

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ  
ФОРМАЦИИ  
МОНГОЛИИ**

**АКАДЕМИЯ НАУК РОССИИ**

**ОРДЕНА  
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ**

**ОРДЕНА  
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ИНСТИТУТ  
ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,  
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ  
И ГЕОХИМИИ**

**АКАДЕМИЯ НАУК МОНГОЛИИ**

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ  
ИНСТИТУТ**

---

**ЗСБНХУ-ЫН  
ШИНЖЛЭХ УХААНЫ АКАДЕМИ**

**ХӨДӨЛМӨЙН ГАВЪЯАНЫ  
УЛААН ТУГИЙН ОДОНТ  
ГЕОЛОГИЙН ХҮРЭЭЛЭН**

**ХӨДӨЛМӨРИЙН  
ГАВЪЯАНЫ УЛААН ТУГИЙН ОДОНТ  
ХҮДНИЙН ОРДЫН ГЕОЛОГИ, ПЕТРОГРАФИ,  
МИНЕРАЛОГИ, ГЕОХИМИЙН ХҮРЭЭЛЭН**

---

**БНМАУ-ЫН  
ШИНЖЛЭХ УХААНЫ АКАДЕМИ**

**ГЕОЛОГИЙН  
ХҮРЭЭЛЭН**

---

**ACADEMY OF SCIENCES  
OF THE RUSSIA**

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

**ORDER  
OF THE RED BANNER OF LABOUR  
INSTITUTE  
OF GEOLOGY OF ORE DEPOSITS,  
PETROGRAPHY, MINERALOGY  
AND GEOCHEMISTRY**

---

**ACADEMY OF SCIENCES  
OF THE MONGOLIA**

**GEOLOGICAL  
INSTITUTE**

# ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ МОНГОЛИИ

СОВМЕСТНАЯ  
РОССИЙСКО-МОНГОЛЬСКАЯ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

ТРУДЫ, ВЫПУСК 55

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

*Академик АН МНР Р.Барсболт, академик АН МНР Б.Луvsсанданзан, академик РАН А.Л.Книппер,  
академик РАН А.Л.Яншин, член-корреспондент РАН В.И.Коваленко, А.Б.Дергунов,  
М.С.Нагибина, С.В.Руженцев, В.В.Ярмолюк, В.Г.Гербова*

Ответственные редакторы

*А.Б.Дергунов, В.И.Коваленко*

МОСКВА  
Издательство "Шаг"  
1995

# МОНГОЛ ОРНЫ ГЕОЛОГИ ФОРМИЦИ

ХАМТАРСАН  
МОНГОЛ-ЗӨВЛӨЛТИЙН  
ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ  
ШИНЖИЛГЭЭНИЙ ЭКСПЕДИЦИ

БҮТЭЭЛ, ЦУВРАЛ 55

ЭРХЛЭХ ЗӨВЛӨЛ:

БНМАУ-ын академич, *Р.Барсболт*, *Б.Лувсанданзан*, академич РАН *А.Л.Книппер*, *А.Л.Яншин*,  
Р-ын ШУА-ийн сурвалжлагч гишүүн *В.И.Коваленко*, *А.Б.Дергунов*, *М.С.Нагибина*,  
*С.В.Руженцев*, *В.В.Ярмолюк*, *В.Г.Гербова*

Хариуцлагатай эрхлэгч  
*А.Б.Дергунов*, *В.И.Коваленко*

МОСКВА  
Издательство "Шаг"  
1995

GEOLOGICAL FORMATIONS  
OF MONGOLIA

THE JOINT  
RUSSIAN-MONGOLIAN  
SCIENTIFIC-RESEARCH  
GEOLOGICAL EXPEDITION

Transactions, vol. 55

---

Editorial board:

academicians of the MPR Academy of Sciences *R. Barsbold* and *B. Luwsandansan*,  
academicians *A. L. Knipper* and *A. L. Yanshin*,  
corresponding-member of the Russian Academy of Sciences *V. I. Kovalenko*, *A. B. Dergunov*, *M. S. Nagibina*,  
*S. V. Ruzhenzev*, *V. V. Yarmolyuk*, *V. G. Gerbova*

Responsible editors

*A. B. Dergunov*, *V. I. Kovalenko*

---

Книга может служить объяснительной запиской к карте геологических формаций Монгольской Народной Республики масштаба 1:1500000, 1989 г. Впервые для Монголии дано систематическое описание геологических формаций фанерозоя осадочного и магматического генезиса по стадиям формирования земной коры на различных возрастных уровнях. Приведен сравнительный анализ этих формаций для однотипных стадий их развития — океанической, переходной и континентальной. Книга представляет интерес для геологов широкого профиля.

*Посвящается памяти  
Николая Сергеевича Зайцева,  
известного исследователя Центральной Азии, много  
лет возглавлявшего советскую часть Совместной  
Советско-Монгольской комплексной научно-иссле-  
довательской геологической экспедиции.*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Монголия расположена в центре азиатского материка — очень сложного и разнообразного по своему физико-географическому лику и геологической истории. Уже в силу только этих причин Монголией, как таковой, многие естествоиспытатели, а особенно ученые географы и геологи разных стран, стали интересоваться уже давно — по крайней мере два столетия тому назад, что хорошо было подчеркнуто одним из русских естествоиспытателей — Б.Имшенецким, — который в начале текущего века писал: “Монголия поразительно разнообразна ввиду различной высоты горных цепей, различного выпадения осадков, от разнообразия водных систем — речных и озерных, а также вследствие геологических причин”. Все сказанное совершенно справедливо и в значительной мере подтвердилось многочисленными исследованиями и исследователями последних десятилетий истекающего двадцатого века. Более того, ими установлено, что в Монголии, как в своего рода фокусе, сходятся многие геологические структуры, особенно широко развитые на смежных территориях соседских стран — Советского Союза и Китая, при этом, однако, в Монголии они представлены наиболее полно и отчетливо.

По существу, в Монголии можно изучать почти все те многочисленные проблемы, которые теперь объединяются под общим названием — Эволюция геологических процессов в истории Земли. Так, в области стратиграфии учеными уже выделен и исследован ряд стратотипических разрезов, которые могут стать опорными не только для Монголии, но и для складчатых областей юга Сибири. К их числу относятся многие разрезы рифея, венда и почти всех систем палеозоя, включая толщи континентальных пород верхнего палеозоя, а также мезозоя и кайнозоя, давно известные благодаря богатейшим, нередко уникальным захоронениям остатков позвоночных и другой фауны и флоры.

В области тектоники — можно изучать строение и историю развития и формирования структур по крайней мере с верхнего архея и доныне. В области изучения магматизма и связанных с ним некоторых полезных ископаемых трудно, пожалуй, найти более подходящий регион, чем Монголия. Почти то же можно сказать и о некоторых разделах изучения петрографии и литологии осадочных пород.

В целом, Монголия с геолого-географических позиций весьма привлекательная, а может быть и уникальная старана, она чрезвычайно разнообразно построена, хорошо обнажена, сравнительно легко проходима и доступна для изучения. Вполне обоснованно ее можно считать “геологическим полигоном” для проведения эффективных исследований многих крупных проблем научной и практической геологии.

О Монголии написано много книг по различным разделам упомянутых наук; созданы обобщающие карты, а в конце 1990 года издан национальный атлас Республики, в котором освещены почти все стороны жизни (политические, географические, демографические, геологические, биологические и другие) этой интересной страны. Такой атлас создан для нее впервые. С нашей точки зрения этот атлас может в значительной мере заменить читателям обращение к прочтению статей и монографий по многим специальным вопросам.

Однако, многие стороны геологического строения Монголии остаются еще нераскрытыми, и прежде всего это относится к выделению и описанию геологических формаций. Изучение их служит основой исследования строения и развития геологических структур, проведения тектонического и металлогенического районирования, необходимого для прогнозирования и поисков различных видов полезных ископаемых. Настоящая работа в таком смысле и объеме предпринята впервые, хотя формации каледонид Центральной Азии в целом описывались Т.Н.Херасковой (1986) и А.Б.Дергуновым (1989), а метаморфические формации К.Б.Кепежинским в краткой

объяснительной записке к “Карте метаморфических формаций Монгольской Народной Республики” масштаба 1:3000000 (препринт, 1989).

Поэтому публикуемая работа по геологическим формациям нам представляется весьма важной. Естественно, что и она не лишена некоторых недостатков, проистекающих, как нам кажется, в основном по двум причинам. На первое место из них нужно поставить безусловно недостаточную изученность Монголии в формационном отношении. Поэтому под названием формаций в этой книге описываются разные и сложные сочетания и наборы пород: ассоциации, комплексы, серии и т.д., но в то же время не дано описание некоторых распространенных формаций — например, зеленосланцевой — очень характерной для рифея.

В отношении дорифейских комплексов и ассоциаций — приведена лишь их самая общая характеристика, вытекающая в основном из анализа и сопоставления со соответствующими комплексами, развитыми на смежных территориях Советского Союза (в Туве и Восточном Саяне). Многие недостатки работы, несомненно, проистекают из того, что она писалась в отрыве и значительно позднее составления карты “Геологических формаций Монголии” (масштаб 1:1500000), которая уже вышла из печати в 1989 году. Не лишена она и других, более конкретных недостатков, которые будут отмечены ниже, и тем не менее, как мы полагаем, эта общая работа по формациям Монголии — весьма современная и нужная.

В ней читатели найдут, как нам кажется, и конкретные новые и свежие данные, особенно по петрографии и петрологии вулканоплутонических формаций и ассоциаций, а также по геологии и литологии осадочных и осадочно-вулканогенных пород. Все это в единой книге излагается впервые.

Этим предисловием, изложенным в самых общих чертах, мы безусловно не исчерпываем всего содержания работы (всех ее достоинств и недостатков). Оно станет, возможно, ясным для всех интересующихся читателей только после того, как она будет ими прочтена.

**Ответственные редакторы.**

# ГЛАВА 1. ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ, РАЗВИТИЯ И РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ МНР

Территория МНР занимает юго-восточную часть Урало-Монгольского палеозойского тектонического пояса. В ее пределы входят крупные части геологических палеоструктур, прошедшие длительную и сложную историю развития, в результате которого образовалось сложное сочетание разновозрастных и гетерогенных тектонических зон (рис. 1). Прежде всего это древнейший Тувино-Монгольский массив, обрамленный каледонской и герцинской покровно-складчатыми областями (Дергунов, 1989; Зайцев, 1990; Ильин, 1982; Руженцев и др., 1990).

Тувино-Монгольский массив (в нашем понимании) объединяет Сангиленскую, Западно-Прихубсугульскую и Бугулинскую зоны на севере, Дзабханскую и Байдарагскую — на юге. В основании первых трех зон преобладают гранито-гнейсовые купола, наряду с которыми в Дзабханской и Байдарагской зонах широко развиты линейные структуры, сложенные преимущественно метабазами и амфиболитами (Макарычев, 1988). Архейско-раннепротерозойский возраст метаморфитов основания Тувино-Монгольского массива подтвержден, помимо геологических, радиологическими данными (Митрофанов и др., 1981).

Рифейские местами метаморфизованные терригенные, карбонатные и реже вулканогенные отложения, относимые нами к проточехольным образованиям, сохранились наиболее полно в самой южной Байдарагской зоне массива. Здесь наиболее характерны зеленые и черные углеродистые сланцы, полимиктовые песчаники с андезит-диабазовыми дайками и силлами, а также мощные толщи карбонатных пород с рифейскими строматолитами.

Почти во всех частях массива имеются выходы грубообломочных терригенных и андезит-дацитовых вулканогенных отложений верхнего рифея-венда, возраст которых базируется на результатах изотопных анализов. По-видимому, эти терригенно-вулканогенные отложения тяготеют к рифтовым структурам.

Венд-нижнекембрийские кремнисто-карбонатные и карбонатно-терригенные формации широко распространены в виде осадочного чехла в пределах Тувино-Монгольского массива и нередко являются фосфоритоносными. Н.С.Зайцев относит их к миогеосинклинальным (1982). Их возраст хорошо обоснован органическими остатками. Фациальные изменения этих венд-нижнекембрийских формаций закономерно связывают их с разновозрастными породами океанических и островодужных формаций, распространенными западнее массива — в каледонской области Западной Монголии.

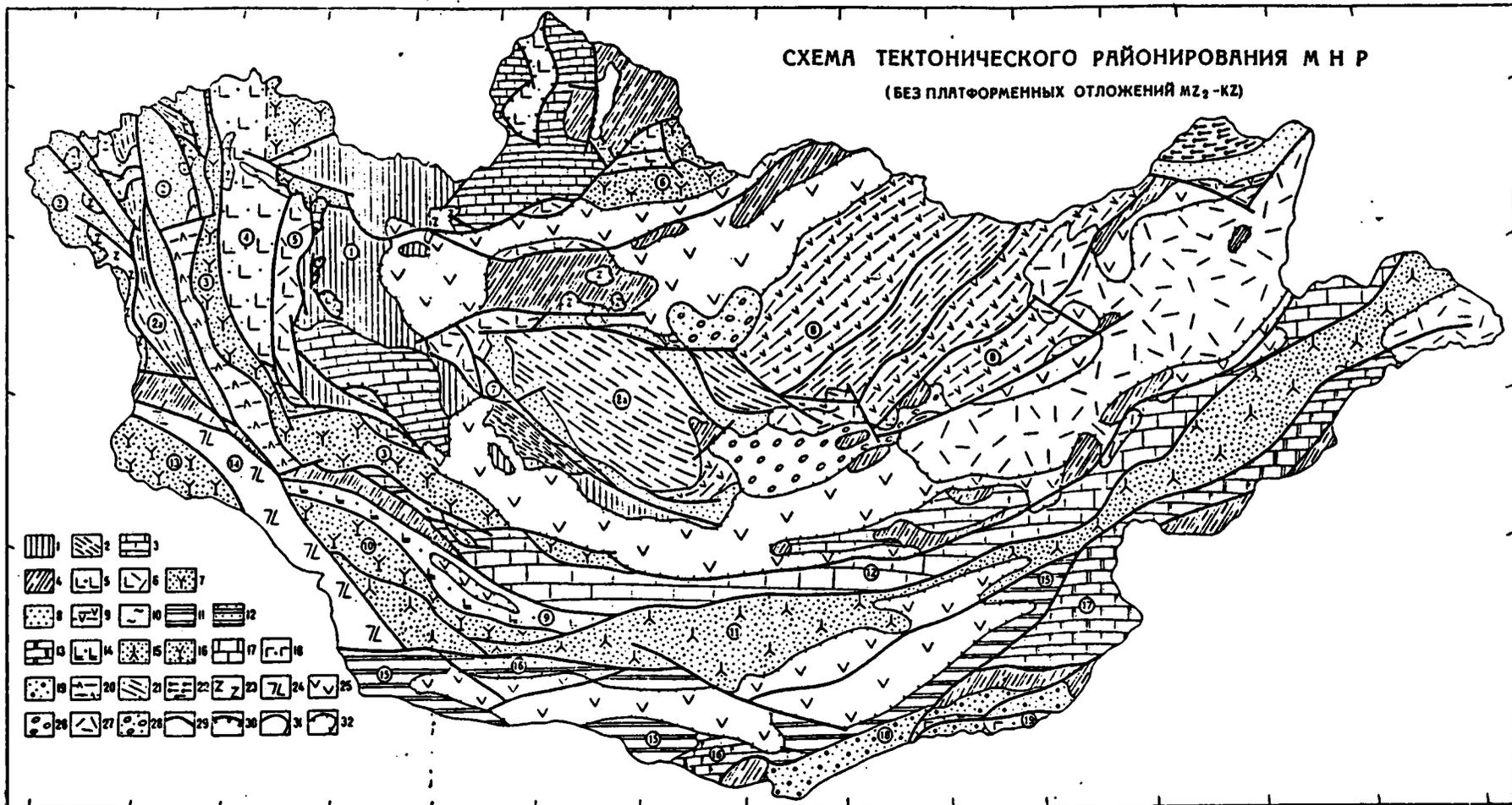
Каледонские покровно-складчатые зоны занимают большую северную часть территории Монголии, располагаясь западнее и восточнее Тувино-Монгольского массива. Они формировались, по-видимому, на месте вендско-раннепалеозойского палеоокеана, земная кора которого преобразовалась в континентальную в целом к девону. Однако, этот процесс проходил неравномерно и гранитно-метаморфический слой в разных зонах сформировался в разное время. Поэтому, Хархирино-Дарбинская, Озерная, Дагандельская, Ханхухэйская, Джидинская и Центрально-Монгольская зоны относятся к ранним каледонидам, в которых покровно-складчатые структуры и гранитно-метаморфический слой сформировались уже в середине кембрия. В Алтайской зоне во второй половине кембрия еще продолжалось накопление мощных толщ терригенных турбидитов, а массовое гранитообразование завершилось только к концу ордовика, следовательно, эта зона может считаться собственно каледонской.

Субстратом каледонских зон, по-видимому, всюду служили меланократовые формации основания офиолитов, фрагменты которых выходят на поверхность в их разных частях. На них накапливались диабазово-спилитовые, спилито-кератофировые, андезито-базальтовые и покрывающие их кремнисто-туффитовые, туфо-терригенные и карбонатные формации. Раннекембрийские органические остатки в последних определяют близкий возраст всех этих формаций, а закономерная смена с запада на восток позволяет выстроить их в единый латеральный ряд с разновозрастными отложениями чехла Тувино-Монгольского массива.

Тектонические преобразования каледонских формаций Западной Монголии происходили в условиях горизонтального сжатия и первичного перемещения горных масс преимущественно с юго-запада на северо-восток, в результате которого были сформированы основные покровно-складчатые структуры каледонид. В зонах надвигания мощных покровов, особенно на окраину Тувино-Монгольского массива, а также в зонах сочетания тектонических покровов с интенсивной складчатостью (Алтайская зона) происходило значительное возрастание вертикальной мощности отложений и всей сиалической коры в целом. В созданных таким путем мощных зонах тектонического скупивания тектонические покровы, как правило, сопровождаются метаморфи-

# СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ М Н Р

(БЕЗ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЗ<sub>2</sub>-КЗ)



тами повышенных давлений, гранитизированными породами и гранитами. По-видимому, преимущественно такие процессы привели к преобразованию океанической коры в континентальную на обширном пространстве многих каледонских зон Монголии. Причем в них сначала происходило становление гранитоидных плутонов существенно натриевого известково-щелочного ряда, а потом — калиевого субщелочного и щелочного (Дергунов, 1984, 1988).

