву); XI - бассейн р. Мерген в Юго-Западном Забайкалье (по А.Д. Канишеву).

1 - конгломераты; 2 - гравелиты; 3 - песчаники гравелитистые и грубозернистые; 4 - песчаники крупно-, средне- и мелкозернистые; 5 - глинистые сланцы и аргиллиты; 6 - алевролиты; 7 - песчаные алевролиты; 8 - ракушечники; 9 - известняки органогенные; 10 - лавы и туфы кислого состава; 11 - остатки ископаемой фауны и флоры

На карте-врезке показано расположение стратиграфических разрезов

- 13) песчаники зелено-серые и светло-серые средне- и мелкозернистые, полимиктовые и аркозовые, косослоистые, содержащие прослой алевролитов 125
- 14) алевролиты зеленовато-серые и темно-серые, сланцеватые, с обильными остатками брахиопод *Chonetes ischimicus kusbassicus* Sok., *Plicatifera* cf. *plicatilis* (Sow.), *Orulganina verkhotomica gunbiniana* Kotl., *Neospirifer profasciger* Masl., *Torynifer pseudolineatus asiaticus* Besn., *Tomiopsis mergensis* Sok., *Punctospirifer concentricus* (Jan.), *P. acuticostatus* (Masl.) (сборы наши, определения Г.В. Котляра), пелещипод *Pseudomussium ellipticum* (Phill.), *Pteria* (*Leiopteria*) *kotlajarae* Mur. (определения В.А. Муромцевой), а также мшанок и кораллов 50-60

Мощность урмугтейульской свиты в данном разрезе превышает 1800 м. Пачки 1-9 объединяются в нижнеурмугтейульскую подсвиту, пачки 10-14 - в верхнеурмугтейульскую подсвиту.

На сопках, расположенных к югу и северу от оз. Угей-Нур, по данным Ю.Я. Петровича (1963а) и с дополнениями О. Томуртогоо, наблюдается следующая последовательность напластования пород урмугтейульской свиты (снизу вверх):

Мощность, м

- 1) на метаморфических сланцах рифея - нижнего кембрия с угловым несогласием залегают конгломераты зелено-серые, серые до темно-серых, среднегалечные (размер гальки от 2 до 20 см); галька представлена сланцами, песчаниками и эффузивами кислого состава, реже гранитами; цемент - песчанистый 8
- 2) песчаники серые и темно-серые, полимиктовые, неравномерно-зернистые, массивные 95
- 3) частое переслаивание песчаников серых, полимиктовых, средне- и мелкозернистых 75
- 4) песчаники серые и темно-серые, полимиктовые, разнозернистые, массивные 150
- 5) песчаники серые, крупно-, средне- и мелкозернистые, аркозовые и полимиктовые, иногда кварцитовидные, переслаивающиеся с темно-серыми алевролитами и глинистыми сланцами 275
- 6) песчаники стальнo-серые, средне- и крупнозернистые, полимиктовые, кварцитовидные, массивные 175
- 7) песчаники серые и зелено-серые, содержащие прослой темно-серых алевролитов и глинистых сланцев; встречаются линзы ярколиловых яшмоидов 290

Пачки 1-7 отвечают нижнеурмугтейульской подсвите аратэлигольского разреза. Выше следуют:

Мощность, м

- 8) конгломераты зелено-серые, мелкогалечные, с хорошо окатанной галькой песчаников, сланцев, эффузивов, редко гранитоидов 27
- 9) песчаники серые и зелено-серые, разнозернистые, полимиктовые и аркозовые, находящиеся в частом, иногда ритмичном чередовании с многочисленными прослоями темно-серых алевролитов и глинистых сланцев 350-400
- 10) алевролиты зелено-серые, темно-серые, стальнo-серые, голубовато-серые, кремнистые, в некоторых горизонтах полосчатые, находящиеся в ритмичном переслаивании с тонкими пластями темно-серых мелкозернистых и светло-серых среднезернистых полимиктовых песчаников 500-600

Пачки 8–10 сопоставляются с верхнеурмутейульской подсвитой аратэли-гольского разреза.

Полная мощность урмутейульской свиты составляет в районе оз. Угей-Нур 1200–2000 м.

Почти во всех разрезах в породах урмутейульской свиты на двух стратиграфических уровнях (см. табл. 1) содержатся обильные остатки брахиопод, пелеципод, мшанок, кораллов, криноидей (Сизова, 1935; Петрович, 1963а; Бобров, 1964; Амантов и др., 1966; Грецкая, Моссаковский, 1969; Томуртогоо, 1970).

Анализ распределения в разрезах урмутейульской свиты фаунистических остатков (см. табл. 1, рис. 4) показывает, что нижняя и верхняя ее подсвиты отличаются по фаунистическим комплексам.

К породам нижнеурмутейульской подсвиты в большинстве разрезов приурочен богатый комплекс брахиопод и мшанок, весьма сходный, по мнению изучавших его Г.Н. Фредерикса, Н.Н. Лапиной, Д.Л. Степанова, Г.В. Черняка, О.Ф. Лазуткиной, Л.В. Нехорошевой, Р.С. Елтышевой, В.А. Муромцевой, Т.М. Малич, Т.Г. Сарычевой, А.Д. Григорьевой, Г.В. Котляр и Л.В. Попеко, с фаунистическим комплексом фоминского и верхотомского горизонтов Кузбасса в Алтае–Саянской области, возраст которого без особых возражений считается позднеурнейско–ранневизейским.

Фаунистические остатки встречаются по всему разрезу подсвиты, начиная с горизонта ее базальных конгломератов (например, гора Бус–Ула). В хр. Цаамар–Нуру совместно с некоторыми из этих форм обнаружены раннекарбоновые трилобиты, а в окрестностях горы Урмутей–Ула – отпечатки лепидофитов того же возраста. Кроме того, в последнем районе к породам подсвиты приурочены споры и пыльца некоторых раннекарбоновых растений.

Все это позволяет быть уверенным в верхнетурнейско–нижневизейском возрасте отложений нижнеурмутейульской подсвиты. Фаунистические остатки верхнеурмутейульской подсвиты, по заключению упомянутых выше палеонтологов, близки с фаунистическим комплексом острогской свиты Кузбасса, гутайской,

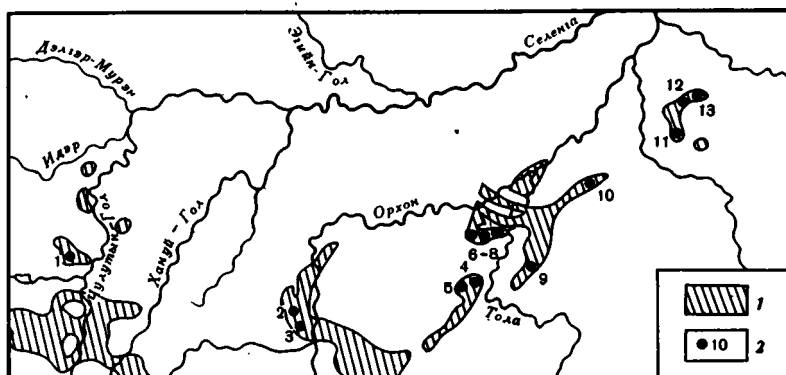


Рис. 4. Схема местонахождений остатков ископаемой фауны в породах нижнего карбона в пределах Орхон–Селенгинского прогиба и прилежащих районов Северной Монголии

1 – современные выходы нижнекаменноугольных отложений; 2 – местонахождение ископаемой фауны и его номер (см. табл. 1)

Органические остатки, собранные В.И. Гольденбергом (1), Л.П. Зоненшайном (2), О. Томуртогоо (3, 4, 11), В.А. Ботезату (5, 9, 10), Т.А. Грецкой и А.А. Моссаковским (6, 7, 8), В.А. Бобровым (12, 13). Палеонтологические определения сделаны: Т.Г. Сарычевой (1,2), А.Д. Григорьевой (3,5,7), Г.Е. Черняк, Л.В. Нехорошевой и Р.С. Елтышевой (4, 9), Г.В. Котляр и В.А. Муромцевой (8), Д.Л. Степановой и Н.Н. Лапиной (6), О.Ф. Лазуткиной (10,11), Е.Е. Павловой (9,11), Т.М. Малич и О.Ф. Лазуткиной (12, 13)

тутхалтуйской и харабашибирской свит Забайкалья, возраст которых рассматривается исследователями в широком хронологическом диапазоне от визе-намура до перми, хотя официально принят как намюрский (острогская свита) или намюрско-башкирский (Грецкая, Моссаковский, 1969; Решения Межведомственного совещания..., 1959; Котляр, Попеко, 1967; Решения коллоквиума..., 1966). Наиболее отчетливо этот комплекс выделяется в трех западных разрезах верхнеурмугтейульской подсвиты: в ульдзитинском, где он приурочен к ее базальному горизонту, в бусулинском и в опорном аратэлигольском.

Нами возраст верхнеурмугтейульской подсвиты принимается как поздневизейско-ранненамюрский. При этом учитывается не только постепенный переход между отложениями ниже- и верхнеурмугтейульской подсвит, но и то, что в отложениях аратэлигольской свиты, согласно надстраивающих разрез верхнеурмугтейульской подсвиты, заключены растительные остатки острогского же флористического комплекса (Грецкая, Моссаковский, 1969). Следует отметить, что такая возрастная датировка верхнеурмугтейульской подсвиты согласуется с представлениями Т.А. Сарычевой, А.Н. Сокольской, Р.Н. Бенедиктовой и некоторых других исследователей о визе-намюрском возрасте острогского фаунистического комплекса.

Название аратэлигольской свиты предложено О. Томуртоого в 1970 г. для "песчаниковой толщи", описанной Т.А. Грецкой и А.А. Моссаковским (1969) в бассейне р. Аратэли-Гол в качестве третьей толщи, венчающей разрез разбитых здесь каменноугольных отложений. В бассейне р. Орхон свита имеет ограниченное распространение. Ее выходы пока установлены лишь в трех районах: в бассейне р. Аратэли-Гол, к северу от оз. Угей-Нур и на левобережье р. Орхон в окрестностях сомонного центра Ульдзит.

Аратэлигольская свита по составу преимущественно песчаниковая. Второе по значению место в ней занимают алевролиты. В виде маломощных горизонтов и линз, реже отдельных пачек, присутствуют конгломераты. По внешнему облику и петрографической характеристике эти породы не отличаются от соответствующих пород урмугтейульской свиты.

Опорный разрез аратэлигольской свиты составлен нами по левобережью р. Аратэли-Гол непосредственно на продолжении разреза верхнеурмугтейульской подсвиты. Начиная с вершинной части небольшой сопки, расположенной в 2,8 км по азимуту 185° от горы Орцог-Ула и далее на север, до родника Сайн-Шанда-булак, вкрест простираения свиты прослеживаются:

Мощность, м

- 1) Песчаники зеленовато-серые крупнозернистые полимиктовые, в основании грубозернистые до гравелистых с редкой "плавающей" мелкой галькой. Присутствуют маломощные (до 0,5-1,5 м) прослои зеленовато-серых алевролитов и среднезернистых песчаников 250
- 2) песчаники зелено-серые, мелкозернистые, местами оливково-зеленые, плотные 40
- 3) песчаники зеленовато-серые, крупнозернистые иногда грубозернистые, с прослоями среднезернистых песчаников, грубоплитчатые 100-200
- 4) конгломераты серые, крупногалечные, с отдельными, до 20 см в поперечнике, хорошо окатанными валунами и грубозернистым песчаным цементом 4
- 5) песчаники зеленовато-серые, грубозернистые, в основании гравелистые, с тонкими прослойками оливково-зеленых алевролитов 200-270
- 6) частое чередование зелено-серых мелко- и среднезернистых песчаников и алевролитов. Алевролиты местами стальнo-серые, кремнеелые; в кровле слоя в зелено-серых алевролитах присутствует обильная флора, представленная *Gardiopleridium* sp., *Asterocalamites* sp., *Caulopteris* sp., *Koretrophyllites* sp., *Chacasopteris concina* Radcz. (сборы наши, определения С.В. Мейена) 350

Мощность свиты в приведенном разрезе – около 1000 м.

Несколько восточнее, в бассейне р. Толы, В.М. Якимов в породах свиты обнаружил еще три точки с остатками *Angaropteridium* ex gr. *abacanum* Radcz., *Angaropteridium* sp., *Angaropteridium* sp. nov., *A. ex gr. mongolicum* sp. nov., *Adiantites* (?) sp., *Lepeophylloides* sp. (определения М.В. Дуранте).

Севернее оз. Угей-Нур аратэлигольская свита выделяется по стратиграфическому положению и литологическому составу. Здесь ей соответствует существенно песчаниковая толща, которая узкой полосой протягивается между выходами пород урмугтейульской свиты на юге и триасовой осадочно-вулканогенной серией на севере. В разрезе свиты, составленном по южному склону сопки с отметкой 1610,7 м, в низах обособляется 200-метровая пачка бурых среднегалечных конгломератов и гравелитов с многочисленными горизонтами зеленовато-серых песчаников. Выше следуют зеленовато-серые и серые разнозернистые песчаники с редкой "плавающей" мелкой галькой. В прослоях тонкозернистых песчаников местами отмечаются отпечатки флоры плохой сохранности. Общая мощность свиты здесь около 650 м.

На левобережье р. Орхон к аратэлигольской свите, по всей вероятности, принадлежит немая грубообломочная толща мощностью около 500 м, надстраивающая отложения урмугтейульской свиты в окрестностях сомонного центра Ульдзит и образованная частым чередованием песчаников и конгломератов.

Приведенное краткое описание показывает, что отложения аратэлигольской свиты заметно отличаются от отложений урмугтейульской свиты как по строению разрезов, так и по пестроте окраски, комплексу органических остатков, частым развитием прослоев и линз конгломератов (роль их увеличивается в западных полях развития отложений этой свиты) и т.д. Все это с несомненностью свидетельствует о регрессивном характере строения аратэлигольской свиты по сравнению с урмугтейульской свитой и накоплении ее первичных осадков в сильно обмелевшем водоеме, сходном с современными озерными бассейнами.

Возраст аратэлигольской свиты с известной долей условности определяется как намюрско-среднекаменноугольный. Имеющиеся в ней растительные остатки, по мнению С.В. Мейена и М.В. Дуранте, типичны для острогской свиты Кузбасса, возраст которой принято считать намюрским (Решения Межведомственного совещания..., 1959).

ПЕРМСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования перми, играющие главную роль в строении Орхон-Селенгинского прогиба, особенно широко развиты в его центральной и северной частях, где занимают обширные поля в междуречье Селенги и Орхона, на правобережье р. Селенги, а также в междуречье Орхона и Толы. Вопросы стратиграфии и вещественного состава этих образований в разные годы изучались С.Н. Алексейчиком, Ф.К. Шипулиным, С.А. Шербаковым, Н.С. Яковенко, Ю.Я. Петровичем, В.А. Ботезату, В.А. Амантовым, Э.В. Михайловым, Л.П. Зоненшайном, В.А. Благонравовым, группой чешских геологов во главе с доктором Краутером. Однако первая более или менее обоснованная стратиграфическая схема пермских образований Орхон-Селенгинского прогиба, основанная на палеофитологических данных, была разработана лишь в самые последние годы (Моссаковский, Томуртоого, 1972, а, б). Эта схема опирается на результаты палеофитологических исследований пермских отложений Монголии (Дуранте, 1971). Созданию этой схемы в значительной степени способствовало также углубленное петрографическое и петрологическое изучение пермских вулканогенных образований Орхон-Селенгинского прогиба и триасовых вулканогенных серий, проведенное В.В. Кепежинским (1971, 1973), И.В. Лучицким (Кепежинский, Лучицкий, 1974) и А.Я. Салтыковским.

Пермские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования создают очень мощную серию пород, которую мы предложили называть хануйской (Моссаковский, Томуртоого, 1972, б) по месту ее наиболее полного стратотипичес-

кого разреза. В этом разрезе серия отчетливо подразделяется на четыре согласно пластующиеся свиты: 1) основных и средних эффузивов, 2) кислых эффузивов; 3) осадочно-вулканогенную, 4) основных эффузивов.

Подобное строение хануйской серии хорошо выдерживается в центральной и северной частях Орхон-Селенгинского прогиба, тогда как в западных, восточных и южных районах намечаются значительные отклонения от этой схемы, вызванные существенными латеральными изменениями состава и строения пермской вулканогенной серии.

Взаимоотношения пермских вулканогенных образований с подстилающими комплексами установлены в северной и центральной частях Орхон-Селенгинского прогиба, где они с резким угловым несогласием покоятся на породах раннекаледонского фундамента и прорывающих его гранитоидных интрузиях. В южной части прогиба (междуречье Орхона и Толы) контакты пермских вулканитов с подстилающими породами нигде не наблюдались, в связи с чем вопрос о характере взаимоотношений пермских и каменноугольных отложений остается до сего времени открытым. Судя по косвенным данным (одинаковые согласные взаимоотношения тех и других с триасовыми отложениями), можно предполагать, что отложения карбона и перми в Орхон-Селенгинском прогибе залегают структурно согласно, несмотря на значительный стратиграфический перерыв между ними, во время которого произошло внедрение позднепермских-раннетриасовых гранитных интрузий.

Свита основных и средних эффузивов

Наиболее нижняя в стратиграфическом разрезе пермских вулканогенных образований свита основных и средних эффузивов образована почти исключительно лавами трахибазальтового, трахиандезитового, реже андезито-базальтового состава. Пирокластические образования того же состава занимают резко подчиненное положение и представлены вулканическими брекчиями и грубыми литокластическими туфами. В основании свиты везде, где обнажается ее подошва, развиты довольно мощные туфо- или лаваконгломераты, в которых обломки подстилающих пород - гнейсов, гранитов, кварцитов, известняков - скреплены вулканическим материалом. Мощность свиты основных и средних эффузивов на основании изучения нескольких полных ее стратиграфических разрезов (на севере прогиба в окрестностях сомона Ихэ-Ула и в его центральной части на правом берегу р. Хануй-Гол и восточнее г. Булган) изменяется от 400 до 1000 м. Внутреннее строение свиты мы покажем на примере разреза, описанного О. Томуртоого в 6 км к северу от сомона Ихэ-Ула, где снизу вверх отмечается следующая последовательность напластования пород:

Мощность, м

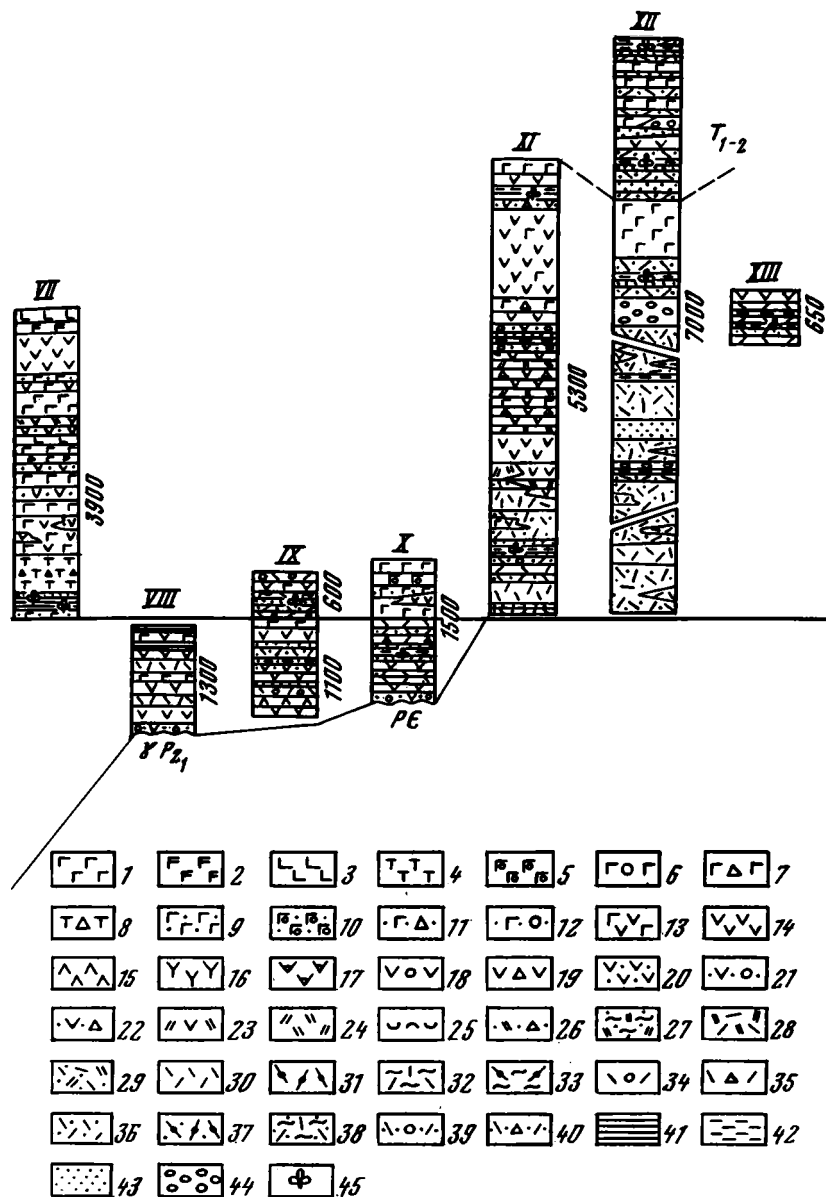
- | | |
|--|---------|
| 1) на кембрийских известняках и темно-серых сланцах с резким угловым несогласием залегает базальная пачка, образованная валунно-галечными туфо- и лаваконгломератами; обломки, окатенные в разной степени, представлены гнейсами, различными эффузивами, сланцами, известняками, мясокрасными лейкократовыми порфиоровидными гранитами; цемент образован лавой или литокристаллокластическими туфами трахиандезитовых порфиритов | 100-400 |
| 2) лавы трахибазальтовых и трахиандезитовых порфиритов темно-серой или лиловой окраски, порфиоровые, с пироксеном и плагиоклазом во вкрапленниках | 70 |
| 3) лавы андезито-базальтов, темно-лиловые, порфиоровые, | 35 |
| 4) лавы трахибазальтовых и трахиандезитовых порфиритов, темно-серые или лиловые, с вкрапленниками пироксена и плагиоклаза, участками миндалекаменные | 160 |
| 5) лавы трахибазальтов, темно-лиловые, перемежающиеся с лавами андезитовых порфиритов | 120 |

	Мощность, м
6) туфы и туфовые брекчии трахиандезитовых порфиритов	7
7) лавы андезитовых порфиритов, темно-серые или лиловые, с вкрапленниками пироксена и плагиоклаза, миндалекаменные, в нижней части пачки содержащие тонкие прослойки красно-бурых мелкозернистых литокластических туфов	100
8) лавы трахибазальтовых и трахиандезитовых порфиритов, темно-серые и лиловые, порфировые, пироксен-плагиоклазовые, с единичными маломощными прослоями вулканических брекчий того же состава	470

Свита кислых эффузивов

Залегающая выше свита кислых эффузивов состоит главным образом из красных и розовато-коричневых лав липаритов и трахилипаритов, перемежающихся с мощными пачками игнимбритов и кислых пепловых туфов. В резко подчиненном количестве в толще присутствуют дацитовые и андезитовые лавы, литокристаллокластические туфы и вулканические брекчии среднего состава. Изредка встречаются маломощные пачки гравелитов, песчаников и туфоалевролитов, в которых на левобережье р. Могойн-Гол встречены остатки флоры *Cordaites* sp., "верхнебалахонского облика", *Rusfloria* ex gr. *poryvaica* Gluch., *R. ex gr. derzavinii* (Neub.) S. Meyen (сборы О. Томуртоого, определения М.В. Дуранте), указывающие на раннепермский возраст вмещающих пород. Мощность свиты кислых эффузивов колеблется в очень широких пределах — от 500 до 3000 м. Наиболее полный разрез свиты составлен В.В. Кележинским к югу от сомона Баян-Агт, на правобережье р. Хануй-Гол, в 6 км к северо-востоку от горы Хусутай-Обо. Снизу вверх здесь наблюдаются:

	Мощность, м
1) розовые и бурые липаритовые и трахилипаритовые пепловые туфы с осколками кристаллов калишпата и кислого плагиоклаза, которые чередуются с туфовыми брекчиями и игнимбритами того же состава; в подчиненном количестве встречаются кислые литокластические туфы, а также горизонты и линзы лейкократовых трахилипаритовых и андезито-дацитовых лав	200
2) трахилипаритовые лавы, коричневые, с розовым оттенком, лейкократовые (изредка встречаются вкрапленники биотита), порфировые (с фенокристаллами калишпата и олигоклаза) или афировые	50
3) дацитовые игнимбритоподобные туфы, содержащие резко подчиненные по мощности (до 10 м) горизонты кирпично-красных дацитовых и трахидацитовых лав, зеленых липаритовых пепловых туфов и туфогенных алевролитов	190
4) трахилипаритовые игнимбриты с тонкими (первые сантиметры) линзовидными включениями кислых лав	100
5) пачка лилово-коричневых трахилипаритовых и темно-серых трахитовых и трахидацитовых лав, порфировых, реже афировых и флюидалных	110
6) липаритовые пепловые туфы, зеленые или почти белые, вверх по разрезу сменяющиеся трахилипаритовыми игнимбритами; отдельные маломощные горизонты среди последних образуют туфовые брекчии и туфы дацитового или трахилипаритового состава	260
7) трахилипаритовые лавы, коричневые, с вкрапленниками калишпата и с единичными горизонтами зеленых грубых туфов того же состава	310
8) розовые и коричневые липаритовые тонкофлюидалные лавы с горизонтом трахилипаритовых лав в средней части пачки	220



он пос. Амархид (по О. Томуртогову); X – окрестности г. Дархан (по О. Томуртогову); XI – бассейн среднего течения р. Иро-Гол (по А.Я. Салтыковскому и Д. Оролмаа); XII, XIII – Юго-Западное Забайкалье: XII – бассейн р. Тамир, тамирская свита (по Ю.В. Комарову), XIII – бассейн р. Алентуй, алентуйская свита (по В.П. Сапожникову и В.И. Сизых)

1 – базальтовые лавы; 2 – базальтовые крупнолейстовые лавы; 3 – трахибазальтовые афировые лавы; 4 – трахибазальтовые порфировые лавы; 5 – базальтовые порфировые миндалекаменные лавы; 6 – базальтовые лавовые конгломераты; 7 – базальтовые лавовые брекчии; 8 – трахибазальтовые лавовые брекчии; 9 – базальтовые туфы массивные; 10 – базальтовые туфы миндалекаменные;

- 9) пачка липаритовых игнимбритов с крупными (до 5 см в длину) обломками подстилающих лав, а также кристаллов кварца, калишпата и плагиоклаза; подчиненное положение в составе пачки занимают горизонты липаритовых туфов и трахилипаритовых лав фельзитового сложения 450
- 10) липаритовые лавы, темно-коричневые, с фенокристаллами кварца, калишпата, олигоклаза, местами тонкофлюидальные. 150
- 11) дацитовые литокластические трахилипаритовые игнимбритоподобные и пепловые туфы с отдельными горизонтами липаритовых фельзитовых лав и трахилипаритовых туфовых брекчий. 200-300
- 12) туфовые брекчий смешанного состава с пепловым цементом и обломками основных и кислых лав и кристаллов полевого шпата; отдельные прослои представлены слоистыми туфами и туфогенными песчаниками 300

Осадочно-вулканогенная свита

Следующая, третья по порядку, осадочно-вулканогенная свита, которая ранее Ю.Я. Петровичем (1963б) выделялась под названием туффитовой свиты, сложена темноокрашенными туфами базальтового состава (грубыми литокластическими и пепловыми), туфопесчаниками и туфоалевролитами, перемежающимися с пачками тонкополосчатых черных, оливково-зеленых и светло-серых пелитоморфных кремнистых пород ("туффитов") с многочисленными покровами и субвулканическими телами миндалекаменных базальтов, долеритов и габбро-диабазов. На отдельных участках большое место в составе толщи занимают туфовые брекчий и туфоконгломераты основного и среднего состава. Благодаря своему общему слоистому облику эта свита служит своеобразным маркирующим горизонтом, приуроченным к средней части разреза пермских вулканогенных образований. Вместе с тем необходимо отметить, что литологический состав свиты и ее мощность подвержены большим изменениям на площади Орхон-Селенгинского прогиба. В краевых частях прогиба вулканогенные породы почти полностью вытесняют терригенные, в связи с чем осадочно-вулканогенная свита постепенно теряет свою самостоятельность и становится трудно отличимой от смежных по разрезу вулканогенных свит. Видимо, этим обстоятельством можно объяснить и резкие колебания ее мощности (рис. 5,6): от 5000 м в

(Окончание подписи к рис. 5)

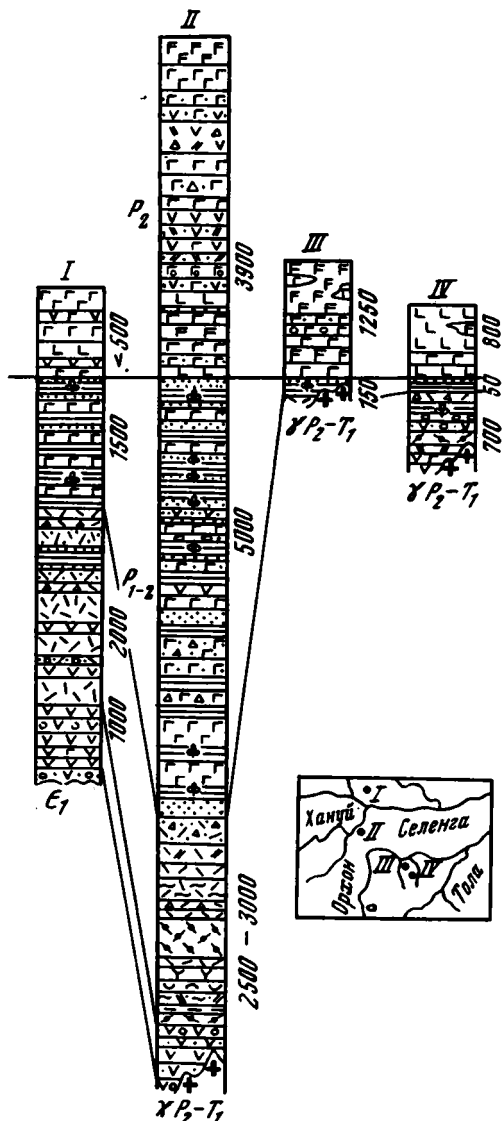
11 - базальтовые туфовые брекчий; 12 - базальтовые туфовые конгломераты; 14 - андезит-базальтовые порфиновые лавы; 13 - андезитовые порфиновые лавы; 15 - андезитовые крупнолейстовые лавы; 16 - трахиандезитовые порфиновые лавы; 17 - андезитовые порфиновые лавы миндалекаменные; 18 - андезитовые лавовые конгломераты; 19 - андезитовые лавовые брекчий; 20 - андезитовые туфы; 21 - андезитовые туфовые конгломераты; 22 - андезитовые туфовые брекчий; 23 - андезито-дацитовые порфиновые лавы; 24 - дацитовые порфиновые лавы; 25 - трахидацитовые порфиновые лавы; 26 - дацитовые туфовые брекчий; 27 - дацитовые игнимбритоподобные туфы; 28 - липарито-дацитовые порфиновые лавы; 29 - липарито-дацитовые туфы; 30 - липаритовые порфиновые лавы; 31 - трахилипаритовые порфиновые лавы; 32 - липаритовые игнимбритоподобные порфиновые лавы; 33 - трахилипаритовые порфиновые лавы игнимбритоподобные; 34 - липаритовые лавовые конгломераты; 35 - липаритовые лавовые брекчий; 36 - липаритовые туфы кремнистые; 37 - трахилипаритовые туфы; 38 - игнимбриты; 39 - липаритовые туфовые конгломераты; 40 - липаритовые туфовые брекчий; 41 - туфоалевролиты кремнистые (туффиты); 42 - алевролиты и туфоалевролиты; 43 - песчаники; 44 - конгломераты; 45 - остатки ископаемой флоры.

На карте-врезке показано расположение стратиграфических разрезов

Рис. 6. Схема сопоставления стратиграфических разрезов пермских образований хануйской серии по линии вкрест простирания Орхон-Селенгинского прогиба

I - район сомона Ихэ-Ула (по О.Томуртоого); II - бассейн нижнего течения р.Хануй-Гол, стратотип (по А.А.Моссаковскому и В.В. Кепежинскому); III - правобережье р.Тэгин-Гол на правобережье р.Орхон (по О.Томуртоого); IV - бассейн р. Могойн-Гол на правобережье р. Орхон (по О.Томуртоого).

Условные обозначения см. на рис. 5



осевой части Орхон-Селенгинского прогиба до 500 м и даже 100 м на его крыльях и до полного выклинивания на западном и восточном его центриклинальных замыканиях, где она замещается разновозрастными эффузивами кислого и среднего состава. Наиболее полный и мощный разрез осадочно-вулканогенной свиты составлен нами в бассейне р. Хануй-Гол, севернее горы Дзун-Орцог-Ула и между горами Хоримтуин-Обо и Баян-Цаган-Ула, где снизу вверх наблюдается следующая последовательность напластования пород:

Мощность, м

- 1) на породах свиты кислых эффузивов залегает пачка черных и зелено-бурых мелкозернистых песчаников с прослоями кремнистых алевролитов и гравелитов 35
- 2) пачка мелкогалечных очень своеобразных пятнистых зелено-розовых и грязно-бурых туфоконгломератов, состоящих из хорошо окатанной мелкой (1-2 см в поперечнике) гальки кислых эффузивов и обломков плагиоклаза, сцементированных туфами основного состава 80

3)	пачка своеобразных черных мелко- и среднезернистых песчаников, слоистых, переполненных обломками кислых эффузивов и переслаивающихся с пластами (30–40 см) черных кремнистых алевролитов; слои гравелитов по составу гальки аналогичны туфоконгломератам; присутствуют явно туфогенные различия песчаников и даже мелкозернистые туфы	130
4)	базальты темно-серые, мелкозернистые, с диабазовой структурой, переходящие вверх по разрезу в комковатые грубые туфы базальтового состава	40
5)	пачка зеленых и черных мелкозернистых тонкоплитчатых песчаников с прослоями черных кремнистых алевролитов (по 5–10 см) и мелкогалечных конгломератов и гравелитов (по 30–40 см); в верхней части пачки появляются несколько 2–3-метровых прослоев мелкогалечных туфоконгломератов основного состава; присутствует горизонт с флорой: <i>Pecopteris</i> ex gr. <i>compta</i> Radcz., <i>Cordaite</i> ex gr. <i>singularis</i> (Neub.) S. Meyen, <i>C. ex gr. kuznetskianus</i> (Gorel.) S. Meyen, <i>C. ex gr. praincisa</i> (Gorel.) S. Meyen, <i>Rufloria</i> sp. nov. 1, <i>Vojnovskya</i> sp. (сборы наши, определения М.В. Дуранте)	75
6)	базальты бурые, зелено-бурые и темно-бурые, диабазового строения, и зернистые зеленые грубые туфы; в нижней и верхней частях пачки преобладают туфы, в средней – лавы; чуть ниже лав расположен горизонт (5–6 м мощности) черных кремнистых слоистых алевролитов	240
7)	кремнистые алевролиты, черные, тонкослоистые, тонкополосчатые, с маломощными (по 20 см) прослоями мелко- и среднезернистых песчаников	60
8)	базальты черные и бурые, зернистые, с мелкими лейстами плагноклаза	70
9)	алевролиты черные, кремнистые, с пластами по 30–40 см мелкозернистых кремневых среднезернистых бурых песчаников и рыжих мелкозернистых песчаников; в рыжих песчаниках встречены остатки <i>Rufloria</i> sp., <i>Cordaite</i> sp. (сборы наши, определения М.В. Дуранте)	60
10)	толща черных и бурых базальтов и диабазов, тонкокристаллических, местами миндалекаменных; в последнем случае они перемежаются с черными плитчатыми туфами и мелкообломочными лаво- и туфобрекчиями базальтового состава . . .	800
11)	кремнистые алевролиты (туффиты), серые, темно-серые, плитчатые, с прослоями мелкозернистых туфов	60
12)	пачка эффузивов – базальты миндалекаменные с обильными миндалинами кварца и кальцита, которые перемежаются с серыми диабазами, содержащими мелкие (0,5–1 мм) вкраплениями светло-серого плагноклаза и темноцветного минерала, а также с черными базальтами, обладающими характерной шаровой отдельностью	130
13)	темно-серые кремнистые алевролиты, тонкоплитчатые . . .	50
14)	черные мелколейстовые базальты, порфировые, с характерными сноповидными кристаллами авгита, содержащие прослои туфов и мелкообломочных туфобрекчий базальтового состава . .	60
15)	темно-серые, участками светло-серые кремнистые алевролиты, неслоистые, с прослоями туфопесчаников средне- и крупнозернистых и тонкими горизонтами диабазов	30–40
16)	темно-серые и черные габбро-диабазы, перемежающиеся с прослоями грубых туфов базальтового состава и тонкими пластами темно-серых кремнистых алевролитов	45–70

17)	кремнистые алевролиты, темно-серые до черных	30-45
18)	мощная пачка туфов базальтового состава, темно-серых, плитчатых и грубых, бурых, зернистых; среди них в виде отдельных горизонтов отмечаются покровы сильно эпидотизированных базальтовых порфиров с редкими лейстами плагиоклаза; встречаются афировые разности базальтов; в верхах пачки среди черных базальтов и их мелкозернистых туфов появляются горизонты светло-серых мелколейстовых сильно эпидотизированных диабазовых порфиров	310
19)	пачка грязно-зелено-бурых туфобрекчий основного состава, в которых в грубом туфовом цементе "закатаны" отдельные крупные (до 50-60 см) глыбы черных базальтов; основная туфовая масса имеет землистый облик и в ней рассеяны мелкие (до 2-3 см) обломки базальтов, среди которых присутствуют афанитовые, а также порфиновые и миндалекаменные разности	180
20)	базальтовые лавобрекчи; состав и размер обломков тот же, что и в туфобрекчиях слоя 19, но цемент лавовый, базальтовый, миндалекаменный	80
21)	туфобрекчи базальтов, аналогичные описанным в слое 9	105
22)	пачка кремнистых алевролитов, черных, зеленых, светло-серых и серых, полосчатых, тонкослоистых, переслаивающихся с тонкими (2-3 см) прослойками грубозернистых и среднезернистых туфопесчаников рыжего, коричневого и красновато-рыжего цвета	75
23)	пачка зеленых мелкозернистых туфов, туфоалевролитов и туфопесчаников мелко- и среднезернистых, тонкоплитчатых, в отдельных слоях тонкополосчатых за счет появления тонких осветленных кремнистых прослоев; в верхах пачки появляются прослойки (по 5 см) черных кремнистых алевролитов	200-210
24)	диабазы амфиболитизированные, черные, зелено-бурые, массивные, крупнозернистые; выше появляются серые порфириты с редкими вкрапленниками плагиоклаза, которые перемежаются с серо-зелеными массивными амфиболитизированными диабазами	240
25)	те же диабазы, темно- и зелено-серые, приобретающие облик амфиболитизированных габбро-диабазов, местами с шаровой отдельностью; характерной особенностью пачки является присутствие в ней тонких (по 6-8 м и менее) пластов кремнистых алевролитов, оливково-зеленых, тонкослоистых, местами полосчатых	90
26)	кремнистые алевролиты, светло-серые, фарфоровидные, слабополосчатые	20-30
27)	базальты и их диабазовые и миндалекаменные (туфовые) разновидности, содержащие тонкие (до 0,5-1 м) прослойки кремнистых светло-серых фарфоровидных алевролитов	60
28)	кремнистые алевролиты, зеленые, светло-серые и голубовато-серые, полосчатые (прослойки по 1,5-2 см), с прослоями туфопесчаников	45
29)	туфы грубые, бурые, основного состава, грубослоистые, литокристаллокластические	50
30)	пачка кремнистых алевролитов, светло-серых, голубовато-серых, полосчатых, с прослоями по 30-50 см грубых туфопесчаников; более плотные разности синевато-серых кремнистых алевролитов слагают очень плотные шаровые конкреции размером от 3-4 до 20-30 см; такие же, но скорлуповидные конкреции образуют и зеленые среднезернистые туфы	140-150

31)	пачка черных и бурых массивных габбро-диабазов; в верхней половине пачки развиты темно-серые литокристаллокластические туфы базальтового состава; в средней части пачки отмечен мало мощный (3-4 м) горизонт кремнистых алевролитов	75-80
32)	кремнистые алевролиты, серые, темно-серые, полосчатые, вверх по разрезу сменяющиеся грязно-зелеными песчаниками, мелкозернистыми, реже среднезернистыми, вулканомиктовыми; среди них отмечаются горизонты (по 0,5 м) грубозернистых зелено-серых вулканомиктовых песчаников, а также тонкие горизонты черных кремнистых алевролитов . . .	65-70
33)	пачка черных габбро-диабазов	60
34)	четко слоистая пачка грязно-бурых, коричневых, зеленовато-бурых туфогенных песчаников, средне- и мелкозернистых, в отдельных горизонтах крупнозернистых; встречаются прослои скорлуповатых туфов; в верхах пачки отмечен горизонт с обильными, но не определенными обрывками листьев кордаитов пермского облика; здесь же отмечен горизонт мало-мощных голубовато-серых мелкозернистых песчаников . . .	270
35)	кремнистые алевролиты черные, плитчатые, слабополосчатые, среди которых содержатся несколько 1-1,5-метровых горизонтов грязно-зелено-бурых грубозернистых туфогенных песчаников	90
36)	пачка черных и буро-черных базальтов и их туфов	30
37)	кремнистые алевролиты черные, зелено-оливковые	60
38)	песчаники зеленые и коричневые, грубо- и среднезернистые, с прослоями мелкозернистых светло-серых песчаников с растительными остатками плохой сохранности	25
39)	кремнистые алевролиты черные, зеленые, местами комковатого строения	70
40)	габбро-диабазы зелено-бурые, черные, массивные	30
41)	кремнистые алевролиты черные, плитчатые, оскольчатые, чередующиеся с зелено-бурыми грубо- и среднезернистыми вулканомиктовыми слоистыми песчаниками; те и другие образуют пачки по 6-8 м мощности	100
42)	габбро-диабазы бурые, аналогичные слою 40	30
43)	чередование черных кремнистых алевролитов и бурых и коричнево-бурых средне- и крупнозернистых вулканомиктовых песчаников, образующих слои по 10-15 м мощности	180
44)	пачка зеленых и буро-зеленых песчаников, в основном мелкозернистых, листоватых, очень тонкослоистых, с остатками флоры; среди них отмечаются подчиненные горизонты (по 2-3 м) грубозернистых песчаников, бурых, массивных и среднезернистых слоистых песчаников с обильными обломками полевого шпата; в нижней части пачки встречены отдельные пласты (3-4 м мощностью) кремнистых черных алевролитов и 20-сантиметровые слои мелкообломочных брекчий, состоящих из мелких (до 0,5-1 см) обломков черных кремнистых алевролитов с песчаным цементом; в верхах пачки присутствует пласт гравелита до 1 м мощностью	250
45)	пачка черных и бурых миндалекаменных базальтов и их литокристаллокластических скорлуповатых туфов	65-70
46)	пачка песчаников и гравелитов; песчаники средне- и крупнозернистые, зеленые, бурые, темно-серые, плотные, тонкослоистые, перемежающиеся с 20-30-сантиметровыми слоями гравелитов и кремнистых алевролитов; доминируют песчаники, в которых отмечены остатки флоры: <i>Rufloria cf. derzavinii</i>	

	Мощность, м
(Neub.) S. Meyen, <i>Cordaites</i> sp. (сборы наши, определения М.В. Дуранте); во второй трети пачки среди песчаников наблюдается слой кремнистых алевролитов, черных, слоистых, затем снова следуют грубые песчаники	220
47) зелено-серые и бурые грубые крупнозернистые песчаники	180

Осадочно-вулканогенная свита выделяется среди остальных свит пермских вулканогенных образований Орхон-Селенгинского прогиба также и тем, что именно к ней приурочена подавляющая масса ископаемых органических остатков пермского возраста. В туфоалевролитах в нижней и верхней частях толщи в бассейне р. Хануй-Гол и в средней части толщи в бассейне р. Харганаин-Гол нами встречен комплекс растительных остатков, представленный отпечатками *Pecopteris* ex gr. *compta* Radcz., *Rufhoria* cf. *intermedia* (Radcz.) S. Meyen, *R.* cf. *derzavini* (Neub.) S. Meyen, *Cordaites* cf. *singularis* (Neub.) S. Meyen, *C.* ex gr. *kuznetskianus* (Gorel.) S. Meyen., *C.* ex gr. *praencica* (Gorel.) S. Meyen, *Vojvovskya* sp. (определения С.В. Мейена и М.В. Дуранте), указывающий на вторую половину ранней перми — низы поздней перми. Следовательно, такой же возраст мы должны принять для осадочно-вулканогенной свиты в западных и центральных районах Орхон-Селенгинского прогиба. Однако восточнее, в бассейне р. Хучжирыйн-Гол, В.В. Кепежинская и А.Я. Салтыковский, а в бассейне р. Урсун-Сэрийн-Гол нами в той же толще обнаружен более молодой верхнепермский флористический комплекс, представленный, по определению М.В. Дуранте, *Cordaites* ex gr. *gracilentia* (Gorel.) S. Meyen, *Cordaites* sp., *Rufhoria* ex gr. *dzerassica* (Gorel.) S. Meyen, *Rufhoria* sp. (с желобками верхнепермского типа), *Grassinervia* sp. (верхнепермского облика), *Lepeophyllum* ex gr. *actaeonelloides* (Gein.) Zal., *Tungussocarpus* ex gr. *tychtensis* (Zal.) Such., *Carpolithes* sp. Все это свидетельствует о том, что осадочно-вулканогенная свита не является в строгом смысле выдержанным стратиграфическим горизонтом, а скорее отражает особенности изменения формационного состава пермских отложений Орхон-Селенгинского прогиба.

Свита основных эффузивов

В Орхон-Селенгинском прогибе свита основных эффузивов занимает самое верхнее положение в разрезе пермских отложений. Она представлена пироксен-плагиоклазовыми базальтами и трахибазальтами, часто миндалекаменными, перемежающимися с мелкообломочными кристаллокластическими туфами и туфовыми брекчиями того же состава. Резко подчиненное положение занимают лавы дацитов, андезитов, трахиандезитов и андезито-базальтов, туфы андезитового и дацитового состава, а также маломощные пачки слоистых туфовых песчаников. Лиловая, вишневая, красная, бурая и черная окраска пород этой свиты отличает ее ярко выраженный пестроцветный облик. Мощность свиты (видимая) изменяется от 1500 до 3900 м. Какие-либо органические остатки в породах свиты не встречены, в связи с чем позднепермский возраст определяется по ее стратиграфическому положению между флористически охарактеризованной нижне-верхнепермской осадочно-вулканогенной свитой и средне-верхнетриасовыми отложениями. Особенности внутреннего строения свиты можно видеть на примере разреза, описанного В.В. Кепежинская на склонах горы Барун-Уру-Ула, южнее сомона Баян-Агт, в котором снизу-вверх следуют:

	Мощность, м
1) базальтовые лавы, туфы и туфовые песчаники, часто перемежающиеся	300
2) базальтовые лавы, афировые, реже порфировые, с фенокристаллами плагиоклаза	200
3) базальтовые лавы, лейкократовые, без вкрапленников цветного минерала, миндалекаменные, обладающие шаровым строением; размер шаров достигает 10-15 см	200

	Мощность, м
4) базальтовые пироксен-плагиоклазовые лавы порфировые, миндалекаменные	150
5) базальтовые пироксен-плагиоклазовые миндалекаменные лавы с отдельными маломощными горизонтами красно-коричневых аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников	120
6) трахибазальтовые лавы, порфировые, миндалекаменные, с фенокристаллами андезина и пироксена	100
7) тонкослоистая пачка чередующихся андезито-базальтовых литокластических базальтовых кристаллокластических мелкообломочных туфов, туфогенных песчаников и базальтовых туфовых брекчий с отдельными покровами (до 20 м) базальтовых миндалекаменных лав	150
8) туфогенные песчаники грязно-зеленые, с отдельными пластиами красноцветных пятнистых базальтовых литокристаллокластических туфов	100
9) дацитовые туфы, пепловые и тонкообломочные, слоистые, частично переотложенные	50
10) андезито-базальтовые лавы с горизонтом базальтовых брекчий в основании	150
11) слоистая пачка туфогенных песчаников и андезито-дацитовых туфов с редкими покровами андезитовых лав	150
12) андезитовые туфы тонкообломочные	100
13) трахиандезитовые лавы с редкими фенокристаллами олигоклаз-андезина	40
14) базальтовые лавы, микропорфировые, с мелкими лейстами андезин-лабрадора; в основании - пачка базальтовых туфов	130
15) трахибазальтовые туфовые брекчий и туфы с горизонтами калиевых афировых трахибазальтовых лав	70
16) базальтовые туфовые брекчий и туфы	200
17) трахибазальтовые лавы, образующие последовательный ряд из миндалекаменных пироксеновых базальтов, калишпатсодержащих роговообманковых трахибазальтов и афировых трахитовых пироксеновых базальтов	200-300
18) андезито-дацитовые туфовые брекчий и слоистые туфы с отдельными горизонтами альбитизированных кварцсодержащих андезито-базальтов	400
19) андезито-базальтовые туфы с подчиненными горизонтами туфовых брекчий	200-300
20) базальтовые пироксеновые лавы с единичными прослоями кремнистых пород и базальтовых туфов	200
21) базальтовые пироксен-плагиоклазовые лавы, местами миндалекаменные с шаровой текстурой	300

Три четверти описанного разреза свиты основных эффузивов сложено породами базальтового состава, среди которых резко преобладают лавы. Примерно 10% объема свиты приходится на андезито-базальты и 20% - на андезиты и андезито-дациты. Осадочные и туфогенно-осадочные породы присутствуют в очень ограниченном количестве.

Рассмотренный выше стратотипический разрез хануйской серии свойствен центральной части Орхон-Селенгинского прогиба, в которой пермские отложения характеризуются особенно большой мощностью и наибольшей стратиграфической полнотой.