Вулканические и осадочные формации орогенного типа сохранились в небольших наложенных прогибах, мульдах, несогласно перекрывающих каледонские покровно-складчатые структуры. Древнейшие из них известковистые алевролиты, вулканомиктовые песчаники, гравелиты и конгломераты содержат остатки среднекембрийских трилобитов. Они слагают остатки небольших прогибов в Озерной зоне, определяя ее раннекаледонский возраст. Породы сероцветной и пестроцветной морской молассы с органическими остатками среднего-верхнего ордовика и силура и орогенные андезит-риолитовые вулканиды встречаются в разрозненных наложенных прогибах Алтайской зоны, определяя ее среднекаледонский возраст, а также — в Озерной зоне. Наиболее широко распространены девонские красноцветные и пестроцветные молассы и орогенные вулканиды андезит-риолитового ряда. Они также выполняют наложенные мульды обеих каледонских зон и, кроме того, выходят из-под западного борта крупного Делюно-Юстыдского прогиба. Вполне вероятно, что перечисленные орогенные формации первоначально занимали значительно большие площади, но сохранились только в пределах реликтов наложенных структур, также как угленосные и пестроцветные молассы и вулканиды карбона.

В центральной и северо-восточной частях территории МНР каледонские структуры в значительной мере перекрыты более молодыми образованиями и заметно слабее изучены. Однако, в последние годы в пределах Баян-Хонгорской зоны удалось установить почти все раннепалеозойские формации, характерные для каледонид Западной Монголии. Некоторые из них прослежены на северо-восток, где они занимают крупные площади. Есть основание полагать, что и здесь каледонские структуры широко распространены под более молодыми средне-верхнепалеозойскими и мезозойскими формациями.

В позднем ордовике-силуре и особенно в девоне поступательные процессы роста континентальной коры прерывались в отдельных линейных зонах рифтингом и образованием узких прогибов-моногоосинклиналей (Кобдинская, Делюно-Юстыдская на западе и Хангай-Хэнтэйская в средней части территории МНР). Они заполнялись очень мощными преимущественно терригенными толщами пород, реже вулканидами андезит-базальтового состава и рифтогенными известняками, которые потом были смяты в линейные складки, параллельные бортам этих прогибов.

Рис. 1. Схема тектонического районирования территории Монголии (без платформенных отложений  $MZ_1-KZ$ )

1-3- структурно-формационные комплексы Тувино-Монгольского массива: 1- кристаллических сланцев, амфиболитов, мраморов метаморфического основания ( $AR_2-PR_1$ ), 2-зеленых углеродистых сланцев, метапесчаников; карбонатов, метаандезитобазальтов проточехла (R), 3-кремнистый терригенно-карбонатный фосфоритоносный чехла ( $V-E_1$ ); 4-преимущественно допалеозойские метасланцы; 5-9 - структурно-формационные комплексы каледонид: 5-офиолитовой ассоциации (гипербазитов и габброидов, зеленокаменных metabазальтов), 6-спилит-кератофиновый и кремнисто-карбонатный (островодужный), 7-базальтовый-андезитобазальтовый, андезитовый и рифтогенных известняков и олистостром (островодужный); андезитобазальтовый с граувакками и рифтогенными известняками (рифтогенные прогибы Кобдинской зоны), 8-терригенный: кремнистых пород, олигомиктовых и полимиктовых песчаников и алевролитов местами с вулканидами, 9-нерасчлененные: зеленосланцевый, терригенный, яшмо-кремнисто-терригенный, базальтовый-андезитобазальтовый ( $R_3-PZ_1$ ); 10-17 -структурно-формационные комплексы герцинид: 10 -терригеннокарбонатный фрагментов каледонского основания, 11-13 - Южно-Гобийского микроконтинента: 11 - терригенный олигомиктовый и вулканогенно-терригенный проксимальных турбидитов континентального склона ( $O-D_1$ ), 12 - дистальных олигомиктовых турбидитов и туфотурбидитов (D), 13 -кристаллического докембрийского основания и шельфовый карбонатный и терригенно-карбонатный ( $O-D_1$ ), 14 - офиолитовой ассоциации (гипербазитов и габброидов, зеленокаменных metabазальтов, кремнисто-сланцевый) и терригенный (грауваккового флиша), 15 - вулканогенно-терригенный энсиматический островных дуг, 16 - вулканогенно-терригенный энсиматических островных дуг, 17 - терригенно-карбонатный шельфовый; 18-19 - структурно-формационные комплексы индосинид: 18 - офиолитовой ассоциации (гипербазитов и габброидов, зеленокаменных metabазальтов, кремнисто-сланцевый) и карбонатный, олистостромовый ( $C_2-P_2$ ), 19 - флишевый с элементной морской молассы ( $P_2-T_1$ ); 20-22 - наложенных прогибов: 20 - терригенный граувакковый, базальтовый-андезитобазальтовый с рифтогенными известняками ( $O_2-S$ ), 21 - терригенный песчано-сланцевый ( $D_{2,3}$ ) - в Делюно-Юстыдском и  $D_3-C$  - в Хангай-Хэнтэйском прогибах), 22 -терригенный (T); 23-29 - наложенные континентальные комплексы: 23 - вулканогенный ( $D_2-C_1$ ), 24 - вулканогенный карбонатно-вулканогенный ( $D_2-C_1$ ), 25 - вулканогенный ( $PZ_3$ ), 26 - терригенный (P), 27 - вулканогенный ( $MZ_1$  и  $MZ_2$ ), 28 -терригенный ( $MZ_1$ ), 29 - разломные границы структурно-формационных зон; 30 - границы крупных тектонических покровов; 31 - границы распространения структурно-формационных комплексов; 32 - - границы наложенных континентальных структур.

Структурно-формационные зоны (цифры в кружках): 1 -Тувино-Монгольский массив, 2 - Монголо-Алтайская, 2а -Делюно-Юстыдский прогиб, 3 - Хархаринно-Алтайская, 4 - Озерная, 5 - Дагандельская, 6 - Джидинская, 7 - Баян-Хонгорская, 8 -Центрально-Монгольская, 8а - Хангай-Хэнтэйский прогиб, 9 -Хувинхаринская, 10 - Эдренгинская, 11 - Заалтайская, 12 -Гоби-Алтайская, 13 - Южно-Барунхурайская, 14 - Северо-Барунхурайская, 15 - Тумуртинская (Гоби-Тяньшаньская), 16 - Эжингольская, 17 -Цаганулинская, 18 - Лугингольская, 19 - Солонкерская.

Барисские покровно-складчатые сооружения занимают южную часть территории Монголии, слагающая восточную ветвь Казахстано-Южномонгольской складчатой области, в пределах которой различаются два сегмента: западный и восточный, разделенные системой Алтае-гобийских разломов, имеющих северо-западную ориентировку. На территории западного сегмента выделяются две зоны: Северо- и Южно-Барунхурайская.

Северо-Барунхурайская зона сложена вулканогенно-осадочными отложениями среднего девона-нижнего карбона. В основном они представлены эффузивами, туфами, вулканомиктами, в подчиненном количестве присутствуют известняки, полимиктовые песчаники. Местами отложения этого стратиграфического уровня образуют типичную угленосную молассу (хр. Байтак). Среди вулканитов различаются породы шошонит-латитовой, трахиандезитовой и риодацитовой ассоциаций. В палеотектоническом смысле рассматриваемая зона является среднепалеозойской континентальной окраиной андийского типа, сформировавшейся на каледонском складчатом основании (предположительно аналог каледонид Чингиз-Тарбагатай).

Южно-Барунхурайская зона относится к Джунгаро-Балхашской складчатой системе. Она образована разнообразными вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями среднего девона-нижнего карбона. В основном это вулканомиктовые турбидиты, флиш. На юге широко развиты также базальтоиды, андезиты, риолиты и их туфы. В палеотектоническом смысле здесь выделяются структурно-формационные комплексы, соответствующие (с севера на юг) задуговому бассейну, энсиматической островной дуге и океаническому бассейну (в пределах китайской части зоны широко представлены офиолиты — Джахеба-Алмантайская сутура).

Перечисленные комплексы слагают систему тектонических пластин, обдуцированных на отложения Северо-Барунхурайской зоны. Неоавтохтон имеет позднепалеозойский возраст и представлен толщей риолитов, их туфов, полимиктовых конгломератов.

Собственно Южно-Монгольская складчатая система расположена восточнее Алтае-гобийских разломов. Это типичное линейное покровно-складчатое сооружение, возникшее в результате коллизии Северо-Азиатского каледонского континента и Южно-Гобийского дорифейского микроконтинента. Южная Монголия характеризуется четкой поперечной тектонической зональностью. С севера на юг выделяются следующие зоны:

Гоби-Алтайская — соответствует раздробленному шельфу и склону каледонского континента. Здесь различаются относительно опущенные (Баянгобийский, Баянцаганский и др.) и приподнятые (Баянлегский, Джинсетский и др.) блоки. Первые выполнены олигомиктовыми турбидитами, базальтоидами и их туфами ( $O-C_1$ ), залегающими на меланократовом основании (ультрабазиты, габбро). Вторые сложены преимущественно мелководными известняками ( $O-D_2$ ), прорванными среднепалеозойскими гранитами. Указанные отложения формировались на раннекаледонском складчатом основании. В позднем девоне по южной периферии зоны (Джинсетский блок) формируется вулканогенная толща с антидромной последовательностью пород (от риолитов и дацитов внизу до андезито-базальтов вверх), маркирующая континентальную окраину андийского типа. Олигомиктовые турбидиты (главным образом ордовик-нижний девон) рассматриваются как отложения "терригенного клина" (континентальный склон и подножье).

Хувинхаринская зона, в геологическом прошлом — прогиб, располагавшийся к югу от каледонского континента. Местами здесь вскрыт серпентинитовый меланж, структурно выше которого залегают толща толеитовых базальтов и яшм дораннедевонского возраста. Далее следует мощная серия граувакковых турбидитов девона. Рассматриваемая зона, по-видимому, представляла собой окраинный (задуговый) бассейн. Орогенный комплекс (к которому мы относим корбонатно-вулканогенно-терригенную молассу) имеет каменноугольный возраст.

Эдренгийнская зона — широтно ориентированное среднепалеозойское островодужное поднятие, образованное мощной вулканогенной серией. Здесь в основании вскрытой части разреза залегают туфы риолитов и дацитов (живет), выше которых расположена толща андезито-базальтовых пиллоу-лав (верхний девон-нижний турне).

Заалтайская зона — главная палеоокеаническая структура Южной Монголии, представляющая собой сложную аккреционную систему, в пределах которой тектонически совмещены разнородные структурно-формационные комплексы (снизу вверх: хадатулинский, хаирханский, берхеулинский, гурвансайханский). В основании каждого из них залегают серпентинитовый меланж, трансгрессивно перекрытый горизонтом яшм. Далее следует толща базальтоидов и разнообразных вулканогенно-осадочных пород (вулканомиктовые и туфотерригенные турбидиты, туффиты, пепловые туфы, микститы и т.д.). Возраст яшм — силурийско-раннедевонский, базальтоидов — средне-позднедевонский, вулканогенно-осадочной толщи — фаменско-раннекаменноугольный.

Проведенный нами на формационной основе палеотектонический анализ позволил выделить следующие основные структурные элементы (с севера на юг): Гурвансайханский междуговой прогиб, по-видимому, энсиматическая островная дуга (хаирханский комплекс) с наложенным рифтогенным прогибом (берхеулинский комплекс), Хадатулинский прогиб, по-видимому, представляющий собой основную ветвь варисского палеоокеана Южной Монголии.

Южно-Гобийская зона — соответствует сиалическому блоку (Южно-Гобийский дорифейский микроконтинент), ограничивавшему палеоокеан с юга. В основании разреза здесь вскрыты катаклазированные гранитогнейсы, кварц-слюдяные сланцы, кварциты, трансгрессивно перекрытые мраморами и кварцитами (в том числе и железистыми) верхнего рифея — венда. Для палеозойских отложений установлена следующая зональность. Северная Эхингольская подзона образована дистальными турбидитами — терригенными внизу, туфотерригенными — вверху. Тумуртинская подзона — выше рифейско-вендских мраморов залегает мощная толща проксимальных олигомиктовых (кварц-плагиоклазовых) турбидитов ордовика-нижнего девона. Выше по разрезу с постепенным переходом следует вулканогенная серия, разрез которой начинается риолитами, дацитами, их туфами, а заканчивается пиллоу-лавами андезитов и андезитобазальтов (нижний-средний девон). На западе (массивы Атас-Богдо, Себестин-Нуру) указанные отложения прорваны крупными телами гранитоидов, трансгрессивно перекрытых эйфельско-нижнекаменноугольной молассой.

Цаганулинская подзона — наиболее приподнятая часть микроконтинента. Здесь на рифейско-вендском основании залегает терригенно-карбонатный разрез кембрия-девона. В палеотектоническом отношении Цаганулинская подзона соответствует шельфовой части микроконтинента, Тумуртинская — его склону, Эхингольская — подножью. Вулканы Тумуртинского хребта (девонская антидромная серия) маркируют краевой вулканический пояс, существовавший в раннем и среднем девоне по северной периферии микроконтинента.

Тектоническое развитие Южной Монголии в целом укладывается в нормальный “цикл Уилсона”. Действительно, в позднем кембрии — раннем ордовике на территории Центральной Азии сформировался каледонский континент, включавший древние (докембрийские) сиалические блоки (Тувинно-Монгольский, Южно-Гобийский) и зоны каледонской консолидации (Озерная, Центрально-Монгольская и др.). В ордовике (определенно позднем, возможно среднем) в результате рифтинга этого континента закладывается система прогибов, которые в дальнейшем (поздний ордовик-силур) претерпели значительное раскрытие, дав начало Южно-Монгольскому палеоокеану. Максимальной ширины последний достигал, вероятно, в конце силура. Начиная с девона, формируется крайне сложная аккреционная система, отражающая начало сжатия структуры. Палеоокеан распадается на серию обособленных ванн, спрединг в которых компенсируется в обрамляющих островодужных поднятиях. Одновременно в краевых частях обрамляющих с юга и севера континентов образуются вулканические пояса. В условиях нарастающего сжатия в позднем палеозое происходит континентальная коллизия. На месте палеоокеана возникает напряженная покровно-складчатая структура, в пределах которой оказались тектонически совмещенными перечисленные выше структурно-формационные комплексы.

Индосинийские покровно-складчатые сооружения Внутренней Монголии в основном расположены в Китае. Лишь на крайнем юго-востоке МНР они прослеживаются в виде узкой полосы (Лугингольская и Солонкерская зоны).

Северно-Лугингольская зона — прогиб, выполненный мощной флишевой с элементами морской молассы серий. Лугингольский флиш трансгрессивно, резко несогласно залегает на породах Цаганулинской подзоны (в том числе на докембрийских отложениях). В северной части прогиба флиш имеет казанско-раннетриасовый возраст, в южной — кунгурско-казанский, т.е. происходит общая миграция оси прогиба к северу. В осевой части зоны разрез образован относительно тонким терригенным флишем, на юге, вдоль южного борта прогиба — грубым флишем, содержащим многочисленные прослои и линзы полимиктовых конгломератов (из перемытых гнейсов, разнообразных гранитов, мраморов, сланцев) и микститов. Все это позволяет рассматривать зону как типичный краевой прогиб, сформировавшийся в конце ранней перми на варисском сиалическом основании и смещавшийся в процессе своего развития к северу по мере вовлечения в складчатость внутренних индосинийских зон.

Солонкерская зона. В структурном отношении это пакет пластин, шарьированных на лугингольский флиш. Снизу вверх нами установлена следующая последовательность пластин:

1. Рифейско-вендские мраморы и кварциты, трансгрессивно перекрытые полимиктовыми песчаниками (P<sub>1-2</sub>к).

2. Базальты, яшмы ( $P_1$ ), песчаники, микститы ( $P_2k-t$ ); микститы содержат глыбы известняков со стратиграфическим диапазоном средней карбон-нижняя пермь.

3. Фузулинидовые известняки ( $C_2-P_1ag$ ), выше которых залегает толща андезитов, андезитобазальтов, их туфов, дацитов, туффитов, вулканомиктов ( $P_1k$ ).

4. Ультрабазиты, габбро.

Указанный пакет пластин трансгрессивно перекрыт красноцветными конгломератами ( $T_3$ ), слагающими неоавтохтонный чехол зоны.

Палеотектоническая интерпретация рассмотренных комплексов сводится к следующему. Породы нижней пластины (1) соответствуют южному склону Южно-Гобийского микроконтинента в позднем палеозое. Вулканогенно-яшмовая толща (2) и перекрывающие ее микститы формировались в краевом бассейне, который с юга ограничивался островной дугой (3). Ультрабазиты и габбро (4), по-видимому, представляют собой блок меланократового фундамента собственно индосинийского палеоокеана, особенности строения которого сейчас не ясны из-за фрагментарности наших знаний о геологии прилегающих районов КНР. Необходимо отметить также, что формирование мощных микститов (олистострома) было связано с периодом начала сжатия структуры, приведшего в конечном счете к обдукции палеоокеанических образований в пределах Южно-Гобийского микроконтинента.

Таким образом, в конце палеозоя-начале мезозоя (до среднего триаса включительно) на всей территории Монголии прошли мощные орогенические движения с обильным проявлением наземного вулканизма, гранитоидного магматизма и других процессов, завершивших становление гранитной коры.

К началу позднего триаса наступил континентальный режим и вместе с ним вступили в силу новые факторы преобразования и деформации сиалического основания, влиявшие на характер осадконакопления и проявления магматизма.

Для мезозойских структур Монголии характерно резкое несогласие и общая наложенность их на разновозрастное основание (от архея-раннего протерозоя до поздних варисцид-индосинид Солонкерской зоны)\*. Формирование мезозойских структур происходило в два этапа: раннемезозойский ( $T_3-J_2$ ) и позднемезозойский ( $J_3-K_1$ ), для каждого из них отчетливо выделяется ранняя и поздняя стадии, характеризующиеся перестройкой структурного плана, несогласием и изменениями в составе молассовых отложений.

Раннемезозойские структуры морфологически выражены в образовании крупных сводовых поднятий домезозойского основания разного возраста и разделяющих их протяженных и более узких систем прогибов, обычно ограниченных разломами и сложенными терригенной, угленосной и вулканогенной молассой, мощность которой изменяется от первых сотен метров до 4-5 км. В пределах прогибов мезозойские отложения смяты в открытые брахиформные и коробчатые складки, а местами осложнены более мелкими приразломными складками. Простирающие мезозойские прогибы, при общей их наложенности на структуры более древнего основания, не редко подчинены простиранию крупных палеозойских структур и обрамляющих их разломов, подновленных в мезозое. Раннемезозойские прогибы и поднятия прорваны интрузивами (батолитами и штоками) гранитоидов различного состава (от аляскитов и субщелочных гранитов до гранодиоритов), а также диоритов и габбро.

В позднем мезозое происходит блоковое расчленение сводовых поднятий, образование протяженных, узких рифтовых структур — грабен и грабен-синклиналей, широких и плоских мульд, а также кольцевых вулканотектонических структур, прорванных субвулканическими телами (трахилипаритов, штоками гранитоидов и диабазов). Мощности позднемезозойских отложений колеблются от 0,2 до 2 км.

В отличие от варисских структур, формирование которых было связано с нарастающей континентальной коллизией, в результате которой произошло замыкание Палеотетиса и тектоническое совмещение описанных ранее линейных структурно-формационных зон, имеющих субширотное простирание, для мезозойских структур в целом свойственна меридиальная зональность в пространственном размещении различных по составу формационных комплексов и их мощностей, подчиненное меридиальному направлению.

Так, магматические породы вулканоплутонических формаций дифференцированного известково-щелочного и субщелочного состава развиты исключительно в Восточной и Центральной Монголии, где наземные вулканы переслаиваются с континентальной терригенной молассой в различных сочетаниях. В Западной Монголии развиты почти исключительно амагматичные терригенные молассовые отложения.

\*Единственным исключением является Ноянсомонский позднепалеозойско-мезозойский прогиб на юге Монголии.

Граница между областями развития амагматических и вулканоплутонических мезозойских структурно-формационных зон проходит в меридиональном направлении между 100°-105° меридианами в.д. и совпадает с меридиональной редукционной структурой, выделенной В.П.Солоненко (Гоби-Алтайское землетрясение 1963 г.). Интересно отметить, что даже мощности пород в наиболее крупных конседиментационных мезозойских прогибах Монголии (Сайханобонского) и прогибов Монголо-Охотского пояса в своем развитии также подчинены меридиональной зональности, выраженной в однотипном изменении мощностей (Нагибина, 1962). В западной части прогибов мощность отложений обычно в 4 или 5-6 раз больше, чем в их восточных частях.

Отмеченные особенности морфологии мезозойских структур, а также сопровождающих их развитие магматических проявлений позволяют сделать вывод, что формирование их происходило во внутриплитных условиях глыбово-складчатых деформаций, геодинамически подчиненных меридиональным напряжениям, связанным с развитием меридионального Тихоокеанского тектонического пояса, расположенного к востоку от Монголии (в мезозое на окраине Палеоокеана).

К концу раннего мела мела тектонические движения на всей территории Монголии постепенно затухают и в позднем мелу-палеогене наступает период развития, близкий к платформенному режиму.

В северной части Монголии, на всем ее протяжении в позднем мелу и палеогене происходило образование пологого поднятия, в пределах которого сохранились денудационные поверхности выравнивания, а в ее южной части, в пределах Южно-Гобийской плиты, в то же время происходило отложение красноцветной озерной песчано-алевритовой формации платформенного чехла, мощность которого не превышала 500 м. Отложения осадочного чехла в различных частях Южно-Гобийской плиты, как показали исследования В.Ф.Шувалова и Т.В.Николаевой (1985), прорваны базальтами (траппами). Излияния их в виде маломощных потоков и силлов продолжалось с перерывами от конца раннего мела (апт-альб) до олигоцена (Р). После формирования платформенных структур, имеющих общее широтное простирание, в неоген-четвертичное время вновь произошла активизация тектонических движений. Если в мезозое наиболее активно проявились тектонические движения в восточной части Монголии с затуханием их к западу и исчезновением там магматических проявлений, то в кайнозое (в неоген-четвертичное время) наиболее интенсивно тектонические движения проявились на западе Монголии с затуханием их на востоке. На западе, в это время, происходило образование высокогорного рельефа, сейсмоактивных разломов, сводово-глыбовых поднятий и рифтовых структур-грабен и грабен-синклиналей, выполненных молассовыми песчано-галечными отложениями (N-Q). Сейсмичность достигала 10-12 баллов. На востоке Монголии неотектонические движения проявились слабо, характерны оглаженные формы рельефа, наблюдается тенденция к погружению обширных площадей и отложению в их пределах песчано-алевритовых формаций. Сейсмичность не превышала 4-6 баллов.

Смена разнотипных структур в неотектонический этап активизации в Западной и Восточной Монголии, также как и в мезозое, происходила между 100° и 105° меридианами в.д. К той же зоне поднятия аномальной мантии, притягивающейся от Прихубоугуля на севере и далее на юг Монголии, тяготеют эпицентры всех известных землетрясений, образование рифтогенных расколов и излияние молодых базальтов. Эта структурная зона была названа нами (Нагибина, 1977) для кайнозоя — Монголо-Байкальской рифтогенной ветвью. В.В.Ярмолюком, В.И.Коваленко и В.С.Самойловым (1991) та же зона была выделена в качестве западной границы Амурской плиты. Другая крупная область излияния молодых базальтов — плато Дариганга, расположенная на крайнем юго-востоке Монголии, была приурочена к другой структурной зоне Монголо-Тихоокеанской или Монголо-Ханкайской ветви. Она протягивается от Монголии на юго-восток, пересекая обе Китайские платформы, в южную часть Сихотэ-Алиня до побережья Японского моря. Эта ветвь представлена системой кулисообразно сочленяющихся субширотных разломов, вдоль которых располагается цепочка крупных, подобных Дариганга (площадью до 40000 км<sup>2</sup> и более), базальтовых плато (см. тектоническую карту Евразии 1980 г.). Излияние базальтов в новейший этап активизации по Е.В.Девяткину (1981) происходило с перерывами от эоцена до новейшего четвертичного времени. Кайнозойские базальты Монголии слабо дифференцированы по составу. Среди них В.В.Кепежинская, А.Я.Салтыковский, Ю.С.Геншафт и другие наметили две крупные провинции. В западной Монголо-Байкальской — изливались преимущественно трахибазальты калиевой специализации (базаниты, лимбургиты), в восточной — на плато Дариганга — изливались преимущественно оливиновые щелочные базальты натрисвой специализации (пикриты, муджисриты и гавайиты), близкие по составу к тихоокеанским толеитовым базальтам Гавайских островов.

## ГЛАВА 2. ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ.

Исследования геологических образований Монголии с позиций формационного анализа плодотворно ведутся на протяжении последних двух десятилетий, их результаты в разной степени отражены во многих монографических публикациях. Одни из них имеют общий характер: Тектоника МНР (1973), Мезозойская и кайнозойская тектоника (1976), монографии А.А.Моссаковского (1975), И.В.Гордиенко (1987), А.Б.Дергунова (1989). Другие непосредственно посвящены формациям: “Гранитоидные щелочные формации Монголии” (1976) и монография Т.Н.Херасковой “Венд-кембрийские формации каледонид Азии” (1986).

Наиболее крупным обобщением этих исследований стала карта Геологических формаций МНР, вышедшая в свет в 1989 г. Характеристика выделенных на ней формаций является предметом рассмотрения настоящей монографии. На карте выделены три крупные группы геологических формаций — формации метаморфических пород, формации осадочных пород и формации магматических пород. Вещественное содержание формаций отражено в их названии (таблица 1).

Над составлением карты, изучением и описанием формаций в данной монографии трудился большой коллектив исследователей из нескольких институтов, принадлежащим к разным научным школам и направлениям. Поэтому их подходы к определению, выделению и описанию осадочных или магматических, палеозойских или мезозойских и кайнозойских формаций нередко не во всем совпадают. Более других отличаются в этом отношении характеристики древнейших, архей-нижнепротерозойских формаций, которые сгруппированы и описаны в соответствии с представлениями о тектоно-метаморфических циклах, что отражено и в легенде к Карте геологических формаций, и в тексте данной монографии, где им посвящена отдельная глава.

В связи с неоднозначной трактовкой самого понятия геологических формаций, представляется необходимым напомнить четкое определение их, данное основоположниками формационного анализа Н.С.Шатским (1945, 1960) и Н.П.Херасковым (1952) и развитое для магматических формаций Ю.А.Кузнецовым (1964). Н.С.Шатский писал: “Осадочными формациями называются естественные комплексы (сообщества, ассоциации) горных пород, отдельные члены которых (породы, пачки пород, свиты, отложения) парагенетически связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и в вертикальной стратиграфической последовательности” (Шатский, 1965, стр.153). Ю.А.Кузнецов (1964, стр.17), полностью разделяя это определение, отметил, что “магматическая формация может быть или частным случаем, особым проявлением геологической формации, или же магматическая формация является как бы частью последней”. Нетрудно заметить, что оба определения по существу характеризуют конкретную геологическую формацию, как крупное геологическое тело, сложенное определенным набором устойчиво повторяющихся, и, следовательно, парагенетически связанных пород. Хотелось бы сразу подчеркнуть, что речь идет о конкретной, реально существующей формации, то есть о реальном геологическом теле. В то время как типовая формация является абстрактным понятием, “в котором обобщены главные особенности, свойственные ряду тождественных или близких по составу конкретных магматических комплексов, которые могут иметь различный возраст и могут залегать в различных и зачастую удаленных друг от друга, но однотипных геологических структурах” (Кузнецов, 1964, стр.20). Тот же подход к определению типовой формации, как абстрактному, обобщающему понятию предлагал Н.П.Херасков для осадочных формаций.

Таким образом, конкретная геологическая формация нам представляется реальным геологическим телом, сложенным устойчиво повторяющимся и, следовательно, парагенетически связанным набором горных пород. Не трудно представить, что конкретная геологическая формация, в изложенном понимании, является тем первичным геологическим телом, из которого создается сама земная кора. Отсюда важность выделения, изучения и описания геологических формаций представляется очевидной.

Приведенному, если можно так выразиться, классическому определению формаций, показанные на карте и в тексте данной монографии соответствуют не в полной мере. Пожалуй, ближе к этому определению описание в тексте монографии осадочных и вулканогенно-осадочных формаций. Однако, их группировка проведена по литологическим признакам (карбонатные, кремнистые и т.д.), что конечно облегчает генетический анализ, но не вполне отвечает эмпирическому, парагенетическому подходу. Следует также отметить, что в тексте эта группа осадочных формаций расчленена значительно детальнее, чем показано на карте.

Полностью соответствуют показанным на карте магматические формации, хотя их описание и группировка также больше отвечают достижению генетических, а не парагенетических целей.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ					
Дорифейского основания	Океанической стадии		Переходной стадии	Континентальной стадии	
Гнейсово-амфиболитовая с гранулитами	Осадочные		Кремнистые	Карбонатные; Терригенные; Туфогенно-терригенные	Терригенные; Молассовые
Карбонатно-кварцитовая с амфиболитами и гнейсами	ВУЛКАНИЧЕСКИЕ	Низкокалиевой серии	Зеленокаменных метабазальтов; Спильитов и кератофилов		
Габбро-анортзитовая		Известково-щелочной серии		Базальтовая, андезит-базальтовая, андезитовая; Андезит-дацитовая; Дациг-риолитовая, риолитовая.	Базальтовая, андезит-базальтовая, андезитовая; Андезит-дацит-риолитовая; Дациг-риолитовая и риолитовая; Онгонитовая
		Субщелочной серии			Базальт-трахибазальт-трахиандезитовая; Трахиандезитовая и андезит-риолит-трахириолитовая местами с комендитами; Риолит-трахириолитовая
		Щелочной серии			Калиевых щелочных лав с карбонатитами; Щелочно-базальтоидные; Контрастная вулканическая
	ПЛУТОНИЧЕСКИЕ	Низкокалиевой серии	Гипербазитов и габброидов		
		Известково-щелочной серии		Перидотит-пироксенит-габбровая местами с габброноритами; Тоналит-плагиогранитовая; Гранодиоритовая; Гранодиорит-гранитовая и гранитовая	Гранит-лейкогранитовая а) гранит-лейкогранитовая б) литий-фтористая; Гранодиорит-гранитовая и гранитовая
		Субщелочной серии			Гранит-лейкогранитовая с граносиенитами; Монцонит-сиенит-граносиенитовая
		Щелочной серии			Щелочных габбро, ийолит-уртитов; Нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов; Щелочных гранитов и сиенитов

Наиболее детально на карте и в тексте расчленены формации магматических пород, что обусловлено исключительно широким развитием их в геологических структурах. Эти формации разделены на вулканические и плутонические. Кроме того, в соответствии с показателями щелочности пород, образуемые ими формации разделены на формации, принадлежащие одной из следующих петрохимических серий низкокалиевой (или толеитовой), известково-щелочной нормальной щелочности, известково-щелочной повышенной щелочности (или субщелочной) и щелочной. В основу отнесения пород к той или иной петрохимической серии положена принятая в СССР систематика и классификация магматических горных пород (классификация и номенклатура, 1981). Основной доминантой для отнесения пород к той или иной петрохимической серии стала диаграмма  $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ , на которой общая область составов магматических пород разделяется на три поля — пород нормальной щелочности, пород повышенной щелочности (или субщелочных) и щелочных пород. В поле пород нормальной щелочности попадают составы двух петрохимических серий — толеитовой (низкокалиевой) и известково-щелочной. Для их разделения используется показатель  $FeO^*/MgO - SiO_2$ , предложенный Н.Мияширо

(Miyashiro, 1974). Поля субщелочных и щелочных пород на диаграмме  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  представляют составы пород соответствующих петрохимических серий.

В конкретных магматических формациях нередко участвуют породы разного состава и разной петрохимической принадлежности. Поэтому на классификационной диаграмме рои фигуративных точек составов пород некоторых формаций иногда пересекают границы полей различных петрохимических серий, что естественно вносит элемент неопределенности в установление петрохимической принадлежности соответствующей формации. Обычно достаточно четко преобладают породы конкретного состава. Эти породы являются определяющими для установления названия формаций и отнесения их к соответствующей петрохимической серии.

В легенде карты предусмотрена также группировка геологических формаций в соответствии со стадиями формирования земной коры. Мы придерживаемся представлений, разрабатываемых геологической школой ГИНа относительно путей развития континентальной коры (Тектоника Северной Евразии, 1980). Напомним, что в основу этих представлений были положены данные о сходстве офиолитовых комплексов континентов с корой современных океанов и окраинных морей. В результате была получена возможность выделять в строении складчатых поясов континентов фрагменты океанической коры геологического прошлого. Они закономерно сочетаются с комплексами других пород, которые в разрезах складчатых поясов завершаются континентальными образованиями. Это позволяет выделять в процессе становления континентальной коры ряд стадий, различающихся типами строения коры и соответствующими им палеогеографическими и палеотектоническими обстановками (Тектоника Северной Евразии, 1980). Выделяются: 1) океаническая стадия — с океаническим типом строения коры и палеогеографическими условиями, подобными современным океанам или окраинным морям, 2) переходная — с переходным типом коры, фрагментарным присутствием гранито-метаморфического слоя и палеогеографическими обстановками, подобными современным островным дугам и глубоководным желобам, 3) континентальная — с континентальным типом коры и свойственным ей повсеместным развитием гранито-метаморфического слоя и условиями, характерными для современных материков. Индикаторами зрелости коры в процессе ее эволюции являются структурно-формационные комплексы (ассоциации формаций единого структурного плана) определенного вещественного содержания.

Соответствующий анализ структурно-формационных комплексов, участвующих в строении геологических структур Монголии, реконструкции палеогеографических и палеотектонических условий их формирования позволяют сопоставлять их с комплексами океанической, переходной и континентальной стадии. Тем самым было установлено, что на большей части территории Монголии формирование коры было связано с полным циклом эволюционных преобразований от океанической до зрелой — континентальной. Отдельные формации в легенде карты разнесены в соответствии с их принадлежностью тому или иному структурно-формационному комплексу. Эта процедура позволила определить формационный объем, характерный для той или иной стадии, и в конечном итоге определить основные тенденции эволюции геологических формаций в ходе геологической истории страны.

Кроме структурно-формационных комплексов океанической переходной и континентальной стадий фанерозоя, как отмечалось, выделен еще один комплекс — дорифейского основания. Его представляют кристаллические глубоко метаморфизованные породы, в отношении которых отсутствуют необходимые данные для отнесения их к тем или иным стадиям формирования земной коры.

Текст настоящей монографии в основном согласован с легендой Карты геологических формаций. Описания формаций даны отдельно для разных групп пород — метаморфических, осадочных и магматических. Для двух последних представленные материалы дано в соответствии с их принадлежностью к последовательным стадиям формирования земной коры.

На карте геологических формаций МНР (1989) выделены так называемые структурно-формационные комплексы дорифейского основания, куда включены следующие метаморфические формации: гнейсо-амфиболитовая с гранулитами, карбонатно-кварцитовая с амфиболитами и гнейсами. Следует сразу отметить, что отнесение указанных образований к дорифейскому основанию правомочно для структур древнего “докаледонского обрамления” (Дергунов, 1989). Данные о возрасте метаморфических формаций поздних каледонид и герцинид в настоящее время неоднозначны и лишь позволяют сделать вывод об их полициклическом развитии. Для обоснования же их возрастного положения требуются дополнительные изотопно-геохимические исследования.

В том, что касается дорифейских образований “древнего докаледонского обрамления”, то полученные геолого-геохронологические данные позволяют разделить их на ряд структурно-вещественных комплексов, каждый из которых можно определить как метаморфическую формацию определенного возраста.

В основе выделения и расчленения структурно-вещественных комплексов лежит историко-геологический принцип — общий как для древних щитов, так и для складчатых поясов неогей. В применении к глубокометаморфизованным “немым” кристаллическим комплексам методической основой для этого является определение цикличности развития эндогенных процессов, рассматриваемых в рамках тектоно-метаморфического цикла (ТМЦ), под которым понимается тектоническое событие, выражающееся в совокупности эндогенных процессов, генетически связанных или сопутствующих одноактному проявлению метаморфизма (Миллер, 1982). Использование концепции ТМЦ позволило выделить среди дорифейских образований Монголии три возрастных группы структурно-вещественных комплексов (табл.2), различающихся по составу и особенностям развития эндогенных процессов.

По вещественному составу устанавливается резкое различие между нижнепротерозойскими (Ш) (с возрастом метаморфизма 1850 млн.лет) и более древними (II,I) структурно-вещественными комплексами, в которых отражено проявление ТМЦ с возрастом 1850, 2370 и 2650 млн.лет [Геохронологическое обоснование...,1989]; [Архейский изотопный возраст...,1985]; [Раннепротерозойский рубеж...,1990].

В составе первых преобладают мраморы с горизонтами кварцитов, вторых — гнейсы, мигматиты, амфиболиты, причем этот комплекс пород, как правило, содержит реликты гранулитов. Следует обратить внимание, что состав более древних структурно-вещественных комплексов не может характеризовать в современном выражении определенный тип метаморфической формации. Их породные ассоциации в основном определяются процессами двух- или трехкратного преобразования ранних (первичных) метаморфических формаций. Исходя из этого, выводы о формационном составе древнейших преобразований в известной мере условны и принимать их можно, признавая изохимичность процессов, наложенных ТМЦ.

Наиболее полный разрез раннего докембрия установлен в западной части Тувино-Монгольского массива, где выделено три дорифейских структурно-вещественных комплекса: балыктыгхемский, моренский и эрзинский; их возрастные аналоги распространены в Центральной и Северной Монголии (табл.3).