По направлению к окраинным частям Орхон-Селенгинского прогиба происходят существенные изменения в строении и составе пермских образований и уменьшается их мощность. Например, при приближении к северному крылу прогиба последовательно сокращаются мощности всех свит хануйской серии, так

что в окрестностях сомонов Ихэ-Ула и Тарятин суммарная мощность хануйской серии не превышает 5000 м против 10000–12000 м в осевой части прогиба (см. рис. 5). Однако состав отдельных свит почти не претерпевает каких-либо изменений по сравнению со стратотипическими разрезами. Еще более значительное сокращение мощности происходит в сторону южного крыла прогиба, в пределах которого, например в бассейнах рек Тэгин-Гол и Могойн-Гол, мощность всего разреза пермских образований едва достигает 3000 м. Сокращение мощности пермских образований сопровождается здесь и некоторым изменением их состава, что прежде всего сказывается в постепенном выклинивании (путем фациального замещения терригенных пород вулканогенными) осадочно-вулканогенной свиты. Мощность последней уменьшается здесь до 100–150 м, т.е. почти в 40–50 раз против ее мощности в стратотипическом разрезе хануйской серии, что несоизмеримо с изменением суммарной мощности пермских образований, сократившейся всего в три-четыре раза.

Однако наиболее значительные изменения состава и мощности пермских образований практически всего разреза отмечаются в продольном, субширотном, направлении – на западном и восточном центриклинальных замыканиях Орхон-Селенгинского прогиба (см. рис. 4).

Так, всего лишь в 50–60 км к западу от р. Хануй-Гол, в районе сомона Цэцэрлиг, строение и состав пермской вулканической серии значительно отличаются от опорного хануйского разреза. Здесь полностью отсутствует нижняя свита основных и средних эффузивов, и на кембрийских эффузивах с резким несогласием и мощным (до 200–300 м) горизонтом базальных валунных конгломератов в основании залегает свита кислых эффузивов до 600 м мощности. Выше, замещая осадочно-вулканогенную свиту, следует мощная (до 2250 м) вулканическая толща смешанного состава, состоящая из нескольких чередующихся пачек, мощностью по несколько сотен метров каждая, средних (трахиандезитовых и андезитовых порфиритов) и кислых (трахилипаритовых и липаритовых лав, лавобрекчий и лавоконгломератов) эффузивов. Севернее, уже на левобережье р. Селенги (к югу от сомона Тосон-Цэнгэл), в составе этой толщи в маломощной пачке туфоалевролитов нами были обнаружены отпечатки *Cordaites* sp. верхнебалахонского облика и *Paracalamites* sp. (определения С.В. Мейена), сопоставимые с флористическим горизонтом, характерным для осадочно-вулканогенной толщи хануйского разреза пермской вулканогенной серии. Верхняя часть разреза представлена толщей основных эффузивов (базальтовых миндалекаменных лав с маломощными горизонтами туфов основного состава), совершенно аналогичной таковой хануйского разреза, но отличающейся сокращенной мощностью, составляющей здесь всего 1000–1100 м. Полная мощность пермской вулканогенной серии здесь около 4000 м.

Еще западнее, в бассейне р. Дод-Харганаин-Гол, левого притока р. Идэр-Гол, пермская вулканогенная серия, по данным В.А. Благонравова, начинается 500-метровой толщей валунно-галечных конгломератов, туфоалевролитов и песчаников с остатками *Rufioria* cf. *minuta* (Radcz.), *S. Meyen*, *Noeggerathiopsis* (*Cordaites*) aff. *gracilentus* (Gorel.) *S. Meyen*, *N. (Cordaites)* cf. *mediocris* (Gorel.) *S. Meyen* (определения С.В. Мейена), относящимися к комплексу позднепермского возраста. Выше лежащая часть разреза состоит из часто переслаивающихся пестроокрашенных туфопесчаников, туфоконгломератов, туфолав и туфов липаритовых порфиров и андезито-дацитовых порфиров, среди которых обособляется 400-метровая пачка андезитовых порфиритов с единичными покровами базальтов. Таким образом, здесь развиты только верхнепермские образования, коррелирующиеся на основании флористических остатков с толщей основных эффузивов центральной части Орхон-Селенгинского прогиба, но коренным образом отличающиеся от нее по составу (кислому и среднему) вулканических пород. Мощность их составляет здесь 1600 м.

Очень похожие изменения претерпевает пермская вулканическая серия и в восточном направлении (см. рис. 4). Так, на восточном центриклинальном замыкании Орхон-Селенгинского прогиба, в районе пос. Амархид (по речкам

Усутай-Гол, Цзубчи-Гол и Ибин-Гол) О. Томуртоого описал разрез пермских вулканических образований, характеризующийся частой перемежаемостью лав и лавобрекчий андезитовых порфиров, игнимбритов, лавобрекчий и лав (флюидальных и массивных) липаритового и трахилипаритового состава. По всему разрезу встречаются маломощные пачки, сложенные кислыми туфами, туфопесчаниками и туфоалевролитами, иногда полосчатыми и кремнистыми, чрезвычайно сходными с таковыми из осадочно-вулканогенной свиты центральной части Орхон-Селенгинского прогиба. Кроме того, в верхней части разреза изредка присутствуют отдельные (30–50 м) горизонты андезито-базальтов и базальтовых порфиров. Мощность пермской вулканогенной серии равна здесь 1100 м. В туфоалевролитах нами обнаружены остатки *Rufioria cf. olzerassica* (Gorel) S. Meyen (определение М.В. Дуранте), характерные для верхнепермских отложений верхней части кузнецкой свиты и илинской подсерии Кузбасса. Следовательно, здесь вулканогенная серия, как и на крайнем западе Орхон-Селенгинского прогиба, имеет позднепермский возраст и существенно кислый состав, резко отличный от состава свиты основных эффузивов центральных частей прогиба, с которой она, судя по флористическим остатками, одновозрастна.

Восточнее в бассейне нижнего течения рек Орхона и Селенги, на участке между р. Бухайн-Гол на западе и р. Иро-Гол на востоке, развит другой (второй) тип разрезов хануйской серии. Разрезы этого типа подразделяются на две свиты: нижнюю кислых эффузивов и верхнюю основных эффузивов.

Наиболее представительный разрез нижней свиты кислых эффузивов вскрыт в окрестностях г. Дархан в горах Долон-Добхуг (правобережье нижнего течения р. Хара-Гол). По данным И.Б. Полищука, В.А. Амантова и дополнительным наблюдениям О. Томуртоого, этот разрез начинается с 70-метрового базального горизонта туфогенных конгломератов и гравелитов с автохтонной галькой, залегающего с резким угловым и азимутальным несогласием на размытой поверхности метаморфических пород дарханской свиты позднего рифея. Выше этого базального горизонта следует частое переслаивание зеленовато- и темно-серых андезитовых массивных, реже миндалекаменных порфировых лав со светло-серыми и розовато-кремовыми кислыми мелколейстовыми массивными лавами и пирокластическими образованиями среднего и кислого состава, а также с маломощными (до 50–60 м) пачками чередующихся зеленовато-серых туфоалевролитов, алевролитов, песчаников и конгломератов. В одной из таких пачек, в районе телецентра г. Дархан, О. Томуртоого были собраны многочисленные остатки *Phyllothea* sp., *Cordaites* ex gr. *singulqris* (Neub.) S. Meyen, *C. cf. kuznetskianus* (Gorel.) S. Meyen, *Cordaites* sp. верхнебалахонского облика, *Cras-sinervia* aff. *kuznetskiana* Neub., *Rufioria* sp., *Nephropsis cf. schmalhauseni* Radcz., *Samaropsis?* ex gr. *khalfini* Such. Мощность свиты – 1000–1200 м.

Породы верхней свиты основных эффузивов слагают обширные поля в бассейне нижнего течения р. Селенги, а также в низовьях рек Орхона, Хара-Гол и Иро-Гол. Свита довольно однообразна и повсеместно сложена пачками черных, темно-бурых, бурых и лиловых базальтовых афировых и средне- крупнолейстовых массивных, местами миндалекаменных лейкократовых лав и перемежающихся с ними маломощных горизонтов туфов и вулканических брекчий базальтового и андезито-базальтового состава. Мощность свиты не менее 1500 м.

Следует отметить, что по строению разрезов две охарактеризованные свиты имеют много общего с соответствующими по составу второй и четвертой свитами стратотипического разреза хануйской серии.

Для крайней северо-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба характерен третий тип разрезов хануйской серии, охватывающий междуречье Иро-Гол и Чикой. Эти разрезы построены очень однообразно и просто. По данным А.Я. Салтыковского и Д. Оролмы, они сложены серыми, сиреневыми, желтовато-серыми и зеленовато-серыми липаритовыми порфирами, слагающими пачки по 150–400 м мощности. В подчиненном количестве развиты андезитовые и трахиандезитовые лавы, обычно окрашенные в серые, лиловато-серые и тем-

но-серые цвета, реже – их лавовые брекчии и туфы. В нижней и средней частях разреза присутствуют туфогенно-осадочные пачки, в состав которых входят находящиеся в частом чередовании горизонты туфов кислого состава, туфопесчаников и туфоалевролитов, а также песчаников. В таких пачках туфогенно-осадочных пород обнаружены: в нижней части разреза – *Phyllothea* cf. *turnaensis* Górel., *Cordaitea* cf. *adleri* (Radcz.) S. Meyen., *C. clercii* Zal., *C. aff. minax* (Górel.) S. Meyen., *C. cf. insignis* (Radcz.) S. Meyen., *C. cf. mediocris* (Górel.) S. Meyen., *Lepeophyllum* ex gr. *actaeonelloides* (Gein.) Zal., *Tungussocarpus* cf. *tychtensis* (Zal.) Such., а в самых верхах разреза *Phyllothea* (?) sp. и *Glottophyllum?* sp. (определения М.В. Дуранте). Мощность разреза – около 400 м.

В настоящее время благодаря открытию в породах хануйской серии многочисленных местонахождений пермской флоры появилась возможность использования палеофитологических данных для целей стратиграфического расчленения этой мощной серии и корреляции ее разнотипных разрезов. Необходимо отметить, что этому особенно способствовали палеоботанические и стратиграфические исследования верхнепалеозойских отложений Монголии, проведенные М.В. Дуранте (1971).

В развитии пермской флористической ассоциации Монголии М.В. Дуранте наметила последовательную смену снизу – вверх трех флористических комплексов: 1) сингулярисо-державиньевого с *Rufhoria derzavini* и *Cordaitea singularis*, характерного для нижней – низов верхней перми и подразделяющегося в свою очередь на: а) подкомплекс с примесью *Rufhoria* ex gr. *theodoris* (нижняя пермь), б) подкомплекс с *Rufhoria* типа *poruyaica* (нижняя пермь), в) подкомплекс с *Rufhoria derzavini* и *tuberculosa* (верхи нижней – низы верхней перми) и г) подкомплекс с *Cordaitea kuznetskianus* (низы верхней перми, по-видимому, не выходящие из уфимского яруса); 2) грациленито-бревифолиевого с *Rufhoria brevifolia* и *Cordaitea gracilentus*, соответствующего середине верхней перми и 3) сульцивных кордаитов с *Cordaitea* ex gr. *clercii* и *Cordaitea* ex gr. *adleri*, отвечающего концу верхней перми.

Применительно к различным типам разрезов хануйской серии эта схема дает возможность определить возраст флористически охарактеризованных свит и на этой основе установить возможные возрастные пределы остальных немых свит этой серии.

Наибольшее количество растительных остатков в хануйской серии приурочено к ее разрезам первого типа (стратотипическим), характеризующимся четырехчленным строением (см. табл. 2, рис. 7). Растительные остатки здесь встречены как в самых верхах свиты кислых эффузивов, так и по всему разрезу осадочно-вулканогенной свиты, т.е. в породах двух средних свит этой серии. Все эти растения относятся к сингулярисо-державиньевому комплексу. Наиболее низкий стратиграфический уровень среди этих растений занимают приуроченные к свите кислых эффузивов *Rufhoria* sp., сходная с *Rufhoria poruyaica* и *Cordaitea* sp. "верхнебалахонского" облика (местонахождение Могойн-Гол) – формы подкомплекса с *Rufhoria* типа *poruyaica*. К следующему двум подкомплексам сингулярисо-державиньевого комплекса, пока не отчленивающимся из-за плохой сохранности материала, относятся растительные остатки, приуроченные к осадочно-вулканогенной свите (местонахождения Айхан-Нур, Хануй-Гол и Харганайн-Гол). Лишь в местонахождении Тэгин-Гол развиты, по-видимому, растительные остатки подкомплекса с *Rufhoria* типа *derzavini* и *tuberculosa*. В то же время, в местонахождении Хучжирийн-Гол, также приуроченном к осадочно-вулканогенной свите, обнаружены остатки растений грациленито-бревифолиевого комплекса.

Все изложенное выше указывает на то, что, во-первых, в разрезах хануйской серии первого типа свита кислых эффузивов относится к нижней перми и, во-вторых, возрастной предел осадочно-вулканогенной свиты на остается постоянным и изменяется от самых низов верхней перми (в бассейне р. Тэгин-Гол на правобережье р. Орхон) до середины верхней перми (в бассейне р. Хучжирийн-Гол) включительно. Исходя из этого и учитывая согласное напластование четырех свит в разрезах хануйской серии первого типа, вполне обоснованно

Таблица 2

Распределение растительных остатков в разрезах перми Северной Монголии

Биостратиграфическая схема перми Монголии		Бассейн р.Дод-Харга- най-Гол (левый приток р.Идэр)	К юго-вос- току от г. Мурэн	Левобережье нижне- го течения р.Идэр	Левобережье р.Се- ленги к западу от оз. Айхан-Нур	Правобережье р.Хануй-Гол	Бассейн р.Харганайн-Гол
Пермь	Комплекс						
Верхняя	верхи	Сульцидных кордаитов с <i>Cordaites</i> ex gr. <i>clercii</i> , <i>C.</i> ex gr. <i>adleri</i>					
	середина	Грациленто-бrevифоли- евый с <i>Rufhoria brevisfo-</i> <i>lia</i> , <i>Cordaites gracilen-</i> <i>tus</i>	<i>Rufhoria</i> cf. <i>minuta</i> (Radcz.) S. Meyen, <i>Noeggerrathio-</i> <i>sis</i> (<i>Cordaites</i>) aff. <i>gra-</i> <i>cilentus</i> Gorel., N. (C.) cf. <i>mediocris</i> Gorel. T-1				
	низы	Подкомплекс с <i>Cordaites kuz-</i> <i>netskianus</i>	<i>Paracalamites</i> sp., <i>Cordaites</i> sp. скорее всего верх- небалахонс- кого облика. T-2	<i>Cordaites</i> sp. верхне- балахонского облика, <i>C.</i> cf. <i>kuznetskianus</i> (Gorel.) S. Meyen, <i>Ru-</i> <i>floria</i> cf. <i>tuberculosa</i> Cluch., <i>Samaropsis</i> aff. <i>triquetaetormis</i> Such. T-3	<i>Rufhoria</i> sp., <i>R.</i> sp. nov. l., <i>Cordaites</i> ex gr. <i>angustifolia</i> (Ne- ub.) S. Meyen, <i>C.</i> ex gr. <i>singularis</i> (Neub.) S. Meyen, <i>Cordaites</i> sp., <i>Rufhoria</i> ex gr. <i>derza-</i> <i>vinii</i> (Neub.) S. Meyen. T-4	<i>Pecopteris</i> ex gr. <i>compta</i> Radcz., <i>Cor-</i> <i>daites</i> ex gr. <i>singularis</i> (Neub.) S. Meyen, <i>C.</i> ex gr. <i>kuznetskianus</i> (Gorel.) S. Meyen, <i>Cor-</i> <i>daites</i> sp., <i>Vojvovs-</i> <i>kya</i> sp., <i>Rufhoria</i> sp. nov. l., <i>R.</i> cf. <i>derzavi-</i> <i>nii</i> (Neub.) <i>Rufhoria</i> - sp. T-5	<i>Pecopteris</i> sp., <i>Rufhoria</i> cf. <i>in-</i> <i>termedia</i> (Roder) S. Meyen, <i>R.</i> cf. <i>derzavinii</i> (Ne- ub.) S. Meyen, <i>Cordaites</i> cf. <i>singularis</i> (Ne- ub.) S. Meyen. T-6
Нижняя	Сингулярно-державиньевый с <i>Rufhoria</i> <i>derzavinii</i> в <i>Cordaites singularis</i>	Подкомплекс с <i>Rufhoria derza-</i> <i>vinii</i> , <i>R. tuber-</i> <i>culosa</i>					
		Подкомплекс с <i>Rufhoria</i> typ. <i>porzvaica</i>					

Таблица 2 (окончание)

Биостратиграфическая схема перми Монголии			Междуречье Тэгин-Гол и Могойн-Гол (право- бережье Орхон)	Бассейн р.Хучжирийн-Гол (правый приток р.Селенги)	Окрест- ности пос. Амархид	Гора Долон-Добхут (район г.Дархан)	Правобережье р.Иро-Гол
Пермь	Комплекс						
Верхняя	верхи	Сутьцинных кордаитов с <i>Cordaites</i> ex gr. <i>clercii</i> , <i>C.</i> ex gr. <i>adleri</i>					<i>Phyllothea</i> cf. <i>turnaensis</i> Gorel., <i>Cordaites</i> cf. <i>ad-</i> <i>leri</i> (Radcz.) S.Meyen, <i>C.</i> <i>clercii</i> Zal., <i>C.</i> aff. <i>minax</i> (Gorel.) S.Meyen, <i>C.</i> cf. <i>insignis</i> (Radcz.) S.Meyen, <i>C.</i> cf. <i>mediocris</i> (Gorel.) S.Meyen, <i>Lepeophyllum</i> ex gr. <i>actaeonelloides</i> (Gein.)
		Грациленто-бrevифоли- евый с <i>Rufhoria brevifo-</i> <i>lia</i> , <i>Cordaites gracilen-</i> <i>tus</i>		<i>Cordaites</i> ex gr. <i>gracilenta</i> (Gorel.) S.Meyen, <i>Cordaites</i> sp., <i>Rufhoria</i> ex gr. <i>olzerassica</i> (Gorel.) S.Meyen, <i>Rufhoria</i> sp., <i>Crassinervia</i> sp., <i>Lepeophyllum</i> ex gr. <i>actaeonelloi-</i> <i>des</i> (Gein) Zal., <i>Tungussocarpus</i> ex gr. <i>tychtensis</i> (Zal.) Such., <i>Car-</i> <i>polithes</i> sp. T-9.	<i>Rufhoria</i> cf. <i>olzerassica</i> (Gorel.) S.Meyen. T-10		Zal., <i>Tungussocarpus</i> cf. <i>tychtensis</i> (Zal.) Such. T-12 <i>Phyllothea</i> (?) sp., <i>Glot-</i> <i>tophyllum</i> ? sp. T-13
	середина	Подкомплекс с <i>Cordaites kuz-</i> <i>netskianus</i>				<i>Phyllothea</i> sp., <i>Cordaites</i> ex gr. <i>singularis</i> (Neub.) S.Meyen, <i>C.</i> cf. <i>kuznetski-</i> <i>anus</i> (Gorel.) S.Meyen, <i>C.</i> sp. верхнебалахонского облика , <i>Crassinervia</i> aff. <i>kuznetskiana</i> Neub., <i>Ruflo-</i> <i>ria</i> sp., <i>Nephropsis</i> cf. <i>schmalhauseni</i> Radcz., <i>Samaropsis</i> (?) ex gr. <i>khal-</i> <i>fini</i> Such. T-11	
		Подкомплекс с <i>Rufhoria derza-</i> <i>vinii</i> , <i>R. tuber-</i> <i>culosa</i>	Обрывки крупных листьев <i>Cordaites</i> sp. - - "верхнебалахонского облика", <i>Rufhoria</i> sp. T-7				
Нижняя	низы	Сингуирико-пержавиньевый с <i>Rufhoria</i> <i>derzavini</i> и <i>Cordaites singularis</i>					
		Подкомплекс с <i>Rufhoria</i> typ. <i>porvaica</i>	<i>Rufhoria</i> ex gr. <i>porvaica</i> , <i>Rufhoria</i> sp., <i>Cordaites</i> sp. T-8				

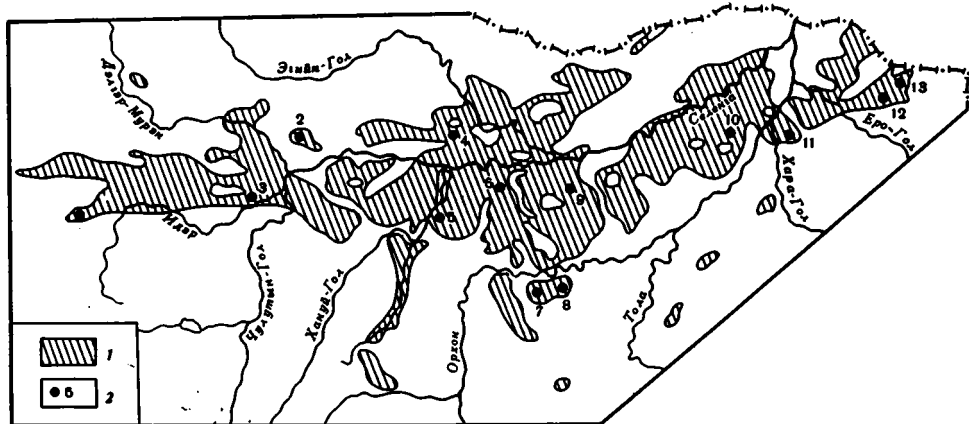


Рис. 7. Схема местонахождений остатков ископаемой флоры в пермских отложениях Орхон-Селенгинского прогиба и примыкающих районов Северной Монголии

1 – современные выходы пермских отложений; 2 – местонахождение флоры и его номер (см. табл. 2). Растительные остатки собраны: В.А. Благонравовым (1), Х. Далилханом (2), А.А. Моссаковским (3, 6), А.А. Моссаковским и О. Томуртоого (5, 10), О. Томуртоого (4, 7, 8, 11), В.В. Кележинским, А.Я. Салтыковским и Д. Оролмой (12, 13). Палеонтологические определения сделаны: С.В. Мейеном (1, 3, 6), М.В. Дуранте (2, 3, 5, 7–13)

можно говорить о пермском возрасте двух остальных немых свит, участвующих в строении этих разрезов. Естественно, что при этом к нижней перми будет отнесена свита основных и средних эффузивов, а к верхней перми – свита основных эффузивов, возрастной объем которой, в соответствии с изменением верхнего возрастного предела нижележащей осадочно-вулканогенной свиты будет варьировать от низов до самых верхов верхней перми. Таким образом, можно считать, что на большей части Орхон-Селенгинского прогиба, характеризующейся четырехчленным строением хануйской серии, возраст последней охватывает всю пермь, хотя не исключена возможность того, что самые низы разреза серии заходят в верхний карбон, как это предполагает, например, М.В. Дуранте (1971). При этом граница между нижним и верхним отделами перми в этих разрезах, видимо, примерно совпадает с подошвой осадочно-вулканогенной свиты.

В более восточных частях Орхон-Селенгинского прогиба хануйская серия, представленная вторым и третьим типами разрезов, охарактеризована значительно меньшим числом местонахождений флоры.

В разрезах второго типа установлены два местонахождения (Дархан и Усун-Сэри-Гол), приуроченные соответственно к низам и верхам разреза свиты кислых эффузивов. Представленные в первом из этих местонахождений растительные остатки относятся к подкомплексам с *Rufloria* типа *derzavini* и *Cordaites kuznetskianus*, а во втором – грациленто-бревифолиевому комплексу, в связи с чем свиту кислых эффузивов здесь можно датировать первой половиной верхней перми. Соответственно, вышележащую свиту основных эффузивов можно отнести ко второй половине верхней перми. Таким образом, в разрезах второго типа возраст хануйской серии ограничивается лишь верхним отделом пермской системы.

К развитой в междуречье Иро-Гол и Чикой свите кислых эффузивов, представляющей здесь третий тип разрезов хануйской серии, известны два местонахождения флоры, из которых первое содержит остатки растений, явно принадлежащих к верхам грациленто-бревифолиевому комплексу и комплексу сульцильных кордаитов, а второе, происходящее из верхов свиты, включает в себя фраг-

Таблица 3

Схема корреляции разрезов хануйской серии

Возраст		Разрезы I типа (междуречье То- лы, Орхона, Се- ленги и Эгыйн-Гол)	Разрезы II типа (бассейны ниж- них течений рек Орхона и Селенги)	Разрезы III типа (междуречье Иро- Гол и Чикой)
		Свита		
P ₂	верхи	4 – основных эффузивов	2 – основных эффузивов	1 – кислых эф- фузивов (с фло- рой)
	середина	3 – осадочно- вулканогенная (с флорой)	1 – кислых эффу- зивов (с флорой)	
	низы			
P ₁		2 – кислых эф- фузивов (с фло- рой) 1 – основных и средних эффузи- вов		

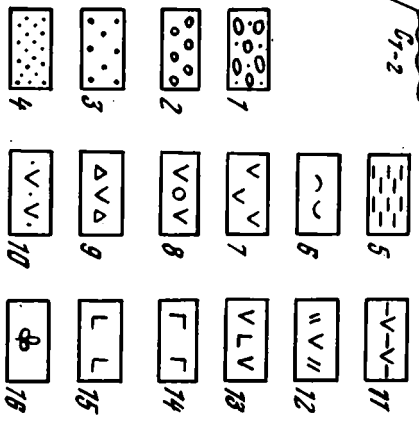
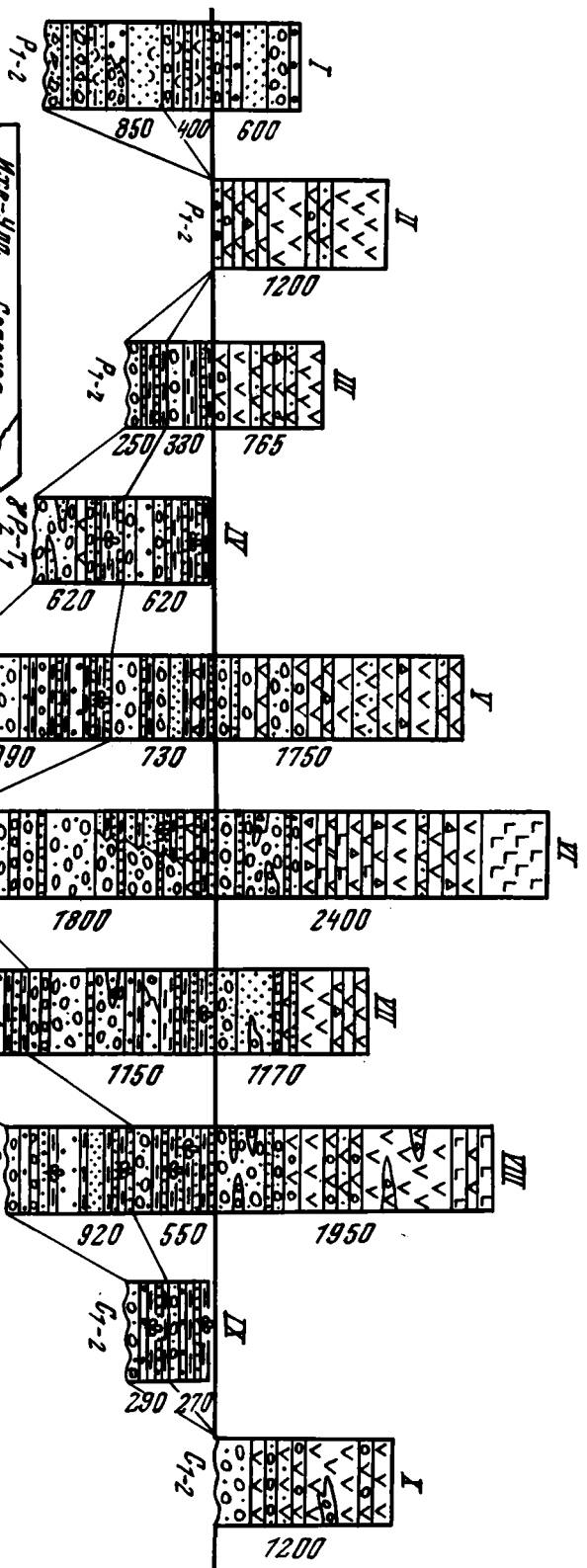
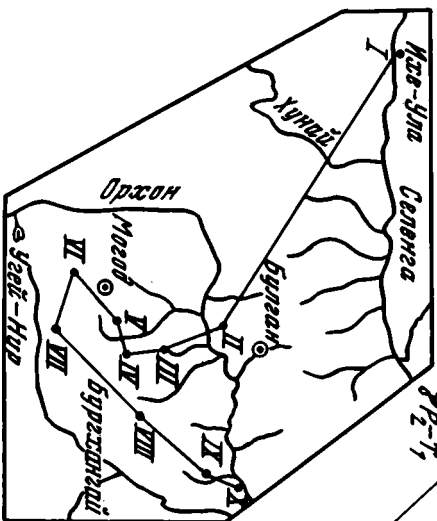
менты растений, похожих одновременно и на *Glottophyllum* (?) sp. и на *Phyllothea* (?) sp. (характерна для конца перми). Тем самым возраст хануйской серии здесь достоверно устанавливается как самые верхи верхней перми (возможно, с переходом в нижний триас в самых верхах разреза).

Таким образом, мы видим, что возрастной объем хануйской серии оказывается различным в разных частях Орхон-Селенгинского прогиба и изменяется от нижне-верхнепермского в западной его части, охватывающей междуречья Тобы, Орхона, Селенги и Эгыйн-Гол, к верхнепермскому в бассейнах нижних течений рек Орхона и Селенги и даже к самым верхам перми в междуречье Иро-Гол и Чикой на крайнем северо-востоке прогиба. Примечательно, что при этом разновозрастными в разных частях прогиба оказываются не литологически однородные свиты, а свиты разного состава. Так, по комплексу растительных остатков устанавливается разновозрастность в хануйской серии, с одной стороны, осадочно-вулканогенной свиты из разрезов первого типа и свиты кислых эффузивов из разрезов второго типа и, с другой, – свиты основных эффузивов из разрезов первого и второго типов и свиты кислых эффузивов из разрезов третьего типа. Следовательно, хануйской серии свойственна значительная изменчивость вещественного состава слагающих пород (и свит) не только в вертикальном направлении, но и по латерали. Тем самым достаточно четко выясняется неправомерность использования при корреляции разрезов этой мощной серии литолого-петрографического критерия. Основанная на палеофитологических данных схема имеет следующий вид (табл. 3).

СРЕДНЕ-, ВЕРХНЕТРИАСОВЫЕ – НИЖНЕЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Триасовые и неотделимые от них нижнеюрские терригенные и вулканогенные образования, развитые в пределах Орхон-Селенгинского прогиба, составляют Орхонскую и Ихэульскую самостоятельные небольшие впадины.

Присутствие триасовых отложений на площади Орхон-Селенгинского прогиба биостратиграфически впервые было обосновано в 1964–1965 гг. почти одно-



временно В.А. Амантовым и Э.В. Михайловым (Маринов, 1967), Т.А. Грецкой и А.А. Моссаковским (1969) и Л.П. Зоненшайном (1967, 1970), хотя условно, по аналогии с прилежащими районами Забайкалья, они были выделены здесь гораздо раньше Н.А. Мариновым (1957).

Взаимоотношения средне-, верхнетриасовых – нижнеюрских отложений Орхонской и Ихэульской впадин и каменноугольных и пермских отложений Орхон-Селенгинского прогиба необычны и требуют специального рассмотрения. Дело в том, что нижнемезозойские отложения залегают со значительным стратиграфическим перерывом на размытой поверхности различных хорошо палеонтологически охарактеризованных горизонтов верхнепалеозойских отложений Орхон-Селенгинского прогиба: на аратэлигольской свите намюра – в бассейне р. Аратэли-Гол (рис. 8) и в районе оз. Угей-Нур; на урмугтейульской свите турне – нижнего намюра – в бассейне р. Харабухайн-Гол; на нижнепермских вулканогенных образованиях и прорывающих их гранитах – в районе к востоку от сомона Хишиг-Ундэр (в южной части прогиба) и восточнее сомона Ихэ-Ула (в его северной части); на осадочно-вулканогенной свите верхов нижней перми – низов верхней перми – в бассейне правых притоков р. Хануй-Гол, восточнее сомона Баян-Агт. Однако во всех перечисленных случаях эти разновозрастные комплексы отложений залегают структурно совершенно согласно, совместно дислоцированы и, следовательно, образуют единый структурный этаж, хотя в историко-геологическом плане они принадлежат различным этапам развития этой территории (Грецкая, Моссаковский, 1969; Томуртоого, 1972). Специфика тектонического развития рассматриваемого района, как и большей части территории Монголии, заключалась в отсутствии складчатых деформаций в период времени между отложением верхнепалеозойских и нижнемезозойских терригенных и вулканогенных образований и в их последующей совместной дислоцированности в середине юрского периода.

Триасовые и нижнеюрские отложения, которые в целом объединены нами в орхонскую серию, четко распадаются на две свиты, связанные постепенными переходами: нижнюю терригенную – абзогскую и верхнюю, в основном, вулканогенную – могодскую (Моссаковский, Томуртоого, 1972, а). Кроме того, в состав орхонской серии включена ихэульская свита, ограниченно развитая на севере Орхон-Селенгинского прогиба.

Абзогская свита

Абзогская свита сложена бурьми и лиловыми полимиктовыми конгломератами, крупно- и среднегалечными, иногда валунными, с гравийно-песчаным цементом, серыми и зелено-серыми полимиктовыми разнозернистыми песчаниками, часто косослоистыми, и черными, темно-серыми или оливково-зелеными

Рис. 8. Схема сопоставления стратиграфических разрезов триасовых отложений Орхон-Селенгинского прогиба

I – район горы Ихэ-Ула на левобережье р. Селенги, ихэульская свита; II-X – бассейн р. Орхон, орхонская серия: II – район горы Дэлгэр-Обо, III – район горы Сул-Ундур, IV – район горы Хишиг-Ундур, V – район горы Цзала-Ула, VI – район горы Дзалану-Ула, VII – район горы Абзог, VIII – окрестности сомона Бурэгхангай, IX – верховье р. Аратэли-Гол, X – низовье р. Аратэли-Гол

1 – конгломераты от среднегалечных до валунных; 2 – конгломераты мелкогалечные и гравелиты; 3 – песчаники крупно- и грубозернистые; 4 – песчаники средне- и мелкозернистые; 5 – алевролиты; 6 – конкреции известковистых песчаников и алевролитов; 7 – андезитовые и трахиандезитовые лавы; 8 – андезитовые лаво- и туфоконгломераты; 9 – андезитовые лаво- и туфобрекчии; 10 – андезитовые туфы; 11 – пепловые туфы, туфогенные песчаники; 12 – андезито-дацитовые лавы; 13 – андезито-базальтовые лавы; 14 – базальтовые лавы; 15 – трахибазальтовые лавы; 16 – остатки ископаемой флоры

тонкослоистыми или скорлуповатыми алевролитами. Для абзогской свиты характерна грубая и крупная ритмичность, выраженная в двукратном чередовании грубообломочных и тонкообломочных толщ по несколько сотен метров мощностью каждая, образующих, таким образом, два крупных седиментационных ритма. Используя эту особенность строения абзогской свиты, можно выделить в ее составе две подсвиты – нижнюю и верхнюю, – каждая из которых состоит из конгломератово-песчаниковой и сменяющей ее вверх по разрезу песчанико-алевролитовой толщ, образующих вместе единый крупный седиментационный ритм.

В обеих подсвитах конгломератово-песчаниковые толщи представлены бурыми и серыми полимиктовыми от среднегалечных до валунных конгломератами с гравийно-песчаным цементом и переслаивающимися с ними серыми и серо-зелеными полимиктовыми грубо- и крупнозернистыми, часто косослоистыми песчаниками, а песчано-алевролитовые толщи – частым чередованием аналогичных по составу и окраске средне- и мелкозернистых песчаников с черными, темно- и зелено-серыми алевролитами.

В основании абзогской свиты повсеместно залегают базальные конгломераты с обломками пород раннекаледонского фундамента, среднепалеозойских кремнистых пород, яшм и песчаников Хангай-Хэнтэйской моногеосинклинали, пермских эффузивов, а также гранитов.

В опорном разрезе, изученном О.Томуртоогоо на юго-восточном склоне горы Абзог-Хайрхан, абзогская свита имеет следующее строение:

Нижняя подсвита	Мощность, м
1) нижняя песчанико-конгломератовая толща, в которой полностью преобладают крупногалечные и валунные конгломераты с хорошо окатанной галькой, состоящей из гранитов, кварцевых порфиров, фельзитов, андезитовых порфиритов, кварцитов, ярко-красных яшмоидов и песчаников; мощность толщи достигает 920 м; в ее составе выделяются три пачки:	
а) пачка базальных темно-серых крупногалечных и валунных конгломератов, залегающих на размытой поверхности пермских эффузивов; в средней и верхней частях пачки присутствуют маломощные (0,3–1,5 м) линзовидные прослои серых мелкозернистых песчаников	350
б) пачка желтовато-серых среднезернистых, участками гравийных песчаников, содержащих прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов	70
в) пачка валунных и крупногалечных конгломератов, аналогичных конгломератам пачки а	500
2) алевролитопесчаниковая толща, главное место в которой занимают песчаники разнозернистые (в основном средне- и мелкозернистые), полимиктовые, содержащие тонкие прослои алевролитов, а также маломощные линзы и прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов; мощность толщи – 320–350 м, она распадается на три пачки:	
а) пачку песчаников темно-серых разнозернистых, с многочисленными прослоями и линзами серых гравелитов и мелкогалечных конгломератов	70
б) пачка переслаивания темно-серых средне- и мелкозернистых песчаников и алевролитов; отмечаются прослои и линзы (до 3–5 м мощности) мелкогалечных конгломератов и гравелитов	80
в) пачка частого переслаивания темно-серых среднезернистых песчаников и бурых мелкогалечных конгломератов; присутствуют маломощные прослои гравелитов, грубозернистых песчаников и алевролитов	170–200

- | | |
|--|-----|
| 3) песчаниково-конгломератовая толща, образованная в основном крупногалечными, местами валунными конгломератами, состоящими из хорошо окатанной гальки кислых и средних эффузивов, песчаников, алевролитов, реже гранитов; в виде маломощных прослоев и линз во всех частях разреза толщи встречаются разнозернистые песчаники | 300 |
| 4) алевролитно-песчаниковая толща, в которой массивные песчаниковые пачки (образованные крупно- и среднезернистыми песчаниками с тонкими горизонтами гравелитов и мелкогалечных конгломератов) чередуются с песчано-алевролитовыми и алевролитовыми пачками тонкослоистого сложения; мощность толщи 650 м, ее образуют снизу вверх: | |
| а) песчаники серые крупно- и среднезернистые, содержащие прослои и линзы серых мелкогалечных конгломератов | 160 |
| б) песчаники серые разнозернистые, содержащие прослои алевролитов, гравелитов и мелкогалечных конгломератов | 130 |
| в) конгломераты серые среднегалечные, с отдельными крупными валунами | 20 |
| г) песчаники серые крупнозернистые с маломощными пластами темно-серых алевролитов и мелкозернистых песчаников, линзы мелкогалечных конгломератов | 140 |
| д) алевролиты темно-серые кремнистые, переслаивающиеся с темно-серыми среднезернистыми песчаниками, иногда тонкослоистыми | 50 |
| е) пачка переслаивания разнозернистых песчаников и тонкопараллельнослоистых алевролитов | 150 |

Полная мощность абзогской свиты в приведенном стратотипическом разрезе достигает 2200 м.

Как нижняя, так и верхняя подсвиты абзогской свиты резко убывают в мощности при движении с юго-запада на северо-восток и север Орхон-Тольского междуречья. Так, мощность нижней подсвиты, составляющая непосредственно к северу от оз. Угей-Нур 2200 м, при приближении к месту слияния рек Орхона и Толы резко уменьшается до 1160 м к югу от горы Абзог, до 920 м к востоку от сомона Бурэг-Хангай и до 290 м в верховьях р. Аратэли-Гол. В названных пунктах мощность верхней подсвиты составляет соответственно 1800, 1350, 560 и 270 м. Еще более резкое уменьшение мощности подсвит абзогской свиты наблюдается при движении из района оз. Угей-Нур на север, по направлению к сомону Хишиг-Ундэр, где мощности нижней и верхней подсвит соответственно достигают в районе горы Цзалату-Ула 1090 и 730 м, в районе горы Хишиг-Ундэр 630 и 620 м и горы Сул-Ундэр — 230 и 330 м. Следует отметить, что еще далее к северу и северо-востоку абзогская свита полностью выклинивается, благодаря чему в долине р. Орхон, на породах хануйской серии перми непосредственно залегают базальные горизонты верхней, могодской, свиты (низовья р. Аратэли-Гол и район горы Дэлгэр-Обо на левобережье р. Орхон).

В настоящее время в отложениях абзогской свиты выявлены около 30 местонахождений ископаемых растительных остатков (наиболее полные сборы сделаны в окрестностях сомонного центра Бурэг-Хангай), приуроченных к песчаниково-алевритовым толщам как нижней, так и верхней ее подсвит, что позволяет довольно точно датировать возраст свиты в целом. Распределение этих местонахождений флоры по подсвитам показано в табл. 4.

Комплекс флористических остатков абзогской свиты с несомненностью указывает на триасовый возраст вмещающих отложений, причем по родовому и видовому составу нет принципиальных отличий между флористическими остатками,

Таблица 4

Распределение растительных остатков в разрезах Абзогской свиты среднего–верхнего триаса Северной Монголии

Под-свита	Гора Оцон–Обо	Севернее оз.Угей–Нур	Севернее горы Абзог	К северу от горы Цэцэгт–Ундур	Гора Цзала–Ула
верхнеабзогская	<i>Neocalamites</i> sp., <i>Cladophlebis</i> sp., <i>C. cf. tchihatchowii</i> Heer., <i>Equisetites</i> sp., <i>Phlebopteris</i> sp., <i>Pitophyllum</i> ex gr. <i>nordenskioldii</i> (Heer.). Сборы Л.П. Зоненшайна, определения В.А.Вахрамеева и Е.Л. Лебедева		Обрывки членистостебельных. Сборы А.А. Моссаковского, определения В.А.Вахрамеева		
нижнеабзогская		<i>Tersiella</i> sp., <i>Nilssonina</i> sp., <i>Cladophlebis</i> sp., <i>Neocalamites</i> sp., <i>Pseudoctenis?</i> sp. Сборы Л.П.Зоненшайна, определения В.А.Вахрамеева и Е.Л.Лебедева		<i>Equisetites</i> sp. Сборы О.Томурто-гоо, определения И.А.Добрускиной	<i>Cladophlebis</i> sp. Сборы А.А.Моссаковского, определения В.А.Вахрамеева

Таблица 4 (окончание)

Под- свита	Гора Хишиг-Ундур	Гора Дэрэ-Обо	Окрестности сомонного центра Бурэг-Хангай	Бассейн р. Аратэли-Гол
верхнеабзоговская	<i>Taeniopteris ensis</i> (Oldh.) Zeiller, "<i>Thinnfeldia</i>" <i>nordenskioldii</i> Nath., <i>Tersiella</i>? sp., <i>Pelourdea</i>? sp. <i>Nilssonsonia</i> cf. <i>decurrens</i> Pryn. Сборы А.А.Моссаковского, определения В.А.Вахрамеева		<i>Czekanowskia rigida</i> Heer., <i>Leptostrobus laxiflora</i> Heer., <i>Leptostrobus</i> sp., "<i>Thinnfeldia</i>" <i>nordenskioldii</i> Nath., <i>Taeniopteris ensis</i> (Oldh.) Zeiller., <i>Taeniopteris</i> sp., <i>Pityophyllum latifolium</i> Tur.-Ket., <i>Neocalamites</i> sp., <i>Pelourdea</i> sp. <i>Pelourdea</i> или <i>Phoenicopsis</i> sp., <i>Tersiella</i> sp., <i>Tersiella</i>? sp., <i>Cladophlebis</i> sp., <i>Sphenozamites</i> sp., <i>Podozamites</i> sp.? <i>Sphenobaiera</i> sp., <i>Carpolithes</i> sp., <i>Scytrophyllum</i>? sp. Сборы А.А.Моссаковского и О.Томурто-гоо, определения В.А.Вахрамеева и И.А.Добрускиной	<i>Cladophlebis</i> cf. <i>ichiimensis</i> Sze., <i>Nilssonsonia</i> sp., <i>Taeniopteris</i> sp., <i>Neocalamites</i> sp., <i>Tersiella</i> sp. Сборы А.А.Моссаковского, определения В.А.Вахрамеева
нижнеабзоговская	<i>Equisetites</i> sp., <i>Cladophlebis shensiensis</i> Pan., <i>Cladophlebis</i> Сборы О.Томурто-гоо, определения И.А.Добрускиной	<i>Neocalamites</i> cf. <i>carcinoides</i> Harris. Сборы А.А.Моссаковского, определения В.А.Вахрамеева	<i>Equisetites arenaceus</i> (Jaeger) Schenk., <i>Neocalamites carrerei</i> (Zeiller) Halle, <i>Neocalamites</i> sp., <i>Nilssonsonia</i> sp., <i>Glossophyllum</i> sp. Сборы А.А.Моссаковского и О.Томурто-гоо, определения В.А.Вахрамеева и И.А.Добрускиной	<i>Danaeopsis</i> sp., "<i>Thinnfeldia</i>" <i>nordenskioldii</i> Nath., <i>Podozamites</i> sp., <i>Cycadocarpidium</i>? sp. Сборы А.А.Моссаковского, определения В.А.Вахрамеева

собранными из нижней и верхней ее подсвит. Однако более конкретная датировка этого флористического комплекса разными исследователями обнаруживает существенное расхождение.

Так, Г.П.Радченко, основываясь на сборах В.А.Амантова, ограничивает возраст этой флоры нижним – средним триасом. При этом он отмечает присутствие в некоторых местонахождениях единичных форм позднепермских кордаитов рода *Noeggerathiopsis*.

Другого мнения придерживаются В.А.Вахрамеев, И.А.Добрускина и Е.Л.Лебедев, определившие сборы Л.П.Зоненшайна, Т.А.Грецкой, А.А.Моссаковского и О.Томуртоого. Опираясь на такие формы, как *Neocalamites cf. carcinoides* и *Neocalamites sp.*, распространенные в триасе, главным образом в поздней и ранней юре, *Czekanowskia* и *Leptostrobus*, известные в основном в позднем триасе, в юре и даже в раннем мелу, *Cladophlebis cf. ichumensis*, свойственный верхнему триасу Китая, *Taeniopteris ensis*, встречающийся в позднем триасе, реже в ранней юре, которые находятся в сочетании с *Tersiella sp.*, распространенной в поздней перми и на протяжении всего триаса, *Nilssonina sp.*, появляющейся с позднего триаса, эти палеоботаники относят весь флористический комплекс ко второй половине триаса.

Разделяя точку зрения В.А.Вахрамеева, И.А.Добрускиной и Е.Л.Лебедева и принимая во внимание наибольшую полноту наших сборов, возраст абзогской свиты мы принимаем как средне- верхнетриасовый.

Могодская свита

Вторая, могодская, свита большей частью сложена вулканогенными породами. В современном эрозионном срезе площади ее распространения тяготеют к более северным районам междуречья Орхона и Толы. Могодская свита обычно залегает согласно с постепенными переходами на породах абзогской свиты, однако на севере и северо-востоке впадины она залегает со стратиграфическим несогласием непосредственно на вулканогенных образованиях перми, прорванных интрузивом гранитов.

В основании могодской свиты располагается 150–400-метровая толща бурых полимиктовых неотсортированных конгломератов, перемежающихся с разнотекстурными песчаниками; она включает многочисленные покровы вулканогенных пород андезитового состава. Цемент конгломератов в одних случаях нормальный осадочный песчано-гравийный, в других – туфогенный. Эта толща, мало отличающаяся от аналогичных конгломератово-песчаниковых толщ абзогской свиты (разве что появляются эпизодические покровы андезитовых пород), начинается третий седиментационный ритм в нижнемезозойских осадочно-вулканогенных образованиях орхонской серии. Мощность ее также закономерно уменьшается при движении по Орхон-Тольскому междуречью с юго-запада на северо-восток, составляя 600 м к северу от оз.Угуй-Нур, 570 м к югу от горы Абзог, 550 м в районе горы Цзаланту-Ула, 20 м в 15 км к северо-востоку от сомона Хишиг-Ундэр и т.д. Следовательно, базальной конгломератовой толще могодской свиты был свойствен тот же характер изменения мощностей, что и для абзогской свиты.

Остальная, большая, часть разреза могодской свиты представлена мощной андезитовой толщей (Моссаковский и др., 1973; Салтыковский, 1973). В ее основании повсеместно присутствует изменяющийся в мощности от 20 до 500 м горизонт крупногалечных лаво- и туфоконгломератов андезитовых порфиритов с покровами лав того же состава. Для этого горизонта местами характерны многочисленные различно окатанные крупные валуны, достигающие в поперечнике 0,5–1 м (к северу от сомона Бурэг-Хангай). Выше следуют незакономерно чередующиеся бурые и лиловые андезитовые лавы, грубообломочные вулканические брекчии с автохтонным обломочным материалом и главным образом литокластические туфы того же состава. Лавы обычно хорошо раскристаллизованные, преимущественно порфировые, массивные, часто миндалекаменные. Порфировые выделения в них представлены андезином и авгитом, реже оливи-

ном или роговой обманкой. Для основной массы лав наиболее типичны гиалопидитовая и интерсертальная структуры. Среди аксессуарных минералов наиболее часто отмечаются магнетит и апатит. Вторичные изменения лав выражены в соссюритизации и эпидотизации фенокристаллов плагиоклаза и хлоритизации основной массы. Миндалины обычно выполнены агрегатами хлорита, реже агрегатами эпидота. По петрохимической характеристике описываемые лавы относятся к трахиандезитовому типу пород щелочно-известковой серии. В наиболее полных разрезах могодской свиты в верхах андезитовой толщи заметное развитие получают трахибазальты, образующие отдельные довольно крупные пачки мощностью до 500 м. Неполная видимая мощность могодской свиты изменяется от 1000 до 1800 м.