Реконструкция исходных аналогов раннедокембрийских метаморфизованных пород представляет собой достаточно сложную задачу, что, как отмечалось, связано с неоднократной структурно-метаморфической переработкой. Тем не менее, петрохимические методы анализа метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород достаточно широко апробированы для докембрия многих регионов. Подобная реконструкция проведена (Козаков, 1986) на основе использования петрохимической классификации осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканических пород, разработанной А.Н.Нееловым [1980].

**Эрзинский комплекс.** Изучение вещественного состава эрзинского комплекса осложнено широким развитием в нем наложенных метаморфических преобразований, во многих случаях сопровождавшихся неоднократной мигматизацией. В связи с этим среди пород эрзинского комплекса преобладают различные полимигматиты, биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы, амфиболитовые гнейсы, амфиболиты, кварциты. По составу этих пород нельзя определять исходные аналоги образований эрзинского комплекса. В качестве объектов для подобной реконструкции были использованы породы без наложенных парагенезисов амфиболитовой фации. Непереработанные породы эрзинского комплекса, как правило, сохраняются только в виде

## СХЕМА КОРРЕЛЯЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ МОНГОЛИИ

ТМЦ Возраст млн лет	Фашии метаморфизма, фашиальные серии	Деформационный цикл в верхнем структурном ярусе	Структурно- метаморфическая переработка пород нижнего струк- турного этажа	Магматизм, мигматизация
Формирование вулканогенно-терригенно-карбонатных толщ среднего рифея, дайки основного состава				
I ~1850	Амфиболитовая фашиа; андалузит- силлиманитовая ф.с. А <sub>2</sub>	Полный	Региональная переработка структур цикла	Граниты, пегматиты, граносиениты и сиениты Мигматизация в отдельных зонах Раннескладчатые микроклин- плагноклазовые граниты и плагнограниты
Формирование кварцито-карбонатных и терригенно-карбонатных толщ нижнего протерозоя (Бадкытыгхемский комплекс, гобилгайская свита, есэнбулакский комплекс), дайки основного и ультраосновного состава				
II ~2370	Амфиболитовая и гранулитовая фашиа; дистен-силлиманитовая ф.с. Б <sub>1-2</sub>	Полный	Региональная переработка структур цикла	Граниты и пегматиты Региональная мигматизация Раннескладчатые плагнограниты
Формирование карбонатно-вулканогенно-терригенных толщ верхнего архея (моренский, бумбутерский, хабчинский, идэрский комплексы, улантологийская свита, дайки основного и ультраосновного состава)				
III ~2650	Гранулитовая умеренно-низкого давления (?)	Полный		Граниты Мигматизация Раннескладчатые диориты и габброиды
Формирование пород эрзинского и байдарагинского комплексов (древнее 3000 млн лет)				

реликтов в центральных частях будин и пропластков среди пород амфиболитовой фашии. Они представлены гиперстеновыми и гранат-гиперстеновыми гнейсами, двупироксеновыми кристаллическими сланцами, гранат-силлиманит-кордиеритовыми гнейсами со шпинелью (иногда с гиперстеном).

Реконструкция состава пород гранулитовой фашии эрзинского комплекса показала присутствие метавулканитов и метаосадков [Козаков, 1986]. Метавулканиты эрзинского комплекса делятся на две группы — низкощелочных толеитов и дифференцированную серию от низкотитанистых умеренно-щелочных толеитов до андезитов и дацитов умеренной щелочности кали-натрового уклана. Низкощелочные разности по содержанию титана, железа, магния, калия соответствуют толеитам рифтовых структур континентов [Цветков, 1982]. Среди метаосадков выделяются аналоги глиноземистых метапелитов (субсиалитов), карбонатистых алевролитов и пелитов с низкой щелочностью кали-натрового уклана, а также вулканогенно-осадочных пород типа туфов андезито-базальтов.

**Байдарагинский комплекс.** Возрастным аналогом эрзинского комплекса, по-видимому, может быть байдарагинский комплекс Байдарикского блока Баян-хонгорской зоны. В составе байдарагинского комплекса выделяется две толщи: плагногнейсы ("серые" тоналитовые гнейсы), в различной степени магматизированные, и толща переслаивания магматизированных амфиболитов, плагногнейсов, пироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев. В целом породная ассоциация байдарагинского комплекса соответствует по своим петрохимическим параметрам дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой серии вулканитов умеренной щелочности кали-натрового уклана. При этом следует подчеркнуть, что метаосадочные породы практически отсутствуют в байдарагинском комплексе, в отличие от эрзинского.

**Моренский комплекс.** В породную ассоциацию моренского комплекса в пределах Тувино-Монгольского массива входят биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-дистен-биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы, гранатовые амфиболиты, гранат-диопсидовые кристаллические сланцы, мраморы, магнетитовые кварциты. Среди этих пород устанавливаются аналоги вулканитов и в подчиненном количестве осадочных пород. Метавулканиты образуют контрастную серию базальтов-риолитов, где составы основных пород соответствуют высокотитанистым, железистым, кали-натровым толеитам, а кислых — риолитам и риолит-дацитам. Среди метаосадков устанавливаются аналоги силицитов, олигомиктовых кварцевых песчаников.

**Бумбутерский комплекс.** Породная ассоциация бумбутерского комплекса в целом близка установленной для моренского комплекса, следует только отметить меньшее количество метао-

**СХЕМА КОРРЕЛЯЦИИ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ  
(КОЗАКОВ, 1986)**

Структурный этап	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Тувинно-Монгольский массив	Сонгинский выступ	Гоби-Алтайский выступ	Тарбагтайский выступ	Байдарикинский выступ	Бутулинский выступ	Выступы Западного Прихубсугуля	Выступы Восточного Прихубсугуля	Выступы хр.Эрэн-Дабан
III	Балыктыгхемский комплекс	Гобиалтайская свита	Есэнбулакский комплекс				Низы мурэнской свиты		
II	Моренский комплекс	Улантологийская свита	Хабчинский комплекс	Идэрский комплекс	Бумбугерский комплекс	Толща биотитовых, биотит-амфиболовых, гнейсов, амфиболитов		Кристаллические сланцы дорифейского фундамента	Низы хайчингольской свиты
I	Эрзинский комплекс				Байдарагинский комплекс				

садков. В целом образования моренско-бумбугерского уровня могут соответствовать рифтогенным (троговым) структурам.

**Балыктыгхемский комплекс.** Основной породной ассоциацией балыктыгхемского комплекса и его аналогов (табл.2) являются мраморы с горизонтами кварцитов; в подчиненном количестве среди мраморов встречаются пропластки биотитовых, гранат-биотитовых, гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовых гнейсов. Кварциты по химическому составу соответствуют кварцевым песчаникам, а мраморы — известнякам или доломитистым известнякам (0,31-5,84%  $MoO$ ) и доломитам с примесью каолинит-гидрослюдистого материала. Отдельные прослои гнейсов в мраморах соответствуют натр-калиевым, аркозовым или олигомиктовым песчаникам. Подобная ассоциация известняков и доломитов с прослоями кварцитов и метапесчаников характерна для мелководных морских бассейнов, формирующихся на коре континентального типа.

В заключении можно отметить, что в целом состав дорифейских структурно-вещественных комплексов позволяет предполагать их формирование (и преобразование) в условиях существования достаточно мощной сиолической коры. Этот вывод находит подтверждение в следующих изотопно-геохимических данных. Древний возраст протолита 2600 млн.лет определен для гранулитов III ТМЦ с возрастом 1850 млн.лет [Тектоно-метаморфические...,1990]. Для эндербитов II ТМЦ с возрастом 2370 млн.лет возраст протолита определен в интервале 2700-3300 млн.лет [Раннепротерозойский рубеж...,1990]. Наконец, по предварительным данным самарий-меодимовый модельный возраст протолита тоналитовых гнейсов байдарагинского комплекса варьирует в интервале 2920-3270 млн.лет.

## 1. ОСАДОЧНЫЕ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ОКЕАНИЧЕСКОЙ И ПЕРЕХОДНОЙ СТАДИЙ РАЗВИТИЯ

Среди осадочных и вулканогенно-осадочных формаций Монголии выделяются четыре основные группы: карбонатные, кремнистые, терригенные и туфогенно-терригенные формации. Многие из конкретных формаций представляют собой парагенетическую ассоциацию различных типов пород, например, карбонатных и кремнистых, вулканогенных и кремнистых и т.д., что предопределяет известную условность отнесения той или иной формации к какой-то определенной группе. Такое отнесение проводится по главному типу пород, определяющему лицо каждой конкретной формации.

Настоящий раздел посвящен описанию главным образом осадочных, а также туфогенно-терригенных формаций. Такие вулканогенно-осадочные формации как базальтово-яшмовая, вулканогенно-карбонатная, играющие важную роль в строении складчатых сооружений Монголии, рассматриваются в разделе "Магматические формации".

Группа карбонатных формаций включает формации трех типов: кремнисто-карбонатную фосфоритоносную и две карбонатные (органогеннообломочную и хемогенную). В различных зонах Монголии они имеют возраст от рифея до девона. Некоторые из них соответствуют миогеосинклинальным зонам, в настоящее время часто интерпретируемым как стабильные массивы (микроконтиненты). В палеогеографическом плане это образования шельфов или эпиконтинентальных морей. Кроме того, некоторые из них развиты в эвгеосинклинальных (палеоокеанических) зонах, надстраивая спилит-кератофировые толщи.

*Кремнисто-карбонатная венд-раннекембрийская фосфоритоносная* формация распространена в каледонидах Монголии (рис.2). Она широко развита в пределах Тувино-Монгольского и Дзобханского докембрийских массивов, где слагает большую часть их субплатформенного чехла или миогеосинклиналь (Ильин, 1973, 1982; Н.С.Зайцев, 1982<sub>1,2</sub>; Дергунов и др., 1980; Хераскова и др., 1987).

Формация представлена сложной, фациально изменчивой ассоциацией в основном карбонатных пород с темно-серыми кремнями, фтанитами и фосфоритами в нижней части. Среди карбонатных пород имеются кристаллические известняки и доломиты, онколитовые известняки, калькарениты (обломочные известняки) и карбонатные брекчии. Слоистые толщи нередко включают массивные разности рифогенных известняков. Суммарная мощность отложений достигает 3000 м. В теле формации наблюдается постепенная смена фаций от центральных частей бассейнов к их внешнему краю. Так, в Центральной части Тувино-Монгольского массива кремнисто-карбонатная фосфоритоносная формация представлена мощной толщей темно-серых известняков с отдельными прослоями доломитов. Широким развитием пользуются онколитовые и обломочные калькаренитовые разности. Наличие обломочных разностей карбонатных пород, спорадическое появление онколитовых известняков, четкие горизонтальнослоистые текстуры осадков, отсутствие градационной сортировки материала, следы взмучивания и взламывания осадка, однообразие фациального облика отложений и ряд других признаков заставляют предполагать их накопление в условиях открытого мелководного морского бассейна.

В начале шестидесятых годов, Н.С.Шатский обосновал подразделение всех фосфоритоносных отложений мира на строго определенные типы формаций, среди которых в миогеосинклинальном формационном комплексе пород выделил так называемую отдаленно-кремнистую фосфоритоносную формацию, к которой отнес "Фосфоритоносный бассейн Каратау (Є<sub>1</sub>)". Фосфориты Монголии наиболее близки к этому типу. Они относятся к кремнисто-карбонатной, местами к кремнисто-карбонатно-терригенной формации [Бушинский Г.И., 1966; Бямба Ж., 1987; Зайцев Н.С., 1982; Н.С.Зайцев, А.В.Ильин, 1970, 1971; А.В.Ильин, 1982; А.В.Казаков, 1939]. Фосфоритоносная формация распространена в складчатых структурах Монголии очень широко — начиная от северных границ — в так называемом Прихубсугульском прогибе [Н.С.Зайцев, А.В.Ильин, 1970], где она соединяется с одноименной формацией, развитой в Восточном Саяне [И.Н.Семейкин, 1982] и кончая южной окраиной Дзобханской зоны на юге Хангая [Беззубцев В.В., 1963, Дергунов А.Б., Лувсанзадан Б., Павленко, 1980], т.е. протягивается по меридиану более чем на тысячу километров [Н.С.Зайцев, А.В.Ильин, 1970]. Эта формация занимает здесь окраинную (шельфовую) часть Тувино-Монгольского дорифейского массива.

В целом, формация представлена фациально-изменчивой ассоциацией карбонатных, кремнисто-карбонатных и кремнисто-терригено-карбонатных (с прослоями вулканитов) пород. Ха-

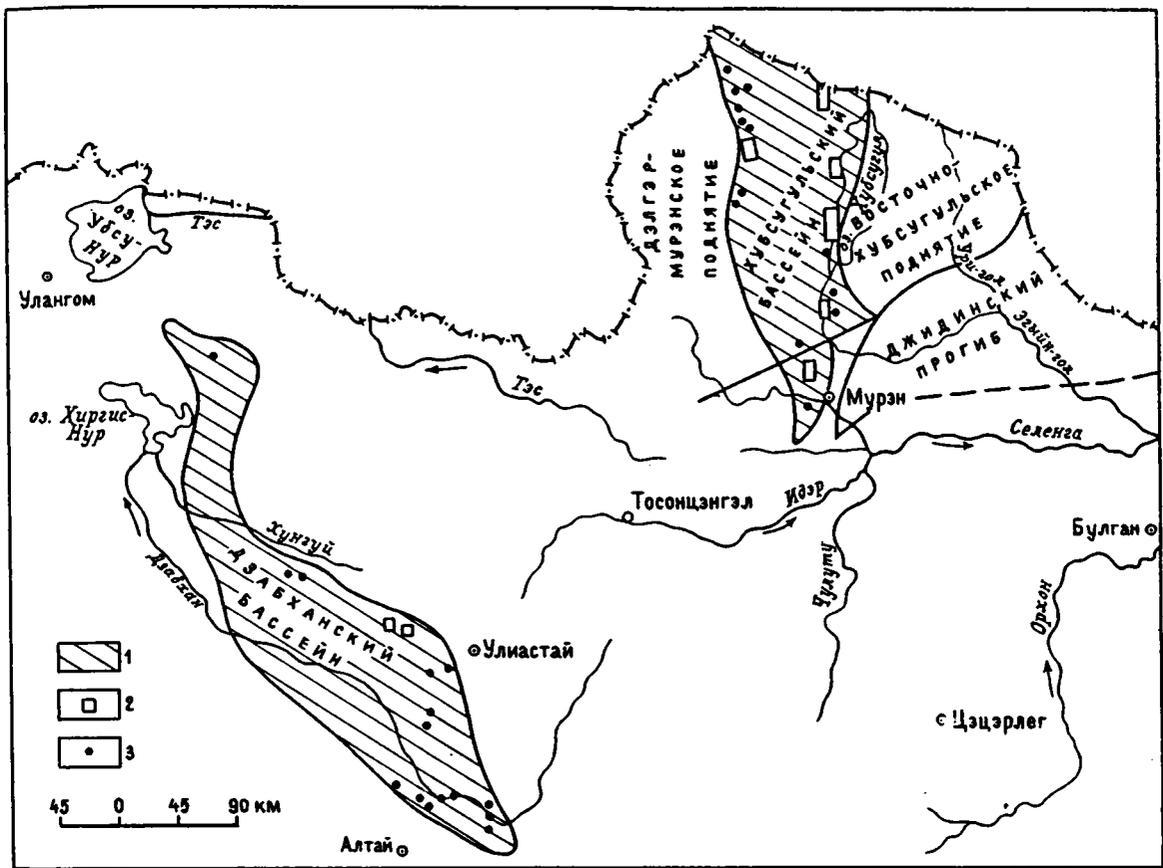


Рис. 2. Схема расположения древних фосфоритоносных бассейнов.

1 - бассейны, 2 - месторождения, 3 - рудопроявления.

рактерной ее особенностью является прежде всего то, что собственно фосфориты (линзы, пласты, пачки) приурочены к нижней части формации, а сама формация отделена от подстилающих отложений почти повсеместно выраженным эрозионным перерывом, зафиксированным в современном разрезе карбонатными конгломератами, брекчиями, волнистой поверхностью и другими признаками, свидетельствующими о существовании перерыва в осадконакоплении. Наоборот, с вышележащими отложениями фосфоритовая серия как правило, связана постепенным переходом. Фосфориты концентрируются, в основном, в низах разреза, вверх мало-помалу рассредоточиваются ("разубоживаются"), переходя в мощную серию главным образом тонкослоистых известняков и доломитов с прослоями кремней. Именно поэтому только фосфоритовую часть серии правильнее назвать подформацией. В карбонатных породах этой серии содержится тонко рассеянное черное углеродистое (графитизированное) вещество. Вместе с фосфоритами карбонатные породы на севере Монголии (в Прихубсугулье) выделяются под названием хубсугульской серии, на юге — в Дзавханской зоне — под названием цаганоломской, а в смежных частях Советского Союза — в Восточном Саяне — их аналогом является боксонская серия.

Формационный состав хубсугульской серии по данным Н.С.Зайцева [1982, 1986] и П.В.Осокина в районе Хубсугульского месторождения фосфоритов, в самых общих чертах имеет следующее строение (снизу вверх): 1. Известково-доломитовые конгломераты, состоящие из карбонатной гальки и карбонатного цемента; в гальке микрофитолиты и онколиты вендского возраста. Мощность около 40 м. 2. Пачка карбонатных пород с редкими кремнями, прослоями алевролитов и аргиллитов. Мощность 100-150 м. В ней содержатся микрофитолиты, хиолиты и мелкие брахиоподы — остатки скелетной фауны, знаменующей начало палеозоя. 3. Фосфоритносная пачка мощностью до 200 м., состоящая в нижней части из 2-3 фосфоритовых пластов общей мощностью 15-20 м., разделенных доломитами и кремнистыми породами примерно такой же мощности. Из фосфоритовых пластов наиболее выдержан нижний максимальной мощностью 10-15 м. Над этой фосфоритовой пачкой, примерно на 100 м выше залегает верхний фосфоритовый горизонт, представленный зернистыми фосфоритами; этот горизонт сильно меняется по про-

стиранию, по мощности и по строению. 4. Толща карбонатных пород, состоящая преимущественно из чередующихся тонкопараллельнослоистых доломитов и известняков, включающих тонкие прослои кремней. Мощность 1,5-2 км. В этой толще, примерно в 400 м выше фосфоритов основного горизонта М.Н.Коробов в Хубсугульском месторождении в разрезе по рч. Хэсен впервые обнаружил раннекембрийских трилобитов. В самой же хубсугульской серии нижнекембрийские трилобиты впервые были найдены Н.С.Зайцевым и Н.В.Покровской южнее — в районе сомона Алаг-Эрдэнэ [Благонравов В.А., Зайцев Н.С., Коробов М.Н., Н.В.Покровская, 1971].