Возраст могодской свиты в связи с отсутствием в ней органических остатков удовлетворительной сохранности определяется условно как верхнетриасово-нижнеюрский ввиду ее стратиграфического положения в едином разрезе выше поздне триасовой абзогской свиты, с которой она связана постепенным переходом, и на основе того, что в среднеюрское время в бассейне р. Орхон уже накапливались резко отличающиеся терригенные угленосные отложения (Маринков, Петрович, 1964).

Ихэульская свита

В эту свиту нами впервые выделяются континентальные терригенные отложения, развитые в окрестностях горы Ихэ-Ула на левом берегу р. Селенги. Ихэульская свита, как и абзогская свита междуречья Орхона и Толы, характеризуется ярко выраженным грубым ритмичным строением. Имеются, однако, и отличия, определяющие специфику ихэульской свиты. К ним относятся более пестрая окраска свиты в целом, наличие в ее песчаниково-алевролитовой толще многочисленных сингенетических конкреций известковистых алевролитов и песчаников, а также слабая окатанность обломочного материала базальных и внутриформационных конгломератов, особенно в нижней части разреза свиты.

Следует отметить, что базальные конгломераты ихэульской свиты залегают на размытой поверхности различных по возрасту образований. Так, на южном склоне горы Ихэ-Ула, вблизи устья р. Ихэ-Саралджин-Гол они со стратиграфическим несогласием залегают на основных и кислых эффузивах хануйской серии, относящихся к нижней перми, а несколько западнее и восточнее подстилается верхнепермскими мясо-красными и розовато-серыми лейкократовыми гранитами, содержащими ксенолиты пермских лилово-серых пироксен-плагиоклазовых андезитовых мелкозернистых порфиритов.

Наиболее полно отложения ихэульской свиты представлены в горах Ихэ-Ула и Хундэлэн-Ула. Кроме того, породы свиты получили развитие в узких тектонических блоках, прослеживающихся к северу от Мурунского тракта, а также на левобережье р. Цзулгету-Гол, к юго-западу от урочища Шибэртун-Тала.

Ихэульская свита изучена сравнительно слабо. Единственный ее послойный разрез составлен О. Томуртоого по бортам долины р. Ихэ-Саралджин-Гол. В нем участвуют:

Мощность, м

- 1) конгломератово-песчаниковая толща, состоящая из бурых и зеленовато-серых галечно-валунных базальных конгломератов и крупнообломочных конглобрекций; в обломочном материале конгломератов и конглобрекций преобладают различные граниты и эффузивы, а также кварциты; в средней части толщи присутствует 70-метровая пачка зеленовато-серых крупнозернистых песчаников 300-400
- 2) песчаниково-алевролитовая толща, образованная частой перемежаемостью пачек зеленовато-темно-серых крупно- и грубозернистых песчаников, реже гравелитов и мелкозер-

- нистых конгломератов с пачками чередующихся зеленовато-серых средне- и мелкозернистых песчаников и темно-серых до черных алевролитов, местами сильно рассланцованных; мощность пачек как грубозернистых пород, так и чередующихся песчаников и алевролитов колеблется от 20-30 до 80-100 м; на плоскостях напластования песчаников местами наблюдаются волноприбойные знаки ряби; к пачкам тонкозернистых пород часто приурочены многочисленные сингенетические конкреции черных известковистых песчаников и алевролитов 470-500
- 3) конгломератовая толща, представленная темно-серыми крупногалечными неотсортированными конгломератами с обломками различных эффузивов и гранитов; имеются отдельные валуны размером до 15-20 см в поперечнике 30-50
- 4) характерная "желтоцветная" толща, сложенная часто чередующимися желтовато-серыми на выветрелой поверхности и темно-серыми и черными на свежем изломе алевролитами и разнозернистыми песчаниками; алевролиты кливажированы, местами имеют скорлуповатую отдельность, в них отчетливо выражены трещины усыхания и знаки волновой ряби; они обычно образуют слои до 5-10, реже 30-50 м мощностью, иногда содержат обугленные остатки растений; песчаники более плотные имеют в толще несколько подчиненное значение и в большинстве случаев встречаются в виде маломощных прослоев, реже слагают отдельные слои до 15-20 м мощностью; отдельные горизонты песчаников и алевролитов окрашены в бурый цвет; имеются довольно многочисленные конкреции известковистых песчаников и алевролитов 300-500
- 5) "буроцветная" толща, образованная часто переслаивающимися песчаниковыми пачками и горизонтами конгломератов и гравелитов; породы окрашены в бурый, реже зеленовато-темно-серый цвет; песчаники - от гравелистых до мелкозернистых, часто косослоистые; пачки песчаников имеют мощность от 20-30 до 50-60 м, реже 150-200 м и содержат тонкие прослойки алевролитов; конгломераты обычно мелкогалечные, переходящие в гравелиты с песчано-гравийным цементом; горизонты конгломератов и гравелитов имеют мощность до первых десятков метров и только в одном районе, на левобережье р. Цзулгэту-Гол, к востоку от горы Хун Дэлэн-Ихэ-Ула, отмечалась пачка галечно-валунных конгломератов с прослоями песчаников и гравелитов, достигающая приблизительно 80-100 м мощности; в составе обломочного материала конгломератов доминируют эффузивы и верхнепермские граниты 500-700

Общая мощность ихэульской свиты в приведенном разрезе - 1500-1700 м.

Возраст ихэульской свиты в настоящее время может быть довольно уверенно определен как триас - юра. Это связано с тем, что отложения свиты не-согласно налегают на пермские эффузивы хануйской серии и прорывающие их граниты и в то же время содержат фрагменты хвойных *Brachyphyllum* sp. и *Radiophyllum* sp. (сборы А.А. Моссаковского, определения В.А. Вахрамеева), представители которых, хотя и отмечались в поздней перми, но главное распространение получили в триасе и юре. Возраст ихэульской свиты мы принимаем как поздне триасово-раннеюрский.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Для верхнепалеозойских отложений Северной Монголии характерен ярко выраженный германотипный стиль тектонических дислокаций и современного структурного плана, обусловленный ведущей ролью разрывных нарушений. Это нашло отражение, во-первых, в сложной угловатой, близкой к треугольной современной конфигурации Орхон-Селенгинского прогиба, ограниченного многочисленными, различным образом сочленяющимися, крупными и мелкими разломами северо-западного, северо-восточного и субширотного простирания (Орхонским и рядом мелких разрывов на западе, Харабухайнгольским, Цзамарским и Баянгольским на юге и юго-востоке, Селенгинским, Тарьялингским и некоторыми другими на севере); во-вторых, разломы обусловили весьма своеобразную мозаичную глыбовую структуру Орхон-Селенгинского прогиба, при которой каждая крупная глыба отличается от соседних особенностями своего внутреннего строения и размахом вертикальных перемещений.

В связи с этим, в современной структуре Орхон-Селенгинского прогиба удается выделить четыре крупных глыбовых зоны: северную, центральную, южную и восточную (рис. 9).

Северная глыбовая зона прослеживается на левобережье р. Селенги, к северу от Селенгинского разлома, между окрестностями сомонного центра Ихэ-Ула на западе и хр. Бутулин-Нуру на востоке. Протяженность зоны на исследованной территории Орхон-Селенгинского прогиба достигает 180 км, ширина ее - около 50 км. Она состоит из нескольких субширотных продольных

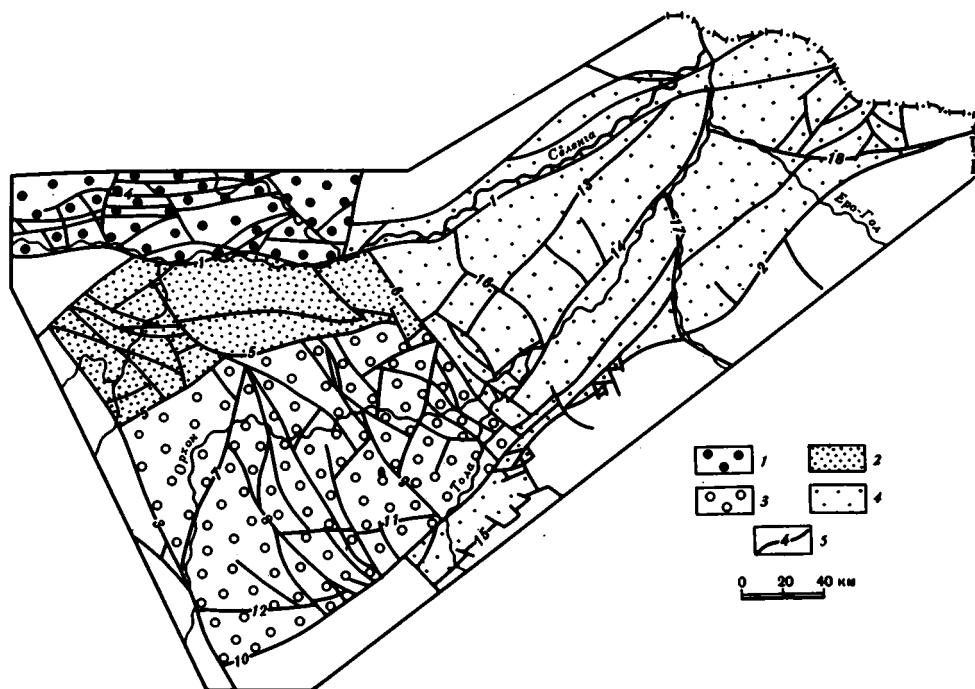


Рис. 9. Схема глыбовых зон Орхон-Селенгинского прогиба (составил О.Томуртоого)

1 - Северная глыбовая зона; 2 - Центральная глыбовая зона; 3 - Южная глыбовая зона; 4 - Восточная глыбовая зона; 5 - разломы (1 - Селенгинский, 2 - Баянгольский, 3 - Орхонский, 4 - Тарьялингский, 5 - Бугутский, 6 - Бухайнгольский, 7 - Могодский, 8 - Абзогский, 9 - Тахилантугольский, 10 - Харабухайнгольский, 11 - Бурэгхангайский, 12 - Угейнурский, 13 - Амархидский, 14 - Орхон-Тольский, 15 - Цзамарский, 16 - Хангалский, 17 - Харагольский, 18 - Ирогольский)

- нистых конгломератов с пачками чередующихся зеленовато-серых средне- и мелкозернистых песчаников и темно-серых до черных алевролитов, местами сильно рассланцованных; мощность пачек как грубозернистых пород, так и чередующихся песчаников и алевролитов колеблется от 20–30 до 80–100 м; на плоскостях напластования песчаников местами наблюдаются волноприбойные знаки ряби; к пачкам тонкозернистых пород часто приурочены многочисленные сингенетические конкреции черных известковистых песчаников и алевролитов 470–500
- 3) конгломератовая толща, представленная темно-серыми крупногалечными неотсортированными конгломератами с обломками различных эффузивов и гранитов; имеются отдельные валуны размером до 15–20 см в поперечнике 30–50
- 4) характерная "желтоцветная" толща, сложенная часто чередующимися желтовато-серыми на выветрелой поверхности и темно-серыми и черными на свежем изломе алевролитами и разнозернистыми песчаниками; алевролиты кливажированы, местами имеют скорлуповатую отдельность, в них отчетливо выражены трещины усыхания и знаки волновой ряби; они обычно образуют слои до 5–10, реже 30–50 м мощностью, иногда содержат обугленные остатки растений; песчаники более плотные имеют в толще несколько подчиненное значение и в большинстве случаев встречаются в виде маломощных прослоев, реже слагают отдельные слои до 15–20 м мощностью; отдельные горизонты песчаников и алевролитов окрашены в бурый цвет; имеются довольно многочисленные конкреции известковистых песчаников и алевролитов 300–500
- 5) "буроцветная" толща, образованная часто переслаивающимися песчаниковыми пачками и горизонтами конгломератов и гравелитов; породы окрашены в бурый, реже зеленовато-темно-серый цвет; песчаники – от гравелистых до мелкозернистых, часто косослоистые; пачки песчаников имеют мощность от 20–30 до 50–60 м, реже 150–200 м и содержат тонкие прослойки алевролитов; конгломераты обычно мелкогалечные, переходящие в гравелиты с песчано-гравийным цементом; горизонты конгломератов и гравелитов имеют мощность до первых десятков метров и только в одном районе, на левобережье р. Цзулгэту-Гол, к востоку от горы Хун Дэлэн-Ихэ-Ула, отмечалась пачка галечно-валунных конгломератов с прослоями песчаников и гравелитов, достигающая приблизительно 80–100 м мощности; в составе обломочного материала конгломератов доминируют эффузивы и верхнепермские граниты 500–700

Общая мощность ихэульской свиты в приведенном разрезе – 1500–1700 м.

Возраст ихэульской свиты в настоящее время может быть довольно уверенно определен как триас – юра. Это связано с тем, что отложения свиты неогласно налегают на пермские эффузивы хануйской серии и прорывающие их граниты и в то же время содержат фрагменты хвойных *Brachyphyllum* sp. и *Radiophyllum* sp. (сборы А.А. Моссаковского, определения В.А. Вахрамеева), представители которых, хотя и отмечались в поздней перми, но главное распространение получили в триасе и юре. Возраст ихэульской свиты мы принимаем как позднетриасово-раннеюрский.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Для верхнепалеозойских отложений Северной Монголии характерен ярко выраженный германотипный стиль тектонических дислокаций и современного структурного плана, обусловленный ведущей ролью разрывных нарушений. Это нашло отражение, во-первых, в сложной угловатой, близкой к треугольной современной конфигурации Орхон-Селенгинского прогиба, ограниченного многочисленными, различным образом сочленяющимися, крупными и мелкими разломами северо-западного, северо-восточного и субширотного простирания (Орхонским и рядом мелких разрывов на западе, Харабухайнгольским, Цзамарским и Баянгольским на юге и юго-востоке, Селенгинским, Тарьялинским и некоторыми другими на севере); во-вторых, разломы обусловили весьма своеобразную мозаичную глыбовую структуру Орхон-Селенгинского прогиба, при которой каждая крупная глыба отличается от соседних особенностями своего внутреннего строения и размахом вертикальных перемещений.

В связи с этим, в современной структуре Орхон-Селенгинского прогиба удается выделить четыре крупных глыбовых зоны: северную, центральную, южную и восточную (рис. 9).

Северная глыбовая зона прослеживается на левобережье р. Селенги, к северу от Селенгинского разлома, между окрестностями сомонного центра Ихэ-Ула на западе и хр. Бутулин-Нуру на востоке. Протяженность зоны на исследованной территории Орхон-Селенгинского прогиба достигает 180 км, ширина ее - около 50 км. Она состоит из нескольких субширотных продольных

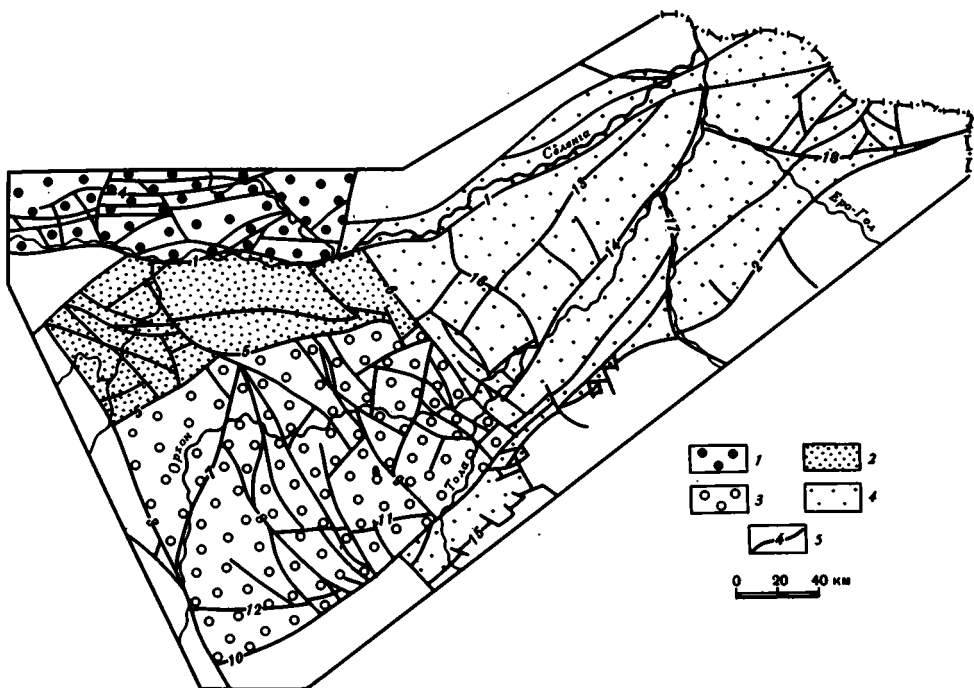


Рис. 9. Схема глыбовых зон Орхон-Селенгинского прогиба (составил О.Томуртоого)

1 - Северная глыбовая зона; 2 - Центральная глыбовая зона; 3 - Южная глыбовая зона; 4 - Восточная глыбовая зона; 5 - разломы (1 - Селенгинский, 2 - Баянгольский, 3 - Орхонский, 4 - Тарьялинский, 5 - Бугутский, 6 - Бухайнгольский, 7 - Могодский, 8 - Абзогский, 9 - Тахилантугольский, 10 - Харабухайнгольский, 11 - Бурэгхангайский, 12 - Угейнурский, 13 - Амархидский, 14 - Орхон-Тольский, 15 - Цзамарский, 16 - Хангалский, 17 - Харагольский, 18 - Ирогольский)

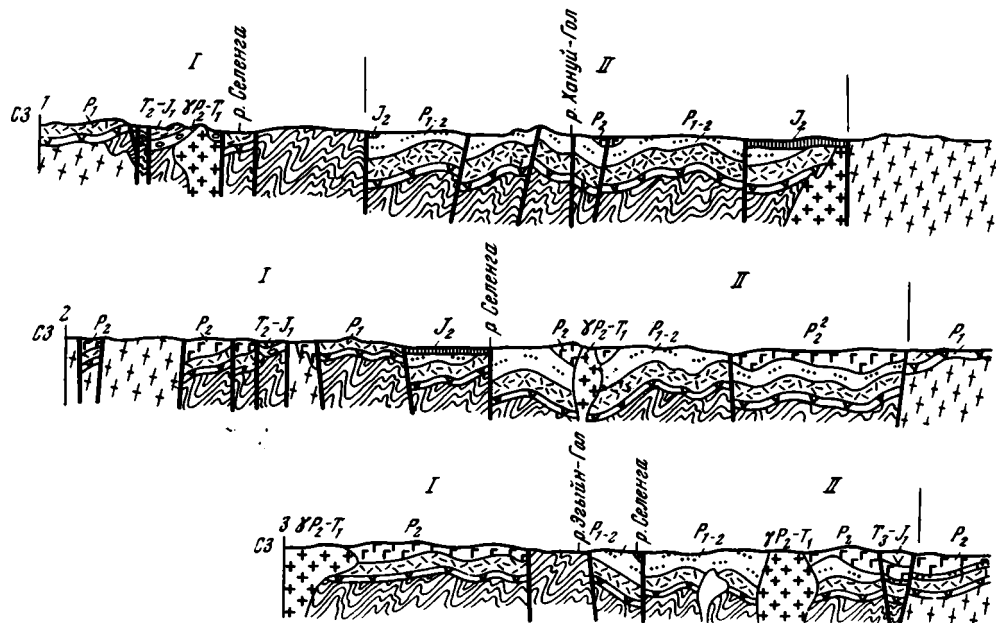


Рис. 10. Геологические профили через северную (I), центральную (II) и южную (III) глыбовые зоны Орхон-Селенгинского прогиба (составил О. Томурто-гоо)

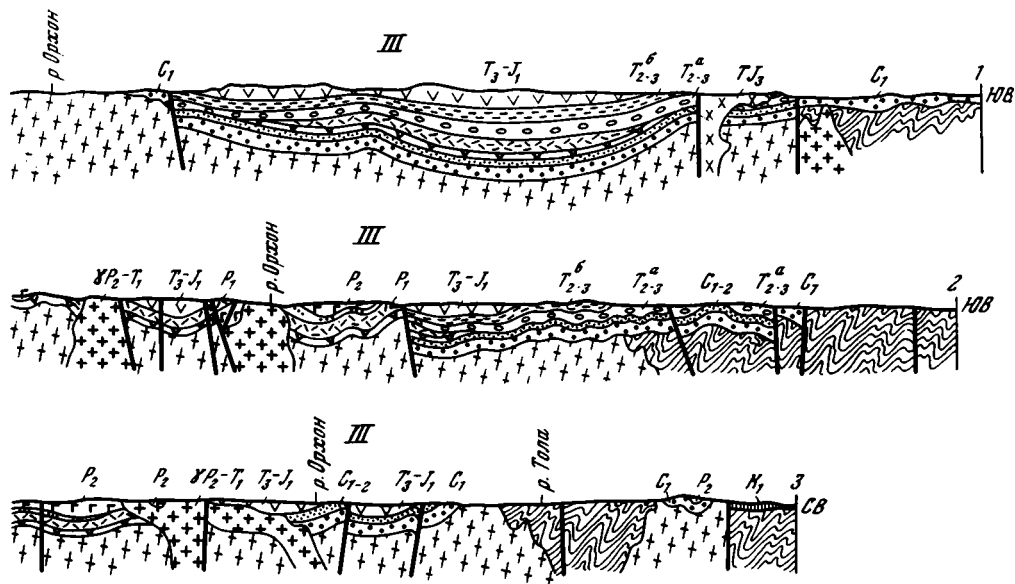
I_2 и K_1 – среднеюрские и нижнемеловые угленосные отложения; T_2-I_1 – верхнетриасово-нижнеюрские вулканогенные образования могодской свиты; T_{2-3} – средне-верхнетриасовые отложения абзогской свиты; T_{2-3}^a – отложения нижнеабзогской подсвиты, T_{2-3}^b – отложения верхнеабзогской подсвиты; T_2-I_1 – отло-

глыбовых ступеней, ограниченных сближенными разломами и разбитых в то же время рядом менее протяженных субмеридиональных поперечных сбросов северо-западной, реже северо-восточной ориентировки. Эти субмеридиональные разломы обусловили распад глыбовых ступеней на многочисленные мелкие блоки четырехугольной, нередко трапециевидной формы, представляющие каждый в отдельности горст или грабен. Длина таких блоков обычно достигает 30–50 км, ширина изменяется от 1–2 до 20–30, реже 40 км.

Разломы зоны представлены взбросами (Южный и Северный Ихэульские, Тарьялингский и др.) и сбросами (Селенгинский и др.), характеризующимися в плане прямолинейными очертаниями, а в разрезе вертикальными или наклоненными на север (реже на юг) плоскостями сместителей, а также поперечными сбросами (Саралджингольский, Цзэлгэтугольский, Этийнгольский и др.), наклоненными под углом 70–80° в восточных румбах.

Описываемая зона помимо своей относительно малой площади занимает в структуре Орхон-Селенгинского прогиба краевое положение; с запада, севера, востока и частично с юго-запада она обрамлена выступами раннекаледонского фундамента. Местами этот фундамент выходит на поверхность и во внутренних частях зоны, что указывает на сравнительно неглубокое его залегание в пределах большей части этой зоны (на глубине не более 3–4 км). Амплитуды вертикальных перемещений отдельных блоков фундамента здесь относительно малы (1–3 км).

В самом общем виде в северной глыбовой зоне можно выделить две главные глыбовые ступени: Намнанг-Бархунурунскую на юге и Тарьялингскую на севере. Обе они характеризуются асимметричным поперечным профилем, при котором южные их крылья приподняты, а северные опущены по разломам



жения ихэульской свиты; P_1 – породы свиты основных и средних эффузивов и свиты кислых эффузивов хануйской серии (нижняя пермь); P_{1-2} – породы осадочно-вулканогенной свиты хануйской серии (верхи нижней – низы верхней перми); P_2 – породы свиты основных эффузивов хануйской серии (верхняя пермь); C_{1-2} – ниже-среднекаменноугольные отложения аратэлигольской свиты; C_1 – нижекаменноугольные отложения урмугтейульской свиты; γI_3 – позднеюрские граниты, γP_2-T_1 – гранитоиды поздней перми – раннего триаса; γPz_1 – раннепалеозойские гранитоиды

(рис. 10). В строении обеих ступеней главное место занимают вулканогенные образования хануйской серии перми, залегающие резко несогласно на породах раннекаледонского складчатого основания. Вулканыты практически повсюду образуют моноклинали, наклоненные под углом $40-60^\circ$ и осложненные многочисленными крупными и мелкими штоками позднепермских гранитоидов. В большинстве случаев моноклинали наклонены на север.

Одной из представительных структур в северной глыбовой зоне является Ихэульская грабен-синклиналь, расположенная в западной части Намнанг-Бархунурунской глыбовой ступени. Она имеет асимметричный профиль. Ее южное, относительно пологое крыло, примыкающее к Селенгинскому разлому, образовано вулканогенными и осадочно-вулканогенными породами трех нижних свит хануйской серии перми, прорванными штоками позднепермских гранитоидов. Слои пород пермских свит наклонены здесь на север под углом $50-60^\circ$. Наиболее прогнутая ядерная часть грабен-синклинали выполнена терригенными отложениями ихэульской свиты позднего триаса – ранней юры, залегающими с разрывом и отчетливо выраженным базальным горизонтом конгломератов (но структурно согласно) на пермских вулканогенных и интрузивных породах.

Углы падения плоскостей напластования триасово-юрских пород постепенно изменяются от $40-50^\circ$ в зоне Селенгинского разлома до $10-15^\circ$ при приближении к южному, Ихэульскому, взбросу (рис. 11).

Северное крутое крыло ихэульской грабен-синклинали, зажатое между Южным и Северным Ихэульским разломами, сложено породами ихэульской свиты, образующими здесь очень крутую моноклинали, наклоненную на юго-восток под углом $50-70^\circ$.

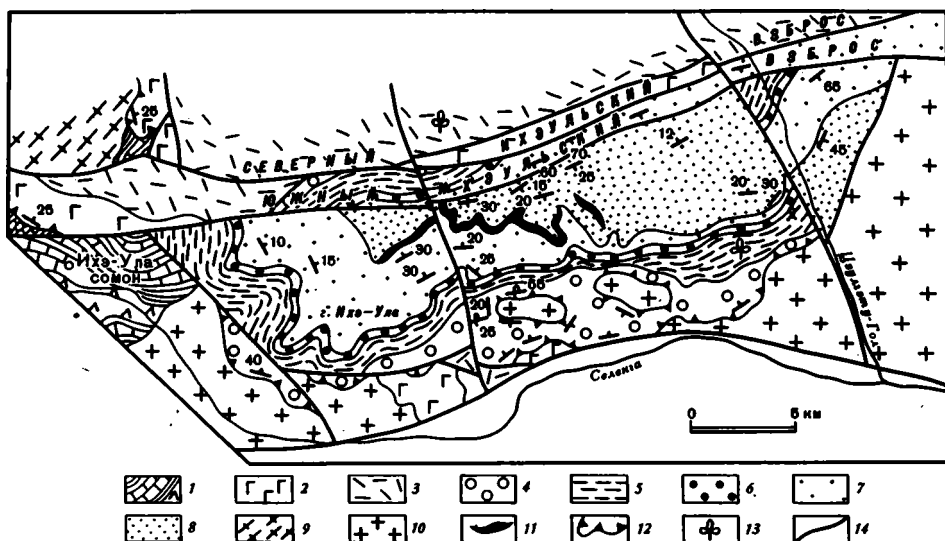


Рис. 11. Геологическая карта района горы Ихэ-Ула (составил О. Томуртоого)

1 – породы раннекаледонского складчатого фундамента; 2 – породы свиты основных и средних эффузивов хануйской серии (P_1); 3 – породы свиты кислых эффузивов хануйской серии (P_1); 4–8 – отложения ихэульской свиты ($I_{2-3} - I_1$); 4 – отложения базальной конгломератово-песчаниковой толщи, 5 – отложения песчаниково-алевролитовой толщи, 6 – отложения средней конгломератовой толщи, 7 – отложения "желтоцветной" песчаниково-алевролитовой толщи, 8 – отложения "буроцветной" грубообломочной толщи; 9, 10 – интрузивные породы: 9 – гранитоиды раннепалеозойского возраста, 10 – гранитоиды позднепермско-раннетриасового возраста; 11 – межпластовые тела позднеюрских гранитов; 12 – подошва ихэульской свиты; 13 – местонахождения остатков ископаемой флоры; 14 – разрывные нарушения

Следует указать на одну примечательную особенность Ихэульской грабен-синклинали, связанную с многочисленными поперечными разрывными нарушениями. Она выражается в том, что в Тоготуульском и Ихэульском блоках грабен-синклинали, расположенных на западе последней, отложения ихэульской свиты повсеместно моноклинально падают на север, постепенно выполаживаясь по направлению к южному Ихэульскому взбросу, а в более восточном, Хундэлэн-Ихэульском блоке те же отложения смяты в синклинальную складку, южное крыло которой местами опрокинуто на юг (угол падения от 30 до 65°). Иная картина наблюдается в самом восточном, Цзулгэтугольском, блоке. Отложения ихэульской свиты здесь характеризуются повсеместным моноклинальным и крутым (до 65°) падением на юго-восток. Следовательно, относительные вертикальные и латеральные перемещения этих мелких блоков грабен-синклинали по поперечным разрывам не были однонаправленными и одинаково интенсивными. По-видимому, такая картина была свойственна и другим глыбовым ступеням северной глыбовой зоны.

Центральная глыбовая зона простирается в субширотном направлении между Селенгинским и Бугутским разломами, занимая северную половину междуречья Селенги и Орхона в западной части прогиба. С запада и востока ее ограничивают Орхонский и Бухайнгольский разломы северо-западной ориентировки. Протяженность зоны около 150 км, ширина ее изменяется от 70 км в крайних частях до 30–35 км в центральной части.

По своему внутреннему строению центральная глыбовая зона во многом сходна с рассмотренной выше северной зоной и, так же как и последняя, со-

стоит из ряда протяженных продольных глыбовых ступеней шириной 20–30 км, разбитых поперечными сбросовыми нарушениями на многочисленные более мелкие блоки (см. рис. 10). Особенно сильно раздроблена западная часть зоны, охватывающая бассейн нижнего течения р. Хануй–Гол. Субширотные разломы, играющие первостепенную роль в строении данной зоны, представлены прямолинейными взбросами и сбросами. Эти разломы почти вертикальны или наклонены под углом 70–80° на север или на юг. Глыбовые ступени центральной зоны чаще всего имеют асимметричный перекошенный профиль со вздернутыми южными и опущенными северными краями.

Однако как от северной, так и от остальных глыбовых зон прогиба рассматриваемая центральная зона отличается тем, что поверхность раннекаледонского фундамента располагается в ней на глубине от 7 до 10 км, а амплитуда вертикальных перемещений отдельных блоков этого фундамента измеряется в 5–6 км.

Особенности строения центральной глыбовой зоны лучше всего рассмотреть на примере ее двух основных структур: Селенгинской и Бугутской грабен-синклиналей.

Селенгинская грабен-синклиналь, расположенная в северной краевой части центральной зоны и вытянутая в широтном направлении на расстояние 120–130 км при ширине 30 км, с поверхности целиком сложена породами хануйской серии. Она представляет собой протяженную синклиналь северо-восточного простирания, косо срезанную на севере Селенгинским разломом и сложенную на крыльях породами осадочно-вулканогенной толщи нижней половины верхней перми, а в ядерной части – толщей основных эффузивов верхов верхней перми. На крайнем юго-востоке в грабен-синклинали, в связи с некоторым ее расширением в бассейне р. Хучжирийн–Гол, появляется еще одна сопряженная синклинальная складка, располагавшаяся кулисообразно по отношению к основной синклинали и, в свою очередь, косо срезанная на юге Улаингольским сбросом. Таким образом, Селенгинская грабен-синклиналь наклонена в целом на северо-восток, а выполняющие ее породы хануйской серии смяты в крупные брахиформные складки. Примечательна интенсивная дисгармоничная мелкая складчатость осадочно-вулканогенной толщи на крыльях грабен-синклинали. Эта складчатость проявляется в образовании многочисленных, сложным образом сопряженных обычно мелких (с размахом крыльев от первых десятков метров до 1–2 км) брахиформных, флексурообразных и линейных складок с наклоном крыльев от 20–30 до 50–60°. С переходом в ядерную часть грабен-синклинали, образованную однородными массивными лавами, слои пород приобретают выдержанное моноклинальное падение к центру синклинали под углом 40–50°.

Бугутская грабен-синклиналь, отделенная Улаингольским сбросом от Селенгинской грабен-синклинали, также имеет асимметричное строение и в целом наклонена на северо-восток. Поперечными сбросами и взбросами она разбита на несколько блоков. Ядро ее выполнено вулканогенными образованиями верхнепермской свиты основных эффузивов хануйской серии. На западном и северо-восточном крыльях структуры на поверхности обнажены подстилающие свиту основных эффузивов нижне-верхнепермские осадочно-вулканогенные образования. Последние совместно с породами свиты основных эффузивов наклонены к центру синклинали под углом 30–40° на южном и под углом 50–70° на северном ее крыльях.

Южная глыбовая зона расположена между Орхонским, Бугутским, Бухаингольским и Харабухаингольским разломами и имеет более или менее изометричную квадратную форму. Протяженность ее около 160 км, ширина 130–150 км. От всех остальных глыбовых зон Орхон–Селенгинского прогиба она отличается преобладающей ролью разломов субмеридионального, главным образом северо-западного простирания, представленных в большинстве случаев взбросами (Могодский, Тахилантугольский, Бухаингольский и др.), сбросами (Орхонский, Западный Хишигундурский и др.), а также сбросо-сдвигами (Санту–Обонский и др.). У большинства этих разломов плоскости сместителей круто, под углом

70–80° наклонены в восточных румбах. Вдоль них слои обычно резко оборваны, образуя крутые (до 60° и более) углы падения, местами поставлены почти на голову. При этом ширина зон приразломных дислокаций, как правило, не превышает первых сотен метров.

В связи с доминирующей ролью субмеридиональных разломов основные структурные элементы южной глыбовой зоны представлены поперечными глыбовыми ступенями северо-западной ориентировки, торцово сочленяющимися по Бугутскому разлому с Бугутской грабен-синклиналью центральной глыбовой зоны. При этом западные и юго-западные борта глыбовых ступеней южной зоны обычно приподняты, тогда как противоположные борта их значительно опущены (рис. 12).

В строении южной глыбовой зоны, кроме пермских и триасово-юрских терригенных толщ, участвуют и каменноугольные отложения. Однако, несмотря на это, раннекаледонское складчатое основание залегает здесь под чехлом прогиба на глубине не более 5–7 км. В ряде мест, в частности в периферических частях зоны, складчатое основание обнажается на поверхности. Амплитуды вертикальных перемещений блоков основания обычно достигают здесь 2–3 км, реже 4 км.

В состав южной глыбовой зоны входят три более или менее равновеликие глыбовые ступени, отличающиеся между собой по характеру дислокаций верхнепалеозойско-нижнемезозойских терригенных и вулканогенных толщ. Западная из них, расположенная между Орхонским и Могодским разломами, состоит из двух крупных структур: Сайханского горста на северо-западе и Могодской грабен-синклинали на юго-востоке, разделенных Ульдзитинским сбросом северо-восточного простирания.

Сайханский горст на большей части представляет собой выступ раннекаледонского фундамента, лишь местами перекрытый маломощным чехлом нижнекаменноугольных и среднеюрских терригенных толщ, которые залегают на подстилающих породах фундамента с резким угловым и азимутальным несогласием.

Могодская грабен-синклиналь значительно крупнее Сайханского горста и достигает в длину 100 км; ширина ее изменяется от 10–15 до 40–45 км. Она характеризуется асимметричным поперечным профилем; юго-западное крыло пологое (углы наклона слоев 20–30° на северо-восток), северо-восточное крыло крутое (слои наклонены под углом 40–50° на юго-запад) и оборванное сбросом. Ось синклинали смещена на северо-восток и в современной структуре сохранилась только в южной и средней, наиболее широких частях структуры. В остальных местах северо-восточное крыло не сохранилось, и рассматриваемая структура представлена только одним юго-западным крылом, выступающим в виде широкой моноклинали, в которой с юго-запада на северо-восток последовательно вскрываются отложения нижнего и среднего карбона, нижней и верхней подсвит абзогской свиты среднего – верхнего триаса и могодской свиты верхнего триаса – нижней юры. Эта моноклираль, которая может рассматриваться и как односторонний грабен, местами осложнена продольными, относительно крутыми флексурообразными изгибами, а также расчленена рядом мелких разрывов северо-западного и широтного простираний.

Аналогичные, но более простые и меньшие по размерам асимметричные грабен-синклинали и односторонние грабены развиты на юге Восточной глыбовой ступени южной зоны, расположенной между Тахилантугольским и Бухайнгольским разломами. Здесь выделяется до пяти-шести совершенно идентичных, вытянутых в субмеридиональном северо-западном направлении таких структур; у каждой из них приподнят юго-западный край и опущен по разлому северо-восточный. Протяженность этих односторонних грабенов и грабен-синклиналей составляет 15–25 км; их ширина изменяется от 6 до 16 км. Так же как и для северо-запада Могодской грабен-синклинали, для односторонних грабенов и грабен-синклиналей восточной глыбовой ступени характерно пологое моноклиналиное залегание слоев, падающих на северо-восток под углом 10–30° и по-

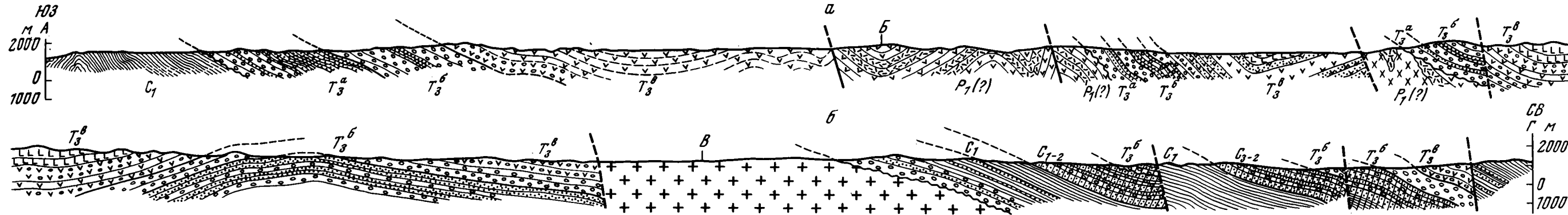


Рис. 12. Поперечный геологический профиль через южную глыбовую зону Орхон-Селенгинского прогиба

Условные обозначения см. на рис. 10

следовательно изменяющих свой возраст от нижнего и среднего карбона на юго-западе до верхнего триаса – нижней юры на северо-востоке. Вблизи краевых взбросов наклон слоев увеличивается до $50-60^\circ$. Ядра синклинальных структур при этом отчетливо смещены к восточным краям. В целом, одно-сторонние грабены и грабен-синклинали восточной глыбовой ступени демонстрируют прекрасно выраженную ступенчатую структуру.

Центральная глыбовая ступень южной зоны, ограниченная с юго-запада и северо-востока соответственно Могодским и Тахилантугольским разломами, в отличие от Западной и Восточной ступеней, построена более сложно. Широтным Бурэгхангайским надвигом, прослеживающимся к югу от сомонных центров Бурэг-Хангай и Хишиг-Ундур на расстояние около 80 км и круто наклоненным на юг, она разделяется на две неравные части (северную и южную), внутренняя структура которых различна.

Северная, большая часть Центральной ступени имеет довольно простое ступенчатое строение и в этом отношении похожа на Западную и Восточную глыбовые ступени. Она состоит из двух ступенчатых блоков, разделенных Восточным Хишигундурским взбросом; у каждого из блоков приподнято западное и опущено восточное крылья. Приподнятые крылья этих блоков сложены пермскими вулканогенными толщами, перекрывающимися восточнее средне-верхнетриасовыми и еще восточнее верхнетриасово-нижнеюрскими терригенными и вулканогенными образованиями. Вместе с тем, сами блоки в свою очередь осложнены продольными и поперечными горстами в поднятых частях и крупными изометричными мульдами (до 15–20 км в поперечнике) – в опущенных частях. Две такие мульды, крылья которых сложены породами абзогской свиты, наклоненными под углом $10-20^\circ$ по направлению к центру мульды, а ядерные части, образованные очень полого залегающими вулканогенными породами могодской свиты, расположены к северу и северо-востоку от сомонного центра Бурэг-Хангай. Другая особенность блоков северной части Центральной глыбовой ступени та, что они испытывают наклон не только в восточном, но и в южном направлениях, т.е. в сторону Бурэгхангайского надвига, вблизи которого в поздне триасовых породах абзогской свиты появляется зона мелких (с размахом крыльев 1–1,5 км), иногда дисгармоничных широтных складок с наклоном крыльев под углом $40-60^\circ$.

Южная часть Центральной глыбовой ступени, находящаяся к югу от Бурэгхангайского надвига, построена иначе. Здесь развиты правильные симметричные грабен-синклинали – Цэцэгтуундурская и Хушумандалская, – лишенные сопряженных антиклиналей и разделенные разломами взбросо-сдвигового или сбросо-сдвигового характера, имеющими северо-западную ориентировку. Все эти грабен-синклинали близки по размерам. Их длина достигает 25–30 км, ширина – 10–15 км. По своей форме в плане они похожи на брахисинклинали, однако их поперечный профиль обнаруживает отчетливое коробчатое строение. Крылья грабен-синклиналей во всех случаях сложены породами нижнеабзогской под-свиты и наклонены под углом $45-60^\circ$ (причем здесь часто развиваются дисгармоничные складчатые дислокации, приуроченные к песчаниково-алевролитовым толщам), тогда как в ядрах, образованных верхнеабзогской подсвитой, слои залегают под углом $10-30^\circ$. Грабен-синклинали сочетаются совершенно закономерно, образуя структуру типа "битой тарелки". Некоторые из грабен-синклиналей (например, Цэцэгтуундурская) в свою очередь разбиты поперечными взбросо-сдвигами и сбросо-сдвигами на отдельные части, смещенные относительно друг друга в вертикальном и горизонтальном направлениях.

Восточная глыбовая зона находится в восточной части Орхон-Селенгинского прогиба на продолжении центральной и южной глыбовых зон его западной части. Она располагается между Селенгинским разломом на севере, Бухайнгольским на западе и Цамаро-Баянгольским на юге. Протяженность зоны 250 км, ширина – 100–120 км.

Восточная глыбовая зона распадается на ряд продольных ступеней, наклоненных на север (рис. 13). Эти ступени разделены протяженными разломами

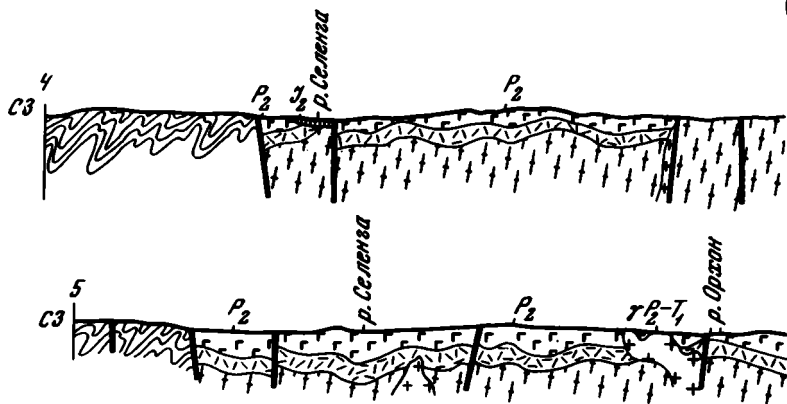


Рис. 13. Поперечные геологические профили через восточную глыбовую зону Орхон-Селенгинского прогиба (составил О.Томуртоого)

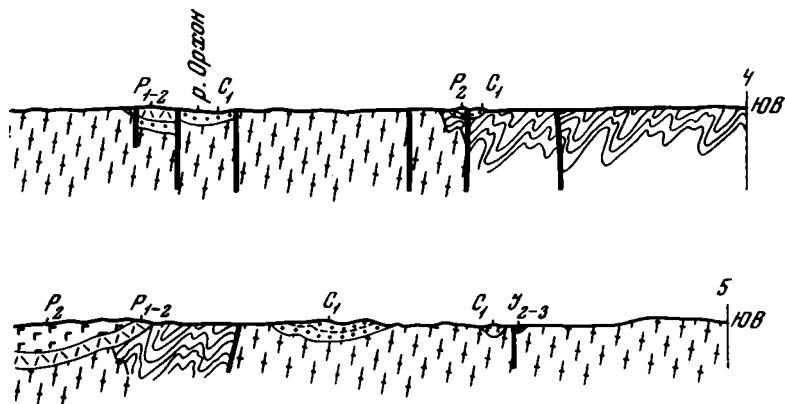
- I_2 - условно среднеюрские континентальные терригенные отложения;
 I_{2-3} - средне-верхнеюрские угленосные отложения шарайгольской свиты;
 P_{1-2} - ниже-верхнепермские вулканогенные образования свиты кислых эффу-

северо-восточной ориентировки, имеющими в основном сбросовый (Цзамарский, Баянгольский, Дарханский, Амархидский и другие разломы), реже взбросовый (Орхон-Тольский разлом) характер. Разломы слегка изогнуты в плане; плоскости их сместителей падают под углом $70-80^\circ$ в северных (главным образом) румбах. Разрывные нарушения северо-восточного простирания пересечены менее протяженными, несколько более изогнутыми в плане сбросами и сбросо-сдвигами северо-западной или субмеридиональной ориентировки (Хангалский, Харагольский, Ирогольский и др.).

От центральной и южной глыбовых зон западной части прогиба описываемая восточная зона отличается значительно меньшей погруженностью в ее пределах раннекаледонского складчатого фундамента. Его поверхность здесь залегает на глубине не более 3 км, а вертикальные перемещения в отдельных блоках составляют всего 1-2 км. В этом отношении восточная глыбовая зона весьма сходна с северной зоной.

Глыбовые ступени восточной зоны повсеместно наклонены на север и при этом каждая северная из них, расположенная в более внутренней части прогиба, оказывается несколько более прогнутой относительно южной. В соответствии с этим, в строении южных ступеней преобладают выходы раннекаледонского фундамента, а в северных - вулканогенных образований хануйской серии. Таким образом, эти ступени в виде отчетливо выраженных грабен-синклиналей, с вздернутыми южными и опущенными северными краями, ступенчато погружаются в северном направлении. Таковы, в частности, наиболее крупные четыре южные глыбовые ступени зоны (с юга на север): Цзамаро-Урмугтейская, Дарханская, Амархидская и Буриннурунская.

Цзамаро-Урмугтейская ступень, расположенная между Цзамаро-Баянгольским (на юге) и Харбухайнгольским разломами, в целом является грабен-синклиналью, но строение ее выглядит довольно сложным из-за сильной раздробленности по многочисленным поперечным разломам. В целом, здесь можно различить три блока (с запада на восток): Цзамарский, Урмугтейский и Хадзинский. Первый имеет вид грабен-синклинали, наклоненной на северо-восток и сложенной на западном крыле породами раннекаледонского фундамента, а в опущенной восточной части - согласно пластующимися каменноугольными и пермскими отложениями, резко несогласно покоящимися на породах фундамента. Каменноугольные и пермские отложения здесь слагают S-образно изогнутую линейновытянутую на расстояние около 90 км при ширине 4-8 км



зиков хануйской серии; P_2 - верхнепермские вулканогенные образования свиты основных эффузивов хануйской серии; (P_2^1) - верхнепермская туфогенно-осадочная толща; C_1 - нижнекаменноугольные отложения урмугтейульской свиты; γP_2-T_1 - позднeperмско-раннетриасовые гранитоиды; γPz_1 - раннепалеозойские гранитоиды

синклинальную складку, изменение простирания которой находится в полной согласованности с ориентировкой ограничивающих ее с востока и юга разломов. Последнее обстоятельство позволяет думать, что образование этой своеобразной синклинальной складки причинно обусловлено одновременным перемещением подстилающего ее блока фундамента по двум структурным направлениям: северо-восточному на юге и северо-востоке и субмеридиональному в средней части данной структуры. Характерно, что крылья синклинали осложнены мелкими симметричными и асимметричными, обычно брахиформными в поперечном сечении складками второго порядка. Особенно часто такие складки отмечаются на северном крыле синклинали, подчеркивая более пологий, по сравнению с противоположным крылом, его характер. Слои каменноугольных отложений, в которых обычно наблюдаются эти мелкие складчатые формы, преимущественно наклонены под углом $35-40^\circ$. При приближении к осевой части синклинали, выполненной пермской туфогенно-осадочной толщей, а также на юго-восточном крыле структуры слои падают значительно круче, под углом от 50 до 65° .

Центральный, или Урмугтейский, блок Цзамаро-Урмугтейской ступени в целом имеет вид выступа раннекаледонского фундамента, перекрытого местами каменноугольными отложениями. В окрестностях горы Урмугтей-Ула в последних выражена коленчатой формы линейного типа синклинальная складка, имеющая много общего с рассмотренной выше Цзамарской синклиналью. В отличие от Цзамарского блока описываемый центральный блок слабо наклонен на юг.

Восточный, Хадзинский, блок Цзамаро-Урмугтейской глыбовой ступени сильно раздроблен и наклонен на север, что видно из приуроченности к северному его краю пермских эффузивов хануйской серии, тогда как по южному и восточному его краям на поверхность выходит раннекаледонский фундамент. Породы хануйской серии, по данным А.Я. Салтыковского и Д. Оролмы, характеризуются здесь повсеместным моноклиальным падением на север в среднем под углом 30° .

Строение следующей к северу Дарханской глыбовой ступени, находящейся между Харабухайнгольским и Орхон-Тольским разломами, лучше всего видно на примере ее центрального блока, представленного крупной Дарханской грабен-синклиналью. Южное, вздернутое крыло этой структуры образовано породами раннекаледонского фундамента, в частности отложениями дарханской и буралтуйской свит и прорывающими их раннепалеозойскими гранитоидами. Остальную, наиболее опущенную северную часть грабен-синклинали слагают вулкано-

генные образования хануйской серии, формирующие здесь крупную пологую брахисинклиналь, разделенную поперечным плутоном позднепермско-раннетриасовых гранитоидов на две муьды. Четко выраженные южные крылья этих муьд сложены базальной толщей смешанных кислых и средних эффузивов хануйской серии и наклонены под углом $25-30^\circ$ в северных румбах. Ядерные части муьд, заполненные верхней свитой той же хануйской серии, представленной основными эффузивами, изометричны в плане и достигают в ширину 25 км. На юге слои основных эффузивов падают под углом 30° в северных румбах, а на севере – под углом 20° в южных румбах.

Аналогичным образом построена Амархидская глыбовая ступень, прослеживающаяся между Орхон-Тольским и Амархидским разломами. Почти единственное отличие этой ступени от Дарханской заключается в образовании здесь в породах хануйской серии многочисленных сопряженных брахисинклинальных и брахиантиклинальных складок с размахом крыльев от первых километров до 10–15 км. Складки преимущественно равновеликие, с падением крыльев от $10-15$ до $30-50^\circ$. Такие складки представляют одну из характерных черт всех остальных глыбовых ступеней северной части восточной глыбовой зоны.

Из всего изложенного ясно, что в современной структуре Орхон-Селенгинского прогиба главное место занимают продольные глыбовые зоны, распадающиеся на ряд сравнительно узких линейных глыбовых ступеней, у каждой из которых по разломам вздернут южный край и опущен северный. Таковы северная, центральная и восточная глыбовые зоны. Лишь южная глыбовая зона, расположенная на крайнем юго-западе прогиба, характеризуется иным стилем деформации, при которой ведущими элементами ее структуры являются поперечные глыбовые ступени с вздернутыми западными и опущенными восточными краями.

Раннекаледонский складчатый фундамент залегает в разных глыбовых зонах прогиба на разных глубинах. Меньше (до 3–4 км) он погружен в северной и восточной глыбовых зонах, несколько глубже (до 5–7 км) в южной зоне и еще глубже (до 7–10 км) – в центральной. Соответственно амплитуды вертикальных перемещений блоков складчатого фундамента оказываются наименьшими (до 1–3 км) в северной и восточной зонах, до 2–3, реже 4 км – в южной зоне и до 5–6 км – в центральной.

Для всех глыбовых зон прогиба характерно сочетание ступенчато расположенных горстов, приразломных моноклиналей, грабенов и асимметричных грабен-синклиналей. В южной зоне, в тех ее местах, где раннекаледонский фундамент погружен на большую глубину, появляется сложное незакономерное сочетание симметричных коробчатых грабен-синклиналей. Для центральной зоны местами примечательна значительная дисгармоничная мелкая складчатость, проявляющаяся в терригенных образованиях хануйской свиты, а для восточной зоны – очень пологая брахискладчатость, обусловившая появление многочисленных сопряженных брахисинклинальных и брахиантиклинальных складок.

Среди разрывных нарушений, играющих ведущую роль в современной структуре Орхон-Селенгинского прогиба, резко преобладают взбросы, несколько меньше сбросы. С ними обычно ассоциируются поперечные по отношению к ним сбросы, взбросо- и сбросо-сдвиги, очень редко крутые надвиги. По преобладающим направлениям простирания все эти разрывные нарушения отчетливо группируются в две основные системы: первая, объединяющая наиболее многочисленные и протяженные разломы северо-восточной до широтной ориентировки, и вторая, к которой могут быть отнесены остальные разломы, имеющие иное (северо-западное, или субмеридиональное) направление. Эти две системы продольных и поперечных разломов, среди которых доминируют крутопадающие взбросы с наклоном плоскостей сместителей на север, и сочетание с последними субмеридиональных (преимущественно левосторонних) взбросо- и сбросо-сдвигов с амплитудой горизонтального перемещения до 2–5 км наводят на мысль о том, что все глыбовые зоны Орхон-Селенгинского прогиба возникли в условиях горизонтального стресса, направленного с юга на север.

Характер современного стиля структурного плана Орхон-Селенгинского прогиба свидетельствует о постседиментационной глыбовой природе создавших его тектонических деформаций, возникших под влиянием вертикальных и латеральных перемещений по разломам блоков раннекаледонского фундамента. Это отчетливо доказывается сравнением рассмотренной выше сложной складчато-глыбовой современной структуры этого прогиба с его простой конседиментационной структурой, реконструируемой на основе анализа фаций и мощностей верхнепалеозойско-нижнемезозойских отложений.

Возраст складчато-глыбовых деформаций Орхон-Селенгинского прогиба скорее всего является, как отмечали Т.А. Грецкая и А.А. Моссаковский (1969), среднеюрским, что видно, во-первых, из совместной складчатости каменноугольных, пермских и поздне триасово-раннеюрских стратифицированных образований осадочно-вулканогенного чехла этого прогиба и, во-вторых, из резко несогласного залегания на разных горизонтах этих толщ средне- и верхнеюрских грубообломочных, местами угленосных отложений (Маринов, Петрович, 1964). Однако необходимо отметить, что не все складчатые формы и разломы в буквальном смысле одновозрастны. К примеру, Бугутский и Бухаингольский разломы скорее всего возникли еще в период накопления вулканогенных толщ хануйской серии и, следовательно, являются конседиментационными. По ним в конце перми – начале триаса внедрились интрузии гранитоидов, а в среднеюрское время оба они играли активную роль в создании глыбовой структуры. Но бесспорно также и возникновение новых разломов и после среднеюрского времени, а также подновление многих из среднеюрских разломов, о чем свидетельствует соотношение некоторых разломов с конкретными складчатыми структурами. Часть разломов продолжают активизироваться и в нашу эпоху (Нацаг-Юм, 1960; Нацаг-Юм и др., 1971). Все это, несомненно, сказывалось в усложнении складчато-глыбовой структуры рассматриваемого прогиба. Однако интенсивность и масштаб проявления этих поздних тектонических деформаций были очень незначительными и вследствие этого не могли существенно изменить основные черты уже создавшейся в среднеюрское время сложной складчато-глыбовой структуры Орхон-Селенгинского прогиба.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Верхнепалеозойские и триасовые осадочные и вулканогенные образования Орхон-Селенгинского прогиба подразделяются на ряд конкретных геологических формаций в понимании Н.С. Шатского (1965), Ю.А. Кузнецова (1964) и Н.П. Хераскова (1966). В возрастном и структурном отношении эти формации можно объединить в две группы: позднепалеозойскую и мезозойскую.

ГРУППА ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ФОРМАЦИЙ

Длительное развитие Орхон-Селенгинского прогиба в течение карбона и перми и смена в нем морской терригенной седиментации континентальной, а затем мощнейшим наземным вулканизмом привели к образованию следующего формационного ряда, состоящего из внутригеосинклинальной терригенной кремнистой и нижней сероцветной молассовой формаций каменноугольного возраста и контростной вулканической ассоциации перми.

Внутригеосинклинальная сероцветная терригенная кремнистая формация выстилает южное, относительно пологое крыло Орхон-Селенгинского прогиба и представлена мелководными морскими терригенными отложениями урмугтейульской свиты поздне триасово-раннеюрского возраста. Для формации характерно двучленное ритмичное строение. Нижний член каждого цикла представлен кремнисто-песчаниковой субформацией, которой свойственно присутствие в значительном количестве гравийно-галечного материала, слабое развитие слоистых текстур в песчаниках, их полимиктовый состав, многократное появление гори-

зонтов яшмоидов. Верхний член цикла образован флишoidalной песчанико-алевролитно-аргиллитовой формацией, состоящей из многочисленных ритмично построенных пачек пестрого состава. В составе парагенеза пород кремнисто-песчаниковой субформации главную роль играют серые и темно-серые полимиктовые, в отдельных горизонтах аркозовые, разнозернистые песчаники характерного массивного сложения, образующие пачки по 100–200 м мощностью, которые различаются по преобладающей размерности обломочных зерен; очень характерны ярко-лиловые яшмоиды, хотя они присутствуют в незначительном количестве. Второстепенными членами парагенеза пород формации являются алевролиты, слагающие тонкие прослои среди песчаников и мелкогалечные конгломераты, имеющие внутриформационный характер и отличающиеся небольшой мощностью пластов. Слагающая их галька состоит в основном из обломков пород той же формации – песчаников, алевролитов. В флишoidalной песчано-алевролитовой субформации, напротив, главное место занимают зелено-серые, стальнo-серые и голубовато-серые алевролиты и аргиллиты, которые местами приобретают полостчатый облик. Они находятся в частом флишoidalном чередовании с тонкими пластами темно-серых и мелкозернистых и светлосерых среднезернистых полимиктовых песчаников, иногда аркозовых. Мощность внутригеосинклинальной терригенно-кремнистой формации в юго-западной части Орхон-Селенгинского прогиба достигает 1800–2000 м и быстро уменьшается в северном и северо-восточном направлении по простиранию прогиба. В этом направлении по латерали, а также повсеместно вверх по разрезу внутригеосинклинальной терригенной формации постепенно замещается нижней молассовой формацией, к которой мы относим весь объем нижнекаменноугольных отложений в северо-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба – в бассейне р. Аратэли-Гол и верхнюю их часть (аратэлигольскую свиту) в окрестностях оз. Угей-Нур и сомона Ульдэит.

Парагенез пород нижней молассовой формации отличается тем, что в нем главное место занимают песчаники и конгломераты. Песчаники окрашены в зеленовато-серые, серые, бурые и желтовато-серые цвета, массивные, разнозернистые (от крупно- до мелкозернистых), слабо отсортированные, полимиктовые, иногда аркозовые; очень характерны для молассовой формации гравийные разности песчаников с рассеянной дресвой и галькой (часто крупной) гранитов – так называемые пуддинги. Обломочный материал в песчаниках представлен зернами полевых шпатов, кварца, различных, в том числе эффузивных, пород. Обломки пород обычно хорошо окатаны, а минеральные зерна, напротив, угловатые, остроугольные; цемент кремнисто-глинистый, ожелезненный. Текстура песчаников чаще всего массивная, нередко косослоистая, изредка в мелкозернистых разностях параллельнослоистая. Песчаники составляют основной петрофонд молассовой формации. Конгломераты являются вторым по значению членом парагенеза пород формации. Они слагают отдельные маломощные горизонты (от нескольких метров до 100 м мощности) или линзы среди песчаников. Среди них выделяются мелко- и крупногалечные разности с отдельными валунами до 20–25 см в поперечнике, погруженными в песчано-гравийный цемент. В составе гальки преобладают граниты и эффузивы кислого и среднего состава. Мощность конгломератовых горизонтов и их количество возрастают в юго-западном направлении и одновременно с этим в составе гальки появляются продукты размыва хангайской внутригеосинклинальной формации – песчаники и яшмоиды.

Алевролиты оливково-зеленые, зелено-серые и темно-серые, полимиктовые по составу обломочных зерен (кварц, полевой шпат, слюды, роговая обманка и т.д.), массивные, со скорлуповатой отдельностью; они образуют тонкие (0,5–1,5 м) прослои в мощных песчаниковых пачках и выступают, таким образом, в качестве второстепенных членов парагенеза пород формации. Однако в отдельных частях разреза формации встречаются и мощные пачки стальнo-серых кремнистых алевролитов до 50–100 м мощности, в которых к тому же имеются остатки морской фауны. Такие алевролитовые пачки представляют собой клинья внутригеосинклинальной терригенной формации, расщепляющие фор-

мационное тело молассы и слепо заканчивающиеся в нем. Такие горизонты отражают постепенные латеральные взаимопереходы внутригеосинклинальной терригенной и молассовой формаций, очень характерные для нижнекаменноугольных отложений Орхон-Селенгинского прогиба. Появление в породах молассовой формации многочисленных остатков растений и древесины указывает на то, что ее образование происходило уже в континентальной или субконтинентальной обстановке в условиях постепенного замыкания и осушения раннекаменноугольного седиментационного бассейна. Мощность молассовой формации в пределах Орхон-Селенгинского прогиба непостоянна и колеблется от 600 до 2000 м. По своему типу эта формация – типичный представитель нижних моласс, формирование которых отражает процесс замыкания геосинклинальных прогибов, в данном случае Хангай-Хэнтэйской моногеосинклинали и тесно связанного с ней Орхонского внешнего геосинклинального прогиба, располагавшегося в междуречье Орхона и Толы.

Контрастная вулканическая ассоциация образована хануйской серией нижней – верхней перми. В ее составе на большей части Орхон-Селенгинского прогиба присутствуют две вулканические формации: трахилипаритовая игнимбритовая и сменяющая ее по вертикали базальт-трахибазальтовая. Только в центральной части прогиба, охватывающей в основном среднюю часть территории междуречья Селенги и Орхона, на границе между перечисленными вулканическими формациями появляется еще третья, характерная и очень своеобразная вулканомиктовая молассовая формация.

Трахилипаритовая игнимбритовая формация обособляется в Орхон-Селенгинском прогибе в виде крупного, протяженность до 600 км пластообразного тела, мощность которого изменяется от 2000–1500 до 3500–4000 м. Возраст формации – раннепермский в центральной части прогиба и позднепермский на его крыльях.

Трахилипаритовая игнимбритовая формация выстилает Орхон-Селенгинский прогиб от окрестностей оз. Сангин-Далай на западе до р. Чикой на востоке, а также на некоторой части правобережья р. Орхон в низовьях рек Хара-Гол и Иро-Гол, повсеместно резко несогласно перекрывая при этом раннекаледонский фундамент. Южнее очерченной площади породы описываемой формации согласно лежат на нижней молассовой формации карбона, а севернее, на левобережье р. Селенги, к западу от хр. Бутулин-Нуру, подстилаются базальт-трахибазальтовой формацией.

Рассматриваемая формация слагается светло-серыми, коричневыми, местами красными трахилипаритовыми и липаритовыми порфировыми лавами, находящимися в частом переслаивании с розовыми, бурыми, зелеными и светло-серыми туфами и игнимбритами того же состава.

Трахилипаритовые и липаритовые лавы обычно лейкократовые, в связи с чем почти не содержат во вкрапленниках цветных минералов. Фенокристаллы представлены в них зернами калиевого полевого шпата, олигоклаза, а также крупными, часто бипирамидальными зернами кварца в липаритах. Основная масса лав микропиклитовая, в меньшей мере фельзитовая, реже сферолитовая. Сферолитовые лавы весьма характерны для центральной части площади развития пород описываемой формации, в частности, для района г. Халиун, где отмечены отдельно горизонты этих лав от 3 до 10–12 м мощности, согласно пластующиеся с пачками фельзитовых лав. По химическому составу трахилипаритовые лавы отчетливо подразделяются, по В.В. Кебезинскому и И.В. Лучицкому (1973), на два типа: натриевые со средним содержанием Na_2O – 5,11%, K_2O – 3,81% и SiO_2 – 70,45% и калиевые со средним содержанием Na_2O – 2,90%, K_2O – 5,33% и SiO_2 – 73,66%.

Туфы трахилипаритового и липаритового состава, по данным В.В. Кебезинского и И.В. Лучицкого, состоят из тонкообломочной пепловой массы с осколками кристаллов кварца, калиевого полевого шпата и фельзитовых лав. Игнимбриты также трахилипаритового и липаритового состава, преимущественно пепловые, крупнообломочные, переполнены обломками кислых и микролитовых ан-

дезитовых и дацитовых лав с характерной пламевидной текстурой. Липаритовые игнимбриты в отличие от трахилипаритовых содержат крупные обломки кристаллов кварца и насыщены лавовыми обломками различной величины, напоминающая игнимбритовые брекчии. Как туфы, так и игнимбриты присутствуют в разрезе трахилипаритовой формации в виде крупных пачек мощностью от 30–50 до 200–250 м. При этом игнимбриты больше характерны для центральной части прогиба, тогда как туфы развиты повсеместно и особенно широко на востоке прогиба.

С трахилипаритовыми и липаритовыми лавовыми и пирокластическими образованиями трахилипаритовой игнимбритовой формации местами ассоциируют кирпично-красные и коричневые преимущественно афировые трахидацитовые лавы со средними содержаниями Na_2O – 5,98%, K_2O – 3,34% и SiO_2 – 53,51% и темно-серые с редкими фенокристаллами андезито-дацитовые и порфиоровые андезитовые лавы, а также их туфы. Все эти более основные по составу породы приурочены к низам формации, слагая здесь отдельные пачки мощностью от 10 до 150 м. Для краевых частей формационного тела трахилипаритовой игнимбритовой формации характерно также присутствие маломощных (от первых метров до 80–100 м) слоистых пачек, сложенных чередующимися туфами, кремнистыми туфоалевролитами, песчаниками, гравелитами. К тонкообломочным породам таких пачек приурочены остатки кордаитовой флоры.

Базальт-трахибазальтовая формация вырисовывается в виде более плоского по сравнению с трахилипаритовой формацией пластообразного тела протяженностью до 400 км при ширине до 250 км и мощностью в наиболее прогнутой центральной части до 4000 м. На большей части Орхон-Селенгинского прогиба эта формация имеет позднепермский возраст и согласно перекрывает породы трахилипаритовой формации. Значительно менее мощная (до 1000 м) пластина базальт-трахибазальтовой формации раннепермского возраста выстилает северное крыло Орхон-Селенгинского прогиба в междуречье Селенги и Эгыйн-Гол.

Главную роль в строении базальт-трахибазальтовой формации повсеместно играют лиловые, вишневые, красные, бурые и черные по окраске базальтовые и трахибазальтовые от афировых до крупнолейстовых массивные, реже миндалекаменные лавы, которые слагают крупные пачки мощностью до 20–50, 200, реже – 300 м.

Из них значительно более широким развитием в описываемой формации пользуются лавы нормальной щелочности, в которых среднее содержание окислов составляет: Na_2O – 3,85%, K_2O – 1,69% и SiO_2 – 51,16%. Фенокристаллы образованы в этих лавах либо одним лабрадором, либо лабрадором (реже андезином-лабрадором) в сочетании с моноклинным пироксеном или же клинопироксеном и ортопироксеном. Основная масса базальтовых и трахибазальтовых лав отличается значительным структурным разнообразием, изменяясь от витрофировой до полностью раскристаллизованной. Среди базальтовых лав весьма примечательна разновидность с шаровой текстурой. В таких лавах основная масса представлена бурым измененным вулканическим стеклом, на фоне которого выделяются отдельные беспорядочно ориентированные игольчатой формы лейсты плагиоклаза.

К числу второстепенных членов парагенеза пород базальт-трахибазальтовой формации относятся базальтовые лавовые и туфовые брекчии и туфы, наблюдающиеся в виде отдельных маломощных (от 10–30 до 100–150 м) горизонтов и пачек. Туфы преимущественно литокристаллокластические, реже пелитовые. Обломочный материал как туфов, так и лавовых и туфовых брекчий исключительно базальтовый.

Значительно меньше в рассматриваемой формации развиты трахиандезиты со средними содержаниями Na_2O – 5,75%, K_2O – 5,0% и SiO_2 – 55,18%, андезито-дациты, кремнистые алевролиты, алевролиты, песчаники и туфопесчаники, встречающиеся в виде маломощных горизонтов среди покровов базальтовых лав и их пирокластических образований, а также преимущественно крупнопорфировые трахитовые (ортоклазовые) оливковые базальты (средние содержания Na_2O – 3,18%, K_2O – 2,45 и SiO_2 – 49,09%), слагающие отдельные рвущие субвулканические тела (бассейн р. Хануй-Гол).

Вулканомиктовая молассовая формация выделяется, как отмечалось выше, только в центральной части Орхон-Селенгинского прогиба. Она имеет вид линзовидного пластового тела, простирающегося из района левобережья р. Селенги на юго-восток и постепенно выклинивающегося в бассейне р. Орхон на юге и хр. Бурин-Нуру на востоке. Мощность формации около 1500 м в междуречье Селенги и Эгыйн-Гол, по правобережью р. Селенги – до 5000 м и на правобережье р. Орхон в районе верховьев р. Могойн-Гол 100–150 м (рис. 14).

Вулканомиктовая молассовая формация образована породами характерной осадочно-вулканогенной свиты хануйской серии, формировавшимися в первой половине поздней перми.

Парагенез пород вулканомиктовой молассовой формации включает различные песчаники, кремнистые алевролиты, туфы, туфобрекчии и туфоконгломераты. Преобладающее значение в составе формации принадлежит песчаникам. Последние окрашены в бурый, зелено-серый, голубовато-серый и темно-серый до черного цвет; среди них выделяются разновидности от мелкозернистых до грубозернистых, слабо отсортированные, нормально-осадочные и туфогенные, вулканомиктовые. Обломочный материал песчаников представлен осколками кристаллов плагиоклаза и обломками эффузивов разного состава. Текстура песчаников тонкослоистая, местами листоватая у мелкозернистых разностей и массивная у более крупнозернистых. Тонкослоистые песчаники обычно находятся в частом чередовании с тонкими прослоями алевролитов и встречаются в виде маломощных (до 30–40 м) горизонтов. Значительно более крупные (до 180–250 м) пачки слагают крупно- и грубозернистые песчаники.

Кремнистые алевролиты кремовые, фарфоровидные, голубовато- или синевато-серые, светло-серые, оливково-зеленые, темно-бурые и черные, часто тонкополосчатые, с содержаниями SiO_2 – до 74%, Na_2O – до 7%, K_2O – 0,15–0,20%, Al_2O_3 – до 14,5%; они состоят из переотложенных пепловых частиц кислого состава. Встречаются в виде тонких прослоев (до 30–40% мощности), маломощных слоев по 10–20 м, также пачек по 40–70 м, реже до 150 м

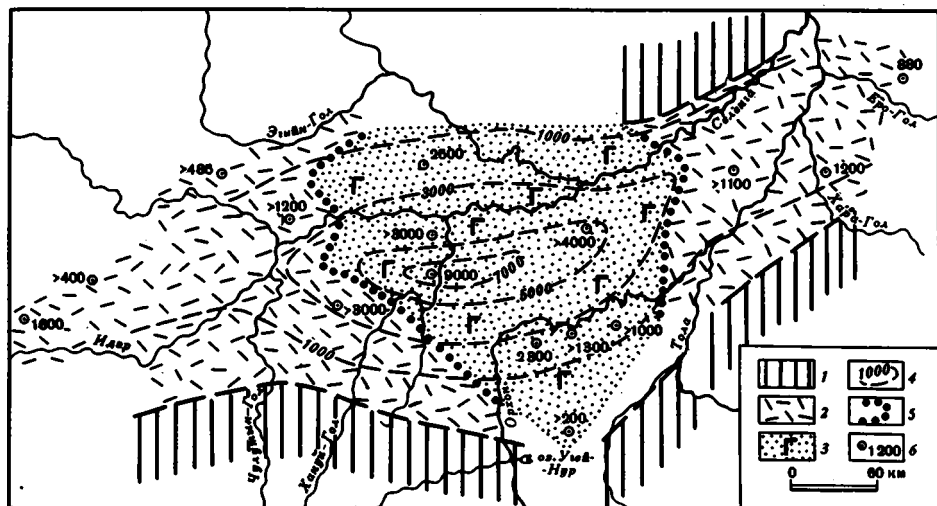
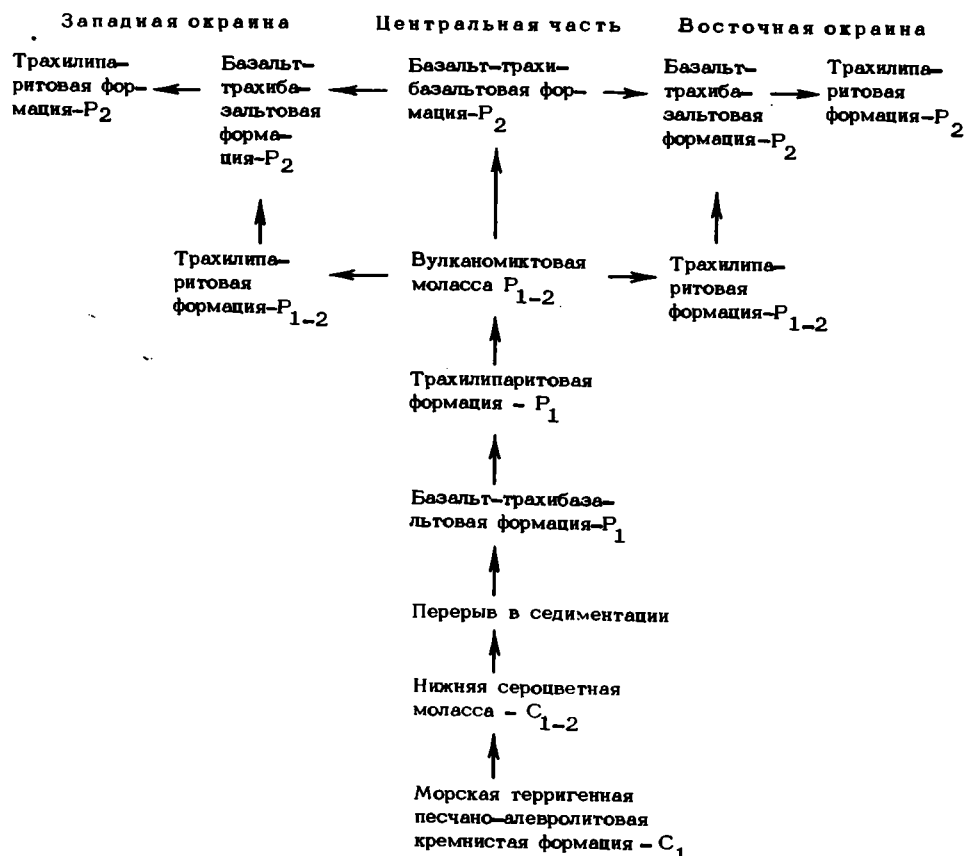


Рис. 14. Фациально-литологическая схема и схема изопахит отложений нижней перми и низов верхней перми (время накопления вулканогенно-осадочной свиты) Орхон-Селенгинского прогиба

1 – области, в которых накопление отложений не происходило; 2 – области накопления кислых эффузивов; 3 – области накопления вулканогенно-осадочных образований (вулканомиктовая моласса и базальты); 4 – изопахиты (в м); 5 – границы между фациально-литологическими типами отложений; 6 – места опорных разрезов и их мощность (в м)



мощности. Пачки обычно неоднородны по строению за счет присутствия тонких прослоев вулканомиктовых разнозернистых песчаников и шаровых скорлуповатых конкреций (размером от 3-4 до 20-30 см в поперечнике), сложенных плотными кремнистыми алевролитами. К кремнистым алевролитам в формации часто приурочены остатки кордаитовой флоры.

Туфы, туфобрекчии и туфоконгломераты преимущественно темноокрашенные, базальтового состава. Среди туфов резко преобладает литокристаллокластическая грубая, нередко пятнистая разность с ясно выраженными вкрапленниками плагиоклаза. Туфобрекчии в основном мелкообломочные, местами изобилуют крупными, до 50-60 см в поперечнике, остроугольными глыбами черных базальтов. Туфоконгломераты также мелкообломочные, с хорошо окатанной галькой эффузивов. Все эти породы расположены в формации незакономерно и слабают отдельные самостоятельные пачки мощностью от 50 до 180 м.

Следует отметить, что вулканомиктовая молассовая формация повсеместно пронизана многочисленными неправильно линзовидными покровами и силами липаритов, трахилипаритов и в особенности базальтов и трахибазальтов, являющимися соответственно "хвостами" трахилипаритовой игнимбритовой и базальт-трахибазальтовой формаций. Мощность таких "хвостов" вулканических формаций от 50-70 до 150-300 м, а суммарное их количество в вулканомиктовой формации составляет не менее 40% от общего объема последней.

Итак, мы видим, что пермская контрастная вулканическая ассоциация Орхон-Селенгинского прогиба представляет собой сочетание в основном двух резко отличных по составу, но близких по особенностям химизма вулканических формаций, с которыми лишь в наиболее прогнутой центральной части прогиба ассоциирует вулканомиктовая моласса.

Формации этой группы малочисленны и отличаются от позднепалеозойских значительно меньшими размерами формационных тел. Они развиты в пределах раннемезозойских наложенных впадин. Среди них различаются пестроцветная молассовая и наземная трахиандезитовая формации.

Пестроцветная молассовая формация получила развитие в Орхонской и Ихэульской впадинах, где представлена отложениями абзогской и ихэульской свит средне- поздне триасового возраста. Она подстилается в одних местах нижней молассовой, в других трахилипаритовой и гнигмритовой или же базальт-трахибазальтовой формациями, перекрывая их структурно согласно, но с разрывом и после большого перерыва в седиментации.

Пестроцветная молассовая формация отличается прекрасно выраженным грубо-ризмичным строением, что обусловлено закономерной двух- или трехкратной перемежаемостью в ней аллювиально-пролювиальных конгломератово-алевролитовых отложений. Соответственно, главными членами парагенеза пород данной формации являются конгломераты, песчаники и алевролиты.

Конгломераты встречаются в разрезе формации на самых разных уровнях, образуя неоднородные по строению и различные по мощности (от первых метров до 600 м) пачки, насыщенные многочисленными, главным образом линзовидными, прослоями песчаников, реже гравелитов. Особенно широко они развиты в юго-западных частях перечисленных впадин. Конгломераты окрашены в бурый, буровато-серый, зеленовато-серый и серый, реже темно-серый цвета; в преобладающей своей части они крупногалечные неотсортированные, иногда валунные. Обломочный материал конгломератов разнообразен по составу, хорошо окатан в Орхонской впадине и слабо в Ихэульской. Кроме различных гранитов, в обломочном материале конгломератов Орхонской впадины много "хангайских" пород, тогда как в Ихэульской впадине обломки представлены только местными породами. Цемент конгломератов в большинстве случаев песчанистый, реже гравийный или туфогенный, характер цементации - базальный.

Песчаники более пестроцветны и окрашены в зеленовато-серый, желтовато-серый, иногда в густо-красный цвета. Это преимущественно плотные породы полимиктового состава, состоящие из обломков кварца, полевых шпатов, темно-цветных минералов, песчаников, гранитов, а также несколько реже эффузивов, погруженных в песчано-глинистый цемент. Текстура песчаников обычно массивная, местами косо- и тонкослоистая. На поверхностях напластования песчаники часто несут следы волновой ряби и трещины усыхания. Основное количество песчаников пестроцветной молассовой формации сконцентрировано в ее песчаниково-алевролитовых толщах. Здесь они наиболее часто образуют пачки мощностью от 10-30 до 80 м, реже - 120-300 м.

В тесной ассоциации с песчаниками пестроцветной молассовой формации находятся алевролиты, встречающиеся в основном в виде маломощных (от нескольких метров до 40 м) пластов. Окраска алевролитов различна - наиболее часто зеленовато-серая, оливково-зеленая, темно-серая, черная. В Ихэульской впадине темноокрашенные разности песчаников на выветрелой поверхности характеризуются ярко выраженной желтой окраской, которая появляется за счет ожелезнения, обусловленного присутствием многочисленных мелких шаровидных включений пирита. Отдельность алевролитов тонкопластовая, часто скорлуповатая, текстура их преимущественно тонкослоистая. К алевролитам обычно приурочены остатки растений.

Кроме перечисленных трех главных членов, в пестроцветной молассовой формации отмечаются: в Орхонской впадине - маломощные покровы андезитовых и липаритовых лав, горизонты их туфов, а в Ихэульской - многочисленные сингенетические конкреции черных известковистых алевролитов и песчаников.

Видимая мощность пестроцветной молассовой формации в Орхонской впадине изменяется в очень широких пределах: от 4500 м в ее юго-западной части до 40-60 м на крайнем северо-востоке, что связано с ложным моноклинальным залеганием здесь отложений седиментационных ритмов этой формации. В Ихэульской впадине мощность формации достигает 1700-1800 м.

Наземная трахиандезитовая формация приурочена к Орхонской впадине, где она тесно связана с пестроцветной молассовой формацией. Формация сложена породами могодской свиты, относящимися к верхнему триасу – нижней юре.

Основная роль в наземной трахиандезитовой формации принадлежит лилово-серым, темно-серым и реже бурым лавам андезитового ряда и их туфам, туфовым и лавовым грубообломочным породам, которые обычно находятся друг с другом в частом незакономерном чередовании. Лавы исключительно порфировые, массивные. Среди них различаются трахиандезиты с аномально высокой щелочностью, связанной с повышенными содержаниями Na_2O – до 5,01% и K_2O – до 2,57% и андезиты нормальной щелочности. Минеральные парагенезы этих лав не отличаются большим разнообразием и представлены андезитом, биотитом и моноклиновым пироксеном (авгитом). Основная масса лав вне зависимости от их щелочности характеризуется подавляющим развитием микролитовых и гиалопилитовых, а также пилотакситовых структур. В разрезе формации лавы встречаются в виде маломощных (от 15 до 40 м) пачек. Последние, как правило, неоднородны по строению и включают многочисленные линзовидные прослои пирокластических пород, а также лав того же андезитового ряда с несколько повышенной или пониженной основностью.

Лавовые и пирокластические образования описываемой формации пользуются наибольшим распространением в пределах западной части Орхонской впадины. Они представлены плотными, серых и розовых оттенков лавовыми брекчиями андезитовых порфиритов с угловатыми и слабо окатанными обломками местных пород, литокристаллокластическими мелкообломочными туфами и туфо-конгломератами. Все породы наблюдаются в виде пачек разной мощности (от 30–40 до 150 м). Трахиандезитовая формация включает также различные по мощности (от 10–60 до 300–500 м) редкие пачки черных базальтовых и трахибазальтовых порфировых лав, обычно тяготеющих к верхам ее разреза.

Из характеристики геологических формаций Орхон–Селенгинского прогиба ясно видно принципиальное различие верхнепалеозойских формаций и их рядов от мезозойских, что ярко выступает при сравнении размеров их формационных тел, парагенезисов пород, соотношений с конседиментационными структурами.

Группа позднепалеозойских формаций Орхон–Селенгинского прогиба, представленная последовательно сменяющими друг друга в латеральном и вертикальном направлениях морской сероцветной песчано-алевролитовой кремнистой и нижней молассовой формациями и наземными вулканическими формациями контрастной щелочной вулканогенной ассоциации орогенного типа, образует характерный формационный ряд, типичный для крупных унаследованных орогенных прогибов, ближайшим примером которых в сопредельной Алтае–Саянской раннекаледонской области является Тувинский средне-позднепалеозойский межгорный прогиб. Однако орогенные вулканические формации Орхон–Селенгинского прогиба имеют щелочной характер, что является специфической особенностью этого прогиба, отличающей его от других прогибов такого типа.

Формационный ряд Орхонской впадины

Наземная трахиандезитовая формация – T_3-J_1



Континентальная пестроцветная моласса – T_{2-3}

В отличие от верхнепалеозойских формаций, ряд мезозойских континентальных формаций Орхон–Селенгинского прогиба, представленный пестроцветной молассовой и трахиандезитовой орогенной вулканической серией, ближе стоит к формационным рядам широко распространенных на территории Восточной Сибири, Монголии и Северного Китая мезозойских наложенных впадин, которые М.С. Нагибина (1963) предложила выделять в особую категорию внегеосинклинальных структур – впадин “восточноазиатского” типа.

ГЛАВА II

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ И СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

В Центральной Монголии верхнепалеозойские образования развиты очень широко. Они выполняют здесь целый ряд разновеликих впадин и грабен-синклиналей, большинство из которых приурочено к Центрально-Монгольскому поднятию раннекаледонского складчатого фундамента и часто объединяется под названием Предхэнтэйского (Южно-Хэнтэйского) прогиба. Наиболее крупными среди них являются Северо-Гобийская (на юго-западе) и Ульдзинская (на северо-востоке) впадины. Севернее и северо-западнее Центрально-Монгольского поднятия, в пределах Хангай-Хэнтэйской вариспийской моногеосинклинали, верхнепалеозойские орогенные образования пользуются значительно меньшим распространением, выполняя лишь редкие и небольшие по размерам внутригорные впадины и мулдьы. Одна из таких структур была изучена нами в Хангайском нагорье, в бассейне р. Урида-Тамир-Гол.

СЕВЕРО-ГОБИЙСКАЯ ВПАДИНА

Под названием Северо-Гобийской впадины выделяется крупная позднепалеозойская тектоническая депрессия, известная ранее в литературе как "Центрально-Монгольское пермское поле" (Бобров, Логинов, 1966). Эта впадина занимает почти всю северную часть Средней Гоби (большую часть Средне-Гобийского аймака и прилежащие районы Центрального и Убэр-Хангайского аймаков), простираясь на 130-150 км с запада на восток и на 60-70 км с севера на юг.

В строении Северо-Гобийской впадины принимают участие каменноугольные, пермские и триасовые вулканогенные и терригенные отложения, которые резко несогласно залегают на раннекаледонском складчатом фундаменте, а также на перекрывающих его кое-где нижне-среднепалеозойских образованиях.

Главная роль в разработке современных представлений о стратиграфии и структуре Северо-Гобийской впадины принадлежит В.А. Боброву, Ю.М. Логинову, В.А. Макарову и особенно А.Ф. Степаненко, М.В. Дуранте, а также А.А. Моссаковскому, которые в 1968-1971 гг. провели направленные тематические стратиграфические и структурные исследования верхнепалеозойских и триасовых отложений в Средней Гоби. Характеристика магматических образований базируется главным образом на результатах работ В.В. Кепежинского (вулканогенные образования) и А.С. Павленко, Л.В. Филиппова, В.И. Коваленко и М.И. Кузьмина (интрузивные массивы). Однако основы современных знаний о геологии Северо-Гобийской впадины были получены в процессе геологосъемочных работ, проведенных здесь Г.Я. Бородаевым и И.А. Нечаевой (1952 г.), В.А. Макаровым и М.А. Пантюхиной (1953-1955 гг.), Н.И. Пономаревой, В.С. Розовым и Н.И. Шевелевым (1954-1956 гг.), А.Л. Брангулисом, Ю.П. Цыпуковым и Г.В. Цивилевым (1965 г.), А.Ф. Степаненко, Г.Ф. Малиным, П.И. Лещуковым (1967, 1968 гг.), Л. Гомбосурэном, А.Ф. Степаненко, Д.Адья и др. (1968, 1969 гг.), В.М. Якимовым, Н.Б. Ламатхановым и другими (1972, 1973 гг.).

В качестве фундамента Северо-Гобийской впадины выступают рифейские и рифейско-нижнекембрийские толщи метаморфических пород — мраморов и мрам-

моризованных, доломитизированных, иногда графитистых известняков, различных метаморфических сланцев – кварц–мусковитовых, альбит–эпидот–актинолитовых, с прослоями амфиболитов и линзами мраморов, а также вулканогенных пород – рассланцованных и местами превращенных в сланцы зеленокаменноизмененных спилито–диабазов и андезитовых порфиритов с прослоями кварцитов и яшмо–кварцитов. Все эти толщи, как правило, смяты в линейные изоклинальные складки и разбиты на серии вертикальных тектонических чешуй, в контактах которых залегают многочисленные мелкие тела серпентинизированных ультрабазитов. Кроме того, они прорваны небольшими массивами средне- и крупнозернистых габбро и относительно крупными плутонами двуслюдяных огнейсованных плагиогранитов, переходящих в полосчатые очковые гнейсы и крупно- или гигантопорфировые микроклиновые огнейсованные плагиограниты.

Породы раннекаледонского складчатого фундамента обнажаются на поверхности вдоль южного крыла Северо–Гобийской впадины, где они охарактеризованы Ю.М. Логиновым и А.А. Храповым, и по ее северной периферии, где они изучены А.Ф. Степаненко. Кроме того, в виде узких, вытянутых в субширотном направлении тектонических клиньев и горстов они выступают среди верхнепалеозойских и нижнепалеозойских отложений кое–где и в центральной части впадины, например, в гряде Тойдон–Обо, севернее развалин Сахарын–Чжиса.

На раннекаледонском фундаменте, но под верхнепалеозойскими и нижнемезозойскими образованиями Северо–Гобийской впадины, в целом ряде мест (к югу от гряды Тойдон–Обо, в районе горы Шабартуин–Обо, восточнее сомона Цогту–Чандмань и др.) располагается комплекс среднепалеозойских (в основном терригенных) отложений, представленный глинистыми филлитовидными, часто кремнистыми сланцами, алевролитами, аркозовыми песчаниками, иногда с прослоями гравелитов, конгломератов, известняков, кварцитов и рассланцованных кислых эффузивов. Мощность этих образований обычно неполная, непостоянна и изменяется от нескольких сотен метров до первых километров. В районе гряды Тойдон–Обо А.Ф. Степаненко в результате находок фауны *Erydocampylus* sp. и *Favosites gothlandicus* установил ранне–среднедевонский возраст этих образований. В других местах их среднепалеозойский возраст принимается условно. Комплекс среднепалеозойских отложений развит спорадически, заполняя отдельные, небольшие по размерам наложенные на раннекаледонский фундамент регенерированные геосинклинальные прогибы, от которых в современной структуре сохранились лишь отдельные фрагменты. Эти прогибы испытали довольно интенсивные складчатые деформации до начала седиментации верхнепалеозойских отложений Северо–Гобийской впадины. Состав среднепалеозойских отложений, в которых в тесном переплетении находятся, с одной стороны, филлитовые глинистые и кремнисто–глинистые сланцы, известняки и кварциты, а с другой, аркозовые песчаники, гравелиты и конгломераты молассового типа и кислые эффузивы, свидетельствует об очень своеобразной, тектонически и палеогеографически неустойчивой обстановке их формирования, обычно свойственной зонам с геоантиклинальным режимом тектонического развития.

СТРАТИГРАФИЯ

Верхнепалеозойские и нижнемезозойские отложения Северо–Гобийской впадины четко распадаются на три согласно пластующихся комплекса: 1) нижний – средне–верхнекаменноугольный терригенный, который сравнительно ограниченно развит только в северо–восточной части впадины; 2) средний – нижнепермский, в основном вулканогенный, пользующийся наиболее широким распространением и 3) верхний – верхнепермский–нижнетриасовый терригенный, локализующийся в узких зонах в центре и на юге впадины (рис. 15).



Рис. 15. Структурно-геологическая карта Северо-Гобийской впадины (составлена А.А. Моссаковским и О. Томуртоого по результатам собственных исследований и материалам А.Ф. Степаненко, Л. Гомбосурэна и др.)

1 - выступы раннекаледонского складчатого фундамента; 2 - средний - верхний карбон: алевролиты, органогенные известняки, песчаники, конгломераты; 3-5 - нижняя пермь: 3 - андезитовые и андезито-дацитовые порфиры, липаритовые порфиры, вулканические брекчии и туфы соответствующего состава, 4 - туфы и лавы липаритового и дацитового состава, туффиты, алевролиты, песчаники, конгломераты, 5 - алевролиты и песчаники с линзами гравелитов; 6 - раннепермские гранитоиды; 7 - верхняя пермь: конгломераты, гравелиты и песчаники с прослоями алевролитов; 8 - верхняя пермь - нижний триас: алевролиты и песчаники с линзами гравелитов и конгломератов; 9 - верхний триас: конгломераты, песчаники, алевролиты, горизонты пепловых туфов; 10 - мезозойские гранитоиды; 11 - мезозойские кислые субвулканические образования; 12 - мезозойский (юрско-меловой) чехол: песчаники, конгломераты; 13 - структурные линии; 14 - разломы

Площадь распространения средне-верхнекаменноугольных отложений на северо-востоке Северо-Гобийской впадины ограничена с запада сомоном Баян-Баратуин, а с востока сомоном Баян. Южной ее границей служат гряды Цахир-Ула и Онгог-Обо, южнее которых средне-верхнекаменноугольные отложения встречаются только в небольших узких тектонических клиньях среди пермских и триасовых образований.

Взаимоотношения средне-верхнекаменноугольных отложений с подстилающими породами непосредственно не установлены, так как все их нижние контакты сорваны по разломам. Тем не менее, особенности пространственного распространения средне-верхнекаменноугольных отложений, при котором они в одних случаях по тектоническим контактам налегают на рифейские и рифей-нижекембрийские складчатые образования, а в других — на среднепалеозойские породы, позволяют с большой степенью достоверности предполагать трансгрессивный характер их налегания на различные горизонты подстилающих образований и наличие в их основании углового несогласия.

Существование в северной части Северо-Гобийской впадины средне-верхнекаменноугольных отложений, которые ранее всеми исследователями включались здесь в состав верхней перми, впервые было установлено в 1967 г. одновременно А.Ф. Степаненко и А.А. Моссаковским, собравшим севернее развалин Цахарыйн-Чжиса обильные остатки морской фауны брахиопод, мшанок и кораллов из рифовых известняков в песчано-алевролитовой толще (рис.16, 17, табл. 5). По определению Г.В. Котляр, эта фауна указывала на среднекаменноугольный возраст вмещающих пород. Последующие новые сборы фаунистических остатков как из тех же точек, так и из многочисленных новых местонахождений, выполненные А.Ф. Степаненко, И.Н. Мананковым и авторами, позволили Т.Г. Сарычевой, А.Д. Григорьевой и Г.А. Афанасьевой пересмотреть определения Г.В. Котляр и прийти к выводу о средне-верхнекаменноугольном возрасте этой фауны.

Таблица 5

Распределение органических остатков в разрезах среднего-верхнего карбона Северо-Гобийской впадины

Район горы Бор-Ондор-Обо	Район колодца Хух-Худук	Район колодца Хух-Шанда-Худук	Окрестности сомона Баян-Цаган	К югу от горы Дэлгэр-Нуру
<i>Fenestella</i> cf. <i>buchtarmensis</i> Nekh., <i>Polypora pseudospinodonta</i> Nekh., <i>Levipustula mergensis</i> Masl., <i>Cancrinella</i> sp. nov., <i>Neospirifer profasciger</i> Masl. T-1	<i>Levipustula</i> aff. <i>mergensis</i> (Masl.), <i>Cancrinella</i> sp. nov., <i>Orulgania?</i> sp., <i>Neoholodnensis</i> Tschern. T-2a <i>Angaropteridium chassicum</i> Radcz. T-2	<i>Levipustula baicalensis</i> (Masl.), <i>Cancrinella ostrogensis</i> Kotl., C. cf. <i>janischewskiana</i> Ster., <i>Fimbriaria</i> sp., <i>Brachythyrina?</i> <i>zabaicalica</i> Kotl., B. ? <i>politasinuatata</i> Masl., <i>Orulgania</i> cf. <i>verchotomica</i> gunbiana Kotl., <i>Neospirifer licharewi</i> Kotl., <i>N. subfasciger</i> (Lich.), N. cf. <i>tamskiensis</i> Benedit., <i>Taimyrella</i> sp., <i>Jacutoproductus</i> cf. <i>cheraskovi</i> Kash., <i>Neochonetes</i> sp. indet. T-3	<i>Kochyproductus</i> cf. <i>porrectiformis</i> Lav., <i>Waagenoconcha</i> cf. <i>sarytchevae</i> (Ben.), <i>Cancrinella?</i> ex gr. <i>platiumbonata</i> Ustr., <i>Taimyrella pseudo-darwini</i> (Ein.), <i>Neospirifer</i> cf. <i>holodnensis</i> Tschern., <i>Spirifer byrangi</i> Tschern. T-4	<i>Rufloria theadorii</i> (Tschira et Zal.) S. Meyen., <i>Knoria</i> sp. T-5

Рис. 16. Схема сопоставления стратиграфических разрезов средне- верхнекаменноугольных отложений Центральной Монголии

I - район Бор-Ундэр-Обо (по А.Ф. Степаненко); II - гряда Шахир-Ула (по А.А. Моссаковскому); III - Ульдзинская впадина (по Л.П.Зоненшайну)

1 - конгломераты; 2 - гравелиты; 3 - песчаники разнозернистые; 4 - алевролиты; 5 - известняки органогенно-обломочные; 6 - туфы среднего состава; 7 - остатки ископаемой фауны

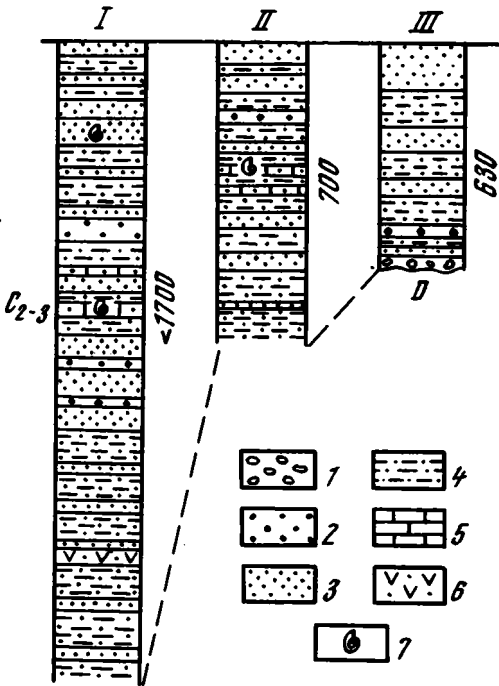
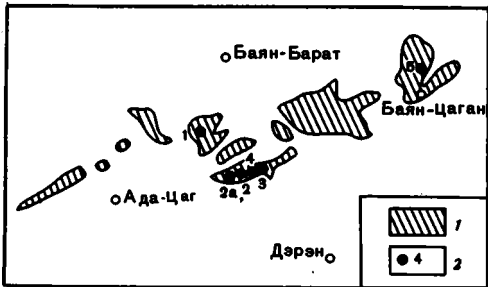


Рис. 17. Схема местонахождений ископаемых органических остатков среднего и верхнего карбона в пределах Северо-Гобийской впадины

1 - современные выходы средне-верхнекаменноугольных отложений; 2 - местонахождение органических остатков и его номер (см. табл. 5)

Органические остатки собраны: А.Ф. Степаненко (1, 2а), А.А. Моссаковским и Т.А. Грешкой (2,3), И.Н. Мананковым (3), Л. Гомбосурэном и М.В. Дуранте (4,5). Палеонтологические определения сделаны: Г.В. Котляр (1, 2а, 5), Т.Г. Сарычевой, А.Д. Григорьевой, Г.А. Афанасьевой и И.Н. Мананковым (3), М.В. Дуранте (2,4)



Комплекс средне- верхнекаменноугольных отложений имеет в основном песчано-алевролитовый состав и образован кремнистыми алевролитами, полимиктовыми, разнозернистыми, иногда пудинговыми песчаниками, гравелитами и мелкогалечными конгломератами, с крупными телами рифовых известняков и тонкими пластами органогенно-обломочных известняков и пепловых туфов. Все эти породы находятся в частом незакономерном чередовании и образуют пласты и пачки невыдержанной мощности.

Строение и состав рассматриваемого комплекса изменяются от места к месту в зависимости от преобладания алевролитовых или песчано-конгломератовых пород.