Однако, как сама фосфоритоносная серия, так и карбонатная формация в целом пространственно и во времени меняются, что обусловлено было весьма сложной для того времени (верхи рифея, венд-нижний кембрий) палеогеографической обстановкой. Так, уже на Буренханском месторождении фосфоритов, находящимся примерно на 100 км южнее Хубсугульского, фосфориты представлены в основном кремнистым типом, тогда как на Хубсугульском преобладают руды карбонатные.

Фосфоритоносная формация на Буренханском месторождении в общем виде имеет, по данным тех же авторов следующее строение (снизу вверх):

1. Терригенно-карбонатные породы верхней половины дархатской серии (верхний рифей) видимой мощностью 400-500 м. Они состоят из серо-зеленых и вишнево-бордовых аргиллитов, алевролитов, известковистых полимиктовых песчаников, внутриформационных конгломератов с галькой эффузивов, маломощных прослоев кислых эффузивов и туфов, линз и прослоев доломитов. Самую верхнюю часть дархатской серии П.В.Осокин выделил под названием хархадатской свиты, сложенной в основании песчанистыми доломитами с вторичным ("узурчатый") окремнением и пачкой черных известняков. Все породы свиты на Суул-тологойском участке месторождения фосфатизованы.

2. С эрозионным перерывом, а местами угловым несогласием на них налегают породы хубсугульской серии. В последней внизу выделяется пачка доломитов и черных доломитизированных известняков с невыдержанным маломощным горизонтом зернистых фосфоритов. На этом уровне появляются хиолиты, брахиоподы и другая мелкая скелетная фауна. Приблизительная мощность около 100 м.

3. Основной фосфоритовый горизонт, представленный главным образом черными кремнистыми монофосфатами, достигающими мощности отдельных пластов до 25 м и более с содержанием  $P_2O_5$  от 18% до 31% (при среднем содержании 20-22%  $P_2O_5$ ); они подстилаются черными пахучими доломитизированными известняками и глинисто-песчаниковыми породами и покрываются известняками различного строения и текстурных особенностей. В фосфоритоносном горизонте частые согласные тела даек дабазов, мощностью до 0,5 м. Мощность горизонта в целом 100-200 м.

4. Толща различных известняков и доломитов (узурчатых, слоистых с прослоями и линзами черных кремней — фтанитов — иногда слабо фосфатизированных, брекчиевидных — обломочных и т.д.) с фауной трилобитов и археоциат, общей мощностью 600-800 м.

5. Второй фосфоритовый горизонт карбонатно-кремнистых фосфоритов.

6. Мощная толща карбонатных тонкослоистых и массивных (хемогенных и органогенных) пород с археоциатами (уровень Археоциатовой горки с абс. отметкой 1793,6 м) и трилобитами.

7. Терригенно-вулканогенная толща с известняками и горизонтом песчанистых фосфоритов. (стратиграфический уровень ухутологойской свиты нижнего кембрия, выделенной в районе сомона Алаг-Эрдэнэ [В.А.Благонравов, Н.С.Зайцев, М.Г.Коробов, Н.В.Покровская, 1971].

Все породы хубсугульской серии тесно между собой взаимосвязаны: их мощность 2-2,5 км.

Близкое, но не аналогичное формационное строение имеют породы дархатской и хубсугульской серий на юге Хангая — в Дзабханском фосфоритоносном бассейне, в котором разновозрастные формации входят в состав дзабханской, цаганоломской и баянгольской серий или свит, изученных многими исследователями [Беззубцев В.В., 1963; Н.Г.Маркова, М.Н.Коробов, З.А.Журавлева, 1972 и др.]. Фосфоритоносность в Дзабханском бассейне впервые появляется в верхнем рифее в составе терригенно-вулканогенных пород нижней части цаганоломской серии, как это установлено по левобережью р.Дзабхан в 5-6 км выше сомона Тайшир, но основное фосфатонакопление падает и здесь также на самые низы нижнего кембрия. На всех выявленных к настоящему времени по правобережью р.Дзабхан участках фосфориты располагаются непосредственно выше карбонатных пород венда, верхняя граница которого надежно отбивается прослоем с массовым количеством столбчатых водорослей прослеживаемых в ряде разрезов (восточнее сомона Тайшир, в районе сомонов Цаган-хаирхан и Алдархан и вблизи колодца Шинэ-ус-худук).

Фосфориты повсеместно здесь приурочены к прослоям и линзам различно окрашенных кремней, мощностью от нескольких метров и до 20-30 м.; практически они представляют фосфатизированные кремни, а среди карбонатных пород существенно преобладают доломиты. В целом, на территории Монголии фосфатонакопление рассредоточено на значительной по мощности колонне пород. Первые фосфориты появляются еще в верхнем рифее — в верхней части дархатской серии (на севере в Хубсугульском бассейне — на участке Суул-тологой Буренханского месторождения, на юге — в Дзобханском бассейне — в самых низах цаганоломской свиты по левобережью р.Дзобхан); формационно они принадлежат к карбонатно-терригенно-вулканогенной части разреза. Однако, фосфориты этой формации проявлены слабо.

Основное же (главное) фосфатонакопление приурочено к нижнему кембрию и связано с широко распространенной кремнисто-карбонатной формацией, достигающей местами 2,5-3 км мощности. Фосфориты, как отмечено выше, залегают в нижней ее части. Большая часть формации представлена карбонатными, разнообразными по составу и происхождению породами. Среди них выделяются кристаллические известняки и доломиты, обломочные (галечниковые и брекчиевидные), онколитовые и другие разности в общей массе формирующие сложную, меняющуюся в пространстве и времени ассоциацию пород. По условиям образования карбонатные породы грубо подразделяются на обломочные и органогенные. К последним, в первую очередь, относятся рифогенные археоциатово-водорослевые известняки, встречающиеся в разрезе формации по крайней мере на двух стратиграфических уровнях: в низах нижнего кембрия (на уровне главной фосфоритоносной пачки) и в средней его части (уровень санаштыкгольского горизонта); обломочные породы представлены в основном тонко параллельно слоистыми разностями черных и серых карбонатов с дисперсно рассеянным в них графитизированным веществом и прослоями черных синседиментационных и раннедиагенетических кремней. Имеющиеся данные показывают, что все породы образовались в условиях обширного морского преимущественно эпиконтинентального бассейна, занимавшего в пределах Азии огромные пространства. По своим размерам этот бассейн может быть сравним с современными океанами. Осадконакопление в этом бассейне происходило в сложных палеогеографических и палеотектонических условиях, благодаря чему в различных его частях образовались различные по составу комплексы пород. Только в пределах Монголии для вендско-нижнекембрийского времени достоверно выделяются по крайней мере три типа структурных зон различного формационного состава: 1. Зоны с преимущественным накоплением вулканитов — основного (базальтового) и андезит-дацитового состава; 2. Зоны со смешанным терригенно-вулканогенно-карбонатным осадконакоплением. 3. Зоны с преобладающими карбонатными породами с кремнями (Зайцев Н.С., Благоднаров В.В., Бямба Ж. 1974). Типичным примером зон первого типа является в Монголии Озерная зона; второго типа — Джидинская и третьего Хубсугульско-Дзобханская. Между всеми зонами существует тесная пространственная взаимосвязь. Нетрудно видеть, что описанная фосфоритоносная формация отлагалась в зонах третьего типа. Повторим, что фосфориты в этой зоне как в Хубсугульском, так и в Дзобханском бассейне приурочены к нижней части карбонатно-кремнистой формации. По ее текстурно-структурным признакам, а также по строению самой фоссерии достаточно определенно можно судить, что фосфориты Монголии образовались в условиях чрезвычайного мелководья (буквально в приповерхностных условиях) огромного морского бассейна с весьма неустойчивой гидродинамической обстановкой в условиях морской трансгрессии.

Об условиях образования морских фосфоритов и источниках фосфора, давшего им начало, существует обширная литература. Обзор ее на современном уровне наших знаний, можно найти, например, в работах Р.Шелдона (1980) и А.Л.Яншина и М.А.Жаркова (1985). В них рассматриваются многие гипотезы и теории происхождения фосфоритовых руд, среди которых наибольшим распространением в отношении руд описываемого типа, пожалуй, пользуется впервые разработанная А.В.Казаковым хемогенная теория (Казаков А.В., 1939). Он показал, что наиболее богаты фосфором глубоководные зоны морей и океанов, откуда фосфор восходящими течениями выносится в зоны мелководья или в зоны шельфа, наиболее богатые живыми организмами, в которых при переходе этих зон к континентальному склону создается благоприятная обстановка, благодаря резкому изменению физико-химических параметров среды, например, уменьшению содержания растворенной в воде углекислоты и других факторов, — для выпадения излишней части фосфора в осадок в виде фосфоритов. Эта теория была позднее дополнена рядом других наблюдений и в значительной степени усовершенствована. Особенно большую роль при этом исследователи придавали восходящим, в частности, экваториальным течениям, выносившим фосфор из глубинных частей бассейнов в мелководные, где и создавалось перенасыщение воды

фосфором и возможность выпадения его в осадок. Эта теория широко известна теперь под названием equatorial upwelling.

Н.С.Шатский в пятидесятых годах при рассмотрении фосфоритоносных формаций [1955] указал, что источником фосфора для образования фосфоритов и сопутствующих им кремней могли быть (помимо других) продукты подводных вулканических извержений, при этом он выделил среди геосинклинальных фосфоритов вышеупомянутую отдаленно-кремнистую фосфоритоносную формацию.

Рассматривая геологическое строение фосфоритоносной серии пород Монголии в широком аспекте, анализируя детали ее строения [Бушинский Г.И., Зайцев Н.С., Ильин А.В., 1970; Ильин А.В., 1973, 1982] и проведя сравнительное изучение монгольских фосфоритов с другими бассейнами, мы приходим к выводу о том, что по всем этим данным, древние — венд-раннекембрийские-фосфориты этой страны, залегающие в серии карбонатно-кремнистых пород, генетически ближе всего стоят к отдаленнокремнистой формации Н.С.Шатского.

Источник фосфора для монгольских фосфоритов несомненно был полигенный. Постоянные связи монгольских фосфоритов с кремнеобразованием, марганценосностью, аллитами, присутствие в фосфоритах малых элементов таких как ванадий, стронций, молибден, редкие земли и некоторых других, а также постоянное наличие свободного углерода, тесные парагенетические связи различных по формационному составу пород, вмещающих фосфориты, вся эта совокупность данных указывает в общем виде на весьма сложные условия образования фосфоритов и фосфоритоносной формации. Они могут быть объяснены только с позиций одновременного приложения к ним многих ранее разработанных теорий и гипотез, объясняющих происхождение фосфоритов и, прежде всего, при разумном сочетании осадочно-хемогенной теории А.В.Казакова [1937, 1939] и осадочно-вулканогенной — Н.С.Шатского [1955]. Сопутствовали им при этом и гидротермально-метасоматические процессы [Зайцев Н.С., Ильин А.В., 1981; Хераскова Т.Н., Дацдава З., 1986]. При решении вопросов генезиса фосфоритов необходимо различать два аспекта: источник вещества и способ его осаждения. В последнее время отмечена роль цианобактерий, которую они, по-видимому, играли при осаждении фосфора и возникновении высоких его концентраций. В ряде работ, в том числе и по фосфоритам Монголии (Еганов, 1988; Розанов, Жегалло, 1989), показаны бактериально-водорослевые текстуры фосфоритов, выявленные при изучении фосфоритов под электронным микроскопом, а Т.Н.Хераскова (1986) указывает на непосредственную связь фосфатонакопления с вулканитами кислого субщелочного состава по восточной окраине Тувино-Монгольского массива — на границе с Джидинской зоной (рис.3), где фациальный облик отложений становится более пестрым и изменчивым, что свидетельствует по ее мнению о значительной расчлененности дна бассейна; в этой зоне встречаются и очень мелководные фации со следами взмучивания, взламывания полуконсолидированного осадка и появлением известняковых конгломератов. Более глубоководные фации представлены обломочными известняками, отличающимися градиционной сортировкой материала, наличием следов размыва в основании градированных серий, имеющих мощность 5-7 см. Вероятно, как полагает Т.Н.Хераскова, они являются осадками непротяженных турбидных потоков, формировавшихся на склонах местных поднятий. Они периодически перекрываются здесь горизонтами послонных оползаний неконсолидированного осадка. По всей вероятности пестрота фациального облика осадков и их изменчивость объясняется тем, что край Тувино-Монгольского массива был осложнен разломами, создававшими линейно-блоковый рельеф бассейна. Возможно, что эти разломы служили также зонами проницаемости для богатых летучими компонентами кремнекислых субщелочных магм, несущих фосфатные соединения. Свидетельством этого являются секущие субвулканические тела трубообразной формы мощностью до 15-20 м в поперечнике, сложенные кремнисто-фосфатными брекчиями. Брекчии состоят из обломков размером от нескольких миллиметров до 5-7 см угловатой, округло-угловатой и округлой формы, представленных в различной степени фосфатизированными кремнями и фианитами, реже — карбонатными породами. Цемент брекчий образован субщелочным липаритом черного, буровато-черного цвета с нечеткой брекчиевидно-флюидалной текстурой. Вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом, реже кварцем. Основная масса имеет полевошпат-кварцевый состав с обильной тонкой вкрапленностью апатита. По данным спектрального анализа они обогащены Р, Ва, Аг. Кремнистофосфатные брекчии, видимо, возникли в результате внедрения в кремнисто-карбонатные осадки газонасыщенной магмы субщелочного состава, несущей значительное количество фосфора и кремнезема, возможно и магнезия. Часть этого материала могла достигнуть морского дна, способствуя образованию кремнистых пород и пластовых фосфоритов. доломитизации карбонатных илов, какая-то часть — сохранилась в виде секущих тел кремнисто-фосфат-

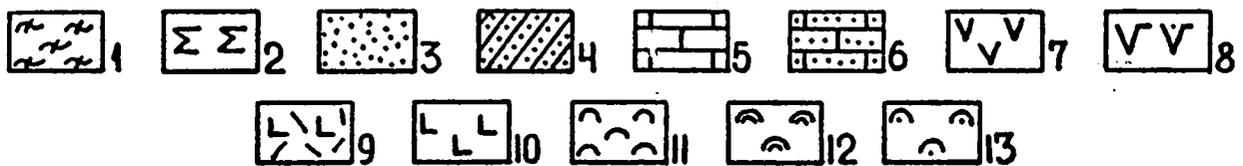
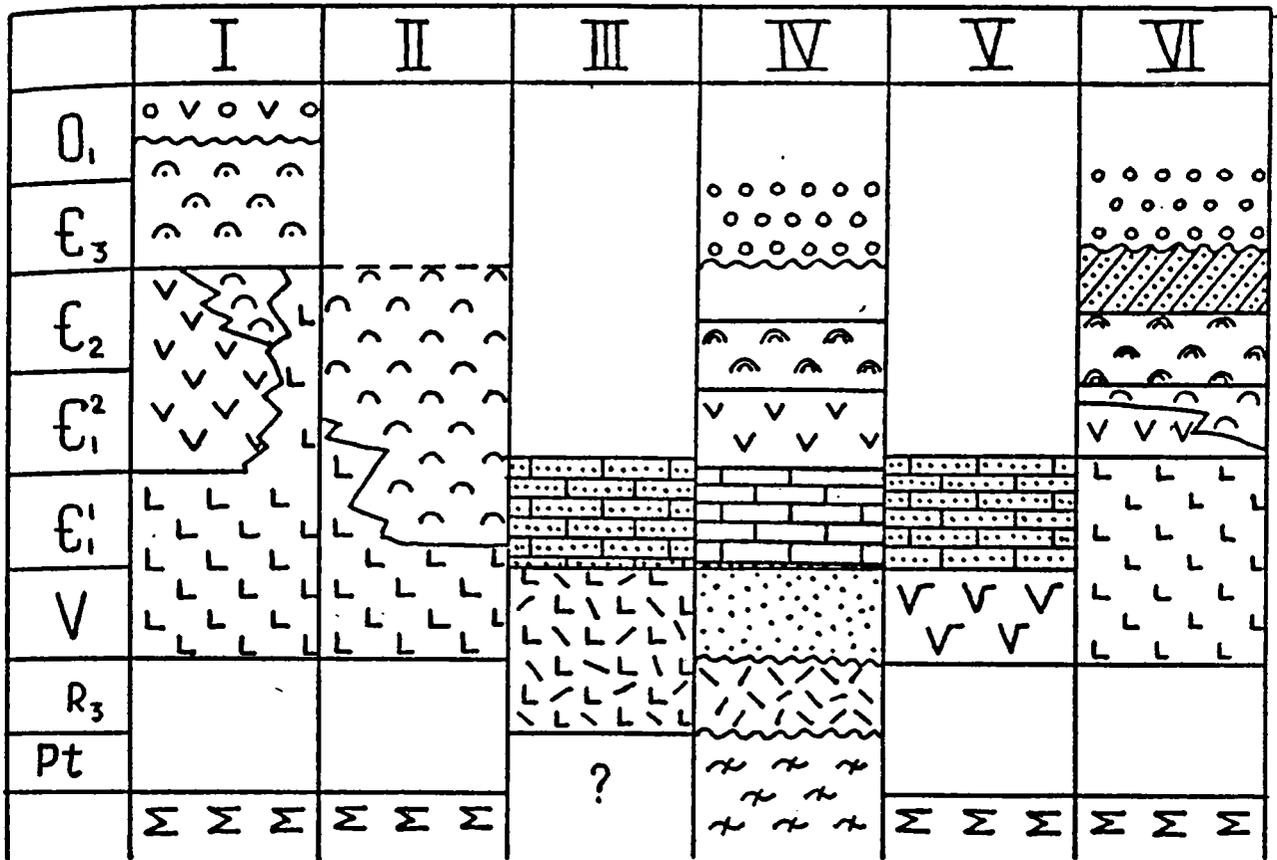


Рис. 3. Схема сопоставления формаций в каледонидах Западной и Северной Монголии.

1 - докембрийский комплекс (кварциты, амфиболитовые, биотитовые сланцы, мраморы, гнейсы). 2 - ультрабазиты, серпентинитовый меланж. 3-13 - формации: 3 - кварцево-аркозовая, 4 - песчано-алевролитовая олигомиктовая (флишоидная), 5 - кремнисто-карбонатная фосфатонесная, 6 - калькарнитовая, 7 - андезитовая, 8 - базальт-андезит-риолитовая, 9 - базальт-риолитовая (спилит-кератофировая), 10 - карбонатно-базальтовая, яшмово-базальтовая (спилитовая), 11 - терригенно-кремнисто-туффитовая, 12 - туффитовая с олистостромами, 13 - карбонатно-туффитовая.

I-VI - структурно-формационные зоны: I - Дариби-Хантайширская, II - Озерная, III - Даггандельская, IV - Тувино-монгольский массив, V - западная часть Джидинской зоны, VI - осевая часть Джидинской зоны.