Наиболее полный разрез средне- верхнепалеозойских отложений описан А.Ф. Степаненко в районе сомона Баян-Цаган. Здесь, в центральной части полосы их распространения, которую он рассматривает как самостоятельный Баянцаганский прогиб, снизу вверх следуют:

	Мощность, м
1) песчаники серые мелко- и среднезернистые, неравномерно переслаивающиеся, обладающие скорлуповатой отдельностью и содержащие прослои алевролитов и темно-серых пепловых туфов	900
2) песчаники и алевролиты серые мелко- и среднезернистые с мощными (до 20 м) пластами светло-серых тонкополосчатых пепловых туфов	200

3) песчаники зеленовато-серые, серые и темно-серые, мелко-зернистые, с подчиненными прослоями алевролитов и пепловых туфов	Мошность, м 80
4) алевролиты серые и зеленовато-серые, неслоистые	100
5) пепловые туфы серые и зелено-серые	20
6) песчаники серые, мелко- и среднезернистые, неслоистые . .	180
7) песчаники серые, массивные, с прослоями темных алевролитов и линзами темно-серых органогенных известняков, содержащих кораллы и брахиоподы	300
8) песчаники серые, мелкозернистые, неслоистые, с пластами светло-серых пепловых туфов	80
9) чередование серых мелкозернистых песчаников и алевролитов, содержащих пропластки светло-серых пепловых туфов . . .	70
10) частое переслаивание серых мелко- и среднезернистых песчаников и темно-серых алевролитов	350

Видимая мощность средне- верхнекаменноугольных отложений в этом разрезе достигает 2300 м. Выше согласно залегают гравийно-галечные конгломераты нижней перми. Как можно видеть, в этой части Северо-Гобийской впадины в составе средне- верхнекаменноугольных отложений преобладают песчаники, содержащие в подчиненном количестве алевролиты и пепловые туфы.

Юго-западнее, в районе горы Бор-Ундэр-Обо, состав комплекса средне- верхнекаменноугольных отложений благодаря возрастанию роли алевролитов и известняков и появлению гравелитов несколько изменяется. Здесь, по данным А.Ф. Степаненко, наблюдается следующий разрез (снизу-вверх):

	Мошность, м
1) пачка частого чередования темно-серых мелкозернистых песчаников, алевролитов и туфов среднего состава	700
2) песчаники темно-серые и серые, мелкозернистые, с прослоями гравелитов	250
3) алевролиты зелено-серые и темно-серые, с многочисленными прослоями органогенно-обломочных известняков, содержащих брахиоподы и мшанки	300
4) пачка частого чередования невыдержанных пластов гравелитов (0,5-1 м) и средне- и крупнозернистых песчаников . .	70
5) серые и темно-серые алевролиты и тонкозернистые песчаники с обильной фауной брахиопод	200
6) песчаники серые, тонко- и мелкозернистые, переслаивающиеся с алевролитами	300

Мошность средне- верхнекаменноугольных отложений в этом разрезе около 1700 м.

Еще южнее, между грядой Шахир-Ула и развалинами Сахарыйн-Чжиса, нами описан следующий разрез верхней части комплекса средне- верхнекаменноугольных отложений (снизу вверх):

	Мошность, м
1) к северу от тектонического контакта с верхнепермскими отложениями обнажаются черные и темно-серые рассланцованные кремнистые алевролиты, полосчатые, полого падающие на север	250
2) кремнистые алевролиты, черные и темно-серые полосчатые, переслаивающиеся с светло-серыми и бурыми средне- и крупнозернистыми полимиктовыми песчаниками; отмечено несколько 20-50-сантиметровых выдержанных горизонтов темно-серых органогенно-обломочных известняков, содержащих обильные остатки брахиопод, мшанок и кораллов: <i>Cancrinella ostrogensis</i> Kotl., <i>C. cf. janischewskiana</i> Stepanov, <i>Brachythyryna</i> (?) <i>zabaica-</i>	

	<i>lica</i> Kotl., <i>Neospirifer licharewi</i> Kotl., <i>N. subfasciger</i> (Licharew), <i>N. cf. tomskiensis</i> Bened., <i>Brachythyridina</i> (?) <i>politosinuata</i> Masl., <i>Orulganina</i> cf. <i>verchotomica gunbiana</i> Kotl., <i>Jakutoproductus</i> cf. <i>cheraskovi</i> Kaschir., <i>Levipustula haicalensis</i> (Nasl.), <i>Taimyrella</i> sp., <i>Neochonetes</i> sp. (Сборы И.Н. Мананкова и А.А. Моссакковского, определения Т.Г. Сарычевой, А.Д. Григорьевой, Г.А. Афанасьевой и И.Н. Мананкова)	480
3)	конгломераты мелкогалечные, бурые и рыжие, с галькой кремнистых пород, кварца, различных кислых эффузивов, линзовидные прослои грубозернистых песчаников, серых и лиловых туфов и лав андезитовых порфиритов	300

Выше согласно залегает толща нижнепермских вулканогенных пород андезитового состава.

Таким образом, если в северной части Северо-Гобийской впадины средне-верхнекаменноугольные отложения имеют довольно монотонный песчаниковый состав при подчиненной роли алевролитов, то южнее их состав становится более разнообразным благодаря появлению, наряду с песчаниками и алевролитами, многочисленных, хотя и маломощных, горизонтов мелководных рифовых и органогенно-обломочных известняков, пепловых туфов, а также конгломератов и гравелитов.

НИЖНЕПЕРМСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения нижней перми в Северо-Гобийской впадине представлены мощным комплексом вулканогенных и терригенных пород, находящихся в сложных фациальных взаимоотношениях. Главное место в их составе занимают средние и кислые вулканогенные породы, тогда как терригенные, в основном песчанико-конгломератовые образования, в более или менее значительном количестве развиты лишь на северо-западе и северо-востоке Северо-Гобийской впадины.

В центральной и северо-восточной частях Северо-Гобийской впадины нижнепермские отложения связаны постепенными переходами с развитыми там средне-верхнекаменноугольными образованиями, тогда как на бортах впадины они залегают с угловым несогласием непосредственно на породах раннекаледонского складчатого фундамента.

Ввиду большого разнообразия в составе и строении комплекса нижнепермских отложений представляется целесообразным его характеристику дать раздельно для разных районов Северо-Гобийской впадины (рис. 18).

На северо-западе Северо-Гобийской впадины комплекс нижнепермских отложений, залегающий здесь непосредственно на раннекаледонском фундаменте, состоит из двух согласно пластуемых и, видимо, частично замещающих друг друга по латерали толщ: нижней вулканогенной и верхней терригенной.

Вулканогенная толща образована в основном лавами, вулканическими брекчиями и туфами андезитовых порфиритов при резко подчиненном количестве пород базальтового, дацитового и липаритового состава. Ее разрез был описан в 1969 г. В.В. Кебезинским в районе горы Баян-Ула и горы Саба-Ула, где снизу-вверх наблюдается следующая последовательность пород:

Мощность, м

1)	базальтовые порфириты с микрофенокристаллами пироксена, брекчированные и местами сильно измененные процессами гематитизации, альбитизации, окварцевания, карбонатизации; отдельные горизонты образованы туфовыми брекчиями, туфовыми песчаниками и аргиллитами с неопределимой флорой	200
----	---	-----

- 2) липаритовые пепловые туфы с отдельными обломками кристаллов кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза . . . 30
- 3) андезитовые порфириты с подчиненными линзами андезитовых туфов и единичными горизонтами дацитовых лав; наблюдаются разновидности амфибол-плагиоклазовых андезитовых порфиритов; в низах преобладают лавы с бурой роговой обманкой, в верхах – пироксеновые порфириты . . . 300-400
- 4) андезитовые афировые, существенно плагиоклазовые лавы . . . 100
- 5) андезитовые порфириты и андезитовые туфы и туфовые брекчии . . . 300-400

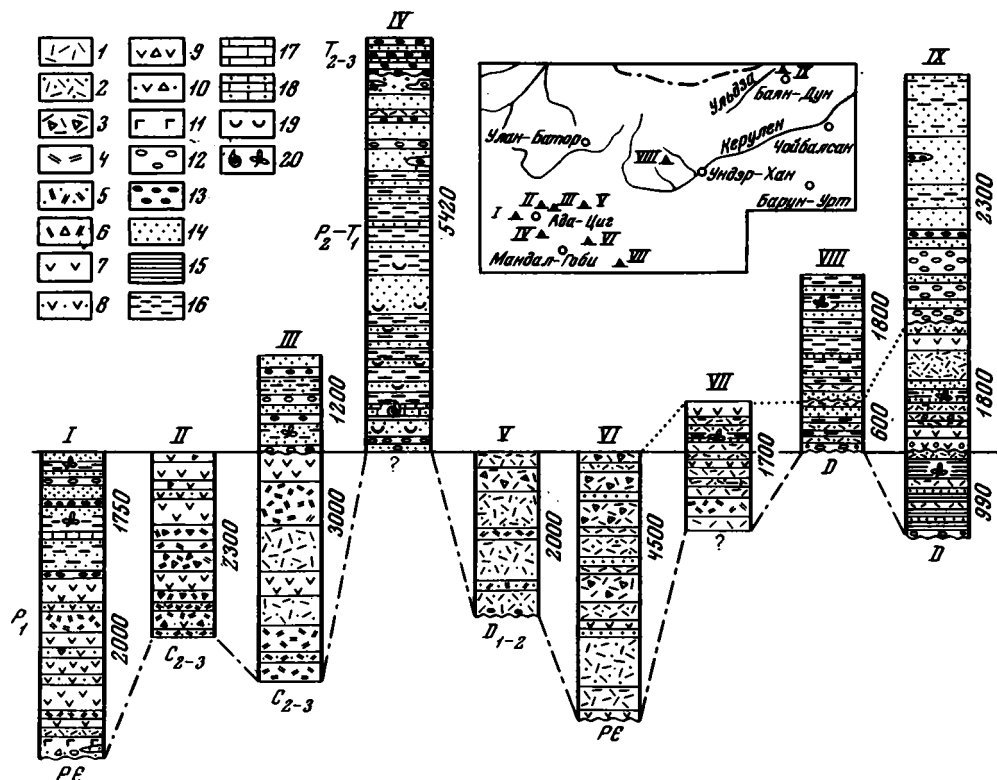


Рис. 18. Схема сопоставления стратиграфических разрезов пермских и триасовых отложений Центральной Монголии

I–VII – Северо-Гобийская впадина: I – район гор Баян-Ула и Саба-Ула (по В.В. Кележинскому), II – район горы Бор-Ундэр-Обо (по А.Ф. Степаненко), III – гряда Шахир-Ула (по А.А. Моссаковскому), IV – район горы Бага-Гадзарын-Чулу и развалин Цэутуйн-Чжиса (по А.А. Моссаковскому и О. Томуртоого), V – район горы Дашибалбо (по А.Ф. Степаненко), VI – окрестности сомона Ухтал (по А.П. Брангулису и Ю.П. Цыпукову), VII – район Овдох-Худук (по А.Ф. Степаненко); VIII – Ценхиргольская мульда (по М.В. Дуранте); IX – Ульдзинская впадина (по В.А. Благодравову, М.В. Дуранте и Л.П. Зоненшайну)

1 – липаритовые лавы; 2 – липаритовые туфы; 3 – липаритовые лавовые брекчии; 4 – дацитовые лавы; 5 – дацитовые туфы; 6 – дацитовые туфовые брекчии; 7 – андезитовые лавы; 8 – андезитовые туфы; 9 – андезитовые лавовые брекчии; 10 – андезитовые туфовые брекчии; 11 – базальтовые порфировые лавы; 12 – конгломераты; 13 – гравелиты; 14 – песчаники разнозернистые; 15 – туффиты; 16 – алевролиты; 17 – известняки органогенные; 18 – прослой известковистых песчаников; 19 – конкреции известковистых песчаников; 20 – остатки ископаемой фауны и флоры

- | | |
|---|---------|
| 6) дацитовые лавы с подчиненными горизонтами дацитовых туфовых брекчий и редкими прослоями андезитовых лав | 400 |
| 7) андезитовые (андезито-базальтовые?) крупнолейстовые порфириты, перемежающиеся с андезитовыми туфами и туфовыми песчаниками | 400-500 |

Суммарная мощность видимого разреза вулканогенной толщи оценивается примерно в 1500-2000 м.

Верхняя терригенная толща, строение которой было изучено В.А. Бобровым, В.А. Макаровым и М.В. Дуранте в районе колодца Думда-Улу-Худук, а А.А. Моссаковским - к югу от горы Баясхуланг, состоит главным образом из зелено-серых полимиктовых разнозернистых песчаников и мелкогалечных конгломератов. В ее нижней части резко преобладают мелко- и среднезернистые полимиктовые песчаники, переслаивающиеся с массивными и кремнистыми полосчатыми алевролитами; присутствуют тонкие (30-40 см) пласты светло-серых мелкозернистых окремнелых аркозовых песчаников и 5-10-метровые горизонты черных оскольчатых аргиллитов с мелкими линзами органогенных известняков. Верхняя часть сложена светло-серыми и зелено-серыми косослоистыми разнозернистыми, часто пуддинговыми полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, гравелитами и мелкогалечными плохо отсортированными конгломератами, галька которых состоит из обломков гранито-гнейсов, огнейсованных гранитов, кварцитов, кремнистых пород и различных кислых эффузивов. Мощность верхней толщи около 1700-2000 м. В алевролитах из средней и верхней ее частей М.В. Дуранте были собраны и определены растительные остатки *Rufloria* aff. *derzavinii* (Neub.) S. Meyen., *R. ex gr. poryvaica* Gluch., *R. sp.*, *Cordaitea singularis* (Neub.) S. Meyen., *Nephropsis* sp., *Vojnovskya* sp., указывающие на нижнюю пермь (горизонт с сингулярисо-державиньевым комплексом). Из этой же толщи восточнее (в 17 км юго-западнее сомона Адациг) М.В. Дуранте и Е.Е. Павлова собрали остатки морской нижнепермской фауны *Jakutoproductus verchojanicus* (Fred.), *Heteralosia* cf. *irwinensis* Coleman, *Linoproductus* cf. *angustus* King., *Kitakamithiris* sp., *Purdonella* aff. *nikitini* (Tschern.) (определения Е.Е. Павловой).

Таким образом, суммарная мощность комплекса нижнепермских отложений в северо-западной части Северо-Гобийской впадины достигает 3700-4000 м, из которых только половина приходится на вулканогенные породы.

Сходный разрез нижнепермских образований развит восточнее, в окрестностях горы Бор-Ундар-Обо (рис. 18), где его нижняя часть также представлена вулканогенной, существенно андезитовой толщей, видимая неполная мощность которой превышает 2300 м (Кепежинскас и др., 1970). Однако здесь, в отличие от более западных и северо-западных районов Северо-Гобийской впадины, эта вулканогенная толща залегает на палеонтологически охарактеризованных средне-верхнекаменноугольных отложениях, согласно надстраивая их разрез.

По направлению на юг состав комплекса нижнепермских отложений и прежде всего его вулканогенной толщи претерпевает значительные изменения, вызванные постепенным возрастанием роли вулканических пород кислого состава.

Так, к югу от гряды Цахир-Ула уже практически весь разрез нижнепермских отложений сложен вулканогенными породами, причем не только андезитового, но и дацитового и липаритового состава. Суммарная мощность нижнепермских вулканогенных образований превышает здесь 3000 м. Разрез нижнепермской вулканогенной толщи, залегающей, как показали наши наблюдения, совершенно согласно на терригенных, палеонтологически охарактеризованных породах среднего-верхнего карбона, описан А.Ф. Степаненко на склонах горы Тойдон-Обо, где в восходящей последовательности пластуется:

1) дацитовые порфириты лилово-серые, красно-бурые и темно-серые, содержащие в верхней части горизонты фельзит-порфириков мощностью по 80-100 м	750
2) агломератовые туфы кислого состава, сиренево-серые	350
3) андезитовые порфириты (лавы и вулканические брекчии) темно-серые, роговообманковые	300
4) грубообломочные агломератовые туфы кислого состава	600
5) дацитовые порфириты темно-серые	600
6) андезитовые порфириты роговообманковые	400

Еще более кислый состав отличает нижнепермские вулканогенные образования в более юго-западных и юго-восточных районах Северо-Гобийской впадины.

Таблица 6

Размещение органических остатков в разрезах перми Северо-Гобийской впадины

Биостратиграфическая схема перми Монголии (по М.В. Дуранте)			Думда-Усу -худук	В 37 км к югу от сомона Дэлгэр-Хан
Пермь		Комплекс		
Верхняя	верхи	Сульцивых кордаитов		
	середина	Грациленто- бревифоли- евый		
	низы	Сингуляри- со-держа- виный	<i>Rufloria</i> aff. <i>derzavinii</i> (Neub.) S. Meyen, <i>R. ex gr. poryvaica</i> Gluch., <i>Cordaites singularis</i> (Neub.) S. Meyen, <i>Nephropsis</i> sp., <i>Vojnovskya</i> sp. (1)	<i>Terrakea</i> aff. <i>borealis</i> Ganelin, <i>Mongolosia morenkowi</i> Manankow et Pavlova. T-3
Нижняя			<i>Marginifera</i> cf. <i>norrisei</i> Chao., <i>Linnoproductus ussuricus</i> (Fred.), <i>L. cora</i> (Orb.), <i>Spirifer moosakha-ilensis</i> Dav., <i>Spiriferella</i> cf. <i>saranae</i> Vern., <i>Pseudosyrinx kolymanensis</i> Tolm. (1a)	<i>Cordaites</i> aff. <i>zaleskyi</i> Durante, <i>Rufloria</i> cf. <i>kerulenica</i> Durante, R. sp. T-2

Так, в окрестностях сомона Адациг роговообманково-пироксеновые и пироксеновые андезитовые порфиры с невыдержанными горизонтами лавобрекчий и туфов того же состава развиты только в нижней части нижнепермской вулканогенной толщи, где их суммарная мощность не превышает 1400 м. Весь остальной вышележащий разрез (свыше 1700 м мощностью) представлен коричневыми и сиренево-серыми полосчатыми дацитовыми порфирами и светло-серыми и розовато-серыми липаритовыми порфирами со сферолитовой или микрофельзитовой основной массой и флюидалной текстурой, причем в верхней трети разреза доминируют липаритовые порфиры.

Южнее, в юго-западных отрогах хребта Мандалыйн-Хэцэ-Нуру (к северо-западу от сомона Цаган-Обони) В.В. Кепежинскас и А.Я. Салтыковский проследили, как на расстоянии в несколько километров по направлению с запада на восток внутри нижнепермского вулканогенного комплекса происходит полное фашиальное замещение мощной (свыше 400 м) пачки андезитовых

В 40 км юго-восточнее сомона Дэл-гэр-Хан	Район сомона Адациг	Хребет Онгон-Обо	Хребет Овдох-Худук
		<i>Phyllothea</i> sp., <i>Cordaites gracilentus</i> (Gorel.) S. Meyen, <i>Rufloria minima</i> (Such.) S. Meyen, <i>R. ex gr. olzerassica</i> (Gorel.) S. Meyen, <i>R. ex gr. brevifolia</i> (Gorel.) S. Meyen, <i>Lepeophyllum actaeonelloides</i> (Gein.) Zal., <i>L. aff. kostonanovii</i> Gorel., <i>Tungusosocarpus</i> aff. <i>Tichtensis</i> (Zal.) Such. T-6	
<i>Zamiopteris</i> sp. nov., <i>Cordaites</i> sp. T-4	<i>Jaktytoproductus verchoyanicus</i> (Fred.), <i>Heteralosis</i> cf. <i>irwinensis</i> Coleman, <i>Linoproductus</i> cf. <i>angustus</i> King, <i>Kitakamithiris</i> sp., <i>Purdonella</i> aff. <i>nikitini</i> (Tschern.). T-5		<i>Phyllothea</i> sp., <i>Paracalamites</i> sp., <i>Rufloria</i> sp., <i>Cordaites</i> aff. <i>kuznetskianus</i> (Gorel.) S. Meyen, <i>C. ex gr. gracilentus</i> (Gorel.) S. Meyen, <i>C. ex gr. singularis</i> (Neub.) S. Meyen, <i>Crassinervia</i> sp., <i>Samaropsis</i> sp., <i>Cordaites tynminax</i> (Gorel.) S. Meyen. T-7

порфиров липаритовыми туфами и флюидальными туфолавами, которые, видимо, представляют собой перекристаллизованные игнимбриты. Разрез (неполный) нижнепермского вулканогенного комплекса, по данным В.В. Кебезинского, А.А. Мессаковского, А.Я. Салтыковского (1970), следующий (снизу—вверх):

	Мощность, м
1) липаритовые лавовые брекчии светло-зеленые	100
2) андезитовые порфиры с редкими вкрапленниками плагио- клаза	10
3) липаритовые лавы бурого и почти черного цвета, игнимбрито- подобные, с единичными линзами пепловых туфов и вулканических брекчий	400
4) липаритовые туфы мелко- и среднеобломочные, местами игнимбри- топодобные	200-300
5) базальтовые порфиры темно-серые, пироксен-плагиоклазовые	100
6) андезито-дацитовые лавы желтовато-зеленовато-серые с отдель- ными горизонтами игнимбрито-подобных дацитовых туфов	400

Еще восточнее, по простиранию той же зоны, в районе горы Дашибалбо, по данным А.Ф. Степаненко, весь разрез нижнепермских вулканогенных образований, залегающих здесь с угловым несогласием на дислоцированных породах нижнего — среднего девона, сложен исключительно кислыми вулканитами: агломератовыми игнимбрито-подобными туфами липаритового и дацитового состава (1500–1700 м) в нижней части и флюидальными лавами и лавовыми брекчиями липаритовых и фельзитовых порфиров (500 м) в верхней части.

Наконец, на самом юге Северо-Гобийской впадины, в районе сомонов Цаган-Дэлгэр и Ухтал, где комплекс нижнепермских вулканогенных образований залегает с резким угловым несогласием непосредственно на раннекаледонском складчатом фундаменте и прорывающих его нижнепалеозойских гранитах, кислые вулканогенные породы получают особенно широкое развитие и достигают своей максимальной мощности, которая, по данным А.П. Брангулиса и Ю.П. Цыпукова, достигает 4500 м. Разрез нижнепермских (средне-верхнекаменноугольных — нижнепермских, как без достаточных оснований считают А.П. Брангулис и Ю.П. Цыпуков) распадается здесь на две, связанные постепенными переходами толщи: нижнюю, сложенную преимущественно светло-серыми грубообломочными кристаллокластическими туфами кислого состава, которые распадаются отдельными горизонтами по 50–300 м мощности липаритовых порфиров, и маломощными пачками туфоалевролитов и туфопесчаников (2200–2400 м), и верхнюю, отличающуюся вишнево-серой окраской пород и образованную лавами и лавобрекчиями флюидальных фельзит-порфиров, содержащих отдельные пачки средне- и крупнообломочных литокластических туфов кислого состава (2300 м).

Подобный существенно кислый состав комплекс нижнепермских вулканогенных образований сохраняет и юго-восточнее, в окрестностях угольного месторождения Овдок-Худук (к западу от жел.-дор. станции Хара-Айраг), где в пачке сиренево-серых туфоалевролитов, туфопесчаников и туфогравелитов, залегающей среди фельзитовых лав, А.Ф. Степаненко обнаружил растительные остатки *Phyllothea* sp., *Paracalamites* sp., *Rufloria* sp. (с узкими дорзальными желобками), *Cordaites* aff. *kuznetskianus* (Gorel.) S. Meyen, *C. ex gr. gracilentus* (Gorel.) S. Meyen, *C. typ. minax* (Gorel.) S. Meyen, *C. ex gr. singularis* (Neub.) S. Meyen, *Crassinervia* sp., *Samaropsis* sp. (определения М.В. Дуранте), указывающие на переходные слои между нижней и верхней пермью.

Приведенные определения растительных остатков и морской фауны, собранных в различных частях Северо-Гобийской впадины (табл. 6, рис. 19), а также установленное в целом ряде согласное наложение верхнепалеозойских вулканогенных образований на палеонтологически охарактеризованные терригенные породы среднего — верхнего карбона, позволяют уверенно датировать

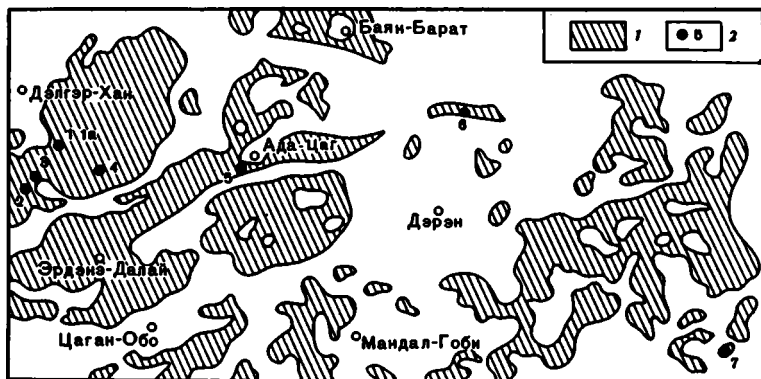


Рис. 19. Схема местонахождений ископаемых органических остатков в пермских отложениях Северо-Гобийской впадины

1 - современные выходы пермских отложений; 2 - местонахождение органических остатков и его номер (см. табл. 6)

Органические остатки собраны: М.В. Дуранте (1), В.А. Бобровым (1а), В.М. Якимовым (2, 3, 4), М.В. Дуранте и Е.Е. Павловой (5), А.Ф. Степаненко и М.В. Дуранте (6), А.Ф. Степаненко (7). Палеонтологические определения сделаны: М.В. Дуранте (1, 2, 4, 6, 7), Б.К. Лихаревым (1а), Е.Е. Павловой (3, 5)

рассматриваемый вулканогенно-терригенный комплекс нижней пермью. В пользу этого возраста свидетельствует и определение радиологического возраста (калий-аргоновый метод) базальта из района, расположенного к югу от гряды Цахир-Ула (по определению Л.В. Фирсова, 263 млн. лет). В связи с этим должна быть отвергнута принятая на обзорных геологических картах Монголии, изданных под ред. Н.А. Маринова (1966), а также на ранее составленных среднемасштабных геологических картах отдельных районов Центральной Монголии индексация возраста рассматриваемых вулканогенных образований как средний карбон - нижняя пермь нерасчлененные.

Подводя итоги рассмотрению комплекса нижнепермских отложений Северо-Гобийской впадины, следует подчеркнуть, что в северной части впадины в составе этого комплекса наряду с вулканогенными породами значительную роль играют терригенные осадочные породы, доля которых в общем объеме комплекса достигает местами 50%. Среди вулканических пород в северной части впадины доминируют лавы и вулканические брекчии среднего (андезитового) состава. В центральной части Северо-Гобийской впадины развиты разрезы нижнепермского комплекса переходного типа, в которых количество терригенных пород резко сокращается, а среди вулканогенных образований, наряду с андезитовыми порфиритами, широко представлены дациты и липариты. В южной части впадины нижнепермский комплекс состоит исключительно из кислых вулканогенных образований (липаритов и дацитов), достигающих очень большой мощности и в возрастном отношении захватывающих, возможно, не только нижнюю пермь, но и самые низы верхней перми.

ВЕРХНЕПЕРМСКИЕ — НИЖНЕТРИАСОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Мошный комплекс терригенных отложений верхней перми и нижнего триаса (?) выполняет центральную часть Северо-Гобийской впадины, где он со стратиграфическим несогласием и перерывом трансгрессивно залегает на разных горизонтах средне- и верхнекаменноугольных и нижнепермских образований, а также на прорывающих их гранитоидах. В строении этого комплекса главное место занимают разнозернистые и гравийные полимиктовые песчаники, алевро-

литы, гравелиты и конгломераты, которые незакономерно чередуются между собой, слагая вместе с тем пачки и целые толщи преобладающего песчанико-алевролитового или песчаникового (конгломерато-песчаникового) состава.

В результате исследований последних лет, проведенных нами в районах к западу и югу от горы Багагазрыйн-Чулу, представилось возможным расчленить почти 6-километровый комплекс отложений верхней перми – нижнего триаса на пять согласно пластующихся толщ.

Первая, самая нижняя, конгломерато-песчаниковая толща образована темно-серыми и зеленовато-серыми крупно- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками, часто содержащими рассеянную гальку гранитов и кислых эффузивов, которые переслаиваются с менее мощными пачками мелкозернистых песчаников и алевролитов и содержат линзы и 5–10-метровые горизонты гравелитов и мелкогалечных конгломератов; в составе гальки последних много гранито-гнейсов, крупнозернистых гранитов, кислых эффузивов, кварца и песчаников. Мощность толщи около 2000 м. В районе горы Онгон-Обо в прослое алевролитов из низов толщи М.В. Дуранте собрала и определила следующие растительные остатки: *Phyllothea* sp., *Cordaitea gracilentus* (Gorel.) S. Meyen, *Rufloria minima* (Such.) S. Meyen, *R. ex gr. olzerassica* (Gorel.) S. Meyen, *Lepeophyllum actaeonelloides* (Gein.) Zal., *L. aff. kostomanovii* Gorel., относящиеся к бревифолиево-грацилентовому комплексу и указывающие на середину верхней перми. В районе, расположенном западнее горы Багагазрыйн-Чулу и севернее развалин Цзутуин-Чжиса, О. Томуртоого обнаружил в верхней части толщи пеллециподы, которые, по заключению М.К. Куликова, свидетельствуют о позднепермском возрасте вмещающих их пород.

Вторая, песчаниково-алевролитовая толща, характеризуется частым чередованием 5–10-метровых пластов и пачек зеленовато-серых и темно-серых алевролитов, мелкооскольчатых, скорлуповатых, в некоторых пачках косослоистых, и песчаников мелко- или среднезернистых, полимиктовых, массивных, с лепешковидными конкрециями темно-серых известковистых песчаников. Мощность второй толщи 1100 м.

Третья, песчаниковая толща сложена в основном зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками, в своей главной массе крупно- или среднезернистыми, массивными, иногда косослоистыми, в которых рассеяны многочисленные мелкие конкреции черных и бурых известковистых песчаников; отдельные маломощные пласты образованы темно-серыми мелкозернистыми песчаниками. Мощность третьей толщи – 480 м.

Четвертая, песчаниково-алевролитовая толща, так же как и вторая, характеризуется частым переслаиванием зеленовато-серых и темно-серых алевролитов и средне- или крупнозернистых полимиктовых массивных песчаников. Мощность этой песчаниково-алевролитовой толщи – 900 м.

Пятая, конгломерато-песчаниковая, толща образована зеленовато-серыми и бурыми средне- или крупнозернистыми полимиктовыми песчаниками, в том числе и луддинговыми их разновидностями, содержащими рассеянную мелкую гальку песчаников и алевролитов, в которой в виде тонких (0,5–1 м) прослоев распространены гравелиты и мелкогалечные конгломераты с галькой, состоящей из песчаников, алевролитов, кислых и средних эффузивов, гранитов, яшмо-кварцитов и кварца; серо-зеленые алевролиты изредка образуют тонкие (до 20 см) пропластки среди песчаников. Мощность пятой толщи – 1800–1900 м.

В породах второй, третьей, четвертой и пятой толщ в большом количестве встречаются фрагменты растительных остатков плохой сохранности, которые в большинстве случаев принадлежат члено-стебельчатым пермо-триасового облика. Эти данные, а также тот факт, что все эти толщи связаны постепенными переходами с палеонтологически охарактеризованными отложениями середины верхней перми, позволяют принимать их пермо-триасовый возраст, который, однако, вряд ли поднимается выше среднего триаса, так как верхний триас в Северо-Гобийской впадине представлен литологически отличными пестроцветными терригенными породами.

Отложения верхнего триаса в пространственном и структурном отношении тесно связаны с комплексом верхнепермских – нижнетриасовых отложений и развиты только в центральных частях Северо-Гобийской впадины. Как правило, они налегают с размывом, но без каких-либо признаков структурного (углового или азимутального) несогласия на породы верхней перми – нижнего триаса, выполняя ядра грабен-синклиналей и мульд. В составе верхнетриасовых отложений выделяются две толщи: нижняя, песчанико-конгломератовая, относительно более широко развитая, и верхняя, алевролитно-песчаниковая.

Нижняя, песчанико-конгломератовая, толща отличается от аналогичных по составу верхнепермских и нижнетриасовых толщ своим пестроцветным обликом. Для нее характерно неоднократное чередование пестроцветных и зеленоцветных пачек, причем мощность первых достигает 100–200 м, а вторых – 50–70 м. Пестроцветные пачки образованы лиловыми мелко- и среднегалечными конгломератами, переполненными хорошо окатанной галькой розовых гранитов, фельзитов, липаритовых порфиров и кремнистых алевролитов; конгломераты перемежаются с менее мощными пластами лиловых гравелитов и гравийных луддинговых песчаников, лилово- и розовато-серых грубозернистых слоистых песчаников и алевролитов темно-лиловой или ядовито-зеленой окраски, нередко кремнистых и полосчатых. Зеленоцветные пачки состоят из табачно-зеленых, серых и темно-серых массивных грубо- или среднезернистых полимиктовых песчаников с редкими горизонтами кремовых кремнистых алевролитов, содержащих растительные остатки. Мощность нижней песчанико-конгломератовой толщи – около 1700–2100 м.

Верхняя, алевролитно-песчаниковая, толща сложена серыми и зелено-серыми кварц-полевошпатовыми мелко- или среднезернистыми песчаниками, часто переслаивающимися с пластами и пачками зелено-серых, темно-серых и черных, редко кирпично-красных алевролитов; среди алевролитов довольно часто отмечаются тонкие (1,5–5 м) горизонты зеленых и светло-зеленых пепловых туфов, в которых встречены растительные остатки: *Equisetites* sp., *Cladophlebis roessertii* (Tresl.) Zeiller, *Cl. ichumensis* Sze., *Scytophyllum* sp., *Taeniopteris* sp., *Sphenobaiera* sp., *Pelourdea* sp., *Neocalamites carrerei* (Zeiller) Halle (сборы М.В. Дуранте, определения И.А. Добрускиной). Мощность алевролитно-песчаниковой толщи – около 1200 м.

Таким образом, мощность верхнетриасовых отложений в Северо-Гобийской впадине превышает 3000 м.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

В современной тектонической структуре Северо-Гобийской впадины четко выделяются два ее широких крыла – северное и южное, – сложенные средне-верхнекаменноугольными и нижнепермскими терригенными и вулканогенными образованиями, и осевая зона, наиболее прогнутая, но сравнительно узкая, которая заполнена верхнепермскими и триасовыми отложениями. Ширина северного крыла изменяется от 45 до 75 км, южного – от 75 до 90 км, осевой зоны – от 10 до 45 км. Эти три главных структурных элемента, как и вся Северо-Гобийская впадина в целом, простираются в субширотном направлении почти на 300–350 км.

Северное и южное крылья Северо-Гобийской впадины на большем своем протяжении ограничены крупными субширотными разломами, по которым средне-верхнекаменноугольные и нижнепермские орогенные комплексы приведены в соприкосновение с рифейскими и нижнепалеозойскими породами обрамления впадины и ее фундамента. Лишь на отдельных участках тектонические соотношения сменяются нормальными стратиграфическими, и в этих случаях можно наблюдать резко несогласное залегание верхнепалеозойских отложений Северо-

Гобийской впадины на сильно дислоцированных рифейских и нижнепалеозойских породах раннекаледонского фундамента.

Главные особенности структуры Северо-Гобийской впадины обусловлены многочисленными различно ориентированными разломами, которые расчленяют ее на сложную систему продольных глыбовых зон, разбитых, в свою очередь, на более мелкие тектонические блоки. В пределах этих блоков оформились изометричные и брахиформные грабен-синклинали и горст-антиклинали. С некоторыми, наиболее крупными разломами связаны протяженные зоны интенсивных мелких складчатых дислокаций.

Среди разломов выделяются три главные системы: субширотная, северо-западная и северо-восточная. Ведущая роль принадлежит разломам субширотной системы, которые не только ограничивают Северо-Гобийскую впадину с юга и севера, но и расчленяют ее на несколько крупных продольных глыбовых зон (рис. 20).

Северная (Баян-Цаган-сомонская - Нормтуинская) глыбовая зона в большей своей части совпадает с северным крылом Северо-Гобийской впадины. С юга эта зона ограничена несколькими кулисообразно расположенными субширотными разломами, которые маркируют резкий тектонический уступ, круто падающий на юг - в сторону глубоко прогнутых грабен-синклиналей осевой зоны. Ширина Северной зоны колеблется от 16 до 25 км и только на востоке возрастает до 45 км.

В строении Северной глыбовой зоны участвуют средне-верхнекаменноугольные (в восточной части) терригенные, в меньшей степени вулканогенные образования. И только в ее средней части (в хребте Ихэ-Адациг) присутствуют средне-верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения совместно. Здесь же в нескольких небольших грабенах сохранились и верхнепермские отложения, развитые в северной зоне в общем незначительно. Это свидетельствует об относительно неглубоком (по сравнению с более южной Адацигской глыбовой зоной) залегании в северной зоне раннекаледонского фундамента, который расположен на глубине 1,5-2 км и только на отдельных участках погружен на 5-6 км.

К южному и северному краям Баян-Цаган-сомонской - Нормтуинской зоны приурочены горстовые выступы раннекаледонского фундамента - Цахир-уланский и Онгон-обинский (на юге) и Баян-Баратуинский (на севере), - которые представляют собой узкие (2-4 км) и протяженные (16-30 км) тектонические блоки, сложенные метаморфическими сланцами и мраморами рифейско-раннекембрийского возраста. Эти блоки не только ограничены со всех сторон крутопадающими субширотными разломами, но и расчленены ими на многочисленные более мелкие тектонические клинья, к границам которых приурочены тектонические выжатые мелкие тела серпентинитов и пироксенитов.

Существование таких горстов рифейско-нижнекембрийских пород на краях северной глыбовой зоны и относительно глубокое положение раннекаледонского фундамента в ее средней части, где в средне-верхнекаменноугольных и нижнепермских отложениях сформировались крупные грабенообразные синклинальные структуры (прогибы) - Баян-Цаган-сомонская (на востоке) и Нормтуинская (на западе), - указывает на общий синклинальный характер поперечного профиля этой зоны.

Сложно ветвящимися и пересекающимися разломами северо-западной (господствующей), субмеридиональной и северо-восточной ориентировки северная глыбовая зона, включая Баян-Цаган-сомонскую и Нормтуинскую грабен-синклинальные структуры, разбита на многочисленные разновеликие, чаще всего мелкие (размером в первые километры) тектонические блоки. В пределах этих блоков слои смяты в брахиформные синклинальные и антиклинальные складки, оси которых ориентированы в разных направлениях, а крылья оборваны разломами. Углы наклона слоев на их крыльях измеряются 30-40 или 50°. Однако вблизи разломов наклон слоев возрастает до 70-80°. Размеры таких складок по длинной оси обычно не превышают 10 км, а по короткой -

4–8 км. Складки торцово сочленяются между собой, часто разорваны второстепенными разломами на отдельные части, тектонически растащенные относительно друг друга.

Во многих тектонических блоках в современном эрозионном срезе сохранились лишь фрагменты былых складок – их центриклинальные или периклиналильные замыкания, части крыльев в виде оборванных моноклиналей и т.п.

В целом внутренняя структура северной Баян-Цаган-соманской-Норомтуинской глыбовой зоны не несет признаков линейности и по своим особенностям относится к структурам типа "битой тарелки".

Осевая (Адациг-сомонская) глыбовая зона с севера ограничена системой сменяющих друг друга (с запада на восток) субширотных разломов: Баян-Ундурским, Алак-хударским и Шидыэху-уланским, отделяющими ее от Баян-Цаган-сомонской – Норомтуинской глыбовой зоны, а с юга – аналогичной системой, состоящей из Эрдэни-Далайского, Бага-Цаган-нуринского и Улан-нуринского субширотных разломов. Разрывы северной и южной систем круто наклонены навстречу друг другу, фиксируя общую грабенообразную структуру осевой зоны. Ширина этой зоны невелика – 8–10 км в восточной части и около 30 км в наиболее широкой западной части. Незначительная ширина осевой зоны несоизмерима с ее длиной, достигающей 300 км. По направлению на восток Адациг-сомонская глыбовая зона выклинивается.

В строении Адациг-сомонской глыбовой зоны принимают участие главным образом верхнепермские и триасовые отложения. Нижнепермские и средневерхнекаменноугольные породы на поверхности обнажаются в виде узких тектонических клиньев только в средней части зоны – в районе к югу от гряды Цахир-Ула, но, по-видимому, они распространены под верхнепермскими отложениями к западу и востоку от этого района. В пределах осевой зоны раннекаледонский фундамент резко опущен и залегает на глубинах около 9–10 км.

Важнейшей морфологической чертой осевой зоны является ее ярко выраженная линейность; она проявлена не только в общей конфигурации –

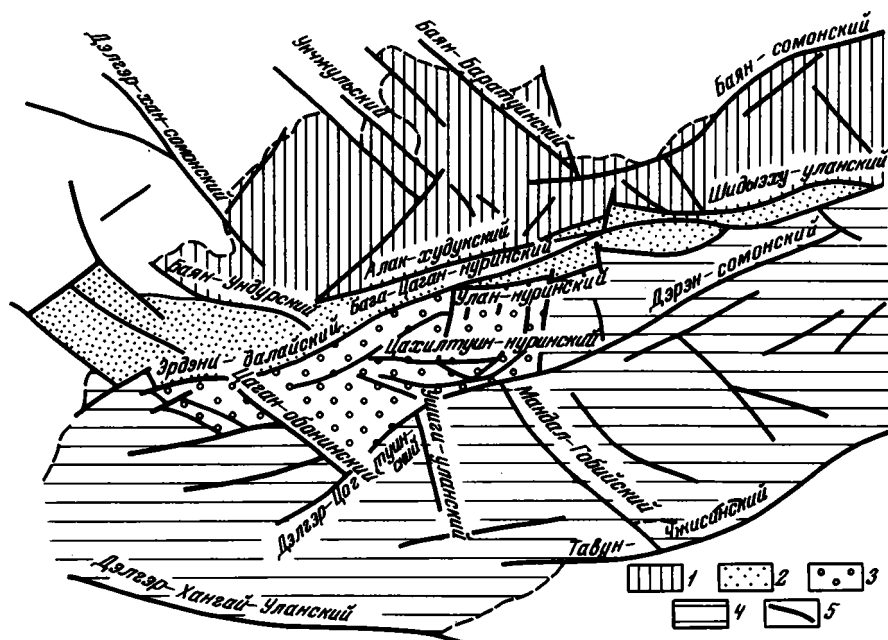


Рис. 20. Схема глыбовых зон и главных разломов Северо-Гобийской впадины

Глыбовые зоны: 1 – Баян-Цаган-сомонская-Норомтуинская, 2 – Адациг-сомонская, 3 – Багагазрынская, 4 – Мандал-Гобийская; 5 – главные разломы

узкой и протяженной, — но и подчеркивается всеми особенностями внутренней структуры, так, по краям Адациг-сомонской глыбовой зоны, параллельно ограничивающим ее разломам, в ряде мест протягиваются узкие субширотные зоны мелкого и интенсивного смятия слоев: Цзултэгэ-Горим-обинская у северного края зоны и Эрдэни-обинская у ее южного края. Эти зоны представляют собой полосы шириной от 2 до 6 км сплошного смятия слоев в мелкие сопряженные килевидные антиклинальные и синклиналильные складки.

Другая характерная особенность осевой глыбовой зоны заключается в том, что вся она насыщена мелкими разрывами, протягивающимися в полном соответствии с общим простиранием зоны, сходящимися, расходящимися и в результате расчленяющими всю зону на мелкие узкие разновеликие тектонические блоки. Внутри этой субширотно ориентированной "макробрекчии" простирание слоев и осей складок также имеет субширотное направление.

Особенности морфологии тектонических структур Адациг-сомонской глыбовой зоны указывают на то, что эта зона, первоначально возникшая как узкий протяженный грабен, в дальнейшем испытала сильное субмеридиональное сжатие, в результате которого сформировалась ее линейная складчато-блоковая внутренняя структура и образовались субширотные зоны мелких складчатых дислокаций.

Более южная, Багагазрыинская глыбовая зона также приурочена к центральной части Северо-Гобийской впадины. От Адациг-сомонской глыбовой зоны она отделена Эрдэни-Далайским и сменяющим его по простиранию Улан-нуринским разломами, от южной — Мандал-Гобийской глыбовой зоны — субширотным Дэлгэр-Цогтуинским разломом. Багагазрыинская глыбовая зона вытянута в субширотном направлении и в плане имеет слегка изогнутую прямоугольную форму. Ширина зоны — около 70 км, длина — 120 км.

В строении Багагазрыинской зоны принимают участие в основном терригенные отложения верхней перми и триаса, которые со стратиграфическим несогласием залегают на вулканогенных породах нижней перми или непосредственно на раннекаледонском фундаменте.

Раннекаледонский фундамент на юге и юго-востоке Багагазрыинской глыбовой зоны залегает на глубине всего 1,5 — 2 км, а в ее северной части он погружен почти на 10 км. Такой наклон поверхности раннекаледонского фундамента в значительной степени имел первичный (конседиментационный) характер. Об этом свидетельствует тот факт, что в юго-восточной части Багагазрыинской зоны, в районе к западу от сомона Дэлгэр-Цогт, на рифейско-нижнекембрийских мраморах и прорывающих их нижнепермских гранитоидах с резким угловым несогласием залегают верхние горизонты комплекса верхнепермских — триасовых отложений. В то же время, северо-западнее и западнее

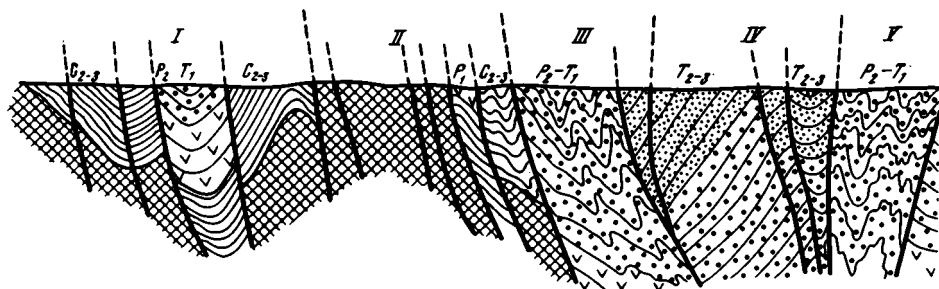


Рис. 21. Геологические разрезы через центральную и восточную части Северо-Гобийской впадины

I — Баян-Цаган-сомонская грабен-синклиналь, II — Цахир-Уланский горст, III — Цзултэгэ-обинская зона смятия, IV — Цахир-Чжисинская грабен-синкли-

те же стратиграфические горизонты согласно подстилаются более низкими частями разреза верхнепермского – триасового комплекса.

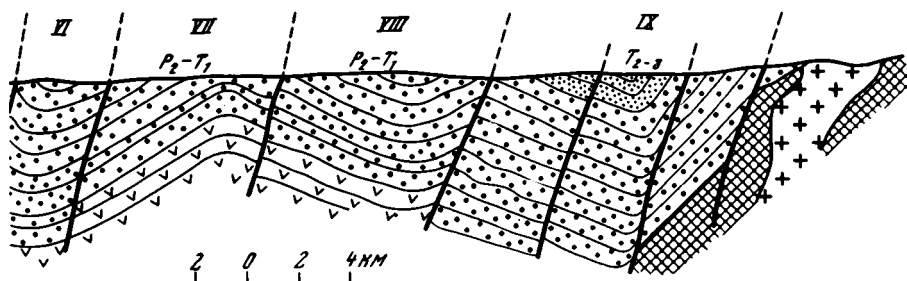
Внутренняя структура Багаазрыинской зоны не несет признаков линейности. Для нее характерны довольно спокойные асимметричные синклинальные и антиклинальные брахискладки, часто осложненные на крыльях флексурами. Длинные оси брахискладок ориентированы в разных направлениях: субширотном, северо-восточном и северо-западном. Часто смежные складки простираются перпендикулярно по отношению друг к другу. Большинство складок со всех сторон ограничено либо разломами, либо флексурами, что указывает на их блоковую (штамповую) природу.

Помимо мелких разломов, разделяющих отдельные штамповые складки и осложняющих их крылья, в Багаазрыинской глыбовой зоне развиты крупные разломы более молодой генерации, которые пересекают и смешают ранее возникшие складчато-блоковые структуры. Эти разломы, как правило, параллельны тектоническим ограничениям зоны и имеют соответственно субширотную и северо-восточную ориентировку на востоке Багаазрыинской зоны и северо-западную – в ее западной части.

Таким образом, Багаазрыинская зона, характеризующая строение внутренней части Северо-Гобийской впадины, отличается от более северных глыбовых зон широким развитием относительно простых, различно ориентированных штамповых брахискладок, образовавшихся в результате тектонических подвижек по разломам отдельных мелких блоков раннекаледонского фундамента.

Самая южная Мандал-Гобийская глыбовая зона практически полностью совпадает с южным крылом Северо-Гобийской впадины. Она является наиболее крупной среди всех глыбовых зон. Ее ширина достигает 75 км на западе и 100 км на востоке впадины, а длина превышает 350 км. Однако о ее тектонической структуре имеется меньше всего данных. Это вызвано прежде всего очень слабой геологической изученностью южного крыла Северо-Гобийской впадины, а также тем, что в строении Мандал-Гобийской зоны принимают участие главным образом вулканогенные, слабо стратифицированные образования нижней перми, прорванные к тому же многочисленными интрузивными массивами позднепалеозойских и мезозойских гранитоидов. Кроме того, значительная часть Мандал-Гобийской зоны перекрыта чехлом мезозойских отложений, что также затрудняет расшифровку ее тектонической структуры.

Имеющиеся материалы позволяют лишь установить, что Мандал-Гобийская зона субширотными и северо-западными разломами разбита на крупные (размером в десятки километров) блоки, в пределах которых нижнепермские эффузивно-пирокластические образования смяты в простые пологие (углы $5-15^{\circ}$)



наль, V – Эрдэни-обинская зона смятия, VI – Нараныйн-обинская грабен-синклиналь, VII – Дэрбула-уланская горст-антиклиналь, VIII – Дэлгэр-уланская грабен-синклиналь, IX – Хулгар-худукская грабен-синклиналь, X – Онгон-обинский горст, XI – Балиро-обинская грабен-синклиналь

складки с широким размахом крыльев. В поперечном меридиональном разрезе Мандал-Гобийская глыбовая зона имеет, по-видимому, синклинальную структуру. На это указывает существование у северного края зоны, в районе Дэрэн-сомона нескольких крупных горстовых выступов раннекаледонского фундамента, имеющих неправильную угловатую форму и отсутствие их в ее средней части. Вместе с тем, глубина залегания раннекаледонского фундамента в Мандал-Гобийской зоне невелика и, судя по мощности нижнепермских образований, даже в наиболее погруженных участках вряд ли превышает 2 км.

Итак, главная особенность тектонической структуры Северо-Гобийской впадины заключается в том, что она состоит из четырех продольных глыбовых зон, отличающихся своим стилем складчато-блоковых дислокаций. Вместе с тем, если судить по поведению поверхности раннекаледонского фундамента и глубине его залегания, то все эти глыбовые зоны можно сгруппировать в три крупных блока: Северный (Баян-Цаган-сомонская-Норомтуинская зона), Южный (Мандал-Гобийская зона), оба относительно приподнятые, и Центральный (Адациг-сомонская и Багагазрынская зоны), глубоко опущенный. Каждый из этих крупных тектонических блоков в поперечном разрезе характеризуется грабенообразным синклинальным строением. Сочетание крупных блоков с глыбовыми зонами и более частными горстами и грабенами и определяет общую ступенчато-глыбовую, погружающуюся от краев к центру структуру Северо-Гобийской впадины (рис. 21).

Рассмотренная складчато-глыбовая структура Северо-Гобийской впадины, как это будет показано ниже, формировалась длительно, на протяжении позднего палеозоя и мезозоя. Однако основная масса тектонических дислокаций, в том числе грабен-синклиналей, горст-антиклиналей, зон мелкого смятия слоев и большинства разломов, имеют постседиментационный характер и образовались в послетриасовое время. На это указывает, во-первых, то, что эти дислокации затрагивают весь комплекс отложений среднего-верхнего карбона, перми и триаса (включая и верхний триас), которые смяты совместно и участвуют в строении одних и тех же структур, и, во-вторых, резко несогласное срезание их меловыми и среднеюрскими отложениями. Последние также испытали складчато-глыбовые дислокации, но менее интенсивные, чем те, которые развиты в верхнепалеозойских – триасовых отложениях. Совершенно очевидно, что эти послемеловые складчато-глыбовые деформации в той или иной мере накладывались на уже дислоцированный к этому времени комплекс отложений верхнего палеозоя – триаса, еще больше осложнив развитие в нем структуры.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

В процессе развития Северо-Гобийской впадины на протяжении среднего и позднего карбона, перми и триаса образовался комплекс орогенных формаций, молассовых и вулканогенных, образующих несколько вертикальных и латеральных рядов.

Принадлежность средне-верхнекаменноугольных отложений Северо-Гобийской впадины к морской молассовой формации вытекает из характера и состава слагающих их пород. Главное место среди них занимают песчаники, алевролиты, конгломераты и гравелиты, отличающиеся полимиктовым составом и автохтонным происхождением основной массы обломочного материала, в котором большая роль принадлежит породам раннекаледонского фундамента. Песчаники либо слагают целые толщи в несколько сот метров мощности, либо входят в частом чередовании с пластами и пачками алевролитов. Среди песчаников, окрашенных в темно-серые, серые и зеленовато-серые цвета, преобладают мелко- и среднезернистые разности с массивной неслоистой текстурой, часто обладающие скорлуповатой отдельностью. Крупнозернистые разности менее распространены и обычно ассоциируют с конгломератами и гравелитами.

Обломочный материал песчаников представлен плохо окатанными зернами плагиоклаза, калишпата, кварца и эффузивов кислого и среднего состава. Последние составляют до 10% от общего объема породы. Алевролиты образуют самостоятельные пачки мощностью от десятков до первых сотен метров или присутствуют в виде тонких (20–40 см) и частых прослоев среди песчаников. Среди них выделяются рыхлые скорлуповатые и темно-серые и черные полосчатые кремнистые разности. Гравелиты и мелкогалечные конгломераты слагают тонкие пласты и линзы (0,5–1,5 м мощности) среди песчаников, и только в верхней части формации они иногда (например, на юге, в районе гряды Цахир-Ула) образуют мощные пачки до 300 м мощностью. В составе плохо отсортированной гальки конгломератов, размер которой колеблется в широких пределах – от 0,5 до 25 см, широким развитием пользуются липаритовые порфиры и фельзиты, андезитовые порфириты, двуслюдяные граниты, мраморы, кварциты, а также обломки кристаллов полевых шпатов и кварца. Обязательными членами парагенеза пород молассовой формации являются также пепловые туфы и органогенно-обломочные известняки, хотя по своему объему они резко уступают терригенным породам. И те, и другие, как правило, тяготеют к песчано-алевролитовым пачкам. Пепловые туфы образуют выдержанные пласты мощностью от 2 до 20 м, распределенные довольно равномерно по всему разрезу формации. Они имеют светло-серую или зеленовато-серую окраску, тонкозернистую структуру и полосчатую текстуру и состоят из мелких пепловых частиц, перекристаллизованного вулканического стекла и угловатых зерен кварца. Органогенно-обломочные известняки слагают или тонкие выклинивающиеся горизонты от 20 до 50 см мощностью, или крупные линзовидные тела – “риффы”, – протяженностью в 200–300 м и мощностью до 100 м, которые состоят из раковин брахиопод и пелелипод, скелетов мшанок и кораллов, сцементированных темно-серым карбонатным пелитоморфным цементом. Мощность молассовой формации не менее 2500 м.

Таким образом, в среднем и позднем карбоне, в раннюю стадию своего развития Северо-Гобийская впадина представляла собой сравнительно небольшой, вытянутый в северо-восточном направлении конседиментационный прогиб, заполнявшийся эпиварисцийской верхней морской молассой, которую мы будем называть первой.

Главная стадия развития Северо-Гобийской впадины относится к ранней перми, когда произошло резкое расширение ее площади. Эта стадия совпала с эпохой резкой активизации наземного орогенного вулканизма, что естественно наложило определенный отпечаток на все процессы раннепермской седиментации в Северо-Гобийской впадине, площадь которой в это время превратилась в арену массовых вулканических извержений. Вулканические продукты образовали сплошной 2–3-километровый покров, перекрывший средневерхнекаменноугольные молассы, а главным образом непосредственно наложившийся на раннекаледонский фундамент. Весь комплекс этих вулканических пород относится к нормальной орогенной андезит-липаритовой формации шельфономельного типа (среднее содержание Na_2O в дацито-липаритах – 3,61%, в андезитах – 3,48%, в базальтах – 3,23; K_2O в дацито-липаритах – 2,76%, в андезитах – 2,90, в базальтах – 1,34%; SiO_2 в дацито-липаритах – 66,52%, в андезитах – 57,87%, в базальтах – 51,23%).

Вулканические извержения сопровождались тектонической дифференциацией Северо-Гобийской впадины, оказавшей влияние на состав вулканических продуктов в разных участках, что привело к значительной латеральной изменчивости нижнепермской андезито-липаритовой формации.

В южной части Северо-Гобийской впадины нижнепермские вулканические породы имеют преимущественно кислый состав. Главное место среди них занимают игнимбриты и агломеративные игнимбритоподобные туфы липаритового и липарито-дацитового состава, слагающие многократно повторяющиеся в разрезе толщи мощностью по несколько сотен метров каждая. Несколько меньшим развитием здесь пользуются лавы и субвулканические тела (остатки жер-

ловых фаций вулканов) липаритов и фельзит-порфиров. Зато андезито-базальтовые и андезитовые порфиристы занимают резко подчиненное положение, слабая, так же как и туфоалевролиты и туфопесчаники, маломощные (первые десятки метров) горизонты. Такой преобладающий кислый состав нижнепермских вулканических образований в южной части Северо-Гобийской впадины заставляет обособлять их в липаритовую (игнимбритовую) субформацию. Мощность липаритовой субформации изменяется от 200 до 4500 м (район сомона Ухтал), а в возрастном отношении она охватывает всю раннюю пермь и, возможно, начало поздней перми. Накопление пород липаритовой субформации происходило в результате извержений многочисленных вулканов центрального типа, что обусловило образование в области ее формирования расчлененного вулканического нагорья.

В северной части Северо-Гобийской впадины состав продуктов вулканических извержений, имевших в ранней перми не только центральный, но и трещинный характер, был другим. Преобладающими породами здесь были рогово-обманковые андезитовые и андезито-дацитовые порфиристы (лавы, вулканические брекчии, туфы), формировавшие перемежающиеся толщи мощностью в несколько сотен метров, а в качестве второстепенных членов парагенеза выступали, с одной стороны, базальтовые порфиристы (преимущественно лавы), а с другой, пепловые туфы липаритовых порфиров в виде маломощных и довольно редких горизонтов. Совокупность всех этих вулканических пород представляется целесообразным выделять в качестве андезитовой субформации. Ее мощность не превышает 2000–2500 м, а возраст ограничивается лишь первой половиной ранней перми. Следовательно, вулканические извержения на севере Северо-Гобийской впадины прекратились намного раньше, чем в ее южной части. При наличии значительного количества терригенных пород, замещающих вулканогенные на самых разных уровнях стратиграфического разреза, а иногда и органических известняков может служить указанием на то, что накопление пород андезитовой субформации происходило в депрессии рельефа, поверхность которой иногда опускалась даже ниже уровня моря, т.е. испытывала значительное прогибание по сравнению со смежными тектоническими зонами.

И только в центральной части Северо-Гобийской впадины – на южных склонах хребта Адациг и гряды Цахир-Ула – нижнепермская андезито-липаритовая формация представлена полным набором пород, отвечающим по составу обеим субформациям и характеризующимся одинаковым соотношением как андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов, так и липаритовых и дацито-липаритовых лав, игнимбритов и туфов. Ее мощность здесь достигает 3000 м, а возраст соответствует всему интервалу ранней перми.

С середины ранней перми северная часть, а с начала поздней перми и вплоть до раннего триаса уже вся площадь Северо-Гобийской впадины были вовлечены в процессы континентальной молассовой седиментации, которая принимала все большие масштабы по мере затухания наземного вулканизма. Этот период накопления верхних моласс был завершающим в развитии Северо-Гобийской впадины. Он характеризовался денудацией и нивелировкой горного обрамления и внутренних вулканических нагорий, продукты разрушения которых скапливались в средней части впадины, главным образом на площади ее Центрального тектонического блока.

По своему формационному облику и положению в общем разрезе варисцидных орогенных образований Монголии толща терригенных нижне-верхнепермских – нижнетриасовых пород представляет типичную верхнюю континентальную молассу, которую в отличие от средне-верхнекаменноугольной мы будем называть второй. Главное место в ее составе занимают разнотекстурные кварц-полевошпатовые песчаники (70–75% от всего объема), валунно-галечные конгломераты и гравелиты (5–25%) и алевролиты (5–20%). Песчаники слагают пакки по 100–200 м мощностью или в виде маломощных пакетов и пластов (10–40 м) находятся в частом чередовании с алевролитами. Все песчаники отличаются полимиктовым, в основном кварц-полевошпатовым составом, плохой окатанностью и сортировкой обломочного материала. Они сос-

тоят из зерен плагиоклаза (45–50%), кварца (35–40%) и обломков различных пород – гранитов, микропегматитов, кремнисто-глинистых и серицитовых сланцев, песчаников и алевролитов (5–6%) часто встречаются обугленные фрагменты растений. По преобладающей размерности обломочных зерен выделяются мелкозернистые (обычно темно-серые), среднезернистые (зеленовато-серые и темно-серые) и крупнозернистые (светло-серые, бурые, зеленовато-серые) разности, которые в виде отдельных пластов переслаиваются между собой. Особенно характерны так называемые пудинговые разности грубозернистых песчаников, содержащие рассеянную “плавающую” мелкую гальку гранитов, кислых эффузивов, кварца и песчаников, а также включающие тонкие пропластки и линзочки гравелитов. Для подавляющей массы песчаников типично массивное строение и лишь отдельные пласты обладают грубослоистой текстурой.

Гравелиты и конгломераты находятся, как правило, в тесном парагенезе с песчаниками, среди которых они образуют маломощные (1,5–10 м, редко 15 м) пласты и линзы. Они плохо отсортированы, размер гальки колеблется в широких пределах – от 0,5 до 20–25 см, изредка встречаются глыбы до 1 м в поперечнике. Галька, окатанная в разной степени и скрепленная песчано-гравийным цементом, представлена кремнистыми алевролитами (35–40%), различными песчаниками (до 15%), липаритовыми (фельзитовыми) и дацитовыми лавами (10–15%), а также мелкозернистыми или порфировидными гранитами, микропегматитами и кварцем, суммарная доля которых может достигать 25–30%. Изредка в гальке встречаются андезитовые порфириды.

Алевролиты, так же как и конгломераты, не образуют крупных самостоятельных толщ, а слагают маломощные пачки или пласты, часто переслаивающиеся с песчаниками. Обычно мощность алевролитовых пачек измеряется 30–50 м, а пластов – 5–10 м. Среди алевролитов преобладают зеленовато-серые тонкоплитчатые песчанистые, с обильным растительным детритом, или темно-серые (черные) мелкоскорлуповатые плотные разности. В алевролитовых пачках присутствуют тонкие горизонты и рассеянные лепешковидные конкреции темно-серых известковистых песчаников, алевролитов, а иногда и глинистых известняков, содержащих в ряде случаев остатки раковин пресноводных гастропод и пеллеципод.

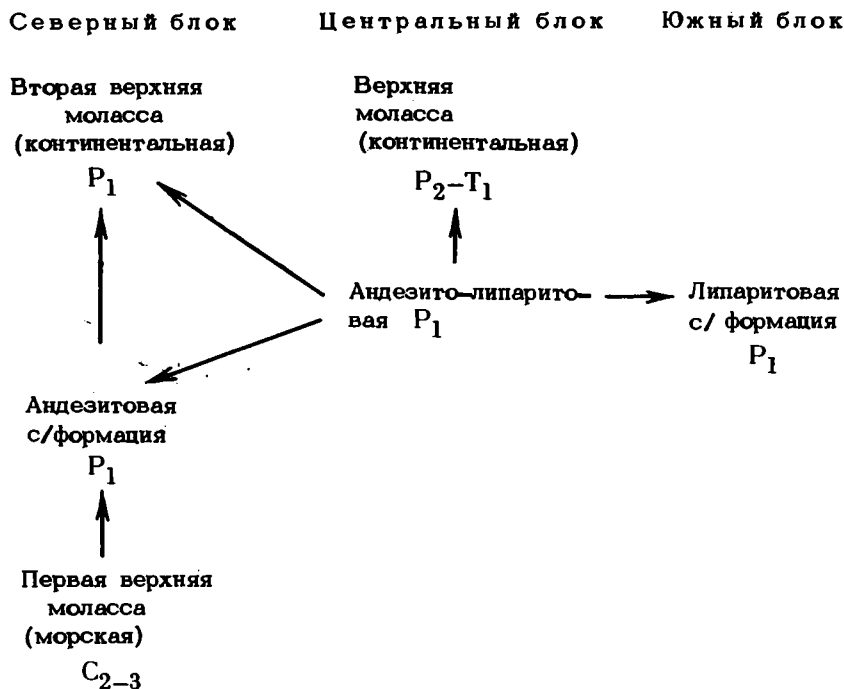
Очень характерная особенность верхнепермской – нижнетриасовой молассы Северо-Гобийской впадины – ее грубо ритмичное строение. Оно выражается в чередовании более грубообломочных (конгломерато-песчаниковых или существенно песчаниковых) и относительно тонкообломочных (песчанико-алевролитовых) мощных (1–2 км) толщ. Каждая пара таких толщ отражает крупный седиментационный ритм. В верхней молассе Северо-Гобийской впадины намечаются три таких седиментационных ритма – два нижних полные и третий, верхний, неполный, представленный только грубообломочной толщей.

В позднем триасе, по-видимому, после кратковременного перерыва в осадконакоплении, на отдельных участках в центре Северо-Гобийской впадины возобновилось накопление моласс, в формационном отношении неотличимых от верхнепермских – нижнетриасовых верхних моласс. Образование верхнетриасовых моласс не сопровождалось какой-либо тектонической перестройкой Северо-Гобийской впадины. Структурно они совершенно согласно вложены в позднепермские – раннетриасовые конседиментационные синклинали, как бы завершая начавшийся еще в конце перми и раннем триасе процесс последовательного сокращения площади молассовой седиментации и ослабления прогибания Северо-Гобийской впадины.

Ниже показаны вертикальные и латеральные формационные ряды, характерные для Северо-Гобийской впадины.

В этих формационных рядах нашли отражение три главные особенности развития Северо-Гобийской впадины:

- 1) три стадии ее развития – ранняя (средне-позднекаменноугольная), характеризовавшаяся локальным накоплением в Северном блоке верхней морской молассы; главная (раннепермская), когда вся площадь впадины была



вовлечена в прогибание и стала местом накопления наземных вулканических образований; и поздняя, начавшаяся в поздней перми (на севере во второй половине ранней перми) и продолжавшаяся в позднем триасе, во время которой происходило накопление верхних континентальных моласс;

2) последовательная миграция с севера на юг осевой зоны максимального прогибания и седиментации – из области Северного тектонического блока, где она располагалась в среднем – позднем карбоне и ранней перми, в пределы Центрального блока, куда она переместилась в поздней перми и триасе;

3) направленное изменение с севера на юг состава нижнепермских вулканогенных образований и приуроченность андезитовой субформации к конседиментационным прогибам на севере и отчасти в центре впадины, а липаритовой субформации к относительным поднятиям в ее южной части.

УЛЬДЗИНСКАЯ ВПАДИНА

Ульдзинская впадина расположена на правой стороне долины р. Онон, северо-западнее г. Чойбалсан. Верхнепалеозойские отложения, выполняющие Ульдзинскую впадину, изучали В.А. Бобров, М.А. Анпилов, В.А. Варламов, М.В. Дуранте и другие; особенности ее морфологии стали известны в последние годы после геологосъемочных работ, проведенных Л.П. Зоненшайном, В.А. Благодарным, В.И. Гольденбергом и др.

Ульдзинская впадина отличается сложными угловатыми очертаниями в плане; она несколько вытянута в северо-восточном направлении. Размеры впадины достигают 85 км по длинной оси и 65 км – по короткой. Угловатая форма впадины обусловлена тем, что в ее ограничении большую роль играют разломы двух главных направлений – северо-восточного и северо-западного. Особенно четко это выражено на юго-западном и северо-западном краях впадины, которые обрезаны двумя взаимоперпендикулярными зонами разломов. Протяженность этих зон более 70 км, а ширина – 5–10 км. Каждая из этих

зон представляет собой серию тесно сближенных узких тектонических клиньев, состоящих либо из крутых моноклиналей, либо из обрывков складок, которые ориентированы строго параллельно простиранию соответствующих зон. Л.П. Зоненшайн подчеркивает, что разломы северо-западного и северо-восточного направлений отчетливо проявились и во внутренней структуре Ульдзинской впадины, которая разбита на изометричные или ромбовидные блоки. Внутри этих блоков заключены пологие (углы наклона слоев 10–20°) мульды или брахисинклинали с резкими коленообразными контурами, разделенные узкими гребневидными антиклиналями или разломами.

Верхнепалеозойские орогенные образования, выполняющие Ульдзинскую впадину, а также развитые в непосредственной близости от нее, распадаются, так же как и в Северо-Гобийской впадине, на три комплекса, которые отличаются возрастом, особенностями формационного состава и шириной своего распространения.

Нижний, средне-верхнекаменноугольный, комплекс распространен очень локально и имеет незначительную мощность (350 м). Он выполняет небольшую Салхитскую мульдзу, расположенную в 15 км к юго-западу от Ульдзинской впадины. Этот комплекс, залегающий с разрывом, но структурно согласно на терригенных девонских отложениях, по данным М.В. Дуранте (1971), сложен полимиктовыми конгломератами и разнотекстурными, часто гравийными песчаниками, которые чередуются с пачками тонкослойных алевролитов, содержащих обильные флористические остатки средне-позднекаменноугольного возраста (салхитская свита). Этот комплекс совершенно аналогичен средне-верхнекаменноугольной молассе Северо-Гобийской впадины.

Средний, ниже-верхнепермский вулканогенно-молассовый, и верхний, верхнепермский молассовый, комплексы непосредственно участвуют в строении Ульдзинской впадины.

Комплекс нижепермских вулканогенно-молассовых образований несогласно залегают на девонских отложениях или на раннекаледонском фундаменте. По данным В.А. Благонравова, М.В. Дуранте и Л.П. Зоненшайна, в главной своей части он образован (рис. 18) субаэральными, окрашенными в черные, светло-зеленые, розовые и сиреневые цвета дацит-липаритовыми порфирами, пепловыми туфами и туфолитами того же состава, в меньшей степени игнимбритами, которым резко подчинены потоки белых липаритовых порфиров. На разных стратиграфических уровнях в составе комплекса постоянно присутствуют андезитовые и андезит-базальтовые порфириты и их туфы, слагающие горизонты до 200–300 м мощностью. Среди вулканических пород развиты прослои алевролитов с флористическими остатками ранне- или позднепермского возраста, песчаников, реже конгломератов, мощность которых колеблется от первых метров до 100–120 м и только в основании комплекса они образуют почти 300-метровую базальную толщу. Мощность ниже-верхнепермского комплекса достигает 2000–2100 м. Максимальное развитие он получает в южной и восточной частях впадины и постепенно выклинивается в северо-западном направлении. Внутреннее строение этого комплекса может быть показано на примере разреза, описанного М.В. Дуранте и Л.П. Зоненшайном в районе сомона Баян-Дунг и на северном склоне горы Ихэ-Гадзар (снизу-вверх):

Мощность, м

- | | |
|---|-----|
| 1) пачка туфов, туфопесчаников и туфогравелитов с подчиненными горизонтами кремнистых туфитов, в которых встречены <i>Zamiopteris</i> ex gr. <i>schmalhauseni</i> Schved., <i>Z. longifolia</i> Schved. (сборы Л.П. Зоненшайна, определения М.В. Дуранте), указывающие на раннепермский возраст; в основании залегает покров фельзит-порфиров | 300 |
| 2) андезит-базальтовые порфириты с крупными (2–3 мм) вкрапленниками полевого шпата и более мелкими моноклинные пироксена; в основании горизонт грубообломочных туфов и туфобрекчий | 250 |

- 3) туфолавы липарит-дацитовых порфиров, перемежающиеся с горизон-тами мелкообломочных туфобрекчий, туфоконгломератов, туффитов и литокристаллокластических туфов; присутствуют единичные покровы андезитовых порфиров; к средней части толщи приурочена 5–8-метровая линза серых мелкозернистых песчаников, алевропесчаников и алевролитов с обильными флористическими остатками *Cordaites cf. kuznetskianus* (Gorel.) S. Meyen, *C. ex gr. gracilentus* (Gorel.) S. Meyen, *Crassinervia* aff. *kuznetskianus* Neub., *Rusfloria* sp. nov. верхнебалахонского облика (сборы Л.А. Благоднаровой, определения С.В. Мейена и М.В. Дуранте), указывающие на первую половину поздней перми 1000–1200
- 4) андезито–базальтовые порфириты с невыдержанными горизон-тами туфобрекчий того же состава. 200–300

Набор вулканических пород, их состав, а также щелочноземельный тип их химизма позволяют рассматривать ниже– верхнепермский вулканогенно–мо-лассовый комплекс в качестве нормальной орогенной андезито–липаритовой формации.

Верхний молассовый комплекс, отвечающий по своему возрасту второй по-ловине поздней перми и, вероятно, раннему триасу, занимает главное место в строении Ульдзинской впадины. В ее центральной части он с размывом на-легал на ниже– верхнепермские вулканические породы, а на бортах транс-грессивно переходит либо на девонские образования, либо прямо на раннека-ледонский фундамент. Мощность комплекса достигает 3–3,5 км. Он состоит из полимиктовых мелко–, средне–, крупнозернистых и гравийных песчаников, которые незакономерно чередуются в нижней части с гравелитами и конгло-мератами, а в верхней – с алевролитами. На северо–западе и западе Ульд-зинской впадины мощность конгломератов в низах комплекса превышает 1000 м; они представлены здесь крупногалечным и валунными разностями. Как от-мечает М.В. Дуранте (1971), в восточном и южном направлении их мощ-ность сокращается до 400–600 м. Из этого следует, что наиболее грубо-обломочный материал поступал в Ульдзинскую впадину с северо–запада, из области Хангай–Хэнтэйского складчатого сооружения. В целом, этот комплекс совершенно идентичен верхней эпиварисийской молассе других районов Цент-ральной и Южной Монголии. Единственным его отличием является то, что в Ульдзинской впадине и в прилегающих частях Восточной Монголии слагающие его породы имеют не континентальный, а прибрежно–морской генезис, на ко-торый указывают остатки позднепермских морских брахиопод, пелелипод, мшан-нок и криноидей (Дуранте, 1971; Бобров, Котляр, 1963), широко представ-ленных в породах рассматриваемого комплекса.

ТАМИРГОЛЬСКАЯ МУЛЬДА

В отличие от Центрально–Монгольского поднятия, характеризующегося очень широким распространением верхнепалеозойских орогенных структур, послед-ние в пределах складчатого сооружения Хангай–Хэнтэйской моногеосинклинали развиты очень ограничено и представлены редкими небольшими наложенными мульдами или грабен–синклиналями (Амантов, Радченко, 1959; Дергунов и др., 1971). Примером таких структур может служить небольшая внутригор-ная мульда, изученная нами (Зайцев и др., 1969) в бассейне р. Урида–Тамир-Гол в центральной части Хангайского нагорья. В современной структуре этой мульды, достигающей в поперечнике 15 км, сохранилось только южное крыло, в пределах которого слои лежат полого (углы падения 20–35°), образуя не-большие флексурообразные перегибы (см. рис. 22), часто осложненные мало–

амплитудными разрывами. С северо-запада и северо-востока мульда оборвана крупными разломами, вблизи которых развиты приразломные запрокинутые складки.

Верхнепалеозойские отложения, выполняющие Тамиргольскую мульду, характеризуются, по данным Н.С. Зайцева, А.А. Моссакковского, А.С. Перфильева, О.Томуртоого и Б.Лхасурана (1969), следующим разрезом:

Мошность, м

- 1) нижнепермская вулканогенная толща; величина углового несогласия с породами хангайской серии в отдельных обнажениях достигает почти 90° ; в основании толщи залегает невыдержанный по простиранию пласт мелкогалечного конгломерата, в составе хорошо окатанной гальки которого преобладают темно-серые песчаники хангайской серии, реже встречаются кварц и обломки мелкозернистых лейкократовых гранитов; в западном направлении конгломерат замещается лавобрекцией кислого состава с обломками тех же пород, которые отмечены в гальке базального конгломерата; нижняя, большая часть вулканогенной толщи, сложена светло-серыми пятнистыми фельзитовидными кварцевыми порфирами, массивными, с ясно различимыми вкраплениями полевого шпата и с линзовидными выделениями кварца; лавы прослаиваются линзовидными пачками мощностью до 5 м лавобрекций и туфов липаритового состава, переполненными обломками кислых эффузивов (100–120 м); верхняя часть толщи образована темно-серыми литокристаллокластическими туфами андезитового состава, туфобрекциями и туфоконгломератами, в последних содержатся обломки кислых эффузивов; встречаются покровы темно-серых афировых и мелколейстовых порфиритов (40–80 м) . . . 140–200
- 2) выше согласно, но с размывом, залегает мощная толща песчаников; в основании толщи иногда присутствует тонкий прослой туфоконгломерата с хорошо окатанной галькой эффузивов кислого и среднего состава; непосредственно выше, а иногда прямо на вулканогенной толще располагается пачка черных мелкозернистых песчаников с прослоями углистых алевролитов, в которых собраны обильные растительные остатки, среди которых определены *Phylloplitis heeri* (Schm.) Zsl., *Phyllotheca* sp., *Paracalamites* sp., *Pecopteris* sp., *Cordaites singularis* (Neub.) S. Meyen, *Nephropsis?* sp., *Zamipteris* sp. (определения С.В. Мейена). По его мнению, указанный комплекс форм характерен для ишановской – усятской свит верхнебалахонской подсерии Кузбасса, т.е. для нижней перми (кроме ее низов). Мощность пачки с флорой – 8–30 м; остальная, главная часть толщи сложена песчаниками темно-серыми, плотными, звенящими при ударе, часто косослоистыми, реже тонко-параллельнослоистыми, разнотекстурными, полимиктовыми; среди песчаников распространены мелкогалечные конгломераты, которые образуют несколько линзовидных прослоев. Галька конгломератов представлена обломками вмещающих песчаников, средними и крупными эффузивами. В 100 м выше подошвы толщи проходит невыдержанный по мощности (10–15 м) пласт серых липаритовых лавобрекций; выше лавобрекций в косослоистых песчаниках встречен горизонт ракушечника с обломками и ядрами гастропод плохой сохранности, а над ракушечником в песчаниках залегает тонкий пласт углистых алевролитов с растительными остатками *Paracalamites* sp., *Phyllotheca* cf. *multicostata* (Radcz.) S. Meyen и кордаитов верхнепермского облика, в том числе сульцированных . . . 900

- 3) далее разрез согласно надстраивает конгломерато-песчаниковая толща, для которой характерно чередование 15–30-метровых пачек мелко- и среднегалечных конгломератов и грубозернистых полимиктовых песчаников с "плавающей" галькой (пуддинги), состоящей из песчаников, кислых эффузивов и гранитов; в составе гальки конгломератов преобладают граниты. В верхней части толщи встречаются отдельные маломощные (до 30–60 см) пласты черных кремнистых и углистых алевролитов; в углистых разностях алевролитов обнаружены растительные остатки *Cordaite adleri* (Radcz.) S. Meyen, *C. candalepensis* (Zal.), *C. clericii* Zal., *C. cf. insignis* S. Meyen, *Lepeophyllum* sp. По заключению С.В. Мейена, этот комплекс характерен для ерунаковской подсерии Кузбасса и отвечает верхней перми . . . 500
- 4) лежащая выше толща представлена серыми и темно-серыми песчаниками средне- и крупнозернистыми, реже мелкозернистыми; песчаники перемежаются с пластами черных кремнистых и углистых алевролитов до 8 м мощностью каждый, в которых в средней и верхней частях толщи встречены остатки флоры. В верхах видимого разреза толщи появляются пачки мелкогалечных конгломератов с обильной галькой гранитов. Флора из алевролитов, приуроченных к средней части толщи, представлена *Paracalamites* sp., *Pecopteris* sp., *Lepeophyllum* sp., *Cordaite adleri* (Radcz.) S. Meyen, *C. clericii* Zal. и другими сульцивыми кордаитами; среди растительных остатков из алевролитов верхов толщи определены *Cordaite angustifolia* (Neub.) S. Meyen, *Cordaite* sp. nov. верхнепермского облика, *Samaropsis* sp. Как отмечает С.В. Мейен, флора обоих горизонтов указывает на верхнепермский возраст вмещающих ее отложений, вероятно, на вторую половину верхней перми . . . более 300

На основании собранных флористических остатков нами принята следующая возрастная датировка толщ. Первая, вулканогенная, толща, залегающая несогласно на хангайской серии, вероятнее всего имеет нижнепермский возраст, так как она непосредственно и согласно подстилает также нижнепермский, но более высокий (вторая половина нижней перми) флористический горизонт. Вторая, песчаниковая, толща в своих низах включает горизонты с нижнепермской флорой, и на этом основании ее возраст нами определяется как нижняя – верхняя пермь. Третья, конгломерато-песчаниковая, и четвертая, песчаниковая, толщи охарактеризованы несколькими горизонтами с верхнепермской флорой, свойственной второй половине верхней перми. В составе отложений, выполняющих Тамиргольскую мульду, участвуют две формации: нижнепермская наземная андезито-липаритовая (200 м) и верхнепермская (с элементами нижней перми в нижней части) континентальная моласса (1800 м).

Пермский орогенный комплекс резко несогласно залегает на дислоцированных нижнекаменноугольных геосинклинальных терригенных толщах, прорванных гранитами нескольких возрастных генераций, обломки которых слагают главную массу материала континентальной молассы.

Следует заметить, что континентальная моласса в Тамиргольской мульде, несмотря на ее сравнительно небольшую мощность, в возрастном отношении отвечает, как это видно из анализа отдельных растительных остатков (Дуранте, 1971), всему объему поздней перми и концу ранней перми. Это свидетельствует о сравнительно невысоких темпах пермской орогенной седиментации в центральной части высоко поднятого в рельефе Хангай-Хэнтэйского складчатого сооружения, продукты разрушения которого в своей основной массе выносились за его пределы и накапливались на площади Центрально-Монгольского поднятия ранних каледонид.

ГЛАВА III

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ И СТРУКТУРЫ ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ

Верхнепалеозойские континентальные отложения в пределах Южной Монголии развиты столь же широко, как и в Центральной. Но в отличие от последней, они локализованы в многочисленных, но относительно узких и протяженных грабенах и грабен-синклиналях. Хотя подобные орогенные структуры или их фрагменты, сохранившиеся в современной структуре, распространены здесь практически повсеместно, основная их масса все же тяготеет к южному краю Южно-Монгольской зоны варисцид, т.е. к пограничной полосе, примыкающей к более молодой, позднепалеозойской, эвгеосинклинальной зоне Внутренней Монголии.

Современные представления о стратиграфии верхнепалеозойских и неразрывно с ними связанных триасовых отложений были выработаны в результате исследований В.М. Силицына, Б.М. Казакова, А.А. Кулеша, В.А. Боброва, Б. Лувсанданзана, И.Б. Филипповой, А.Е. Уфлянда, А.А. Храпова и ряда других исследователей (Силицын, 1956; Бобров, Нейбург, 1967; Гоби-Алтайское землетрясение, 1963; Борзаковский и др., 1967; Борзаковский, Суетенко, 1970; Зоненшайн и др., 1970; Лувсанданзан, 1970; Храпов, 1970). В последние годы разработкой стратиграфии карбона и перми занимались О.Д. Суетенко и М.В. Дуранте (Геология МНР, т. 1, 1973). Изучению верхнепалеозойских структур были посвящены исследования А.А. Моссаковского, О. Томуртоого, Л.П. Зоненшайна, А.С. Перфильева и Б. Лхасурена.

Общая особенность позднепалеозойских орогенных структур Южной Монголии – в той или иной степени их вытянутость в субширотном направлении, согласном с простиранием всей зоны; в поперечном разрезе они представляют собой килевидные, нередко асимметричные, запрокинутые на север узкие и сжатые складки или системы таких складок, оборванных продольными и поперечными разломами. Главную роль в строении верхнепалеозойских отложений Южной Монголии играет вулканогенный комплекс среднего карбона – низов верхней перми. Верхний молассовый комплекс верхней перми – нижнего триаса занимает резко подчиненное положение и развит только в двух-трех наиболее крупных впадинах – Ноянсомонской, Баян-обинской и в Джинсэтских грабенах.

НОЯНСОМОНСКАЯ ВПАДИНА

Главные особенности строения позднепалеозойских орогенных структур Южно-Монгольской зоны мы рассмотрим на примере Ноянсомонской впадины. Эта крупная межгорная впадина расположена примерно в 200 км к юго-западу от г. Далан-Дадагад, в непосредственной близости от монголо-китайской границы. Как и все другие орогенные структуры Южно-Монгольской зоны, она вытянута в широтном направлении более чем на 200 км, при ширине около 40–50 км. Узким продольным центральным поднятием Ноянсомонская впадина разделена на три синклинальные прогибы – Северный, Южный и кулисообразно примыкающий к ним Восточный (рис. 22).

Эти прогибы сложены песчано-конгломератовой ноянсомонской серией позднепермского-триасового возраста. В центральном антиклинальном подня-

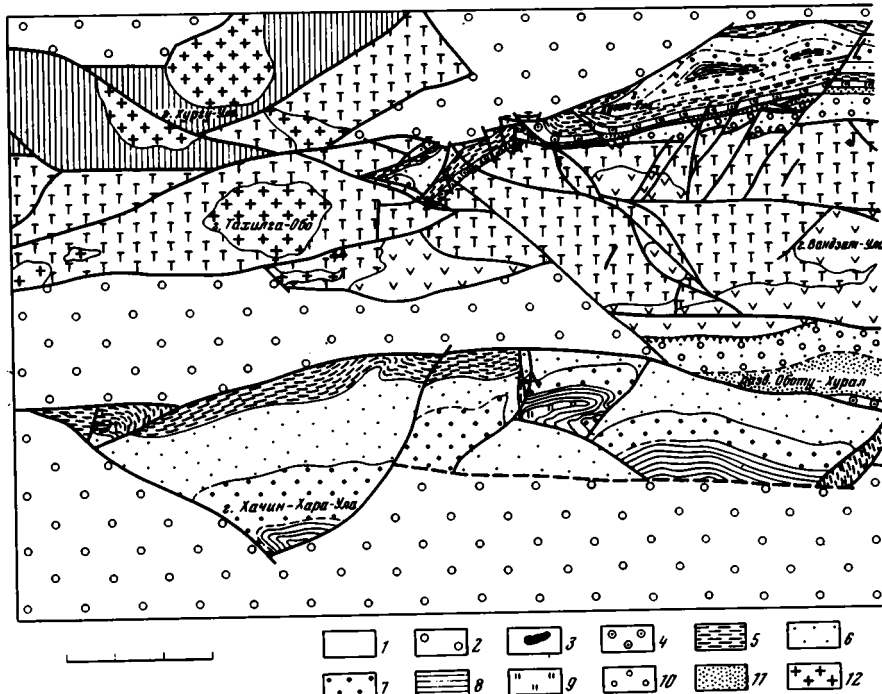


Рис. 22. Геологическая карта Ноянсомонской впадины (составили А.А. Моска-
ковский и О. Томуртоого)

1 - четвертичные отложения; 2 - верхнемеловые континентальные пестро-
цветные отложения; 3 - верхнемеловые базальты; 4-9 - триас, конгломерато-
песчанико-алевролитовая серия: седиментационные ритмы: 4 - первый, 5 - вто-
рой, 6 - третий, 7 - четвертый, 8 - пятый, 9 - пестроцветная алевролито-пес-
чаниковая толща (возможно, нижнеюрского возраста) - рыжие, светло-серые и
лиловые песчаники, зеленые и лиловые алевролиты; 10-11 - верхняя пермь:
10 - нижняя песчанико-алевролитовая толща - пестроцветные алевролиты, бурые

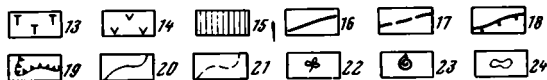
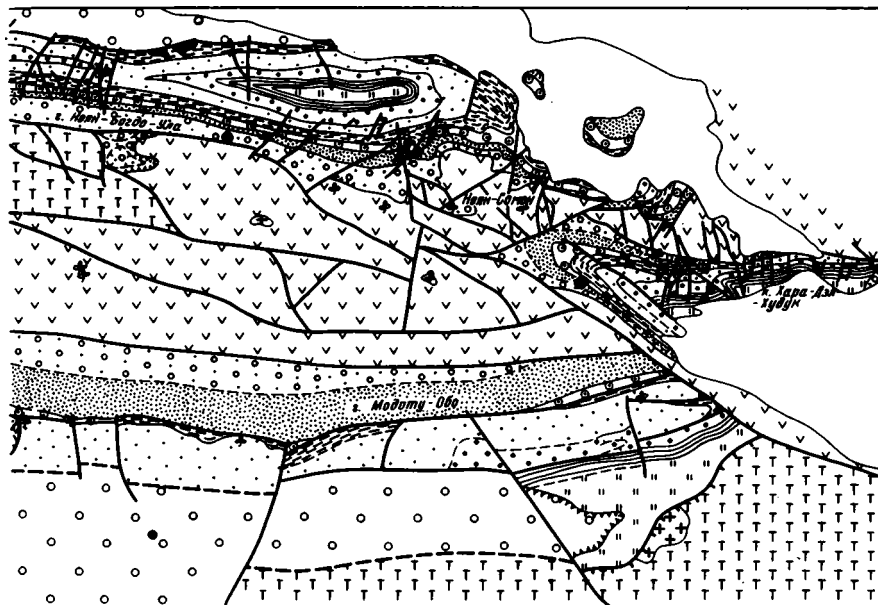
тии вскрывается вулканогенная серия среднего-верхнего карбона, а в его ядре, в его западной части, на дневную поверхность выступает складчатый эвгео-
синклинальный комплекс, представленный здесь андезитовой формацией нижне-
каменноугольного возраста, которая играет роль фундамента Ноянсомонской
впадины (Зайцев и др., 1973).

СТРАТИГРАФИЯ

СРЕДНЕ-ВЕРХНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Вулканогенная серия среднего-верхнего карбона имеет в Ноянсомонской
впадине довольно сложное строение и по литологическому признаку может
быть расчленена (рис. 23) на четыре согласно пластуемые (снизу вверх)
толщи.

1) нижняя толща кислых эффузивов, состоящая главным образом из лав,
вулканических брекчий и игнимбритов липаритового (плагиолипаритового -
содержание Na_2O достигает 6-8 вес.%) состава, отличающихся зелено-серой,
реже лиловой окраской; подчиненное место в ее строении занимают андезито-
вые порфириты, их туфы и туфоконгломераты, а также зеленые туфоалевро-
литы, туфопесчаники, туфогравелиты и конгломераты, группирующиеся в основном



песчаники, конгломераты, 11 - верхняя песчанико-конгломератовая толща - бурые и серые песчаники, гравелиты, конгломераты; 12 - пермские гранитоиды; 13 - нижний-средний карбон - андезитовые и липаритовые порфировые лавы, их туфы, песчаники и алевролиты; 14 - средний-верхний карбон - андезитовые порфириты, туфы, лавы и игнимбриты липаритового состава, песчаники и алевролиты; 15 - силур - вулканогенно-кремнистая толща; 16,17 - разломы; 16 - установленные, 17 - предполагаемые; 18 - надвиги, 19 - базальные горизонты; 20 - геологические границы; 21 - структурные линии; 22-24 - местонахождения ископаемых органических остатков: 22 - флоры, 23 - конхострак, 24 - позвоночных

в базальных слоях толщ и в ее кровле. Мощность толщ кислых эффузивов достигает 1000 м; ее внутреннее строение может быть охарактеризовано следующим послойным разрезом, составленным нами на южном крыле центрального поднятия в 20 км к югу от сомона Нояль; снизу вверх здесь обнажаются:

Мощность, м

- а) базальная пачка, сложенная конгломератами и вулканическими брекчиями кислого состава; конгломераты образуют два горизонта по 8-10 м каждый в низах и верхах пачки и представлены мелкогалечными, вверху - среднегалечными разностями с хорошо окатанной галькой разнообразных эффузивов и кварца и с отдельными прослоями гравелитов и зеленых вулканических грубозернистых песчаников 100
- б) плагиолипариты лилово-серые и зеленовато-серые, переходящие вверх по разрезу в мелкообломочные лавобрекчии липаритового состава 180-200
- в) лиловые лавы и лавобрекчии плагиолипаритового состава с пластами серо-зеленых туфов и туфоконгломератов андезитового состава в верхах пачки 300
- г) лиловые игнимбриты липаритового состава, которые в виде тонких (до 1 м мощности) горизонтов перемежаются с 15-20-

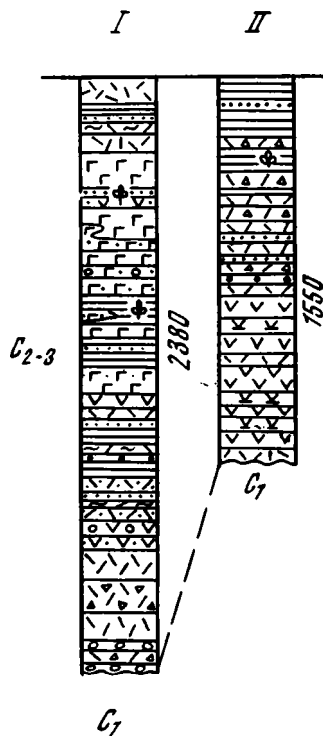
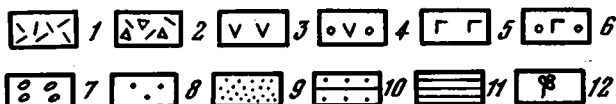


Рис. 23. Схема сопоставления стратиграфических разрезов средне- верхнекаменноугольных отложений Южной Монголии

1 - липаритовые лавы; 2 - липаритовые лавовые брекчии; 3 - андезитовые лавы; 4 - андезитовые лавовые конгломераты; 5 - базальтовые лавы; 6 - базальтовые лавовые конгломераты; 7 - конгломераты; 8 - гравелиты; 9 - песчаники нормальные и туфогенные, от грубо- до мелко-зернистых; 10 - известковистые песчаники; 11 - алевролиты, туфоалевролиты и туффиты; 12 - остатки ископаемой флоры



Мощность, м

метровыми пачками лиловых и зеленых туфопесчаников, туфогравелитов и полосчатых туфоалевролитов: в верхней части появляются лавы плагиолипаритов 390-400

2) осадочно-вулканогенная толща, имеющая отчетливое слоистое строение благодаря частому чередованию пачек и горизонтов вулканогенных и терригенных пород; вулканогенные породы представлены лавами, вулканическими брекчиями и туфами базальтового, андезито-базальтового и андезитового состава, терригенные породы - гравийными, грубозернистыми и разнотернистыми вулканомиктовыми и полимиктовыми песчаниками и кремнистыми туфоалевролитами, содержащими иногда растительные остатки. Мощность осадочно-вулканогенной толщи достигает 400 м; ее строение может быть охарактеризовано разрезом, описанным на северном крыле центрального поднятия в 12 км к западу от сомона Ноян (снизу вверх):

Мощность, м

- а) лиловые андезитовые порфириты, сменяющиеся выше по разрезу бурьми базальтовыми лавами с прослоями грубых и мелкообломочных комковатых туфов основного состава 100
- б) пачка слоистых грязно-бурьх гравийных и грубозернистых полимиктовых и кварц-полевошпатовых песчаников с туфогенным цементом, переслаивающихся с зелеными и лиловыми мелкозернистыми полосчатыми песчаниками, а также с кремевыми, зелеными и светло-серыми тонкослоистыми кремнистыми алевролитами; терригенные породы расслоены одиночными горизонтами по 0,5-3 м мощности черных миндалекаменных базальтов или грубых туфов основного и среднего состава 120
- в) андезитовые порфириты темно-серые 5-8
- г) пачка, образованная часто перемежающимися слоями (по 10-20-30 см) тонкослоистых разнотернистых и массивных грубых

Таблица 7

Распределение ископаемых органических остатков в разрезах нижнего, среднего и верхнего карбона Ноянсомонской впадины

Карбон	Хребет Тост-Ула, в 2,5 км северо-запад- нее колодца Алак-худук	Хребет Ноян-нуру, юго-восточный склон горы Вандзат- Ула	Хребет Ноян-нуру, окрестности г.Регины	Южнее колодца Дэлин-Шанда-худук		Гора Тавун-Ула
				западное ущелье	восточное ущелье	
верхний		<i>Paracalamites</i> cf. <i>mzas-</i> <i>siensis</i> Radcz., <i>Mesoca-</i> <i>lamites</i> sp., <i>Cardioneura</i> sp. nov., <i>Neuropteris</i> sp. nov., <i>Angaropteridium</i> sp., <i>Tschernovia</i> aff. <i>un-</i> <i>gensis</i> Gorel., <i>Cordaites?</i> sp. T - 3	<i>Paracalamites</i> sp. верхнепалеозойс- кого облика T - 4	<i>Neuropteris</i> ex gr. <i>paimbaensis</i> Rassk., <i>Paraca-</i> <i>lamites</i> sp. T - 5	<i>Angaridium finale</i> Neub., <i>Angaridi-</i> <i>um</i> sp., <i>Ginkgop-</i> <i>hyllum ussovi</i> Radcz., <i>Calami-</i> <i>tes</i> sp. T - 6	<i>Angaropteridium</i> sp., <i>Cardiopteri-</i> <i>dium</i> sp. T - 7
средний	Скопление перышек и ра- хисов <i>Angaropteridium</i> ex gr. <i>neuburgae</i> Durante sp. nov. T - 2					
нижний	<i>Lepidodendropsis oblongatus</i> Radcz., <i>Hartungia</i> aff. <i>volkman-</i> <i>niana</i> (Schm.) Radcz., <i>Knor-</i> <i>ria acicularis</i> Sternb. T - 1					

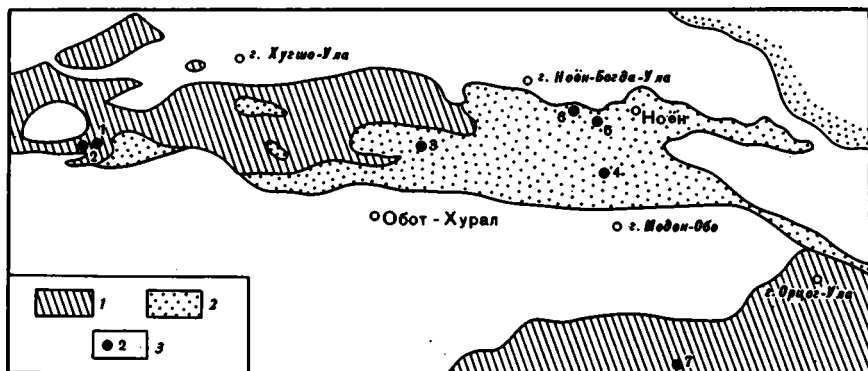


Рис. 24. Схема местонахождений ископаемых растений в каменноугольных отложениях Ноян-Богдунской впадины

1 - современные выходы ниже- среднекаменноугольных отложений; 2 - современные выходы средне- верхнекаменноугольных отложений; 3 - местонахождение растений и его номер (см. табл. 7). Растительные остатки собраны: Б. Лувсанданзаном (1), О. Томуртогоо (2, 3), А.А. Моссаковским и О.Томуртогоо (4, 7), А.А. Моссаковским (5, 6). Палеоботанические определения сделаны Г.П. Радченко (1), М.В. Дуранте (2-7)

Мошность, м

туфов основного и среднего состава и туфогравелитов, туфопесчаников (средне- и мелкозернистых) и кремнистых алевролитов, содержащих растительные остатки: *Neuropteris* ex gr. *paimbaensis* Rassk., *Paracalamites* sp., (определения М.В.Дуранте)

170

3) толща основных эффузивов, представленная лавами, вулканическими брекчиями и туфами базальтового, андезито-базальтового и андезитового состава, перемежающимися с редкими маломощными пластами и пачками туфопесчаников и кремнистых туфоалевролитов; мощность толщи основных эффузивов 540 м; она характеризуется следующим разрезом, непосредственно надстраивающим разрез подстилающей осадочно-вулканогенной толщи (снизу вверх):

Мошность, м

- | | |
|--|-----|
| а) черные полосчатые грубые туфы базальтового и андезитового состава, перемежающиеся с миндалекаменными базальтами. | 100 |
| б) бурые туфоконгломераты, разногалечные, состоящие из окатанных обломков черных базальтов, скрепленных туфовым цементом | 30 |
| в) черные миндалекаменные базальты и трахиандезиты, чередующиеся с темно-серыми полосчатыми мелкообломочными туфами того же состава | 200 |
| г) пачка часто переслаивающихся тонких (20-30 см) пластов грубых литокристаллокластических туфов кислого и среднего состава и темно-серых и красно-коричневых туфоалевролитов, в которых обнаружены растительные остатки: <i>Angaridium finale</i> Neub., <i>Angaridium</i> sp., <i>Ginkgophyllum ussovi</i> Radcz., <i>Colamites</i> sp. (определения М.В. Дуранте) | 60 |
| д) долеритовые базальты с прослоями миндалекаменных литокристаллокластических туфов основного состава | 150 |
| 4) верхняя толща кислых эффузивов, состоящая из липаритовых лав, фельзитов, игнимбритов липаритового состава и грубых | |

кислых литокристаллокластических туфов, а также тонких пачек и слоев туфогравелитов, грубых полосчатых туфопесчаников и и туфалевролитов; для пород этой толщи характерны красные, розовые, пятнистые зелено-желто-красные цвета, что сразу отличает их от пород нижней толщи кислых эффузивов . . . 300-310

Суммарная мощность вулканогенной серии достигает 2250 м. Ее средне-позднекаменноугольный возраст обоснован ископаемыми растительными остатками, обнаруженными нами в породах осадочно-вулканогенной толщи и толщи основных эффузивов (рис. 24, табл. 7) и известными из пород мазуровской, алыкаевской и промежуточной свит Кузбасса. В то же время нельзя отрицать, что самые верхи разреза описанной вулканогенной серии в возрастном отношении могут заходить в нижнюю пермь, по предположению А.И. Анатольева (1974).

ВЕРХНЕПЕРМСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

На вулканогенной серии среднего-верхнего карбона с размывом и базальными конгломератами в основании, но без сколько-нибудь четко выраженного углового несогласия залегает мощная серия терригенных пород позднепермского и триасового возраста, описанная М.В. Дуранте (1971) под названием ноянсомонской свиты. Эта терригенная серия выполняет северный и южный синклиналильные прогибы Ноянсомонской впадины. Она отчетливо распадается на две свиты: нижнюю, алевролитно-песчаниковую позднепермского возраста, и верхнюю, конгломерато-песчаниково-алевролитовую, ритмично построенную, триасового возраста. Разрез верхнепермской алевролитно-песчаниковой свиты изучен нами в урочище Ноян-Богдаин-Хадас (рис. 25), где в направлении с юга на север наблюдается следующая последовательность напластования пород (снизу вверх):

Мощность, м

- 1) базальная конгломератово-песчаниковая красноцветная пачка, сложенная мелко- и среднегалечными конгломератами, пласты которых переслаиваются с грубозернистыми пудинговыми песчаниками и ярко-красными алевролитами. Конгломераты образуют пласты по 4-5 м мощности в нижней части пачки, по 2-3 м - в ее средней части и по 20-40 см - в ее верхней части; хорошо окатанная галька, состоящая в основном из подстилающих эффузивов, скреплена песчано-гравийным цементом 160-170
- 2) пестроцветная алевролитовая толща, состоящая из лилово-красных и серо-зеленых алевролитов, иногда кремнистых и полосчатых, 20-40-метровые пачки которых прослоены маломощными (0,2-1,5 м) пластами серых и бурых грубозернистых полимиктовых песчаников, гравийных песчаников и гравелитов, а также более редкими и более тонкими (20-40 см) горизонтами серых глинистых известняков 790-820
- 3) пачка бурых песчаников, грубозернистых, массивных, с прослоями мелкозернистых слоистых разностей и с пропластками серо-зеленых и лиловых алевролитов 60-70
- 4) пестроцветная алевролитовая пачка, образованная 15-20-метровыми слоями серо-зеленых или лиловых алевролитов, содержащих тонкие (0,5-0,6 м) пропластки бурых грубо- или среднезернистых песчаников и тонкие горизонты по 30-40 см мощности серых глинистых известняков и конкреشنевидные стяжения сидеритов. 180
- 5) толща контрастного состава, характеризующаяся чередованием 10-метровых пластов мелкогалечных конгломератов и 20-30-метровых пачек коричневых и желто-серых алевролитов; грубозернистые песчаники и тонкие пропластки черных алевролитов, содержащих иногда 3-4-сантиметровые линзочки каменного угля, играют в составе этой толщи второстепенную роль 280-300

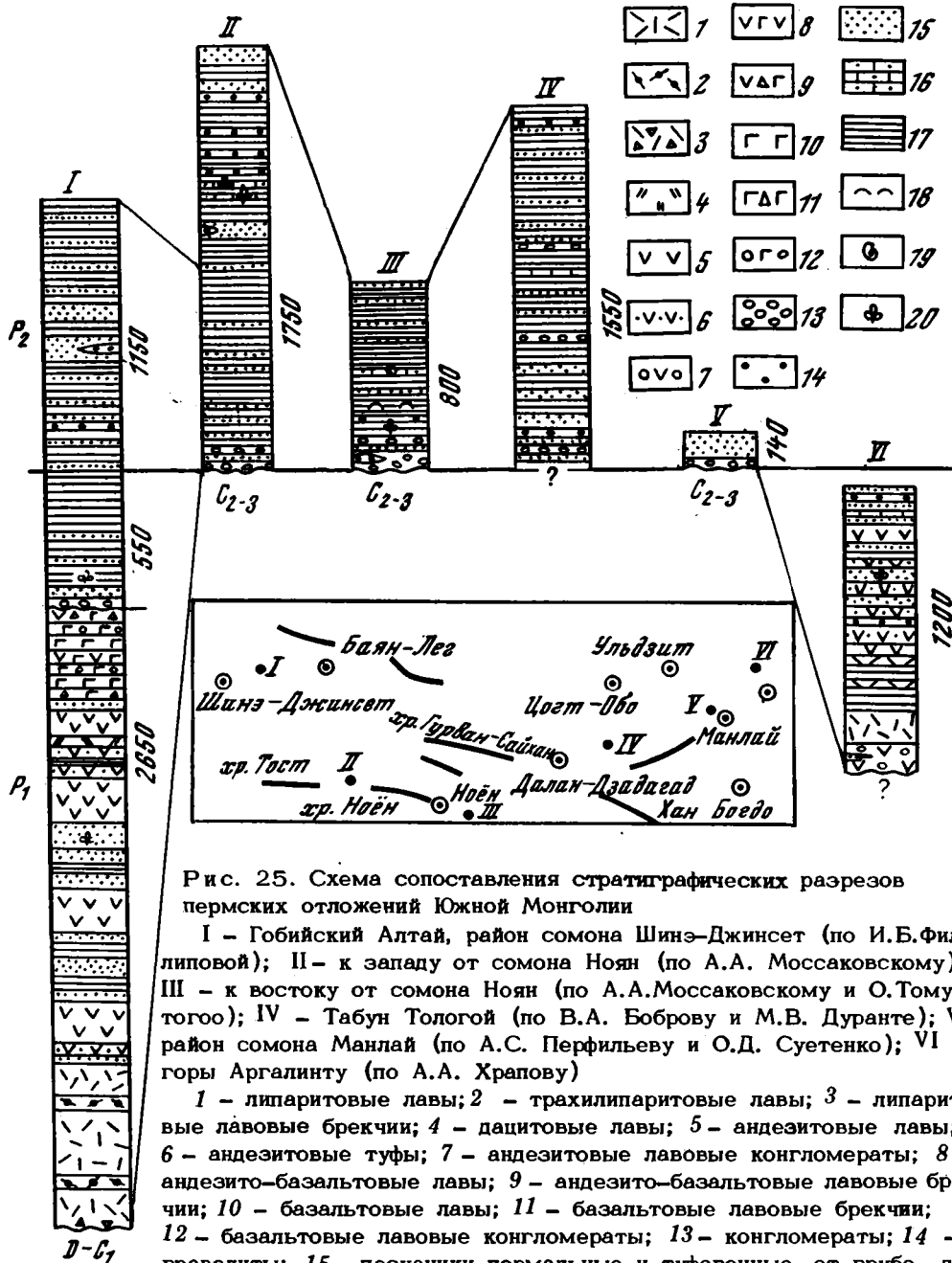


Рис. 25. Схема сопоставления стратиграфических разрезов пермских отложений Южной Монголии

И – Гобийский Алтай, район сомона Шинэ-Джинсет (по И.Б.Филиповой); II – к западу от сомона Ноён (по А.А. Моссаковскому); III – к востоку от сомона Ноён (по А.А. Моссаковскому и О.Томуртоого); IV – Табун Тологой (по В.А. Боброву и М.В. Дуранте); V – район сомона Манлай (по А.С. Перфильеву и О.Д. Суетенко); VI – горы Аргалинту (по А.А. Храпову)

1 – липаритовые лавы; 2 – трахилипаритовые лавы; 3 – липаритовые лавовые брекчии; 4 – дацитовые лавы; 5 – андезитовые лавы; 6 – андезитовые туфы; 7 – андезитовые лавовые конгломераты; 8 – андезито-базальтовые лавы; 9 – андезито-базальтовые лавовые брекчии; 10 – базальтовые лавы; 11 – базальтовые лавовые брекчии; 12 – базальтовые лавовые конгломераты; 13 – конгломераты; 14 – гравелиты; 15 – песчаники нормальные и туфогенные, от грубо- до мелкозернистых; 16 – известковистые песчаники; 17 – алевролиты, туфоалевролиты и туффиты; 18 – конкреции известковистых песчаников и алевролитов; 19 – остатки ископаемой фауны и флоры; 20 – флоры

Мощность, м

- 6) песчаники бурые и серые, грубозернистые, с рассеянной галькой кремнистых пород и кислых эффузивов, переслаивающиеся с тонкими пластами гравелитов, мелкогалечных конгломератов и редко алевролитов; в средней части пачки проходит характерный горизонт среднезернистых полимиктовых песчаников шоколадного цвета

250

Суммарная мощность описанной свиты достигает 1750 м. В западном направлении ее мощность возрастает до 2500–3000 м, а состав пород становится более тонкозернистым благодаря почти полному исчезновению из разреза песчаников и конгломератов, присутствующих только в самых нижних базальных слоях. В восточном направлении, напротив, мощность серии постепенно сокращается, а ее состав грубеет. Грубозернистые песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты начинают занимать здесь доминирующее положение, а пачки алевролитов резко сокращаются в мощности. Одновременно исчезает пестроцветная окраска; песчаники и гравелиты приобретают монотонный грязный зелено-бурый, а алевролиты черный цвет. В последних во многих пунктах нами встречены растительные остатки: *Callipteris* ex gr. *jerunakovensis* Gorel., обрывки крупных перышек *Callipteris* vel., *Compsopteris* ex gr. *advensis* Zal., *Callipteris* sp., *Tajmyropteris* sp., *Psygmothallum* sp., *Iniopteris* (?) sp., *Cordaites* sp., *Yavorskyia hebetata* Radcz., *Yavorskyia* sp. (ex gr. *mungatica*?) Radcz., *Pecopteris* ex gr. *anthriscifolia* (Göpp.) Zal., *Pecopteris* sp., *Paracalamites* sp., *Rufloria* sp., *Lepophyllum* sp. (определения М.В. Дуранте), указывающие на позднюю пермь (рис. 26, табл. 8).

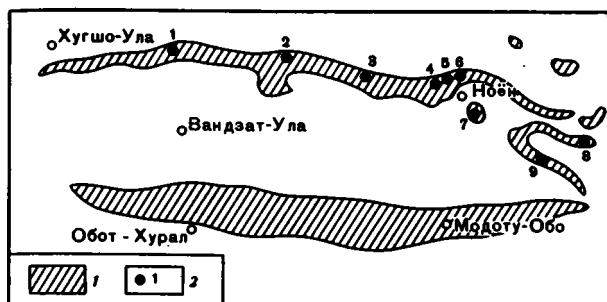


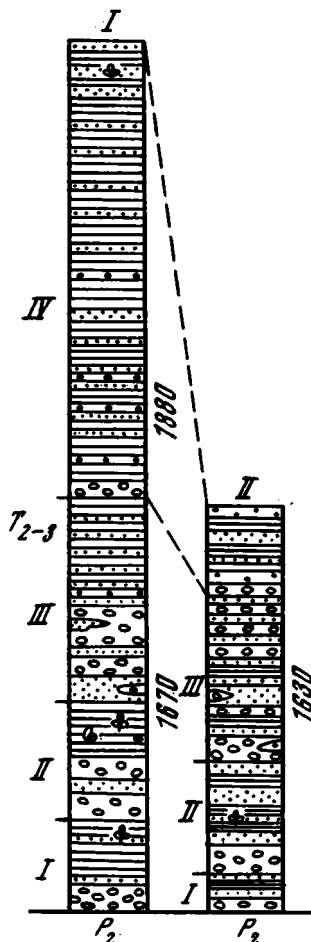
Рис. 26. Схема местонахождений ископаемых органических остатков в верхнепермских отложениях Ноянсомонской впадины

1 - современные выходы верхнепалеозойских отложений; 2 - местонахождение органических остатков и его номер (см. табл. 8). Органические остатки собраны: О.Томуртоого (1,3,7-9), М.В.Дуранте (2,4,6), А.А. Моссаковским (5). Палеонтологические определения сделаны: М.В.Дуранте (1-8), В.С. Заспеловой (9)

Рис. 27. Схема сопоставления стратиграфических разрезов триасовых отложений Ноянсомонской впадины

I - к западу от сомона Ноян; II - к востоку от сомона Ноян

Условные обозначения см. на рис. 25.



ТРИАСОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

На верхнепермских отложениях совершенно согласно залегает мощная, ритмично построенная конгломерато-песчанико-алевролитовая свита триасового возраста, разрез которой (рис. 27) к северу от родника Сайн-Сар-булак выглядит следующим образом (снизу-вверх):

Таблица 8

Распределение ископаемых органических остатков в разрезах верхней перми

В 9 км к западу от кол. Хухэ-Дабана-худук	В 10,5 км к востоку от кол. Хухэ-Дабана-худук	Окрестности род. Сайн-Сар-булак	Район кол. Далин-Шанда-худук (западное ущелье)
<i>Paracalamites</i> ex gr. <i>robustus</i> Zal., <i>P.</i> ex gr. <i>tenuicostatus</i> Neub., <i>Corda-ites</i> cf. <i>adleri</i> (Radcz.) S. Meyen. Т - 1	<i>Pecopteris</i> ex gr. <i>anthriscifolia</i> (Goepp.) Zal., <i>Comia</i> sp., <i>Corda-ites</i> <i>platyphyllus</i> S. Meyen., <i>C. clercii</i> Zal., <i>C. insignis</i> (Radcz.) S. Meyen. Обрывки сульци-ных <i>Corda-ites</i> . Т - 2	<i>Cordaites</i> cf. <i>adleri</i> (Radcz.) S. Meyen., <i>Crassinervia</i> sp., кольчу-гинского облика, <i>Lepeophyllum</i> sp. кольчугин-ского облика, <i>Pecopteris</i> sp., <i>Sphenopteris</i> sp. Т - 3	<i>Paracalamites</i> cf. <i>goeppertii</i> Neub., <i>P.</i> cf. <i>tenuicostatus</i> , <i>P. decoratus</i> Neub., <i>Paraca</i> sp., <i>Phyllothea</i> cf. <i>turnaensis</i> Gorel., <i>Paracalamites</i> sp. nov., <i>P.</i> aff. <i>anthriscifolia</i> (Gorel.) Zal., <i>P.</i> ex gr. <i>anthriscifolia</i> , <i>Rhipidopsis</i> sp., <i>Corda-ites</i> ex gr. <i>adleri</i> Radcz., <i>Nephropsis</i> sp., <i>Tungussocarpus</i> ex gr. <i>tychtensis</i> Such. Т - 4 <i>Paracalamites</i> sp., <i>Pecopteris</i> aff. <i>anthriscifolia</i> (Goepp.) Zal., <i>P.</i> ex gr. <i>leninskiensis</i> (Chachl.) Radcz., <i>Sphenopteris</i> sp., <i>Eichwaldia</i> sp., <i>Callipteris confluens</i> Neub., <i>Comia</i> cf. <i>primitiva</i> Neub., <i>C. enisejewensis</i> Schved., <i>C.</i> aff. <i>enisejewensis</i> , <i>Ghiopteris</i> ? sp., <i>Rhipidopsis</i> sp., <i>Yavorskyia mungatica</i> Radcz., <i>Taeniopteris</i> sp., <i>Corda-ites</i> ex gr. <i>clercii</i> Zal., <i>C.</i> ex gr. <i>adleri</i> Radcz., <i>Crassinervia</i> ex gr. <i>nervosa</i> Gorel., <i>Lepeophyllum</i> ex gr. <i>belovoensis</i> Gorel., <i>L.</i> cf. <i>kos-fomanovii</i> Gorel., <i>Tungussocarpus</i> ex gr. <i>tychtensis</i> Gorel. Т - 4 а

Мощность, м

- 1) конгломераты мелкогалечные, с хорошо окатанной разнообраз- ной галькой (2-3 см в диаметре), состоящей из фельзитов кварцевых порфиров, кварца, кварцитов, песчаников; конгломе- раты расслоены тонкими (0,3-0,5 м) пластинами и линзами серых и бурых грубозернистых гравийных песчаников, переходы которых к конгломератам нечеткие, расплывчатые 150
- 2) песчано-алевролитовая пачка, в которой пласты светло-серых и зеленовато-серых средне- и мелкозернистых полимиктовых песчаников, мощностью 10-15 м, переслаиваются с 30-40- метровыми пакетами серо-зеленых алевролитов; среди песча- ников отмечаются тонкие горизонты мелкогалечных конгломе- ратов, а среди алевролитов - горизонты мелкозернистых песчаников 210
- 3) конгломераты средне- и крупногалечные, по составу гальки совершенно аналогичные конгломератам слоя 1; в средней части проходит пачка до 60 м мощности светло-серых поли- миктовых песчаников, в которой крупнозернистые разности перемежаются со среднезернистыми и мелкозернистыми . . . 260-270
- 4) песчано-алевролитовая пачка; зелено-серые и темно-серые алевролиты образуют пакеты по 10-15 м мощности, раз- деленные тонкими (10-15 см) пластинами светло-серых сред-

Район кол. Дэлин-Шанда-худук (восточное ущелье)	В 0,8 км к вос- току от кол. Дэ- лин-Шанда-худук	Южное оконча- ние г. Эхин- Хайлясуту-Ула	В 15 км юго- восточнее сомона Ноян
<i>Callipteris</i> ex gr. <i>jerunakovensis</i> Gorel., <i>Compsopteris</i> ex gr. <i>adz- vensis</i> Zal., <i>Tajmiropteris</i> sp., <i>Psymphyllum</i> sp., <i>Iniopteris</i> ? sp., <i>Cordaite</i> sp., <i>Javorskya</i> <i>hebetata</i> Radcz., <i>Javorskya</i> sp. (ex gr. <i>mungatica</i> ?) Radcz., <i>Pe- capteris</i> ex gr. <i>anthriscifolia</i> (Goepp.) Zal., <i>Paracalamites</i> sp. T - 5	<i>Cordaite</i> ex gr. <i>clercii</i> Zal., <i>C.</i> ex gr. <i>adleri</i> (Radcz.) S. Meyen., <i>Pecop- teris</i> ex gr. <i>anthris- cifolia</i> (Goepp.) Zal., <i>P.</i> ex gr. <i>bobrovii</i> Neub., <i>Sphenopteris</i> sp., <i>Lepeophyllum</i> sp. T - 6	<i>Pecopteris</i> cf. <i>leninskiensis</i> (Chachl.) Radcz., sp., <i>Lioestheria</i> <i>Cordaite</i> cf. <i>clercii</i> Zal., <i>C.</i> cf. <i>adleri</i> (Radcz.) S. Meyen. T - 8	Конхостраки: <i>Pseudestheria</i> <i>Lioestheria</i> sp. T - 9

Примечание: В верхах грациленито-бrevi-фоллиевых горизонтов в 0,8 км к востоку от колодца Дэлин-Шанда-худук встречены обрывки крупных перышек *Callipteris* vel., *Compsopteris* sp., *Rufloia* sp., *Lepeophyllum* sp. T - 7.

Мощность, м

- незернистых и темно-серых мелкозернистых песчаников; в этой толще в правом борту сухого русла родника Сайн-Сарбулак Н.С. Зайцев обнаружил отпечатки кости *Labirintodae*, а в 15 км восточнее М.В. Дуранте собрала растительные остатки *Equisetites* sp., *Cladophlebis* sp., *Pelourdea* sp., *Pityophyllum latifolium* Tur.-Ket., *Neocalamites carrerei* (Zeiller) Halle (определения И.А. Добрускиной) 210-220
- 5) песчаники зелено-серые и светло-серые, средне- и крупно-зернистые, полимиктовые, слоистые, с прослоями гравийных песчаников 130
- 6) конгломератовая пачка, имеющая отчетливое слоистое сложение благодаря переслаиванию мелкогалечных и среднегалечных разностей, Состав гальки тот же, что в конгломератах слоев 1 и 3; в средней части пачки располагаются несколько пластов по 0,5-1 м мощности светло-серых крупно- и среднезернистых полимиктовых песчаников 330
- 7) песчано-алевролитовая толща, образованная перемежающимися песчаниковыми и алевролитовыми пачками сложного строения; в нижней части толщи преобладают мощные песчаниковые пачки, в верхней - алевролитовые; песчаники серые и зелено-серые,

средне- и мелкозернистые, часто содержат рассеянную гальку и линзы мелкогалечных конгломератов; алевролиты серые и зелено-серые, в верхах толщи темно-серые и лиловые, скорлуповатые, содержат тонкие прослойки (10–20 см) мелкозернистых песчаников	390
8) конгломераты средне- и мелкогалечные; в составе гальки, в отличие от конгломератов всех более нижних пачек, много обломков розовых, красных и светло-серых мелкозернистых гранитов, а также яшм, кварцитов, кварца и эффузивов . . .	60
9) песчано-алевролитовая толща, характеризующаяся грубым ритмичным чередованием 40–50-метровых массивных пачек зелено-серых средне- и мелкозернистых полимиктовых песчаников и слоистых пачек непостоянной мощности темно-серых и зелено-серых алевролитов; в песчаниковых пачках содержатся отдельные пласти мелкогалечных конгломератов и гравелигов. Алевролитовые пачки, мощность которых постепенно возрастает от 15–29 м в низах толщи до 40–50 м в ее средней части и до 100–200 м в верхах толщи, содержат многочисленные тонкие (20–30 см) пропластки темно-серых мелкозернистых песчаников	900–930
10) пачка черных алевролитов, листоватых, неслоистых, с обильным растительным детритом, в отдельных прослоях кремнистых и полосчатых, содержащих маломощные горизонты серых мелкозернистых полимиктовых песчаников	180
11) песчано-алевролитовая толща, образованная серо-зелеными неслоистыми алевролитами, в которых содержатся тонкие (0,5–1,5 м) пласты серых и бурых мелкозернистых полимиктовых массивных песчаников	450
12) пестроцветная алевролито-песчаниковая толща, состоящая из рыжих и светло-бурых массивных рыхлых грубозернистых пудинговых кварц-полевошпатовых песчаников, переслаивающихся с лилово-бурыми среднезернистыми песчаниками и пачками (15–20 м) зеленых и лиловых алевролитов; в песчаниках много углистых прослоев, переполненных остатками обугленных стволов и стеблей растений	240–250

Суммарная мощность описанной терригенной серии достигает 3550 м. Встреченные в ее породах растительные остатки датируют ее возраст как триас. Возможно, что самая верхняя ее часть имеет уже раннеюрский возраст.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Под традиционным названием Ноянсомонской впадины скрывается целая система субпараллельных и кулисообразно расположенных узких и протяженных поднятий и прогибов, сложенных средне-верхнекаменноугольными, пермскими и триасовыми вулканогенными и молассовыми образованиями. Все они вытянуты в широтном направлении, оси их параллельны, что в сочетании с небольшой шириной каждого из них обуславливает отчетливую линейную их структуру. По мере детального изучения внутренней структуры Ноянсомонской впадины обнаруженное число таких глубоких, узких и протяженных прогибов все время возрастает. К настоящему времени нам удалось выявить три крупных синклинальных прогиба: Северный, или Ноянбогдоулинский, Восточный, или Харадуэльхудукский, и Южный, или Оботухуральский.

Особенно хорошо (по условиям обнаженности) линейная структура выражена в северном синклинальном прогибе, выполненном хорошо стратифицированными

ми и ритмично построенными конгломерато-песчанико-алевролитовыми толщами верхней перми и триаса. Прекрасная обнаженность в сочетании с хорошо отпрепарированным структурным рельефом позволяют проследить здесь самые мельчайшие элементы структуры.

Северный прогиб представляет собой вытянутую почти на 45 км простую, асимметрично построенную синклиналичную структуру с крутыми крыльями и килевидным ядром (рис. 28). Его ширина не превышает 10–15 км. Южное крыло прогиба на всем своем протяжении очень крутое, с наклоном слоев на север под углом $75-90^\circ$. Северное крыло более пологое; углы наклона слоев здесь изменяются от 30 до 40° на юг. Западные и восточные центриклинали замыкания прогиба характеризуются относительно пологим залеганием слоев, падающих соответственно на восток и запад под углом $10-20^\circ$. Обе центриклинали осложнены серией параллельных взбросов – северо-западных на западной центриклинали и северо-восточных на восточной центриклинали, – образующих систему односторонних горстов, которые ступенчато погружаются по направлению к центральной части прогиба. В результате ундуляции северный прогиб распадается на две узкие синклиналичные складки (ячей) второго порядка – западную и восточную, – разделенные пологой перемычкой.

Восточный прогиб, кулисообразно смещенный по отношению к Северному на юго-восток, в современной тектонической структуре представлен только своим северо-западным центриклиналичным замыканием, 40-километровым отрезком северного крыла и небольшим участком южного крыла. Большая юго-восточная часть этого прогиба перекрыта барханными песками, из-под которых кое-где выступают отдельные разрозненные элементы его структуры.

Литологический состав и характер стратиграфического расчленения верхнепермских и триасовых отложений, выполняющих Восточный прогиб, совершенно идентичны с Северным прогибом. Сходный облик имеет и их внутренняя тектоническая структура. Относительно пологое ($10-12^\circ$) центриклиналичное замыкание Восточного прогиба резко контрастирует с относительно крутым северным ($35-45^\circ$) и особенно южным (до $65-70^\circ$) крыльями. В то же время, по мере приближения к осевой зоне прогиба, углы наклона слоев уменьшаются (до $15-20^\circ$).

Северное крыло Восточного прогиба пересечено серией многочисленных, часто сближенных субпараллельных меридиональных сбросов и более редких правых и левых сдвигов северо-западной ориентировки с небольшой (сотни метров) амплитудой горизонтального смещения. Южный, Оботухуральский, прогиб обладает наиболее грандиозными размерами. Его длина превышает 90–100 км, тогда как ширина едва достигает 15–20 км.

В строении Южного прогиба принимают участие средне-верхнекаменноугольные вулканогенные образования (локализованные главным образом на северном крыле), верхнепермские, местами красноцветные, молассы и мощный комплекс триасовых моласс, среди которых красноцветная окраска пользуется уже значительным развитием. Эта литологическая особенность отличает

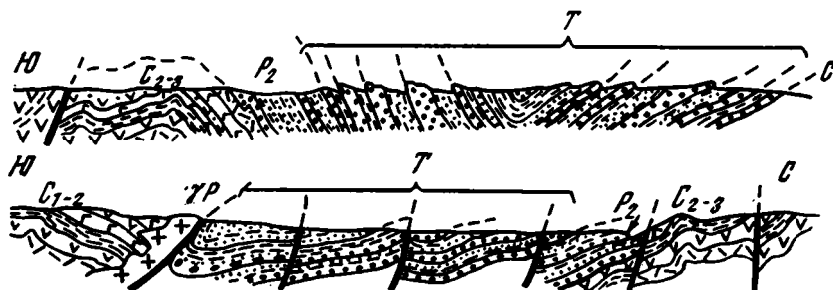


Рис. 28. Геологические разрезы через Ноянсомонскую впадину Вверху – через Ноянбогдоулинский, внизу – через Оботухуральский синклиналичные прогибы

триасовые отложения Южного прогиба от разновозрастных образований Северного и Восточного прогибов. Вместе с тем, их молассовый характер сохраняется во всех случаях неизменным.

К сожалению, недостаточная обнаженность из-за широкого развития пролювиальных галечников и барханных песков не позволяет изучить детали строения Южного прогиба так же хорошо, как Северного. Однако в ряде пересечений между Ноянским хребтом на севере до горы Тавун-Ула на юге удается установить резкую асимметрию в поперечном разрезе Южного прогиба.

В целом Южный синклинальный прогиб Ноянсомонской впадины несет на себе следы очень сильного поперечного сжатия. Об этом свидетельствуют очень крутые (до $45-50^{\circ}$) наклоны слоев на северном крыле прогиба, с сохранившейся нормальной последовательностью напластования средне-верхнекаменноугольных, пермских и триасовых отложений. Но еще в большей мере на это указывают особенности строения южного крыла Оботухуральского прогиба, которое повсеместно срезано по линии субширотного регионального надвига. В результате движений по этому надвигу, направленных с юга на север, оказалась срезанной большая часть южного крыла, включая полностью средне-верхнекаменноугольные и пермские образования и значительную часть триасовых отложений (рис. 28).

В зоне тектонического контакта с надвинутыми с юга нижнекаменноугольными вулканогенными комплексами горы Тавун-Ула, триасовые породы, слагающие здесь сохранившуюся часть южного крыла Оботухуральского прогиба, оказались запрокинутыми на север под углом $60-70^{\circ}$.

Центральное поднятие Ноянсомонской впадины характеризуется отчетливой антиклинальной структурой. В его ядре вскрываются складчатые вулканогенно-осадочные образования нижнего карбона, которые облекаются несогласно залегающими на них верхнепалеозойскими орогенными образованиями - вулканогенной серией среднего - верхнего карбона и верхнепермской молассой. Граница антиклинального поднятия с сопряженными с севера и юга синклинальными прогибами выражена в виде довольно резкого флексуобразного перегиба слоев, вдоль которого осуществляется переход от крутых крыльев прогибов к довольно пологому своду поднятия. Такие взаимоотношения особенно четко выражены в верхнепермских отложениях, отдельные мульдообразные нащепки которых сохранились в целом ряде мест на центральном поднятии. В то же время более низкие стратиграфические горизонты орогенных образований Ноянсомонской впадины (вулканогенно-осадочный комплекс среднего - верхнего карбона, участвующий в строении центрального поднятия) дислоцированы довольно интенсивно и образуют многочисленные мелкие сопряженные брахиформные антиклинальные и синклинальные складки с размахом крыльев от 200 до 500 м и углами наклона слоев от 40 до 60° . Однако их зеркало складчатости в свою очередь характеризуется относительно пологим наклоном ($15-30^{\circ}$) к югу или северу и как бы повторяет в целом общую пологую форму свода центрального поднятия.

Структура центрального поднятия осложнена довольно многочисленными разрывами, группирующимися в две системы: 1) широтную и субширотную запад-северо-западную и 2) субмеридиональную север-северо-восточную. Первая система представлена в основном взбросами и надвигами, вторая - взбросами и взбросо-сдвигами со вздернутыми западными крыльями и опущенными восточными. Так же как и в северном синклинальном прогибе, шарнир центрального поднятия испытывает ундуляцию: он воздымается в его западной части и погружается в восточной.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

На протяжении второй половины среднего и всего позднего карбона, а вероятно, и ранней перми в Ноянсомонской впадине в результате активного наземного вулканизма сформировался довольно мощный комплекс вулканичес-

ких пород, перемежающихся с терригенными, преимущественно вулканическими отложениями. В этом комплексе можно, исходя из состава вулканических пород, находящихся в парагенезе с осадочными, выделить три конкретные геологические формации: нижнюю, дацито-липаритовую, образованную в основном лавами, игнимбритами и вулканическими брекчиями дацитового и липаритового состава (со средним содержанием SiO_2 - 68,57%, Na_2O - 6,57%, K_2O - 1,32%; мощность около 1000 м); среднюю, андезит-базальтовую, главными членами парагенеза пород которой являются лавы миндалекаменных базальтов, и грубые туфы и туфоконгломераты базальтового и андезитового состава, а второстепенными - лавы андезитов и трахиандезитов. Характерным членом этого парагенеза служат также осадочные породы - темноокрашенные полосчатые кремнистые алевролиты, туфоалевролиты, туфопесчаники и туфогравелиты, образующие слоистые пачки по 50-100-150 м мощностью (около 900 м); и верхнюю, липаритовую игнимбритовую, представленную в основном красными и розовыми игнимбритами липаритового состава (среднее содержание SiO_2 - 75,73%, Na_2O - 4,68%, K_2O - 2,77%), спекшимися туфами того же состава, а также переотложенными кислыми пепловыми туфами, среди которых большое развитие получают субвулканические тела фельзитов и фельзит-порфиров. Второстепенными членами парагенеза пород формации являются маломощные горизонты грубых литокластических туфов среднего состава (300-350 м).

Перечисленные три конкретные формации, как показывают их петрохимические особенности, принадлежат единой базальт-андезит-липаритовой вулканической серии щелочноземельного типа и могут рассматриваться как типичные представители орогенного вулканизма варисцид Южной Монголии.

Мощные пачки терригенных пород осадочного генезиса (особенно в андезит-базальтовой формации) среди вулканических пород свидетельствуют о том, что Ноянсомонская впадина в среднем и позднем карбоне уже представляла собой орографически выраженную депрессию, хотя и не очень глубокую, в которую сносился обломочный материал с окружающих ее поднятий.

Новый этап в развитии Ноянсомонской впадины начался в поздней перми. К этому времени область аккумуляции и нагромождения вулканических продуктов и терригенных отложений, локализовавшаяся в центральной части Ноянсомонской впадины, испытала в ранней перми некоторое воздымание, которое, видимо, сопровождалось глыбовыми подвижками и приразломными складчатыми дислокациями. Последующий интенсивный процесс разрушения и денудации возникшего, таким образом, вулканического поднятия обусловил формирование у его подножия (к северу, югу и востоку) нескольких компенсационных прогибов, заполнявшихся на протяжении всей поздней перми и триаса обломочным материалом, сносимым с этого поднятия. В результате в этих прогибах накопились терригенные, в значительной части грубообломочные отложения молассового типа мощностью, превышающей 5000 м.

По особенностям строения и в меньшей мере состава мощный комплекс терригенных пород распадается на две резко отличные части, которые могут рассматриваться в качестве самостоятельных геологических формаций: пестроцветную молассу верхней перми и нижнего триаса и сероцветную молассу среднего-верхнего триаса.

Нижняя из них - верхнепермская, возможно и нижнетриасовая, пестроцветная моласса, - образована средне- и мелкогалечными конгломератами и гравелитами (13-20%), грубо- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками (30%) и пестроцветными красными, лиловыми, зелеными алевролитами (50%), которые являются главными членами парагенеза. В составе обломочного материала этих пород, особенно конгломератов и гравелитов, преобладают средние и кислые эффузивы и кремнистые породы. Песчаники содержат рассеянную "плавающую" гальку тех же пород, а пестроцветные алевролиты - тонкие горизонты глинистых известняков и желвакообразные конкреции сидеритов, выступающих, таким образом, в качестве второстепенных членов парагенеза по-

род формации. Особенностью строения пестроцветной молассы служит то, что конгломераты, гравелиты и песчаники пользуются наибольшим развитием в ее нижней и верхней частях, тогда как средняя, почти 1000-метровая часть разреза образована алевролитами, изредка прослоенными тонкими пластами, редко пачками грубозернистых и среднезернистых песчаников.

Мощность пестроцветной молассы в Северном синклинальном прогибе изменяется от 2500–3000 м на западе до 1750 м на востоке. В Восточном синклинальном прогибе она сокращается до 800 м.

Верхняя, средне-верхнетриасовая, возможно, в верхах – нижнеюрская сероцветная, моласса обладает по существу аналогичным парагенезом пород, представленных примерно в тех же количествах и пропорциях: валунными средне- и мелкогалечными конгломератами и гравелитами (20–22%), грубозернистыми пуддинговыми и мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками (30%) и алевролитами, преимущественно темно-серыми и зелеными, редко лиловыми (48–50%). Обломочный материал в конгломератах и грубозернистых песчаниках в главной своей части образован кислыми и средними эффузивами, однако со значительной примесью кварца, яшм, кварцитов, а начиная с верхней половины формации, и мелкозернистых гранитов розового, серого и красного цвета. В песчаниках, особенно в их грубозернистых плохо отсортированных разностях, много рассеянной гальки кислых эффузивов и кремнистых пород.

Главной особенностью строения сероцветной молассы, в отличие от нижней, пестроцветной, является ее отчетливое груборитмичное строение, выраженное в попеременном чередовании мощных (несколько сотен метров) толщ грубообломочного (конгломерато-песчаникового) и тонкообломочного (песчаниково-алевролитового) состава. Таких грубых седиментационных ритмов в составе этой формации намечается четыре, из которых каждый начинается грубообломочной толщей и заканчивается тонкообломочными отложениями.

Другой важной особенностью формации является то, что мощность таких грубых ритмов первого порядка возрастает снизу вверх, как, например, в Северном синклинальном прогибе: 360, 480, 850 и 1600 м при одновременном увеличении мощности тонкообломочных песчанико-алевролитовых толщ, которые в свою очередь осложняются более мелкими двучленными (песчаники – алевролиты) ритмами второго порядка с мощностью отдельных ритмов 50–100 м. Параллельно с этим в алевролитах появляются ранее отсутствовавшие признаки угленосности (углистые сланцы, тонкие примазки углистого материала в песчаниках и т.д.)

Таким образом, для сероцветной молассы среднего-верхнего триаса – юры, помимо ритмичного строения, очень характерно постепенное уменьшение размерности обломочного материала от нижних частей разреза к верхним. Мощность сероцветной молассы в Северном синклинальном прогибе достигает 3500 м, в Восточном – 1630 м (неполная).

Обе рассмотренные формации – пестроцветная моласса верхней перми – нижнего триаса и сероцветная моласса среднего-верхнего триаса – юры – по своему составу, особенностям строения и месту в истории тектонического развития варисцид Южной Монголии могут быть отнесены к категории верхних моласс, формирование которых обычно происходит в процессе нивелировки горного рельефа, после прекращения наземного орогенного вулканизма, т.е. именно в той обстановке, которая существовала в Южной Монголии в позднем палеозое и триасе.

ДЖИНСЭТСКИЕ ГРАБЕНЫ

К северо-западу от района сомона Ноян, в предгорьях Гобийского Алтая, верхнепалеозойский орогенный комплекс в настоящее время сохранился в нескольких узких широтно ориентированных грабенах. Этот район интересен тем, что здесь представлены те части разреза верхнепалеозойского орогенного комплекса (нижняя пермь и низы верхней перми), которые отсутствуют в

пределах описанной выше Ноянсомонской впадины. В этом районе, в окрестностях сомона Джинсэт, по данным Л.П. Зоненшайна, М.В. Дуранте, Н.Г. Марковой, И.Б. Филипповой и М.В. Чехович (1970), И.Б. Филипповой (1970) и М.В. Дуранте (1971), верхнепалеозойский орогенный комплекс имеет следующее строение (см. рис. 25).

На разных горизонтах девонских и силурийских отложений резко несогласно залегают вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования харханхудукской свиты раннепермского возраста. Наибольшим развитием в составе этой свиты пользуются лавы, туфы и туфобрекчии андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов. Кислые вулканические породы (липаритовые, реже трахипаритовые порфиры) пользуются меньшим распространением и приурочены к нижней части свиты, где они образуют довольно мощные (до 800 м) пачки и толщи. Среди вулканических пород содержатся отдельные пласты и пачки (иногда достигающие мощности 200–250 м), сложенные кремнистыми туфоалевролитами, туфопесчаниками, песчаниками, гравелитами и конгломератами. Пачки осадочных пород распределены по разрезу и по площади незакономерно, часто замещают по латерали вулканические породы. Для характеристики внутреннего строения харханхудукской свиты приведем ее разрез, описанный И.Б. Филипповой в районе колодца Хархан-худук (снизу-вверх):

	Мощность, м
1) липаритовые и трахипаритовые порфиры, массивные, серые и розово-сиреневые	800
2) порфириты серые, миндалекаменные, с горизонтами вишнево-красных литокластических и пепловых туфов, туфоалевролитов и туфопесчаников в основании	250
3) песчаники и туфопесчаники серые, зеленовато-серые, с растительным детритом	250
4) серые и лилово-серые андезитовые порфириты, миндалекаменные	200
5) песчаники зелено-серые, разнотернистые, косослоистые, с линзовидными прослоями гравелитов; встречены растительные остатки	250
6) андезитовые порфириты серые	200
7) туфы андезитового и липарито-дацитового состава с прослоями полосчатых кремнистых туфоалевролитов и туфогравелитов . .	150
8) андезитовые порфириты зеленые и лилово-серые	120
9) туфоалевролиты и гравелиты, чередующиеся с горизонтами миндалекаменных базальтовых и андезитовых порфиритов . .	80
10) андезито-базальтовые порфириты миндалекаменные, перемежающиеся с лаво- и туфобрекчиями того же состава	350

Мощность харханхудукской свиты изменяется от 2000 до 2800 м. В ее породах обнаружены флористические остатки *Rufioria derzavini* (Neub.) S. Meyen, *Rufioria* sp. (тип *R. rasskasovae* S. Meyen), *Cordaites singularis* (Neub.) S. Meyen, *C. cf. latifolia* (Neub.) S. Meyen (сборы И.Б. Филипповой и М.В. Дуранте, определения С.В. Мейена), относящиеся к сингулярисо-державиньевому комплексу, точнее к его нижней половине (горизонты *a* и *б*), что позволяет уверенно датировать харханхудукскую свиту ранней пермью.

На харханхудукской свите с размывом, но структурно согласно, а на силурийских и девонских отложениях с резким несогласием залегает терригенная джинсэетская свита верхней пермь. В строении этой свиты главную роль играют темно-серые и зелено-серые алевролиты, аргиллиты и разнотернистые песчаники, содержащие линзовидные прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Пачки сложного аргиллитно-алевролитно-песчаникового состава чередуются с довольно мощными аргиллитно-алевролитовыми пачками (250–350 м). Изредка встречаются выклинивающиеся тонкие горизонты известняков. Мощность джинсэетской свиты достигает 1700–2000 м. В ее породах на

разных стратиграфических уровнях обнаружены растительные остатки. В низах свиты встречены *Noeggerathiopsis derzavinii* Neub., *N. derzavinii* cf. *angustata* Radcz., *N. cf. radczenkoi* Goresl., *N. aff. kuznetskianus* Goresl. (определения Н.Г. Вербичкой по сборам Б. Лувсанданзана), относящиеся к верхней половине сунгулярисо-державиньевого комплекса (горизонт *с*), а в верхней части — *Phyllothea* cf. *turnaensis* Goresl., *Paracalamites* cf. *angustus* Such., *Ruflloria* ? sp., *Cordailes* sp., *Callipteris altaica* Zal. (сборы М.В. Дуранте и И.Б. Филипповой, определения С.В. Мейена), относящиеся к грациленто-бrevифолиевому комплексу. На основании этих данных, М.В. Дуранте определяет возраст джинсэтской свиты как первую половину поздней перми.

Л.П. Зоненшайн, М.В. Дуранте, Н.Г. Маркова, И.Б. Филиппова и М.В. Чехович (1970) относят нижнепермские вулканические образования харханху-дукской свиты к двум нормальным орогенным формациям — липаритовой и андезитовой — и подчеркивают пространственную и генетическую связь с ними субвулканических интрузий гранит-граносиенитового состава.

Верхнепермские терригенные породы джинсэтской свиты в формационном отношении являются полным аналогом, хотя и несколько более древним по возрасту, пермской — нижнетриасовой верхней молассы Ноянсомонской впадины. В эвгеосинклинальной складчатой зоне Южной Монголии, в районах, расположенных восточнее и северо-восточнее Ноянсомонской впадины, верхнепалеозойский орогенный комплекс, особенно его нижняя вулканогенно-осадочная часть, наиболее полно представлен в окрестностях сомона Манлай и к северо-востоку от него, в горах Аргалинту.

МАНЛАЙСКИЕ ГРАБЕН-СИНКЛИНАЛИ

В районе сомона Манлай, по данным О.Д. Суетенко (1971) и А.А. Храпова, верхнепалеозойский орогенный комплекс выполняет несколько узких, вытянутых в субширотном направлении грабен-синклиналей — Дусинообинскую, Ноенхудукскую, Аргалинтуинскую и некоторые другие, — длина которых превышает 25–30 км, а ширина ограничивается 5–6 км. Слои в пределах этих грабен-синклиналей довольно интенсивно дислоцированы и образуют, как отмечает О.Д. Суетенко (1971), дополнительные брахиформные коробчатые и линейные приразломные складки с углами падения на крыльях до 50–60°.

Верхнепалеозойские образования здесь представлены 1,5-километровой вулканогенно-осадочной толщей, выделяемой под названием дусинообинской свиты, которая с резким угловым несогласием налегает на нижнекаменноугольные складчатые образования. В составе этой свиты главное место занимают лавы, лавобрекчии и лавоконгломераты, а также литокристаллокластические туфы липаритовых (фельзитовых) и дацитовых порфиров, среди которых содержатся горизонты и пачки грахилипаритовых порфиров, андезитовых и грахиандезитовых порфиритов и многочисленные, особенно в верхней половине свиты, пачки разнозернистых туфопесчаников и кремнистых тонкослоистых туфоалевролитов. В туфоалевролитах в верхней части свиты обнаружены растительные остатки *Angaropteridium* sp., *Cardioneura tomiersis*, *Zanipteris neuburiana* sp. nov., *Ruflloria* ex gr. *theodorii* (Tschirk. et Zal.), *Cordailes zaleski* sp. nov. (определения М.В. Дуранте), указывающие на средне-позднекаменноугольный возраст вмещающих пород.

О.Д. Суетенко (1971), А.С. Перфильев и Б.Л. Лхасурэн приводят следующий разрез дусинообинской свиты, составленный в районе горы Дусин-Обо (снизу-вверх):

	Мощность, м
1) андезитовые и грахиандезитовые порфириты, темно-вишневые и темно-серые	600
2) чередование грахидацитовых порфиритов и липаритовых, реже грахилипаритовых порфиров	100

3) липаритовые порфиры и трахидацитовые порфириты, серые и сиренево-розовые, их туфобрекчии, а также лавоконгломераты .	50
4) туфопесчаники серые и желтовато-серые, разномзернистые, с линзами дресвяников; они содержат маломощные (0,5–1 м) пачки очень тонкого переслаивания (1–3 мм) кислых литокристалло-кластических туфов и кремнистых туфитов с обрывками растений .	100
5) грахилипаритовые порфиры темно-серые или сиреневые	50
6) липаритовые порфиры и флюидальные фельзиты серые и желтовато-серые, их лавобрекчии, с выклинивающимися пачками кремнистых туфитов	200
7) кремнистые туфиты тонко параллельнослоистые, светло-серые, розовые, кремовые, зеленовато-серые, переслаивающиеся с туфопесчаниками и лавобрекчиями липаритовых порфиров; в туфитах отмечаются растительные остатки хорошей сохранности	120–150
8) туфоалевролиты тонкослоистые, часто переслаивающиеся с 1–2-метровыми пластами мелкозернистых песчаников; отмечаются маломощные (до 0,2 м) линзочки угля	100–120
9) алевролиты тонко параллельнослоистые, с углефицированными растительными остатками; встречаются единичные пласты (до 0,5 м мощностью) светло-серых кристаллокластических кислых туфов	80

По своему возрасту и особенностям состава пород дусинообинская свита является полным аналогом нижней части средне-верхнекаменноугольной вулканогенно-осадочной свиты Ноянсомонской впадины и так же как и та может рассматриваться в качестве нормальной орогенной дацито-липаритовой формации. Она с размывом перекрывается молассовыми образованиями пермского возраста.

В 90 км северо-восточнее, в горах Аргалинту, развиты более верхние горизонты верхнепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса, выделяемые здесь в аргалинтуинскую свиту, имеющую раннепермский возраст. Эта свита также выполняет отдельные узкие грабены и грабен-синклинали и поэтому не имеет нормальных стратиграфических контактов с подстилающими образованиями. Однако, исходя из анализа общей структуры, можно вслед за О.Д. Суетенко предполагать, что аргалинтуинская свита залегает с несогласием прямо на варисийском складчатом фундаменте, минуя отсутствующую здесь дусинообинскую свиту среднего-верхнего карбона.

В нижней части аргалинтуинской свиты (см. рис. 25, VI), преобладают лавы и туфы липаритовых порфиров; верхняя, большая часть свиты, образована андезитовыми порфиритами, в основном их туфами и туфобрекчиями, переслаивающимися с многочисленными горизонтами туфоалевролитов и туфопесчаников и содержащими единичные маломощные пласты известняков.