ных брекчий и связанных с ними метасоматических фосфоритов. На этом примере показана генетическая связь фосфатонакопления с эндогенными процессами.

Заканчивая описание фосфоритонесной формации Монголии следует подчеркнуть, что ее возникновение относится к одной из важнейших эпох фосфоритообразования мира, обнимающей конец докембрия — начал палеозоя, а точнее — рифейско-венд-нижнекембрийское время. Фосфориты этого времени, как оказалось, наиболее широко распространены на земном шаре. А.Л.Яншин еще в 1964 году об этой эпохе писал, что она была особенно благоприятна для образования пластовых высококачественных геосинклинальных фосфоритов. К настоящему времени выяснено, что эта эпоха действительно является глобальной.

Накопление кремнисто-карбонатной фосфоритонесной формации Монголии происходило в условиях эпиконтинентальных бассейнов и континентального шельфа [Зайцев, 1982, Ильин, 1982].

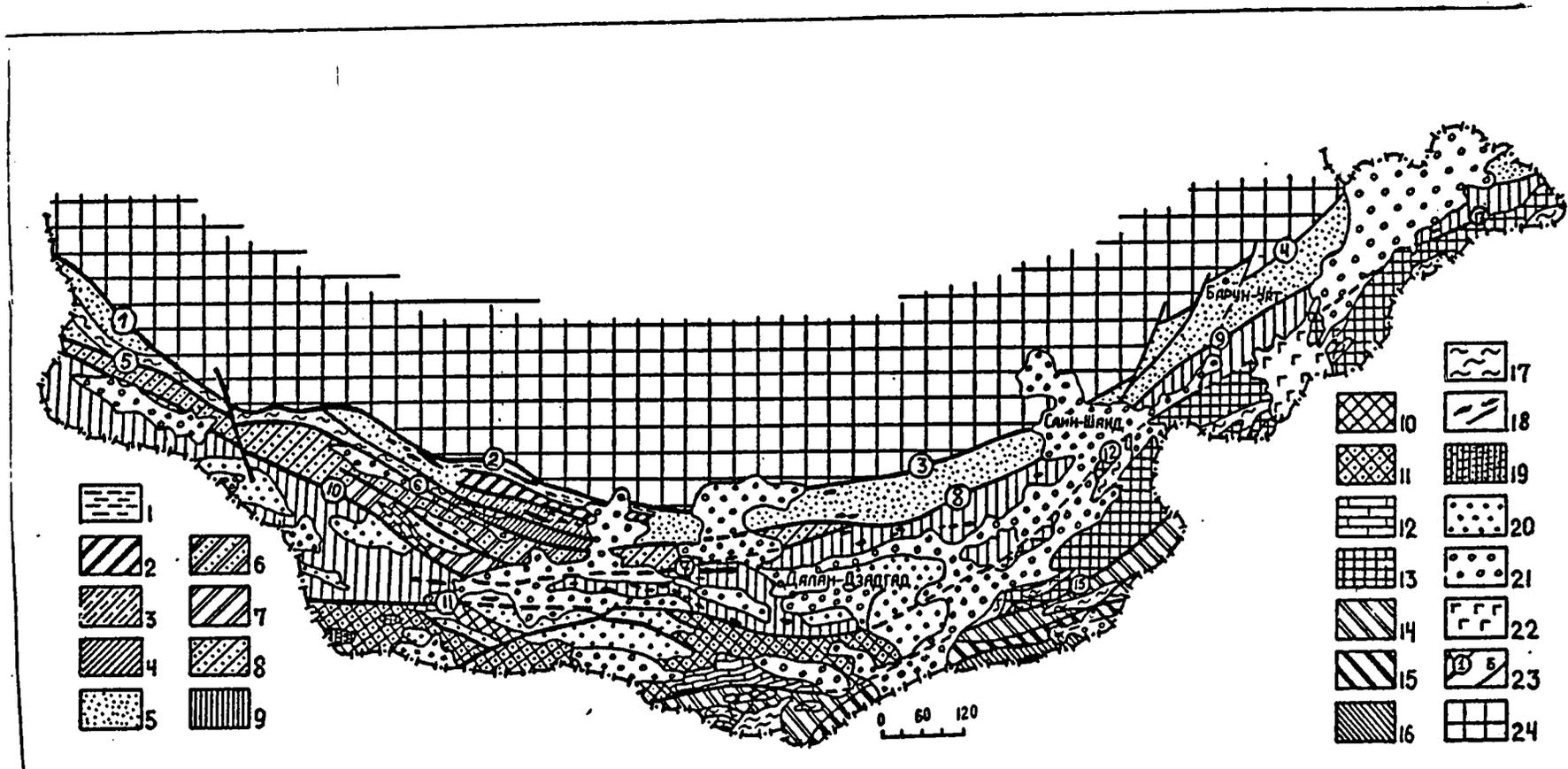


Рис. 4. Схема тектонической зональности Южной Монголии.

1-13 - варисциды. 1-4 - Гоби-Алтайская зона: подзоны 1 - Баянгобийская, 2 - Баянлегская, 3 - Баянцаганская, 4 - Джинсэцкая; 5 - Гоби-Алтайская зона нерасчлененная; 6-7 - Эрдэнгийнская; 8 - Эрдэнгийнская зона нерасчлененная; 9 - Заалтайская зона; 10-12 - Южно-Гобийская зона: подзоны: 10 - Эхингольская, 11 - Тумуртинская, 12 - Цаганулинская; Южно-Гобийская зона нерасчлененная; 14-16 - поздние варисциды: 14 - Уланшивенская и Лугингольская, 15 - Джеремская, 16 - Солонкерская; 17 - выходы PR-PZ, метаморфических комплексов; 18 - главные выходы офиолитов; 19-20 - орогенные комплексы; 19 -  $D_{2,3}$ , 20 - C, P, T<sub>1,2</sub>; 21 - мезозойские и кайнозойские впадины; 22 - кайнозойские базальты; 23 - разломы; а - крупные, разграничивающие зоны, б - локальные; 24 - каледониды Западной и Центральной Монголии.

Цифры на схеме. Разломы: 1 - Тургентольский, 2 - Ихэбогдинский, 3 - Ундуршилинский, 4 - Дэлгирский, 5 - Булганский, 6 - Заалтайский, 7 - Гурвансайханский, 8 - Сайхандуланский, 9 - Асгатский, 10 - Эдергенинуринский, 11 - Гоби-Тяньшаньский, 12 - Нарынхидский, 13 - Модонобинский, 14 - Элитенульский, 15 - Уланбадархинский.

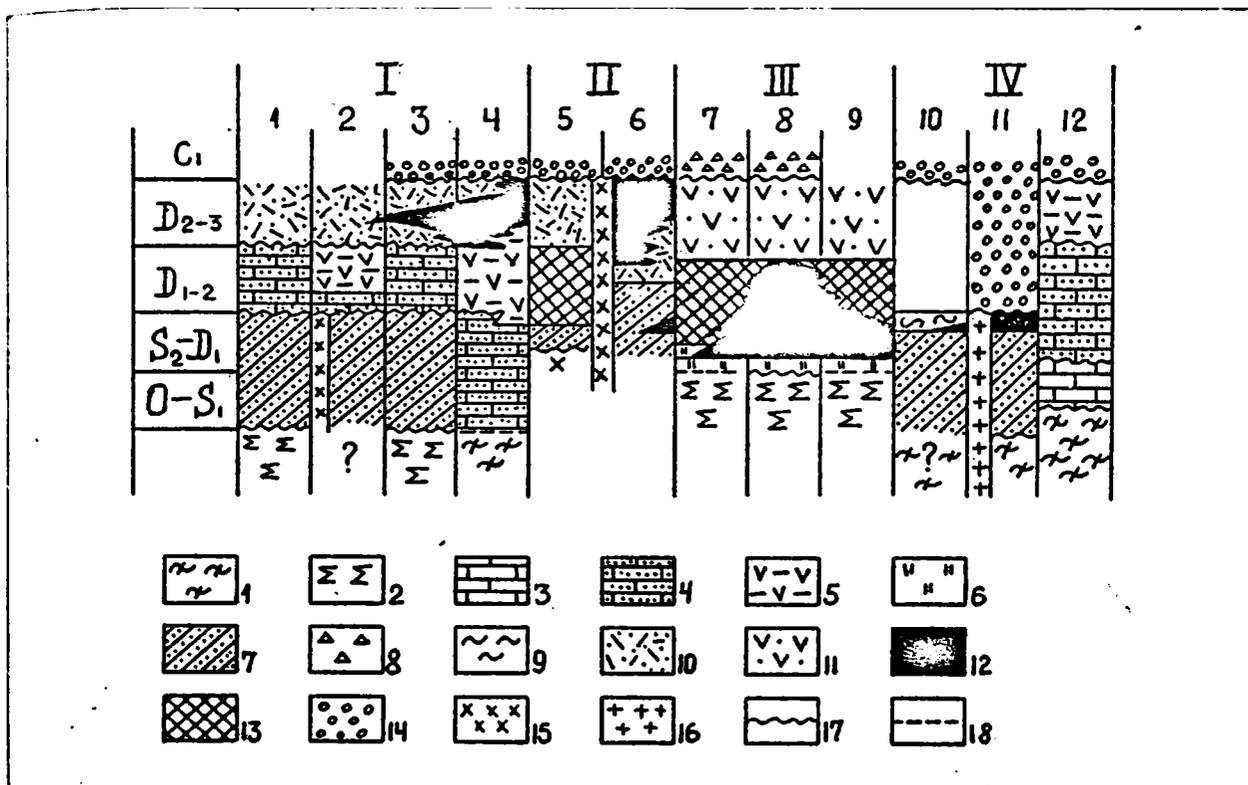


Рис. 5. Схема соотношения формаций центральной части варисцид Южной Монголии.

1 - докембрийский комплекс (гранитоиды, слюдяные сланцы, кварциты, мраморы); 2 - ультрабазиты, серпентинитовый меланж; 3-13 - формации: 3 - карбонатная, 4 - карбонатно-терригенная, 5 - карбонатно-терригенная с вулканитами, 6 - терригенно-яшмовая, 7 - терригенная олигомиктовая, 8 - терригенная полимиктовая с горизонтами олистостром, 9 - туфово-терригенная краевых зон, 11 - туфово-терригенная осевой зоны, 12 - вулканическая базальтоидная, 13 - вулканическая базальт-андезит-риолитовая; 14 - орогенный комплекс; 15 - габброплагитогранитная формация; 16 - нормальные и щелочные граниты; 17 - трансгрессивные налегания; 18 - тектонические контакты.

Зоны: I - Гоби-Алтайская, II - Эрдэнгийская, III - Заалтайская, IV - Южно-Гобийская; подзоны - 1 - Баянгобийская, 2 - Баянлегская, 3 - Баянцаганская, 4 - Джинсэцкая, 5 - Хувинхаринская, 6 - Эдрэнгийнурская; комплексы: 7 - гурвансайханский, 8 - бэрхеулинский, 9 - хадатулинский; подзоны: 10 - Экингольская, 11 - Тумуртинская, 12 - Чаганулинская.

Вверх по разрезу карбонатная фосфоритонесущая формация сменяется на западе Монголии калькаренитовой флишеидной формацией. Последняя представлена обломочными известняками — калькаренитами песчаной, алевроитовой, реже гравийной и галечной размерности. В калькаренитах помимо обломков известняков присутствуют в переменном количестве от 0 до 50% кварцита и терригенный кварц, реже полевые шпаты. Существенное значение имеют песчаные известняки, слюдяные известняково-кварцевые песчаники и глинисто-карбонатные, карбонатно-глинистые сланцы. В виде редких маломощных прослоев присутствуют темно-серые кремнистые породы. Мощность формации не менее 1000 м. Для осадочных пород формации характерна градиционная слоистость, идентичная слоистости отложений автокинетических, главным образом турбинных потоков. Менее широко развиты микрослоистые карбонатно-глинистые сланцы, обладающие текстурами, характерными для осадков придонных течений. Источником кластики для калькаренитовой флишеидной формации служили венд-раннекембрийские породы шельфа Тувино-Монгольского и, возможно, Дзобханского микроконтинентов. Значительное количество обломочного материала — кварц, полевые шпаты, глинистый материал — представляют вероятно продукты размыва метаморфического фундамента микроконтинентов. Видимо, накопление калькаренитовой флишеидной формации происходило на континентальном склоне и подножии Озерной и Джидинской зон после прекращения в их пределах вулканической деятельности и постепенного погружения. Эти изменения морфологии дна древнего бассейна привели к формированию рифов на склоне и по окраине шельфа и вызвали гравитационные перемещения осадков в виде оползней и автокинетических потоков.

*Карбонатная органогенная формация* широко развита в краевых зонах варисцид Южной Монголии (рис.4,5). Примером может служить силурийская карбонатная формация (мощностью до 300 м) Цаганулинской подзоны, маркирующая шельф Южно-Гобийского микроконтинента. Она трансгрессивно залегает на кремнисто-карбонатных отложениях рифея — нижнего палеозоя. Развитые в ее основании базальные конгломераты изменчивой мощности состоят преимущественно из гравия и гальки (от мелкой до крупной) серых и темно-серых известняков, попадаются фрагменты кварцитов, кремней, риолитов, местами встречаются окатанные глыбки известняков. Материал не сортирован и не стратифицирован.

Основной фон формации составляют разнообразные известняки, часто мраморизованные, наряду с неорганогенными встречаются органогенные, органогенно-детритовые и детритовые разности; широко развиты комковатые известняки и известняковые брекчии. Образование карбонатной формации происходило в зоне мелководья с неустойчивым гидродинамическим режимом, куда не поступал терригенный материал. Об этом свидетельствуют известняковые конгломераты, многочисленные известняковые брекчии *in situ*, состав фауны. Во времени карбонатонакопление сменяется карбонатно-терригенной седиментацией.

В северной краевой зоне варисцид Южной Монголии карбонатные формации слагают относительно приподнятые участки (Баянлегская и Джинсетская подзоны) обширной миогеосинклинали (Гоби-Алтайская зона). Они охватывают возрастной интервал ашгилл-живет. В отличие от выше охарактеризованных карбонатных отложений южной краевой зоны здесь большую роль играют терригенные породы (карбонатно-терригенная формация), а местами присутствуют и вулканические породы (карбонатно-терригенная формация с вулканитами).

Характерным типом пород карбонатно-терригенной формации, детально изученной в хр.Джинст, являются органогенные известняки: водорослевые, строматопоровые, коралловые, мшанковые. Они образуют сложно построенные, невыдержанные по простиранию биогермы и биостромы, мощность которых достигает 200 и более метров, а протяженность — несколько десятков километров. Известняки неравномерно наслоены, иногда по границам пластов развиты желваки и линзы кремней. Вблизи кровли и подошвы построек наблюдаются прослои и пачки (первые метры) мергелей, алевроглинистых пород и песчаников, известняков, конгломератов и брекчий окарствования.

Пространственно биогермы и биостромы связаны с горизонтами, сложенными органогенно-обломочными и шламовыми известняками, иногда имеющими ритмичное строение. Они ассоциируют с обломочными породами разной гранулометрии вплоть до конгломератов. Обломочный материал полимиктовый, часто с большим количеством известняковых фрагментов.

Непременным элементом карбонатно-терригенной формации являются кварц-плагиоклазовые и кварцевые песчаники, иногда имеющие градационную слоистость. По количеству песчаных горизонтов в первом приближении могут быть выделены две субформации: нижняя ( $O_{as-S}$ ), где песчаники слагают до половины разреза, и верхняя ( $S-D_2$ ) — почти исключительно карбонатная. Кроме терригенных пород в подчиненном количестве встречаются вулканиты, преимущественно кислые (см.рис.5).

В палеогеографическом смысле формация накапливалась в зоне крайнего мелководья, когда в условиях перекомпенсации бассейна, участки карбонатных тел выводились в зону эрозии. Об этом свидетельствуют известняковые конгломераты, поверхности окарствования и перерывы в осадконакоплении. Параллельно существовали депрессионные ванны куда поступал терригенный и органогенно-обломочный материал.

Органогенные карбонатные формации известны и в поздних варисцидах Юго-Восточной Монголии: к ним относятся нижнепермские карбонатные накопления Уланшивенской и Джеремской зон и среднекаменноугольно-нижнепермские отложения Солонкерской зоны.

*Карбонатная формация* в Монголии имеет сравнительно ограниченное распространение, главным образом в каледонидах на Западе и Севере Монголии в составе позднерифейских-вендраннекембрийских отложений шельфа Тувино-Монгольского массива. Отложения этой формации представлены в основном выдержанными на большие расстояния тонко слоистыми разностями черных и серых карбонатов (известняков и доломитов) с дисперсно рассеянным в них графитизированным веществом с прослоями черных синседиментационных кремней. Эти отложения, как отмечено выше, образовались в условиях обширного бассейна, занимавшего на юго-востоке Сибири и на западе Монголии огромные территории.

*Группа кремнистых формаций* включает три типа существенно кремнистых формаций: яшмовых, туффитовых и фтанитовых. Наиболее характерны они для палеоокеанических зон, хотя местами (отдаленно кремнистые формации) связаны с зонами континентальных окраин. Яшмовая

или яшмово-вулканогенная яшмово-базальтовая (спилитовая) формация широко развита в основании разреза палеоокеанических зон каледонид Монголии Джидинской, Озерной и Дарниби-Хантайширской (рис.4,5) и описана ниже в главе III в разделе яшмово-базальтовая (спилитовая) формация.

*Терригенно-яшмовая формация* ( $S_{1,2}$ ) развита в варисцидах Южной Монголии. Эта формация маломощна и обычно не превышает 100 м. Она приурочена к осевой зоне варисцид, трансгрессивно залегающая на меланжированном меланократовом фундаменте [Руженцев и др., 1985]. Например, в хр.Гурван-Сайхан (г.Берхе-Ула) выше серпентинизированных гарцбургитов наблюдается горизонт офикальцитов (1,5-2 м), перекрытый серпентинит-офикальцитовыми грубозернистыми песчаниками и гравелитами мощностью не более 2,5 м, содержащими “плавающие” валуны серпентинитов. “Плавающая” галька серпентинитов встречается и в залегающих выше яшмах и вулканомиктовых песчаниках. Эта формация распространена в Заалтайской зоне Южной Монголии и имеет позднесилурийский-раннедевонский возраст. Формация образована преимущественно слоистыми яшмами, частосодержащими радиолярии (радиоляриты); встречаются глинистые разности; местами в них присутствует примесь обломочного песчаного и алевролитового материала (плагноклазы, пироксены, кварц, серпентин). В песчаных яшмах наблюдается прямая градационная отсортированность материала, обусловленная скоплением обломочного компонента и раковин радиолярий у подошвы кремнистых слоев. Наряду с яшмами в формации широко представлены туфы основного и среднего состава, тефроида, туффиты и терригенные породы, местами слагающие большую часть разреза; в других частях — резко преобладают яшмы.