А.А. Храпов на южном крыле Аргалинтуинской грабен-синклинали описал следующий разрез аргалинтуинской свиты (снизу вверх):

Мощность, м

1) туфоконгломераты темно-бурые и светло-бурые, состоящие из хорошо окатанной гальки (диаметр 0,5–20 см) андезитовых и андезито-базальтовых эффузивов, скрепленной туфами среднего состава	110
2) липаритовые порфиры желтовато-серые	175
3) алевролиты неяснослоистые	145
4) грубые туфы липаритовых и дацитовых порфиров, литокристаллокластические	25
5) серые и темно-серые миндалекаменные порфириты, перемежающиеся с фельзитами, обладающими псевдосферолитовой структурой	70

6) серо-бурые туфы андезитовых порфиритов	85
7) туфы андезитовых порфиритов, перемежающиеся с единичными мощными (до 60 м) пачками мелко- и среднезернистых полимиктовых песчаников, в которых содержатся флороносные буро-фиолетовые алевролиты	320
8) зеленовато-серые туфобрекчии и туфы андезитовых порфиритов	10
9) алевролиты серые и светло-серые	15
10) туфопесчаники бурые массивные	10
11) песчаники серые и темно-серые разномзернистые	40
12) андезитовые порфириты	80
13) известняки темно-серые, содержащие обломки раковин пелеципод и включающие тонкие пропластки мелкозернистых песчаников	30
14) туфопесчаники и туфогравелиты красно-бурые	100

Мощность аргалинтуинской свиты достигает 1200 м. В туфоалевролитах этой свиты обнаружены растительные остатки нижнепермского возраста: *Rufforia* ex gr. *derzavini* (Neub.) S. Meyen, *Cordaite* ex gr. *singularis* (Neub.) S. Meyen, *Crassinervia* ex gr. *kuznetskiana* Neub., *Phyllothea* sp. (сборы и определения М.В. Дуранте), относящиеся к нижней половине сингулярисо-державиньевого комплекса.

Обращает на себя внимание большое сходство пород и строения (кислые породы в низах свиты, средние – в ее верхней части) аргалинтуинской свиты с харханхударской свитой предгорья Гобийского Алтая. Как и дусинообинская свита, аргалинтуинская свита с размывом перекрывается верхнепермскими молассами.

* * *

Характеристика верхнепалеозойских отложений Южной Монголии будет неполной, если не рассмотреть средне-верхнекаменноугольные и пермские стратифицированные прибрежно-морские и морские комплексы ее наиболее юго-восточной, пограничной с Китаем, части – хребтов Тото-Шань, Далан-Ула, Далагин-Ула, Ханга-Обо и других, формирование которых было связано с развитием Внутренне-Монгольской позднепалеозойской-раннемезозойской геосинклинальной системы. Изучению этих отложений посвящены многочисленные исследования О.Д. Суетенко (1968, 1970, 1971), любезно предоставившей в распоряжение авторов свои частично неопубликованные материалы.

В отличие от верхнепалеозойских континентальных вулканогенно-молассовых комплексов Северной, Центральной и Южной Монголии, локализовавшихся в разнообразных структурах орогенного типа, верхнепалеозойские прибрежно-морские и морские образования Юго-Восточной Монголии участвуют в строении геосинклинальных прогибов как мио-, так и эвгеосинклинального типов (рис. 29).

На севере хр. Тото-Шань, в Байримобинском внешнем геосинклинальном прогибе, комплекс верхнепалеозойских отложений, по данным О.Д. Суетенко (1971), распадается на две части, которые имеют следующее строение.

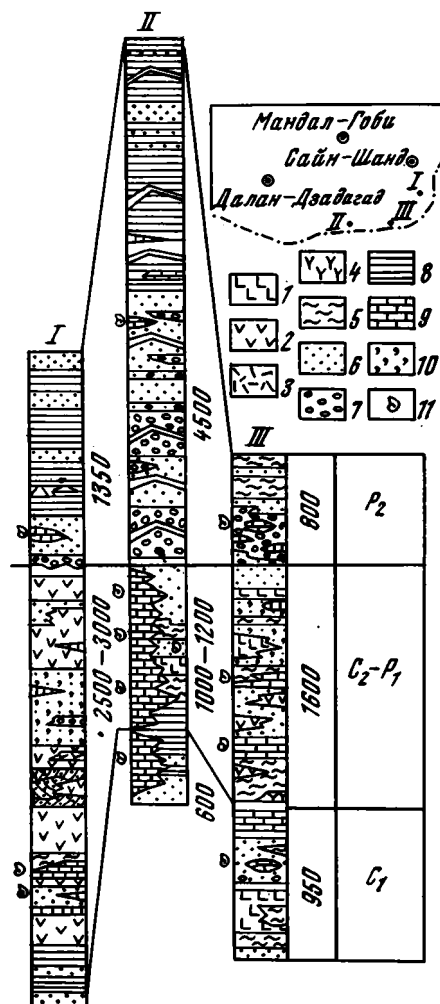
Нижняя часть комплекса образована несогласно залегающей на среднепалеозойских образованиях верхнекаменноугольной-нижнепермской вулканогенно-осадочной, существенно андезитовой толщей, разрез которой, описанный О.Д. Суетенко в 30 км к юго-западу от ж.-д. станции Дзамын-Удэ, целесообразно привести (снизу-вверх):

1) глинистые сланцы темно-серые, переслаивающиеся с интервалом 2-10 м с мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками	400
---	-----

Рис. 29. Схема сопоставления стратиграфических разрезов верхнепалеозойских отложений Внутренне-Монгольской позднепалеозойско-раннемезозойской геосинклинальной системы (по О.Д. Суетенко)

I - район сомона Хубсугул и ж.-д. станции Дзамын-Удэ, сводный разрез по Б.М.Казачову, О.Д. Суетенко и Ю.Я. Борзаковскому; II - район гор Агуй-Ула и Шубун-Хурен-Ула и бассейн р. Лугин-Гол, сводный разрез по О.Д. Суетенко, А.С. Перфильеву и Ю.Я. Петровичу; III - район пос. Ханга, по О.Д. Суетенко и Ю.Я. Борзаковскому

1 - основные эффузивы; 2 - средние эффузивы; 3 - кислые эффузивы; 4 - эффузивы кислого и среднего состава; 5 - яшмовидные породы, кремнистые алевролиты; 6 - песчаники; 7 - конгломераты, гравелиты; 8 - глинистые сланцы, алевролиты; 9 - известняки; 10 - примесь туфогенного материала; 11 - ископаемая фауна



Мощность, м

- | | |
|---|---------|
| 2) андезитовые и андезито-дацитовые порфириты зеленовато-серые и лиловые | 200 |
| 3) известняки серые, криноидные | 20 |
| 4) пачка чередования 0,5-3-метровых пластов мелкозернистых зеленовато- и розовато-серых известковистых песчанистых, часто органогенных известняков. В низах пачки обнаружены мшанки: <i>Kalvariella</i> sp. nov., <i>Fenestella</i> aff. <i>nitida</i> Trizna, <i>Penniretepora</i> sp. nov., <i>Fistuliramus</i> sp. nov., <i>Polypora</i> sp. (сборы О.Д. Суетенко, определения И.П. Морозовой и Н.А. Шишовой); в средней части фораминиферы: <i>Pseudoschwagerina</i> ex gr. <i>uddeni</i> Beede et Kniker, <i>Pseudofusulina</i> aff. <i>Lutuginiformis</i> var. <i>pointeli</i> Raus. (сборы О.Д. Суетенко, определения М.Н. Коловьевой); в кровле фораминиферы: <i>Pseudofusulina</i> aff. <i>ferganensis</i> Durk. | 200-300 |
| 5) андезитовые и андезито-дацитовые порфириты красно-бурые и темно-зеленые, содержащие в кровле и подошве линзы (до 0,5-1 м) мелкогалечных конгломератов и туфогенных пудинговых песчаников | 105 |
| 6) песчаники известковистые, грубоплитчатые | 10 |

7)	известняки светло-серые, массивные, быстро выклинивающиеся по простиранию; в них обнаружены фораминиферы: <i>Pseudoschwagerina aff. uddeni</i> Beede et Kniker, <i>Triticites</i> sp., <i>Pseudofusulina</i> sp., <i>Quasifusulina</i> sp. (сборы О.Д. Суетенко, определения М.Н. Соловьевой) и мшанки: <i>Fenestella aff. subvirgosa</i> Sch.-Nest., <i>F. aff. cyclotriangularata</i> Sch.-Nest., <i>F. aff. tribifurcata</i> Jang et Zoo, <i>Penniretepora</i> sp. nov., <i>Acanthocladia</i> sp. nov., <i>Synocladia</i> sp. nov., <i>Parafenestralia</i> sp. nov., <i>Hexagonella</i> sp. ind. (сборы О.Д. Суетенко, определения И.П. Морозовой и Н.А. Шишовой)	100-200
8)	андезитовые порфиристы вишнево-красные, темно-серые, прослоенные яшмовидными породами с линзами (2-3 м) известняков	30
9)	песчаники вулканомиктовые, разнозернистые, серо-бурые, известковистые	50
10)	песчаники серовато-вишневые, туфогенные, грубозернистые, пудинговые косослоистые, содержащие 1-2-метровые покровы андезитовых порфиритов	200
11)	андезитовые порфиристы, реже липаритовые порфиры и их туфы; в кровле пачки - туфолавы и туфы среднего состава	150
12)	песчаники туфогенные, разнозернистые до гравийных, содержащие выклинивающиеся горизонты известняков и мелкогалечных туфоконгломератов	400-600
13)	андезитовые, андезито-дацитовые порфиристы, красно-бурые, темно-серые и зеленовато-серые, их пирокласты, а также линзы грубозернистых туфогенных песчаников и известняков	500-700

Мощность нижней вулканогенно-осадочной толщи в пределах Байримобинского прогиба колеблется в пределах 2500-3100 м.

Позднекаменноугольный-раннепермский возраст описанной вулканогенно-осадочной толщи опирается на встреченные в ее породах органические остатки (фораминиферы, по мнению М.Н. Соловьевой, аналогичны видам из ассельского яруса нижней перми Восточно-Европейской платформы, мшанки также указывают на самое начало ранней перми), а также устанавливается по аналогии с такой же толщей в более южных частях хр. Тото-Шань (в Ихэульском прогибе), где О.Д. Суетенко обнаружены пелелиподы, брахиоподы и фораминиферы, не только нижнепермские, но и верхнекаменноугольные: *Astartella cf. vera* (Hall), *Aviculopecten (Deltopecten) cf. subclathratus* (Keys.) (определения Л.П. Бетехтиной) и среднекаменноугольные *Neospirifer holodnensis* (Tschernjak) (определения Г.А. Безносовой).

Верхняя часть верхнепалеозойского комплекса представлена верхнепермской грубой терригенной толщей молассового облика, залегающей на нижней, вулканогенно-осадочной, с размывом. Об особенностях строения и состава этой толщи можно судить по ее разрезу, составленному Б.М. Казаковым в районе колодца Хуто-Худук:

Мощность, м

1)	конгломераты серые, разногалечные, с редкими прослоями зеленовато-серых полимиктовых разнозернистых песчаников; окатанная галька конгломератов представлена андезитовыми порфиритами, липаритовыми порфирами и фельзит-порфирами, реже кремнистыми породами и гранитами	70
2)	песчаники серые и зелено-серые, полимиктовые, разнозернистые до гравийных	40
3)	пачка переслаивания мелко- и тонкозернистых полимиктовых, зеленовато-серых песчаников	200

4) алевролиты коричневые и вишневые, тонкослоистые, с прослоями мелкозернистых песчаников и светло-серых туфов кислого состава	Мошность, м 690
5) пачка частого переслаивания пластов тонко- и мелкозернистых серых и коричневых песчаников и алевролитов	350

Общая мощность толщи в районе колодца Хото-Худук достигает 1350 м.

О.Д. Суетенко отмечает, что восточнее описанного разреза в низах толщи появляются 0,5–1-метровые пласты песчанистых известняков-ракушнякав с большим количеством раковин брахиопод. Из пород толщи в горах Хара-Нюдун-Ула собраны брахиоподы: *Spiriferella saranae vera* var. *mongolica* Grab., *Spirifer* cf. *nitensis* Dien., *Rhinchopora* (?) *mongolica* Grab., *Marginifera* (?) sp., *Chonetes* sp., а также кораллы: *Waagenophyllum* sp. (сборы М.Е.Першуткина, определения Д.Л. Степанова), а в окрестностях оз. Цинин-Ула-Нур – *Productus* (*Linoproductus*) cf. *ussuricum* Frcks., *Productus* (*Marginifera*) cf. *morrissi* Chao (сборы В.М.Казакова, определения Г.А. Котляр и Б.А. Лихарева). Приведенный комплекс брахиопод характеризует возраст верхней молассовой толщи как первую половину верхней перми.

В южных отрогах хр. Тото-Шань, в Даланульско-Лугингольском миогеосин-клинальном прогибе, разрез верхнепалеозойских отложений приобретает еще более морской характер. По данным О.Д. Суетенко и А.С. Перфильева, эти отложения представлены здесь двумя фациями – рифовой и терригенной, – каждая из которых охватывает почти весь объем средне- верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений.

Рифовая фация образована органогенными, часто перекристаллизованными известняками, которые слагают крупные рифовые массивы, протяженностью свыше 90 км и мощностью не менее 1000 м. По периферии рифовых массивов развиты конгломераты с галькой песчанистых и органогенных известняков и грубозернистые олигомиктовые кварцевые песчаники с карбонатным цементом. Отмечаются явления постепенного расщепления рифовых массивов на отдельные линзы. В известняках рифовых массивов О.Д. Суетенко обнаружены форминиферы московского яруса среднего карбона (*Schubertella kingi* Lee), тритицитового и низов псевдофузулинового горизонтов верхнего карбона (*Glomospira* ex gr. *milioloides* Jones, *Hemigordius* ex gr. *discoideus* Brazhn. et Pot., *Ozawainella* sp. (определения М.Н. Соловьевой), а также целый комплекс фораминифер, который из-за большого разнообразия новых форм фузулинид в равной степени может быть отнесен как к верхнему карбону, так и к низам нижней перми (швагерининовый горизонт).

Терригенная фация, как отмечает О.Д. Суетенко (1971), характеризуется широким развитием полимиктовых песчаников и алевролитов, среди которых на разных стратиграфических уровнях в значительном количестве появляются зеленые яшмовидные породы, глинисто-кремнистые сланцы, иногда основные эффузивы типа спилитов. Разрез верхнепалеозойских отложений, выраженный в терригенной фации, описан О.Д. Суетенко в районе горы Агуй-Ула, где снизу вверх обнажаются:

1) песчаники темно-серые и розовато-коричневые, полимиктовые, мелкозернистые, реже гравийные	Мошность, м 150-200
2) песчаники зеленовато-серые, полимиктовые, мелкозернистые, чередующиеся с 10–20-метровыми пачками глинистых алевролитов	100-150
3) алевролиты серые и розовато-серые, глинистые, переслаивающиеся с глинисто-кремнистыми сланцами	300-400
4) кремнистые алевролиты грязно-зеленые, переслаивающиеся с мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками; встречаются линзовидные тела (5–10 м) спилитов и туфов основного состава	500-600

- 5) песчаники темно-серые и зеленовато-серые, полимиктовые или аркозовые, кварцитовидные, с линзами гравелитов и пелитоморфных известняков 300-400

Мощность разреза в районе горы Агуй-Ула составляет 1350-1750 м.

В линзах известняков среди песчаников и сланцев О.Д. Суетенко обнаружены фораминиферы: *Triticites* ex gr. *rossicus* (Schell.), *T. ex gr. ohioensis* Thomps., известные из тригитового горизонта верхнего карбона Восточно-Европейской платформы.

Верхнепермские отложения в Даланульско-Лугингольском миогеосинклинальном прогибе представлены очень мощной (свыше 4000 м) конгломерато-песчано-сланцевой серией, которая, по данным Ю.Я. Петровича и Б.М. Казакова, подразделяется на четыре свиты: 1) нижнюю песчанико-конгломератовую (до 2000 м), 2) сланцево-песчаниковую с преобладанием песчаников (2000-2300 м), 3) песчанико-сланцевую, с примерно равным соотношением песчаников и сланцев (800 м) и 4) сланцевую (1700 м).

Как отмечает О.Д. Суетенко, в своей основной массе породы обладают темно-серой, серой и зелено-серой окраской. Лишь отдельные редкие пачки окрашены в красновато-бурые тона. Конгломераты крупногалечные, местами валунные; в хорошо окатанной гальке преобладают песчаники, граниты, кислые и средние эффузивы. Песчаники полимиктовые разнозернистые, часто гравийные. Сланцы глинистые, филлитовидные, часто листоватые и кремнисто-глинистые, с примесью песчаного и алевроитового материала. Иногда в сланцах отмечаются линзы известняков. В целом же верхнепермская терригенная серия имеет типично молассовый облик с регрессивным типом изменения состава пород по разрезу. Ее возраст хорошо обоснован многочисленными остатками верхнепермских брахиопод: *Anidanthus ussuricus* (Fred.), *Margifera* cf. *gobiensis* Chao, *Waagenoconcha purdoni* (Dav.), *W. naliukini* Fred., *Linoproductus lineatus* (Waag.), *Neospirifer* cf. *moosakhailensis* (Dav.) (сборы О.Д. Суетенко, определения Г.В. Котляра) и многочисленными мшанками.

В формационном отношении верхнепалеозойские отложения Байрим-обинского внешнего геосинклинального и Даланульско-Лугингольского миогеосинклинального прогибов, формировавшихся на более древнем складчатом основании Уланульской зоны, близки.

Как показала О.Д. Суетенко (1971), в Байрим-обинском прогибе развиты две формации – морская андезито-дацитовая вулканогенно-осадочная островодужная среднего-верхнего карбона и нижней перми и морская моласса верхней перми. В Даланульско-Лугингольском прогибе тот же комплекс пород представлен несколькими формациями, латерально замещающими одна другую: рифогенно-известняковой, карбонатно-кремнисто-песчаниковой и песчано-сланцевой флишовой среднего-верхнего карбона и нижней перми и морской молассовой верхней перми.

Важно подчеркнуть, что все эти формации как средне-верхнекаменноугольные – нижнепермские, так и верхнепермские характеризуются единым планом дислокаций и смяты совместно в открытые простые линейные складки с углами наклона крыльев от 25 до 45° в Байрим-обинском прогибе и до 40-70° в Даланульско-Лугингольском прогибе. Напряженность складчатых деформаций отчетливо возрастает по направлению с севера на юг.

На самом юге Монголии, близ монголо-китайской границы, комплекс верхнепалеозойских отложений принимает участие в строении позднепалеозойской эвгеосинклинальной зоны, часто выделяемой под названием Солонкерского эвгеосинклинального прогиба. Верхнепалеозойские отложения непосредственно надстраивают здесь вулканогенный разрез нижнего карбона и характеризуются очень сильной фациально-литологической изменчивостью, широким развитием подводно-морских вулканогенных образований основного и среднего состава, кремнистых пород и обилием гипербазитовых тел.

Наиболее полный разрез верхнепалеозойских отложений составлен О.Д. Суетенко и Ю.А. Борзаковским непосредственно к югу от пос. Ханга, где снизу вверх вскрываются:

	Мощность, м
1) кремнистые алевролиты серовато-зеленые, с линзами (до 5-10 м) андезито-дацитовых порфиритов	300
2) известняки мраморизованные, с фораминиферами <i>Fusulinella</i> ex gr. <i>coloniae</i> Derpat. (определения М.Н. Соловьевой) . . .	100-120
3) песчаники темно-зеленые, вулканомиктовые, мелкозернистые, перемежающиеся с отдельными линзовидными телами андезитовых порфиритов	300-400
4) известняки массивные, серые, замещающиеся по простиранию известняковыми конгломератами и песчанистыми известняками; в кровле горизонта встречены фораминиферы <i>Pseudofusulina</i> sp. (определения М.Н. Соловьевой).	50-100
5) кремнистые алевролиты темно-зеленые, переходящие в яшмовидные породы	20
6) песчаники темно-зеленые, светло-серые, зеленовато-серые, туфогенные, разнозернистые, с кремнистым цементом, содержащие прослой зеленых яшмовидных пород и горизонты основных эффузивов, а также алевролитов и серых мраморизованных известняков в виде 1-3-метровых линз	400-600
7) яшмовидные породы светло-зеленые	15
8) спилиты	50
9) песчаники полимиктовые, мелкозернистые, с кремнистым цементом	150
10) гравелиты, постепенно сменяющиеся разногальечными конгломератами; в составе хорошо окатанной гальки преобладают песчаники, яшмиды, алевролиты, известняки, реже встречаются биотит-роговообманковые граниты; цемент песчанистый; среди конгломератов и гравелитов отмечаются линзы органогенно-обломочных известняков до 5 м мощности, в которых обнаружены мшанки: <i>Rhabdomeson</i> aff. <i>consimila</i> Bassler, <i>Streblascopora confusa</i> Moroz., <i>Stenodiscus</i> sp. nov., <i>Girtypora</i> sp., <i>Fenestella</i> sp., <i>Polypora</i> sp. (сборы О.Д. Суетенко, определения И.П. Морозовой)	300-400
11) кремнистые сланцы светло-зеленые, переслаивающиеся с мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками и табачно-зелеными плитчатыми алевролитами	400-600

Суммарная мощность верхнепалеозойских отложений в этом разрезе достигает 2000-2500 м. В других местах, особенно западнее, где большим развитием пользуются андезито-базальтовые и андезитовые эффузивы, их мощность возрастает до 3100 м.

О.Д. Суетенко подчеркивает, что фораминиферы из слоя 2 отвечают московскому ярусу среднего карбона - низам верхнего карбона, а из слоя 4 - также не древнее верхнего карбона. Мшанки из слоя 10 указывают на первую половину поздней перми (аналоги чандалазского горизонта Приморья). В связи с этим границу между средне-верхнекаменноугольной - нижнепермской и верхнепермской толщами О.Д. Суетенко проводит по подошве слоя 10.

Верхнепалеозойские отложения Солонкерского эвгеосинклинального прогиба принадлежат двум формациям, связанным между собой сложными латеральными и вертикальными взаимопереходами - морской андезитовой и карбонатно-кремнисто-песчаниковой, для которой, как отмечает О.Д. Суетенко (Тектоника Монгольской Народной Республики, 1974) характерна своеобразная ассоциация кремнистых алевролитов, яшмидов, песчаников, гравелитов и известняков.

Формационные ряды верхнепалеозойских отложений Южной Монголии



Приведенные материалы позволяют сделать некоторые выводы относительно закономерностей строения верхнепалеозойских отложений Южной Монголии, их возрастных вариаций и особенностей формационного состава.

Прежде всего следует подчеркнуть, что в Южной Монголии, в отличие от Северной и Центральной, верхнепалеозойские отложения представлены двумя принципиально отличными, но в то же время разновозрастными формационными комплексами: континентальным орогенным и морским геосинклинальным. Первый широко развит в большей северной части Южной Монголии, второй распространен узко локально только на крайнем юге хр. Тото-Шань близ монголо-китайской государственной границы.

Характер формационных рядов и их латеральные взаимоотношения показаны на схеме.

Важная особенность комплекса верхнепалеозойских орогенных формаций Южной Монголии – закономерное омолаживание по направлению с юга на север вулканических образований. В пределах Ноянсомонской впадины и смежных с запада и востока районах возраст орогенных вулканических серий щелочно-земельного типа, представленных здесь ассоциацией андезитов–базальтовых, дацитов–липаритовых и липаритовых игнимбритовых формаций, ограничен второй половиной среднего и поздним карбоном. Севернее, в предгорьях Гобийского Алтая, а также в горах Аргалинту и Манлайских грабен–синклиналях, те же щелочноземельные вулканические серии аналогичного формационного состава имеют только раннепермский возраст. Средне– верхнекаменноугольные образования здесь отсутствуют.

В то же время континентальная моласса повсеместно имеет позднепермский возраст. Из этого следует, что образованию верхнепермской молассы в южных частях позднепалеозойского континентального блока (район сомона Ноян и т.д.) Южной Монголии предшествовал значительный перерыв в осадконакоплении, охвативший почти всю раннюю пермь и начало поздней перми; он резко сокращался на севере (в предгорьях Гобийского Алтая).

Это может служить указанием на то, что на крайнем юге варисцид Южной Монголии в ранней перми существовало краевое широтное поднятие, разделявшее области континентальной орогенной вулканогенно–осадочной седиментации на севере, и морской мио– эвгеосинклинальной, в пределах позднепалеозойской – раннемезозойской геосинклинальной системы Внутренней Монголии, на юге.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный обзор верхнепалеозойских отложений Монголии, их стратиграфии, формационного состава и структурных особенностей, показывает, что со второй половины среднего карбона вся территория Монголии (за исключением самых южных отрогов Гобийского Тянь-Шаня – хр. Того-Шань и других, где располагалась геосинклинальная система) была вовлечена в орогенный режим развития, обусловленный процессом становления во всей этой области континентальной земной коры.

Важно подчеркнуть, что в позднем палеозое орогенный режим распространился не только на варисцийские складчатые сооружения эвгеосинклинальной зоны Южной Монголии и Хангай-Хэнтейской и других моногеосинклиналей Центральной и Западной Монголии, но охватил и примыкавшие к ним области раннекаледонских складчатых сооружений. Более того, именно в этих районах, например, в Средней Гоби и на севере Монголии, в бассейнах рек Селенги и Орхона возникли наиболее крупные позднепалеозойские орогенные структуры с наиболее мощными и стратиграфически полными разрезами верхнепалеозойских отложений – Северо-Гобийская и Ульдзинская впадины, Орхон-Селенгинский прогиб и целый ряд других более мелких мульд и грабенов.

В строении верхнепалеозойских орогенных структур Монголии принимают участие два главных формационных комплекса: нижний наземно-вулканогенный, местами вулканогенно-молассовый, возраст которого изменяется в широких пределах – от второй половины среднего карбона до ранней перми (а местами даже до поздней перми и триаса включительно), и верхний, залегающий на нижнем с разрывом и несогласием, существенно молассовый, имеющий позднепермско-триасовый возраст.

Следовательно, взаимоотношения этих двух главных формационных комплексов верхнепалеозойских отложений Монголии не являются строго стратиграфическими. В той или иной мере, а местами и полностью, они замещают друг друга по латерали, что представляет собой одну из наиболее важных особенностей их строения. Параллельно изменяется и формационный состав каждого из этих комплексов.

Особенно ярко это явление латерального замещения наземно-вулканогенного и молассового формационных комплексов выражено в субмеридиональном направлении. По направлению с юга на север, начиная от южного, граничащего с Внутренне-Монгольской геосинклиналью, края позднепалеозойского континентального блока Монголии происходит постепенное омоложение возраста наземно-вулканогенного комплекса и одновременно возрастает щелочность и калиево-щелочность вулканических формаций (рис. 30).

В Южной Монголии наземно-вулканогенный формационный комплекс изменяет свой возраст от среднего – верхнего карбона на юге до нижней перми на севере (в отрогах Гобийского Алтая). Он образован несколькими нормально орогенными вулканическими формациями – липаритовой, дацит-липаритовой, андезитовой и андезито-базальтовой, породы которых характеризуются невысокой щелочностью и низким содержанием калия.

Верхний молассовый комплекс представлен верхней континентальной пестроцветной молассой позднепермского возраста и сероцветной молассой триаса.

В Центральной Монголии наземно-вулканогенный формационный комплекс включает в свой состав нижнепермские образования и лишь на юге этой обла-

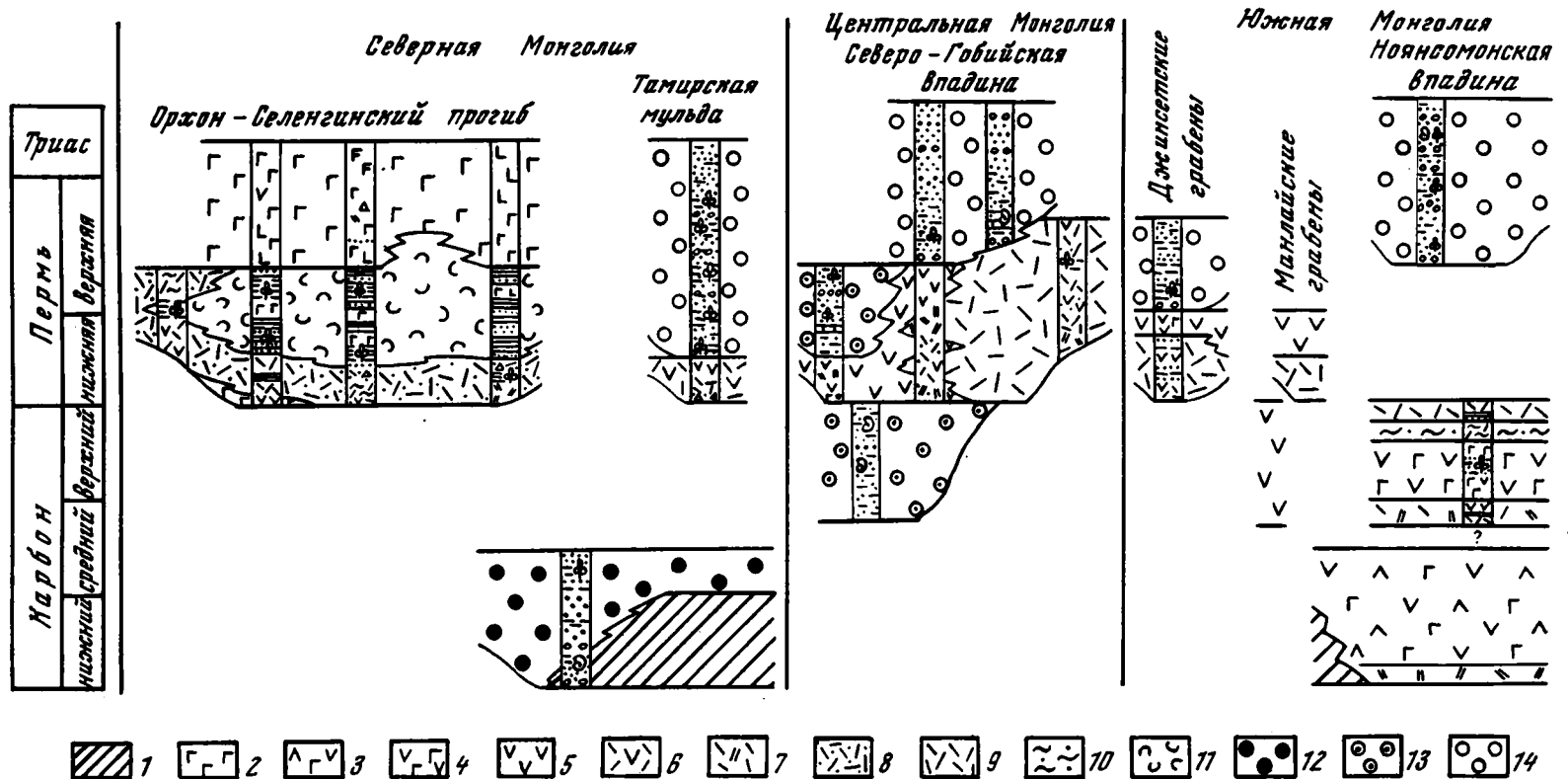


Рис. 30. Формационная схема позднепалеозойских орогенных образований Монголии

1 - внутригеосинклинальная морская сероцветная терригенная песчано-алевролитовая кремнистая формация;
Орогенный наземно-вулканогенный формационный комплекс. Формации (2-11): 2 - базальт-трахибазальтовая, 3 - порфирировая, 4 - андезит-базальтовая, 5 - андезитовая, 6 - андезит-липаритовая, 7 - дацит-липаритовая, 8 - трахилипаритовая, 9 - липаритовая, 10 - игнимбритовая, 11 - вулканомиктовая молассовая;
Орогенный молассовый формационный комплекс. Формации (12-14): 12 - нижняя морская молассовая, 13 - верхняя морская молассовая, 14 - континентальная молассовая

сти, по южной периферии Северо-Гобийской впадины, — самые низы верхней перми. Он представлен щелочно-земельной высокоглиноземистой вулканической серией, отвечающей нормально орогенной андезит-дипаритовой формации. Молассовый комплекс развит относительно широко, локализуясь на нескольких стратиграфических уровнях, замещая по латерали наземно-вулканогенный комплекс. В его составе выделяются верхняя континентальная сероцветная моласса верхней перми и триаса, морская моласса второй половины нижней перми и морская моласса среднего — верхнего карбона.

В Северной Монголии развит только наземно-вулканогенный формационный комплекс, замещавший по латерали молассовый. Возраст наземно-вулканогенного комплекса отвечает здесь всей ранней и поздней перми и, возможно, раннему триасу. В составе комплекса присутствуют субщелочные и щелочные базальт-трахибазальтовые и трахилипаритовые вулканические формации, породы которых отличаются очень высоким содержанием щелочей, и локально развитая в осевой части Орхон-Селенгинского прогиба вулканомиктовая терригенная формация — своеобразный аналог верхних моласс Центральной и Южной Монголии.

Таким образом, верхнепалеозойские отложения Монголии характеризуются резко асимметричным формационным профилем, отражающим закономерные изменения вещественного состава, щелочности и возрастного диапазона вулканических формаций по направлению с юга на север, от границы с позднепалеозойской активной геосинклиналью Внутренней Монголии в глубь континентального блока Центральной и Северной Монголии.

По типу развития позднепалеозойских орогенных структур Монголии выделяются две группы: а) наложенных структур (наиболее многочисленная) — впадины, мульды, грабены, несогласно, со структурной перестройкой наложившиеся на складчатые комплексы варисцид или на раннекаледонский фундамент (Северо-Гобийская, Ульдзинская, Ноянсомонская впадины и др.); время развития этой группы наложенных структур ограничивается периодом орогенного развития Монголии (средне-позднекаменноугольным и пермским, раннетриасовым); и б) унаследованных структур (малочисленную), наиболее характерным представителем которой может служить Орхон-Селенгинский прогиб, унаследовавший структуру ранне-среднекаменноугольного внешнего геосинклинального прогиба и развивавшийся, хотя и с перерывом в осадконакоплении, но без какой-либо структурной перестройки на протяжении всего позднего палеозоя.

Складчато-глыбовые постседиментационные деформации в верхнепалеозойских и триасовых орогенных образованиях проявились только в середине мезозоя (между поздним триасом и средней юрой), что было свойственно всей территории Монголии. Важнейшей особенностью этих наложенных деформаций является то, что их сложность и степень интенсивности закономерно возрастают с севера на юг. Если на севере Монголии они представлены грабенами, грабен-синклиналями и асимметричными моноклиналями, связанными в относительно простые системы ступенчато-глыбовых субширотных и субмеридиональных глыбовых зон и образовавшимися главным образом под влиянием вертикальных тектонических движений, то в Центральной Монголии складчато-глыбовые деформации отличаются значительно большей интенсивностью и сложным структурным рисунком. Здесь, на фоне крупных ступенчато-глыбовых зон развиты либо мелкоблоковые структуры типа "битой тарелки", либо многочисленные разнообразно ориентированные штамповые складки — куполовидные, брахиантиклинальные и брахисинклинальные, явившиеся результатом сложных блоковых деформаций раннекаледонского фундамента. Наряду с этим, в отдельных зонах тектоническая структура приобретает линейный (субширотный) характер и сопровождается узкими и протяженными поясами линейного интенсивного смятия слоев. Это указывает на значительную роль в формировании позднепалеозойских — триасовых орогенных структур Центральной Монголии не только вертикальных глыбовых движений, но и горизонтального стресса, который был ориентирован по меридиану.

В еще большей степени признаки сильного горизонтального стресса несут позднепалеозойские – триасовые орогенные структуры Южной Монголии, для которых, за редким исключением, типична ярко выраженная линейность при субширотной ориентировке, узкая и протяженная форма в плане и сжатый килевидный, часто асимметричный профиль в поперечном разрезе. Запрокидывание на север крыльев и осевых плоскостей складок, отчетливо проявленное в целом ряде мест, свидетельствует о том, что субмеридиональный стресс в значительной мере был обусловлен давлением, направленным с юга на север.

Очевидно, что постседиментационные тектонические деформации позднепалеозойских и триасовых орогенных комплексов Монголии были следствием сильного сжатия и горизонтального стресса, распространившегося из области Внутренней Монголии на север (вероятно, и на юг) и постепенно ослабевавшего в этом направлении. Причины возникновения такого сжатия еще не вполне ясны. Наиболее вероятным нам представляется предположение о том, что именно в это время произошло резкое сближение и столкновение двигавшихся навстречу друг другу крупных континентальных массивов Северной Евразии и Китайско-Корейской платформы. Показательно, что именно с этого момента (между триасом и юрой) в прилежащих частях этих крупных континентальных массивов началась эпоха сильных тектонических деформаций и движений, известных под названием яньшанских.

ЛИТЕРАТУРА

- Амантов В.А.* 1972. Тектоника и формации докайнозоя Забайкалья и Северной Монголии. — Автореф. докт. дисс. Л.
- Амантов В.А., Блазнов В.А., Борзаковский Ю.А., Дуранте М.В., Зоненшайн Л.П., Лусанданзан Б., Матросов П.С., Суетенко О.Д., Филиппова И.Б., Хасин Р.А.* 1970. Основные черты стратиграфии палеозоя Монгольской Народной Республики. — В кн.: Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. Труды Советско-Монгольской геологической экспедиции, вып. 1. М., "Наука".
- Амантов В.А., Борзаковский Ю.А., Волчек И.Н., Лусанданзан Б., Маринов Н.А., Матросов П.С., Михайлов Э.В., Суетенко О.Д., Хасин Р.А.* 1967. Современное представление о геологическом строении и некоторых закономерностях размещения полезных ископаемых. — В кн.: Геологическое исследование Монгольской Народной Республики. М., "Недра".
- Амантов В.А., Котляр Г.В., Попеко Л.И.* 1966. Стратиграфия и палеогеография верхнего палеозоя Забайкалья и Монголии. — Изв. Забайк. фил. геогр. об-ва СССР, т. 2, вып. 4.
- Амантов В.А., Матросов П.С.* 1961. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 58.
- Амантов В.А., Радченко Г.П.* 1959. О континентальных пермо-триасовых отложениях Центральной Монголии (Хангайское нагорье). — Докл. АН СССР, т. 124, № 1.
- Анатольева А.И.* 1974. Строение и состав пермского красноцветного вулканогенно-осадочного комплекса на юге Монголии. — Геол. и геоф., № 10.
- Бобров В.А.* 1964. Новые данные о нижнекарбонных отложениях горы Урмугтэй-Ула в Монголии. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 107.
- Бобров В.А., Котляр Г.В.* 1963. Отложения казанского яруса Восточного Забайкалья и Северо-Восточной Монголии. — Докл. АН СССР, т. 149, № 5.
- Бобров В.А., Логинов Ю.М.* 1966. Центральномонгольское пермское поле. — Докл. АН СССР, т. 167, № 4.
- Бобров В.А., Нейбург М.Ф.* 1967. О верхнепермских угленосных отложениях Южной Монголии. — Докл. АН СССР, т. 114, № 3.
- Борзаковский Ю.А., Зоненшайн Л.П., Суетенко О.Д., Хасин Р.А.* 1967. К тектонике Монгольских герцинид. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 42, вып. 2.
- Борзаковский Ю.А., Суетенко О.Д.* 1970. О некоторых позднепалеозойских геосинклинальных прогибах Центральной и Восточной Азии. — Геотектоника, № 5.
- Васильев В.Г., Волжанин В.С., Гришин Г.Л., Иванов А.Х., Маринов Н.А., Мокшанцев К.Б.* 1959. Геологическое строение Монгольской Народной Республики (стратиграфия и тектоника). М., Гостоптехиздат.
- Геологическая карта Монгольской Народной Республики в масштабе 1:500 000 под ред. Н.А.Маринова. 1966.
- Геология Монгольской Народной Республики, т. I. 1973. М., "Недра".
- Гоби-Алтайское землетрясение. 1963. М., Изд-во АН СССР.
- Грецкая Т.А., Моссаковский А.А.* 1969. Некоторые вопросы стратиграфии и структурных соотношений карбона и триаса на севере Центральной Монголии. — Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Держунов А.Б., Зайцев Н.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С.* 1971. Герциниды Монголии и проблемы Палеотетиса. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. К 60-летию акад. А.Л. Яншина. М., "Наука".
- Дуранте М.В.* 1971. Палеоботаническое обоснование стратиграфии верхнего палеозоя Монголии. — Автореф. канд. дисс. М.
- Зайцев Н.С., Моссаковский А.А., Дуранте М.В., Шишкин М.А.* 1973. Опорный разрез континентальных отложений верхнего палеозоя и триаса Южной Монголии с первыми представителями лабиринтодонтов. — Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Зайцев Н.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Томуртоого О., Лхасурэн Б.* 1969. О времени замыкания Хангайского прогиба в варисцидах Центральной Монголии. — Геотектоника, № 5.

- Зоненшайн Л.П. 1967. Тектоника складчатых областей Центральной Азии. Геотектоника, № 6.
- Зоненшайн Л.П. 1970. Тектоническая история Центрально-Азиатского складчатого пояса. — Автореф. докт. дисс. М.
- Зоненшайн Л.П. 1972. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., "Недра".
- Зоненшайн Л.П., Дуранте М.В., Маркова Н.Г., Филиппова И.Б., Чехович М.В. 1970. Основные черты геологического строения и развития сопредельных частей Монгольского и Гобийского Алтая. В кн.: Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. М., "Наука".
- Кеппежинскас В.В. 1971. Ареальный тип кислого континентального вулканизма. — Геол. и геоф., № 3.
- Кеппежинскас В.В. 1973. Об эволюции позднепалеозойского и мезокайнозойского вулканизма МНР. — В кн. "Эволюция вулканизма в истории Земли. (Материалы Первого Всесоюзного палеовулканологического симпозиума). М.
- Кеппежинскас В.В., Луццкий И.В. 1973. Пермские вулканические ассоциации Центральной Монголии. — В кн.: Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение. Труды Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР, вып. 7. М., "Наука".
- Кеппежинскас В.В., Луццкий И.В. 1974. Континентальные вулканические ассоциации Центральной Монголии. — Труды Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР, вып. 8. М., "Наука".
- Кеппежинскас В.В., Моссаковский А.А., Салтыковский А.Я. 1970. О верхнепалеозойских вулканических породах Предхэнтэйского прогиба (МНР). — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 45, вып. 5.
- Котляр Г.В., Полюко Л.И. 1967. Биостратиграфия, мшанки и брахиоподы верхнего палеозоя Забайкалья. Чита. Изд-ие Забайк. фил. геогр. об-ва СССР.
- Кузнецов Ю.А. 1964. Главнейшие типы магматических формаций. М., "Недра".
- Лувсанданзан Б. 1970. Нижнекаменноугольные отложения Юго-Западной Монголии. — В кн.: Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. М., "Наука".
- Маринов Н.А. 1957. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М., Изд-во АН СССР.
- Маринов Н.А. 1967. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. М., "Недра".
- Маринов Н.А., Петрович Ю.Я. 1964. К стратиграфии мезозойских континентальных отложений Северной Монголии. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 39, вып. 6.
- Моссаковский А.А. 1970. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии. — Геотектоника, № 4.
- Моссаковский А.А. 1973. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. — Автореф. докт. дисс. М.
- Моссаковский А.А. 1975. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. — Труды ГИН АН СССР, вып. 268.
- Моссаковский А.А., Салтыковский А.Я., Томуртоого О. 1973. Триасовые вулканические молассовые образования Орхонской впадины в Центральной Монголии (стратиграфия, петрографический и петрохимический состав). — В кн.: Ассоциации вулканогенных пород МНР, их состав и стратиграфическое положение. Труды Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР, вып. 7. М., "Наука".
- Моссаковский А.А., Томуртоого О. 1972а. Нижнемезозойские осадочные и вулканогенные образования Орхонской впадины. — Труды Геологического института АН МНР, вып. 2. Улан-Батор (на русском языке).
- Моссаковский А.А., Томуртоого О. 1972б. Схема стратиграфии пермских и раннемезозойских вулканогенно-осадочных образований Орхон-Селенгинского прогиба (МНР). — Докл. АН СССР, т. 206, № 5.
- Нагибина М.С. 1963. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса, М., Изд-во АН СССР.
- Нагибина М.С. 1967. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией. — Геотектоника, № 4.
- Нагибина М.С. 1970. Типы мезозойских кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития. — Геотектоника, № 6.
- Нацаг-Юм Л. 1960. Рельеф Монгольской Народной Республики в связи с тектоникой и сейсмичностью. — Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, № 10. Вопросы сейсмоструктуры Прибайкалья и смежных территорий. М., Изд-во АН СССР.
- Нацаг-Юм Л. и др. 1971. Сейсмическое районирование района города Улан-Батора. М., "Наука".
- Очиров Ц.О., Булгаев К.Б., Доржиев В.С., Турунтаев В.И., Цирендоржиев Ц.Ц. 1965. Развитие мезозойских структур Западного Забайкалья. Улан-Удэ, Бурятское книжное издательство.
- Петрович Ю.Я. 1963а. Нижнекарбоновые отложения бассейна р. Селенги. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., Гостоптехиздат.

- Петрович Ю.Я.* 19636. Стратиграфическое положение осадочно-эффузивных образований Селенгинского прогиба в Северной Монголии и некоторые особенности их формирования. В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., Госгеолтехиздат.
- Решения коллоквиума по брахиоподам и гониатитам среднего, верхнего карбона и нижней перми Таймыра, Верхоянья, Северо-Востока СССР и Забайкалья. Постановления МСК и решения его постоянных стратиграфических комиссий по перми, юре и мелу. Отдел научно-технической информации ВИЭМС. М., 1966.
- Решения Межведомственного совещания по унифицированным стратиграфическим схемам Сибири. 1959. М., Госгеолтехиздат.
- Салтыковский А.Я.* 1973. Об эволюции мезо-кайнозойского вулканизма некоторых районов Восточной Азии (на материале Монголии и Забайкалья). — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. (Материалы Первого Всесоюзного палеовулканологического симпозиума. М.,
- Сизова П.П.* 1935. К характеристике разрезов нижнекарбонных отложений района горы Урмуткуй и гор Хантагай в Монголии. Л., Изд-ие и тип. Изд-ва АН СССР.
- Синицын В.М.* 1956. Заалтайская Гоби. Геологические рекогносцировки летом 1951 г. М., Изд-во АН СССР,
- Суешенко О.Д.* 1968. Первые находки фораминифер в юго-восточной Монголии. — Докл. АН СССР, т. 180, № 3.
- Суешенко О.Д.* 1970. Основные черты стратиграфии докембрийских и палеозойских отложений юго-восточной Монголии. — В сб.: Стратиграфия и тектоника МНР. Труды Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР, вып. 1. М., "Наука".
- Суешенко О.Д.* 1971. Тектоника палеозойских Юго-Восточной Монголии. — Автореф. канд. дисс. М. Тектоника Евразии. Гл. ред. А.Л. Яншин. 1966. М., "Наука".
- Тектоника Монгольской Народной Республики. — Труды Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР, вып. 9. 1974. М., "Наука".
- Томуртоого О.* 1967. История развития района гор Дель и Бунхан в Северной Монголии в нижнекаменноугольное время. — Уч. зап. Монг. Гос. ун-та, т. XI. вып. 1 (24). Улан-Батор (на русском языке).
- Томуртоого О.* 1970. Некоторые вопросы стратиграфии каменноугольных отложений бассейна р. Орхон в свете новейших данных. — Труды Геологического института АН МНР, вып. 1. Улан-Батор (на русском языке).
- Томуртоого О.* 1972. Тектоника и история развития Орхонской впадины (север Центральной Монголии). — Геотектоника, № 3.
- Томуртоого О.* 1973. Тектоника и история развития Орхон-Селенгинского прогиба (Монголия). — Автореф. канд. дисс. М.
- Филиппова И.Б.* 1969а. История развития Хангайского синклинория в среднем и верхнем палеозое (Центральная Монголия). — Сов. геол., № 6.
- Филиппова И.Б.* 1969б. Основные черты строения и развития Хангайского синклинория (Центральная Монголия). — Геотектоника, № 5.
- Филиппова И.Б.* 1970. Строение и тектоническое развитие варисцид Центральной Монголии. — Автореф. канд. дисс. М.
- Хасия Р.А.* 1966. Основные черты геологического строения и структурно-геологическое районирование территории Монгольской Народной Республики. — В кн.: Современные методы поисков месторождений олова, вольфрама и молибдена. М., Изд-во СЭВ.
- Херасков Н.П.* 1966. Тектоника и формации. М., "Наука".
- Храпов А.А.* 1970. Особенности тектонического строения Северной Гоби. — В кн.: Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. М., "Наука".
- Шатский Н.С.* 1965. Избранные труды, т. 3. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. М., "Наука".
- Шипулин Ф.К.* 1947. Основные черты геологического строения Монголии. — Сов. геол., № 24.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава I. Верхнепалеозойские отложения и структуры Северной Монголии . . .	8
Глава II. Верхнепалеозойские отложения и структуры Центральной Монголии .	65
Глава III. Верхнепалеозойские отложения и структуры Южной Монголии . . .	93
Заключение	120
Литература	124

ГАРЧИГ

Оршил	5
Бүлэг I. Умарт Монголын дээд палеозойн хурдас ба структур	8
Бүлэг II. Төв Монголын дээд палеозойн хурдас ба структур	65
Бүлэг III. Омнот Монголын дээд палеозойн хурдас ба структур	93
Дүгнэлт	120
Холбогдох зохиолууд	124

CONTENTS

Introduction	5
Chapter I. Upper Paleozoic depositions and Structures of North Mongolia	8
Chapter II. Upper Paleozoic depositions and Structures of Central Mongolia	65
Chapter III. Upper Paleozoic depositions and Structures of South Mongolia	93
Conclusions	120
Bibliography	124

**Александр Александрович Моссаковский,
О. Томуртогоо**

**ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ МОНГОЛИИ
(стратиграфия, структуры, формации)**

Труды, выпуск 15

**Утверждено к печати
Совместной советско-монгольской
геологической экспедицией**

**Редактор Л.В. Миракова
Художественный редактор В.А. Чернецов
Технический редактор Г.В. Лазарева**

**Подписано к печати 25/III – 76 г. Т-07602
Усл.печ.л. 11,2+0,4 вкл. Уч.-изд.л. 11,3
Формат 70х108 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 550 экз. Тип. зак. 874
Цена 1 р. 13 к.**

Книга издана офсетным способом

**Издательство "Наука", 103717 ГСП,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12**

1 р. 13 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»