Терригенные породы представлены песчаниками разной гранулометрии и гравелитами, преимущественно вулканомиктовыми, состоящими из плагноклазов, пироксенов и полуокатанных разнообразных по структуре основных и средних эффузивов, примесь кварца и обломков кислых пород обычна, но содержится в резко подчиненном количестве.

Терригенно-яшмовые (или туфово-терригенно-яшмовые) отложения формировались в относительно глубоководном бассейне, который характеризовался малыми темпами прогибания, стабильностью фациальной обстановки, обусловившей накопление маломощного однородного кремнистого горизонта. В этом бассейне, по-видимому, не существовало сколько-нибудь контрастного донного рельефа, который латерально был сопряжен с вулканическим поднятием, поставившим тефру и вулканомиктовую кластику, не изменявшую в целом конденсированного характера седиментации.

По вертикали туфово-терригенно-яшмовые отложения сменяются вулканогенной (преимущественно лавовой) формацией: слабо дифференцированной или контрастно-дифференцированной с модами в области базальтов и дацит-риолитов с гомодромной направленностью вулканизма.

Из-за сложной, часто шарьяжной тектоники эвгеосинклинальных зон характер латеральных переходов формации проследить не удастся. В сторону активной окраины палеобассейна терригенно-яшмовые отложения (именуемые формацией) замещаются яшмово-вулканогенной, непрерывно дифференцированной, а в направлении пассивной окраины — терригенной (олигомиктовой) формациями (см.рис.4).

Как уже отмечалось, терригенно-яшмовая формация залегают непосредственно на меланжированном меланократовом фундаменте, являясь древнейшей в пределах Заалтайского палеоокеанического прогиба. Местами она парагенетически связана с базальтоидами (вулканогенно-яшмовая формация). Чаще же такой парагенез не наблюдается, что связано, по-видимому, со спецификой раскрытия Заалтайского прогиба в среднем палеозое, осуществлявшегося в виде срывов на коровом уровне. В этом случае терригенно-яшмовая формация может рассматриваться как удаленно-кремнистая.

*Туффитовая (туфово-кремнистая) формация* тесно связана с группой туфогенно-терригенных формаций. Непременным ее элементом являются зеленые и серые кремни, содержащие более или менее обильную примесь тонкой витрокластики. Подобного рода породы широко представлены во всех морских туфовых, туфово-терригенных сериях практически на всех стратиграфических уровнях. Однако толщи, где туффиты и туфосилициты слагают подавляющую часть разреза, встречаются относительно редко, занимая определенное структурное положение. Считается, что они накапливаются в депрессионных зонах, маркируя дистальные участки склонов вулканических поднятий.

В качестве примера рассмотрим эхингольскую толщу ( $D_{1,2}$ ) северной части Гобийского Тянь-Шаня, распространенную на территории гор Эхингойту-Хара-Нуру, Ихэ-Хабцагаин-Нуру и др. /Руженцев, 1985/. Толща (300-500 м) состоит из тонко наслоенных (как правило, ритмичных)

туфоалевролитов, туфосилицитов, кремнистых туффигов. Породы имеют преимущественно зеленовато-черную окраску, обусловленную примесью хлоритизированной витрокластике. Толщина ритмов редко превышает 10 см, обычно же равна 5-7 см. В основании ритма (0,5-1 см) расположены туфоалевролиты, состоящие из зерен кварца, плагиоклаза, разложенных фрагментов кислых и основных эффузивов, раковин радиолярий. Выше следует туфосилициты и туффи-ты, пелловые туфы. В верхней части ритма расположены серые, редко розовые кремни.

Такое строение толщи, наличие тонкой косої слоистости, тонкополосчатых и тонко линзующихся слоев позволяет рассматривать отложения как дистальные турбидиты, возникшие у подножья континентального склона Южно-Гобийского микроконтинента. Питающей провинцией для них была вулканическая зона Гобийского Тянь-Шаня, образованная девонскими вулканидами (последовательно дифференцированная серия).

Другими примерами туфово-кремнистой формации являются венд-нижнекембрийские отложения Озерной и Джидинской зон каледонид Монголии, см. ниже группу терригенно-кремнисто-туффиговых формаций.

*Кремнистая (фтанитовая) формация* имеет ограниченное распространение в каледонидах Монголии, где она тесно связана с яшмово-базальтовой (спилитовой) формацией, например, на южном склоне хр.Ханхухей. Нами она специально не изучалась. Кроме того, фтаниты являются членом широко распространенной на Западе Монголии карбонатно-кремнистой фосфоритоносной формации.

*Группа терригенных формаций* является наиболее распространенным комплексом пород, определяющими среди которых являются разнообразные терригенные отложения. Здесь выделяются два типа формаций: палеоокеанические (включая склоновые) и орогенные (моласса).

Среди первых различаются преимущественно олигомиктовые и полимиктовые.

*Песчано-алевролитно-сланцевая олигомиктовая формация* наиболее характерна для варисцид Южной Монголии. Они слагают осевую и краевые зоны геосинклинального пояса. В основном это ашгилл-среднедевонские отложения, выполняющие прогибы (Баянгобийская и Баянцаганская подзоны) Гобийского Алтая, а также силур-нижнедевонские отложения Южно-Гобийского микроконтинента (тумуртинская толща Гобийского Тянь-Шаня). Иными словами, в пределах варисцид Южной Монголии олигомиктовые терригенные формации приурочены к раздробленным краям континентальных блоков, с севера (Гобийский Алтай) и юга (Гобийский Тянь-Шань), обрамлявших Заалтайский эвгеосинклинальный прогиб. В южной краевой зоне варисцид терригенная олигомиктовая формация наиболее изучена на территории массивов Цаган-Богдо, Тумуртинского хребта Наран-Себестин-Нуру, Эхингойту-Хара-Нуру, Ихэ-Хабцагаин-Нуру и др. Здесь основной фон формации слагают однородные плагиоклаз-кварцевые, часто слюдистые, обломочные отложения значительной мощности (до 1-1,5 км), содержащие тонкие (до 0,5 км) прослой бурых песчаных известняков. В формации выделяются две ассоциации пород: песчаниковая и песчано-алевролитовая.

Первая представлена грубо-, средне- и мелкозернистыми песчаниками, реже алевролитами, образующими ритмично наложенные пачки мощностью от первых до 15-20 м. Характерным членом ассоциации являются мощные линзы массивных и грубослоистых песчаников, гравелитов и конгломератов, состоящих из обломков гранитоидов, кварца, кварцитов, слюдистых сланцев. Вторая ассоциация образована мелкозернистыми плагиоклаз-кварцевыми песчаниками и кварцевыми алевролитами, часто известковистыми, и характеризуется ритмично наложенными пачками меньшей мощности (0,5-1,5 м), иногда с элементами косої слоистости, разделенными алевро-глинистыми пластами.

Обе ассоциации составляют единый фациальный ряд, связанный единством питающей провинции и бассейна седиментации. Первая ассоциация формировалась в относительно мелководных условиях (органогенный карбонатный материал) внешнего шельфа и частично континентального склона, вторая — в пелагической части бассейна и представлена дистальными отложениями долинно-вверной системы континентального подножья. Вглубь бассейна формация может замещаться яшмово-терригенной или яшмово-вулканогенной. По вертикали она сменяется аналогичными формациями.

В краевой части палеоокеана с дифференцированным тектоническим режимом, каковой являлась Гоби-Алтайская зона, также образовывалась терригенная (олигомиктовая) формация, сложенная плагиоклаз-кварцевыми и кварцевыми песчаниками и алевролитами. В ней представлены две ассоциации. Одна, наиболее широко распространенная, состоит преимущественно из терригенных пород, включая пачки конгломератов (в том числе гранитных), особенно широко

развитых в приконтинентальной части бассейна (Баянгобийская подзона). Среди терригенных отложений в резко подчиненном количестве присутствуют горизонты основных, средних, реже кислых туфов и туфотерригенов; характерны многочисленные тонкие прослои бурых песчанистых известняков. Ассоциации свойственна неравномерная стратификация, наблюдается довольно сложное чередование ритмично построенных пачек и массивных пластов.

Вторая, карбонатно-терригенная ассоциация развита локально в теле формации. Она сложена плагиоклаз-кварцевыми и кварцевыми песчаниками и алевролитами. Грубообломочные разности развиты незначительно. Основных туфов и вулканомиктовых песчаников мало; зато шире распространены кислые туфы. В целом, ассоциация по составу и строению сходна с рассмотренной выше. Основное отличие заключается в появлении горизонтов и линз органогенных и органогенно-обломочных (коралловых, криноидных и брахиоподобных) известняков, количество которых быстро увеличивается вверх по разрезу.

Терригенная формация образовалась в пределах обширного прогиба, обладавшего гетерогенным фундаментом. Местами она трансгрессивно залегает на ультрабазитовом, местами, возможно, гранитогнейсовом основании. Главным седиментационным процессом было поступление и сравнительно равномерной разнос значительных объемов «сиалического» терригенного материала, источником которого были континентальные массы (палеоконтиненты), примыкавшие к палеоокеаническому бассейну; об этом свидетельствует преимущественное положение грубого обломочного материала в самой краевой (приконтинентальной) части формации. Не исключено, однако, что размыту подвергались и внутренние поднятия (Цэлский метаморфический комплекс). В пределах таких поднятий формировалась карбонатно-терригенная ассоциация. Наличие в ней биогермный известняков указывает на мелководные условия ее образования. Наряду с приподнятыми участками в этой части геосинклинального бассейна существовали вали и депрессионные (с меланократовым фундаментом), в которые привносился как олигомиктовый терригенный материал, так и органогенный известковый детрит и шлам, формируя прослои и линзы органогенно-обломочных известняков. Сюда же временами поступал тефровый материал основного состава с внутрибассейновых вулканических поднятий.

Накопление терригенной (олигомиктовой) формации, знаменующей начало становления палеоокеанического бассейна, связано с периодом дробления древнего сиалического основания Северо-Азиатского континента и возникновения сложной системы относительно приподнятых и опущенных участков. По сути своей это образование раздробленного шельфа.

На приподнятых участках палеобассейна вслед за терригенной седиментацией происходит накопление вулканогенно-карбонатных, а затем туфово-терригенных образований, а в более прогнутых — она сменяется туфово-терригенным осадконакоплением.

*Песчано-алевролитовая олигомиктовая (флишоидная) формация* с олистостромами встречается в каледонидах Монголии на более поздних этапах развития структуры. Строение такой формации кембрийского возраста наиболее полно изучено Т.Н.Херасковой в Джидинской зоне (Хераскова и др., 1987), в среднем течении р.Эгийн-гол, в 80 км западнее сомона Эрдене-Булган, где она обнажается структурно ниже крупного тектонического покрова. В видимом основании олигомиктовой флишоидной формации здесь залегает мощный комплекс олистостром. Его нижняя часть, по данным Херасковой Т.Н., состоит из нагромождения смятых в складки пластин и олистоплаков, представленных бурыми доломитами с прослоями фтанитоидов, амфиболитами, плагиоклаз-хлорит-эпидот-актинолитовыми сланцами, амфиболлизированными габброидами и базальтами. Матриксом олистострома является табачно-зеленый катаклазированный глинистый сланец гидрослюдистого состава с примесью беспорядочно расположенных линзочек и слоек, обогащенных песчаным материалом.

Выше по разрезу олистостром сменяется пачкой 130-150 м зеленовато-серых песчаников с обильным гидрослюдистым цементом. Обломочный материал в них слабо окатан и представлен преимущественно кварцем (50-80%). В меньшем количестве присутствуют плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварциты, кремнистые породы, известняки, граниты. Изредка встречаются гравийные зерна и мелкая галька кварца, кварцитов, гранитов, известняков, глинистых сланцев. В песчаниках наблюдается градационная слоистость. Мощность градирированных серий 1-2 м. В основании каждой серии или ритма присутствует гравелит или грубозернистый песчаник, который к кровле сменяется крупнозернистым. Завершается серия 10-50 см темно-зеленым глинистым гидрослюдистым алевролитом с включениями отдельных крупных песчаных зерен. В кровле иногда появляются частично размытые микрослоистые глинистые сланцы. Такая последовательность отвечает по-видимому элементам АВ, АВЕ модели А.Бумы. Выше песчаники становятся мелкозернистыми. Они слагают градационно-слоистые пакеты мощностью 0,5-1 м, в

которых лишь нижние 2-3 см состоят из грубозернистого песчаника, а большая часть ритма образована среднезернистым песчаником и глинистым мелкозернистым. Видимо, это также элементы АВ, АВЕ, но в более мелкозернистом выражении. Часто наблюдается двучленное чередование 0,3-0,5 м среднезернистых песчаников и алевролитов с тонкими прослойками и линзочками, обогащенными глинистым гидрослюдистым материалом, или песчаников и глинистых гидрослюдистых сланцев. Завершается разрез олигомиктовой флишоидной формации горизонтом олистостром. В глинистосланцевую массу, содержащую растащенные, оползшие прослои песчаников, аналогичные вышеописанным, включены обломки и глыбы серых известняков, кварцитов, окварцованных доломитов, серпентинитов. Размер фрагментов 0,1-0,2 м. Однако, имеются отдельные олистолиты известняков размером до 50 м.

Накопление олигомиктовой флишоидной формации, по-видимому, происходило на фоне тектонического скупивания. При этом источником обломочного материала служили, по всей вероятности, сложные пакеты тектонических пластин, в строении которых участвовали преимущественно более древние породы Джидинской зоны, уже метаморфизованные при процессах более раннего скупивания и прорванные гранитами. Наиболее заметную роль, по-видимому, играли туфы кислого состава, часто преобладающие в разрезах базальт-андезит-риолитовой формации. Этим можно объяснить обилие кзарца и альбита в обломочных породах. Во время накопления олигомиктовой флишоидной формации в Джидинской зоне, видимо, уже не существовало единого бассейна, а имелось несколько линейных прогибов с терригенной седиментацией, разделенных кордильерами. Кордильерами служили фронтальные части тектонических покровов. Периодическое возобновление движений последних вызывало образование олистостром. В периоды относительной стабильности обломочный материал, преимущественно песчаной размерности привносился в прогиб турбидными потоками довольно незрелыми и непротяженными. Слабое развитие пелагических осадков и осадков подводных течений свидетельствует об относительной неглубоководности бассейна. Постепенное разрушение кордильер, вероятно, явилось причиной уменьшения зернистости пород снизу вверх по разрезу в олигомиктовой флишоидной формации и замены грубозернистых песчаников мелкозернистыми, а также глинистыми сланцами.

Наряду с олигомиктовой в Монголии достаточно широко развиты отложения *полимиктовых терригенных формаций*, характерных для относительно поздних стадий развития. В качестве примера рассмотрим мощную (до 10 км) хангайскую серию девонско-каменноугольного возраста, развитую в Хангайском прогибе (варисские моногеосинклинали Центральной Монголии /Филиппова, 1969 а, б, Тектоника Монголии, 1974./). Формация залегает на каледонском складчатом основании (дзагинская серия PZ<sub>1</sub>), а перекрывается терригенными отложениями (Р), которые большинство исследователей относят к молассе /Грецкая, Моссаковский, 1969; Зайцев и др., 1969; Дергунов и др., 1971/. Терригенная (флишоидная) формация выполняет внутренний прогиб, в его краевых частях (краевые поднятия) замещается терригенно-вулканогенной с преобладанием вулканитов среднего и кислого состава, а также терригенной молассоподобной.

В ее строении принимают участие две ассоциации: кремнисто-песчаниковая и песчано-алевро-аргиллитовая. Первая образована зелеными массивными песчаниками разной структуры, особенностью которых является плохая сортировка и низкая степень окатанности обломочного материала; попадают тонкие линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов и редкие прослои (0,3-0,5 м) и пачки (30-50 м) алевропесчаников, алевролитов и аргиллитов. Характерны горизонты (10-70м) сургучно-красных яшм, а иногда вулканиты кислого, реже среднего состава. Наряду с типичными массивными текстурами, в песчаниках наблюдается косая и горизонтальная слоистость, местами встречаются пачки тонкого ритмичного строения.

Вторая ассоциация — это частое переслаивание сероцветных аргиллитов, алевролитов, песчаников, изредка гравелитов и конгломератов. Характерно широкое развитие ритмично построенных песчано- и алевро-аргиллитовых пачек, определяющих флишоидный облик ассоциации.

Структурно-текстурные особенности отложений, такие как обилие связующей массы, низкая степень окатанности и сортировки обломочного материала, наличие оползневых горизонтов и ритмичной стратификации свидетельствуют о преобладании турбидной седиментации в палеобассейне /Зоненшайн, Филиппова, 1974/. Это был крупный морской бассейн с активным гидродинамическим режимом, интенсивно заполнявшийся в основном терригенными осадками. Состав кластики и закономерности ее распределения на площади позволили выявить две питающие петрографические провинции. Одна из них, располагавшаяся на севере, поставляла полимиктовый (преимущественно сиалический) материал: продукты разрушения кислых эффу-

живов, гранитов и гранофилов, другая — на юге. В пределах последней были развиты порфириды среднего и основного состава с подчиненными кислыми эффузивами, кварциты, метаморфические сланцы, кремнистые породы, дезинтеграция которых давала полимиктовый материал грауваккового типа.

Другим примером подобных образований является *полимиктовая (флишевая) формация*, широко распространенная в каледонидах Западной Монголии, где она представлена мощными (3-5 км) среднекембрийско-нижнеордовикскими отложениями горноалтайской серии /В.И.Тихонов, 1974; Вознесенская, 1980; Вознесенская, Дергунов, 1982/, определяющими облик Монголо-Алтайской складчатой системы. Стратиграфически ниже чрезвычайно широко распространенной терригенной (флишевой приконтинентальной) формации развит спилит-диабазовый комплекс, обнажающийся в узких тектонических клиньях по составу и строению сходный с фаунистически охарактеризованными венд-нижнекембрийскими отложениями Озерной зоны. После образований флишевых толщ происходит структурная перестройка региона, складчатость и внедрение гранитоидов, образуются наложенные мульды и крупные новообразованные прогибы-моногеосинклинали /Тектоника Монголии, 1974; Дергунов и др., 1980/.

Формация состоит из двух ассоциаций, различающихся по составу, структуре терригенных пород, а также по характеру стратификации. Нижняя, песчано-алевролитовая (до 2500 м) не испытывает существенных латеральных изменений, образована зелеными, зеленовато-серыми мелкозернистыми кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. На разных уровнях встречаются прослои и пачки лиловых алевролитов и аргиллитов, количество и мощность которых в целом увеличивается вверх по разрезу; в верхней части ассоциации появляются средне- и крупно-зернистые, иногда с мелким гравием, песчаники полимиктового состава. Характерна стратификация флишевого типа. Обломочные пласты (от нескольких см до 40-50 см, редко 0,5-1,2 м) массивные однородные, чаще же обладают прямым градационным распределением материала. Встречаются как двучленные ритмы: мелкий песок — алеврит, алеврит — алевропелит. Так и трехчленные: мелкий песок — алеврит — алевронелит. Наблюдаются прослои (до 30 см), состоящие из серии слоев (3-5 см), обладающих тонкой горизонтальной и косою разно- и однонаправленной слоистостью. В целом ассоциация неравномерно стратифицирована.

Верхняя, песчаниковая ассоциация (1600-3500 м) сложена терригенными образованиями более широкого гранулометрического спектра: от глинистых до гравийных, иногда встречается мелко-, среднегалечный материал. Кластика преимущественно полимиктовая, в которой наряду с кварцем и полевыми шпатами присутствуют литические фрагменты (силициты, аргиллиты, алевролиты, песчаники, кварциты, слюдяные сланцы, кератофиры, андезиты, спилиты, иногда граниты). Цвета пород лиловые и красные, зеленовато-серые и серые. Характерна неравномерная стратификация. Пачки грубозернистых пород крупно наслоены (0,5-2 м). В пластах наблюдается прямое градационное распределение материала, а в гравийно-галечных иногда развита инверсионная отсортированность. Грубозернистые образования разделены пачками алевролитов и алевропелитов с подчиненными мелко- и среднезернистыми песчаниками. Для этих пачек характерна мелкая и тонкая стратификация.

Главные отличия этой ассоциации от нижней заключаются в том, что она более грубозерниста, в ней меньше пелитового материала, это обуславливает более крупную стратификацию отложений, она фациально изменчива (более грубый состав ближе к источнику сноса), главное же — в резком преобладании полимиктовой кластики над полевошпат-кварцевой.

Терригенные накопления обладают ритмичностью разного масштаба, обусловленной преслаиванием пластов разной гранулометрии. Наиболее распространены пласты с прямым градационным распределением материала, но различающиеся типом строения. Наиболее характерны последовательности А, АЕ, АВ, АВЕ турбидитной модели А.Бумы, менее развиты более полные многослой АВСЕ, АВСДЕ и многослой с редуцированными нижними интервалами. Многочисленным пластам с прямым градационным распределением кластики резко подчинены пласты с инверсионной отсортированностью. В некоторых интервалах А наблюдается пятнистое распределение гравия в средне-крупнозернистом песчанике — тип текстур, встречающийся в отложениях каньонов и подводных вееров.

Структурно-текстурные особенности терригенных накоплений: слабая обработка и отсутствие сортировки материала, обильный глинистый матрикс, а главное, наличие турбидитной модели свидетельствуют о том, что в их формировании главенствующая роль принадлежала турбидной седиментации. Для отложений характерны оползневые текстуры, наблюдаемые в пластах (7-22 см) алевролитов; широко представлены поверхностные текстуры — гиероглифы, свойственные флишевым отложениям, механического и биогенного генезиса. Наиболее распространены про-

глифы — знаки-слежки со следов струй течений, разнообразных по морфологии, со знаками ряби волнений и течений (мелкомасштабные). Из биоглифов наиболее характерными являются следы жизнедеятельности червей-илоедов, принадлежащих разным видам.

Рассматриваемая терригенная формация (сложный терригенный комплекс) Монголо-Алтайской складчатой системы образовалась в обширном бассейне, располагавшемся в западной части Монголии, обладавшем батиметрическими глубинами, о чем свидетельствуют следующие факты: 1. Отсутствие органических остатков, надежных индикаторов глубины осадконакопления; встречаются лишь тонкие кремневые спикулы губок и обильны следы жизнедеятельности червей-илоедов, относящихся к ихнофагии *Nereides* — наиболее глубоководной группе следов. 2. Специфические текстуры отложений, создаваемые автокинетическими потоками (преимущественно турбидными) и донными течениями. Нигде в формации не наблюдались текстуры, характерные для зон мелководья. 3. Бескарбонатность отложений; отсутствие карбонатного материала может быть обусловлено либо батиметрией бассейна осадконакопления, либо климатическим фактором. Климатические условия времени образования терригенных толщ не исключали садку карбоната (наличие одновозрастных мелководных фаций по периферии бассейна, содержащих линзы оолитовых известняков и остатки организмов с известковым скелетом). Следовательно, отсутствие карбонатного материала в терригенной формации связано с образованием ее ниже уровня карбонатной компенсации, которая в палеозое вероятно находилась на меньших глубинах, чем ныне.

Характер распределения разных типов пород на площади, их структурно-текстурные и стратификационные особенности позволяют предполагать, что отложения формировались в пределах подводных каньонноверных систем, поставлявших массы терригенной кластики в глубоководный обширный седиментационный бассейн. Источником огромных масс сиалического материала были крупные континентальные массы, примыкавшие к бассейну на северо-востоке и северо-западе.

*Карбонатно-терригенные формации* характеризуются тесной парагенетической ассоциацией преобладающих терригенных и карбонатных пород. Так же как и в терригенных здесь различаются два типа формаций: карбонатно-терригенный олигомиктовый и карбонатно-терригенный полимиктовый. Первый теснейшим образом связан с олигомиктовыми терригенно-карбонатными (органогенными) сериями. В варисцидах Южной Монголии он приурочен к переработанным краям континентальных массивов (миогеосинклиналям), соответствуя ранним этапам их развития. По сути дела условия формирования указанных комплексов аналогичны таковым у терригенно-карбонатных.

Второй тип формации характеризуется широким развитием полимиктовых песчаников. В тектоническом плане это образование поздних этапов развития континентальных окраин. Полимиктовые терригенные массы выполняют здесь систему наложенных прогибов, которые закладывались на достаточно сложном складчатом основании.

В качестве примера рассмотрим толщу средне-верхнедевонских отложений Гобийского Алтая (варисциды Южной Монголии). Это мощная (свыше 4 км) непрерывная серия, несогласно с базальным конгломератом, залегающая на сложно смятых отложениях ордовика, силура, нижнего девона и эйфеля. В первом приближении формация образована тремя типами пород: 1) олигомиктовая с более или менее значительной примесью полимиктового материала песчаниками, 2) граувакками, содержащими прослойки туфов, 3) ритмично-слоистыми органогенно-детритовыми и микритовыми известняками.

Указанные отложения находятся в сложных пространственных соотношениях. Вся серия характеризуется четкой прямой градационной слоистостью и имеет флишоидный облик. Ритмичное строение имеют и карбонатные пачки. Основание ритма слагают органогенно-обломочные известняки, образованные фрагментами мшанок, кораллов, криноидей, брахиопод гравийной размерности. Вверх по разрезу они сменяются шламовыми и, наконец, афанитовыми разностями.

Облик формации определяется смешением сиалического материала, поступавшего с севера из области каледонид Центральной Монголии и вулканомиктового местного, сносившегося из области вулканического поднятия, которое ограничивало прогиб с юга.

Карбонатно-терригенная формация возникла в обширном наложенном прогибе, сформировавшемся в пределах континентальной окраины андийского типа. По типу формационного выполнения это фронтальный, обращенный к континенту, бассейн, характеризовавшийся относительно глубоководными условиями седиментации. Однако в процессе своего развития он постепенно заполнялся все более грубыми отложениями. Верхи разреза, представленные толщей конгломератов и микститов, имеют уже молассоидный облик.

**Группа туфогенно-терригенных формаций** также пользуется очень широким распространением на территории Монголии. Это, по-видимому, наиболее пестрый в фациальном отношении тип формаций.

Среди туфогенно-терригенных формаций в каледонидах Монголии наибольшим распространением пользуются терригенно-кремнисто-туффовая и туффовая флишеидные формации.

*Терригенно-кремнисто-туффовая формация* ранне-, частично среднекембрийско-раннеордовикского возраста [Хераскова, 1986; Хераскова и др., 1985] сменяет вверх по разрезу спилитовую в Озерной зоне и Хантайшире, образуя осадочный чехол палеоокеанического бассейна. Граница между спилитовой и терригенно-кремнисто-туффовой формациями носит постепенный и скользящий во времени характер, причем на западе Озерной зоны терригенно-кремнисто-туффовая формация позднее сменяет карбонатно-спилитовую, чем в ее восточной части. Мощность формации достигает 1000-1500 м. В ее составе отчетливо преобладают две группы пород: обломочные тефрогенные, преимущественно псаммитовой размерности и туфогенно-кремнистые тонкопелитовой и алевролитовой размерности. В качестве второстепенных членов могут присутствовать туфы базальтового состава, карбонатные породы, фтанитоиды, небольшие горизонты олистостром. Отличительной особенностью формации являются значительные фациальные изменения. Они вызваны расчлененностью палеорельефа, размещением и составом очагов вулканической деятельности, питающих бассейн осадконакопления пирокластическим материалом. Тефрогенные породы обладают темно-зеленой, грязно-зеленой окраской и отличаются разнозернистостью, плохой сортировкой материала. Для них характерны различные типы градационной ритмичной слоистости. Обычно преобладает песчаный элемент ритма. Однако в основании наиболее крупных ритмов могут присутствовать гравелиты и мелкогалечные конгломераты или грубозернистые песчаники, содержащие маломощные прерывистые слойки, обогащенные гравием и галькой. Изучение типов ритмичной градационной слоистости и сравнение их с морфологическими типами, описанными А.Бумой /Bouma, 1982/ и И.В.Хворовой /1978/ позволяют относить тефрогенные породы формации к осадкам различных автокинетических потоков, преимущественно турбидных и зерновых, а также глубоководных течений. Для них хорошо применима модель А.Бумы, но отложение материала здесь происходило из пирокластического потока, поэтому мощность многослоя, размеры фрагментов определяются в значительной степени составом и силой извержения. В результате описываемые породы отличаются от флиша более разнообразной и менее правильной градационно-ритмичной слоистостью, пестрой окраской.

Обломочная фракция этих пород имеет сложный состав. В нижней части формации среди грубозернистых разностей в составе обломков преобладают пузыристые, стекловатые базальты. Однако, в целом по разрезу кластический материал представлен обломками андезитов, риолитов, плагиоклазов, иногда кварца и калиевого полевого шпата. В виде единичных зерен встречаются спилиты, гялобазальты, известняки, туфопелиты, эпидозиты, микрокварциты по известнякам, породы жильного облика. По-видимому, эти породы возникли за счет переноса и дифференциации автокинетическими потоками тефры базальтового, андезитового и риолитового составов и нелитифицированных туфовых накоплений, слагающих отдельные вулканические постройки и прилегающие к ним участки дна. В небольшом количестве поступали продукты разрушения подстилающих пород и рифогенных известняков, образующихся на вулканических поднятиях. Основная масса тефры андезитового и кислого состава поступала с вулканических поднятий островодужного типа — Хан-Хухэй, Дариби, Хантай-шир /Дергунов и др., 1983; Зоненшайн, Кузьмин, 1978/. Тефрогенный материал базальтового состава поставляли, по-видимому, местные очаги вулканизма, например, в нагорье Хар-Хира. Тонкозернистые туффиты и туфосилициты образуют обособленные пачки, разделяющие отдельные ритмы и серии ритмов тефрогенных песчаников и тефроидов. Это тонкозернистые туффиты и туфосилициты образуют обособленные пачки, разделяющие отдельные ритмы и серии ритмов тефрогенных песчаников и тефроидов. Это тонкозернистые породы голубовато-серого, табачно-зеленого и лиловато-серого цвета. Внешне они довольно разнообразны; от массивных и неяснослоистых до микрослоеватых. Встречаются твердые кремневидные породы и более мягкие — аргиллитоподобные. Чаще всего массивные неслоистые разности более крепкие, кремневидные образуют слои от первых сантиметров до 0,5 м, которые чередуются со слоями или пачками слоев мощностью от 1-2 см до 1-2 м, в которых наблюдается тонкая горизонтальная микроволнистая или косая однонаправленная слоистость. Туффиты и туфосилициты состоят из крипто-зернистой хлорит-соссюритовой, кремнисто-хлорит-соссюритовой, кремнисто-хлорит-соссюритовой массы с примесью оскольчатых, обломочных зерен альбита и кварца. В основной массе хорошо видны реликты пепловой

структуры. Размер кластического материала 0,01-0,1 мм. Градационная слоистость выражена в обогащении верхней части слоев мелкими рогульчатыми обломками стекла, а нижней — более крупными кристаллокластами альбита. Можно полагать, что массивные разности туффов представляют собой тонкие пепловые туфы среднего и кислого состава, осажденные через толщу воды, вместе с некоторым количеством хемогенного кремнезема. Такое большое количество тонкого пеплового материала среднего и кислого состава приносилось, в основном, из области накопления андезит-риолитовой формации, где существовали крупные вулканы центрального типа с высоким коэффициентом эксплозивности. Тонкослоистые, косослоистые аналоги туфосилицитов и туффов представляют собой те же осадки, но переработанные течениями контурного типа, а также небольшими суспензионными потоками тефротурбидитов. Обилие пелагических тонкозернистых туфовых и туфогенно-кремнистых накоплений, частично перекрытых контурными течениями и расслаивающих осадки автокинетических потоков, заставляют предполагать, что накопление пород терригенно-кремнисто-туфтовой формации происходило в довольно глубоководных условиях, скорее всего на континентальном подножии, в центральных частях палеоокеанического бассейна, в условиях более удаленных от континента по сравнению с описанной ниже туфтовой флишоидной формацией. Накопление терригенно-кремнисто-туфтовой формации происходило на фоне начавшихся процессов скучивания и покровообразования в пределах океанического бассейна Озерной зоны. Об этом свидетельствуют горизонты олистостром, спорадически встречающиеся в теле этой формации. Они представляют собой микститы темно-зеленого цвета, состоящие из обломков совершенно не сортированных по размеру от 1-2 см до 2-3 м и степени окатанности от угловатых глыб до хорошо окатанных галек. Матрикс микститов то очень скудный, то довольно обильный представлен грубозернистым, разнотернистым песчаником. В обломочном материале всех фракций за исключением наиболее грубой 0,5-3 м преобладают продукты разрушения пород основного состава эффузивного и субвулканического облика. Наиболее мелкая фракция представлена обломками плагиоклазов. Все другие компоненты встречаются в гораздо меньшем количестве. Среди них распространены серпентинизированные оливины, пироксены, андезитовые порфириды, единичные зерна кварца, риолитовых порфиров. Наиболее крупные обломки и глыбы представлены известняками. Образование олистостром, очевидно, происходило в непосредственной близости или небольшом удалении от внутрибассейновых поднятий, образованных в основном породами карбонатно-сплитовой формации и гипербазитами. Эти поднятия могли быть подводными, но чаще, по видимому представляли собой отмели, благоприятные для накопления известняков, и острова, где создавались условия для окатывания галечного материала. Эти поднятия, возникающие в лобовой части горизонтально движущихся пластин, часто имели крутые обрывистые склоны, близи которых возникали осыпи и обвалы. В более глубоководную часть бассейна обвальноссыпные и оползневые отложения могли переноситься автокинетическими потоками. Положение олистостромов внутри разреза формации свидетельствует о конседиментационном характере горизонтальных тектонических движений.

*Туфтовая флишоидная формация* с олистостромами распространена в пределах Тувино-Монгольского массива, в Джидинской и северной части Озерной структурно-формационных зон по южному обрамлению Ханхухэйского островодужного поднятия. В Тувино-Монгольском массиве выходы формации известны в юго-восточной части, где она залегает с размывом на андезитовой и содержат фауну беззамковых брахиопод (определения Г.Т.Ушатинской) конца раннего-среднего кембрия /Хераскова и др., 1987/. В Джидинской и Озерной зонах сходный комплекс пород расслаивает тектонические пластины, образованные офиолитами и базальт-андезит-риолитовой формацией. Иногда можно видеть его стратиграфическое налегание на базальт-андезит-риолитовую формацию венда-раннего кембрия. Формация сложена темно-зелеными, грязно-зелеными туфтами от грубообломочных до туфопелитов, в меньшей степени тефроидами и туфопесчаниками, спорадически встречаются олистостромы. Пирокластический материал среднего и кислого состава представлен остроугольными фрагментами лейкоксенизированного, сосюритизированного, карбонатизированного или глинизированного стекла, пепловых частиц и кристаллокласт плагиоклаза и кварца, редко литокласт с гиалоплитовой структурой. Осадочная кластика в пределах Тувино-Монгольского массива представлена обломками известняков, кремней, кварца, кварцитов, серицитовыми сланцами, гранофирами, иногда гранитами, порфироидами, микрофельзитами и андезитами, происходящими в основном, из более древних пород Тувино-Монгольского массива. В Озерной и Джидинской зонах обломочный терригенный материал более разнообразен. Наряду с продуктами разрушения более древних пород Тувино-Монгольского массива, появляются фрагменты эдафогенного происхождения — базальты, андезиты подстилающей базальт-андезит-риолитовой формации, гипербазиты. Коли-

чество осадочной примеси в породах возрастает по мере роста их гранулометрии. В крупнозернистых туфопесчаниках пирокластическую природу имеет лишь цемент-измененное стекло. Туфопелиты и тонкозернистые тефроиды практически не содержат терригенной кластики.

Характер слоистости типичен для отложений турбидных потоков. При этом наблюдается закономерное изменение фаций по направлению от Тувино-Монгольского массива к палеоокеаническим бассейнам Озерной и Джидинской зон. В пределах Тувино-Монгольского массива (на площади между г.г. Мурэн-хот и сумоном Алаг-Эрдэнэ) преобладают проксимальные турбидиты, включающие нередко дезинтегрированные олистоплаки мощностью 0,3-5 м карбонатных пород из нижележащей карбонатной фосфоритоносной формации. Обычно это темно-серые карбонатные почти бесцементные брекчии, переходящие по простиранию в нагромождение плоских глыб известняков размером от 3 до 50 см. Цемент их туффитовой или туфопелитовой с переменным количеством обломочного (карбонатного) материала. Вокруг таких олистоплаков в туфопелитах и туфопесчаниках наблюдается шлейф мелких обломков карбонатных пород. По-видимому, эти образования представляют продукты разрушения и обрушения боковых относительно крутых и глубоко врезанных стенок питающих каналов, располагавшихся в краевой части Тувино-Монгольского массива в верхней части подводной долинно-вверной системы. Через эти каналы поступал обломочный и тефрогенный материал, питающий автокинетические потоки. В краевой части Джидинской зоны среднее течение р.Эгийн-гол и севернее сомона Тарелан появляются дистальные турбидиты, исчезают крупные олистоплаки карбонатных пород. Вместо этого появляются слои 0,7-1,0 м с гравийным и мелкогалечным материалом, который образует отдельные невыдержанные довольно четко ограниченные прослои и выпуклые вниз линзы мощностью 10-30 см в среднезернистом туффите или туфопесчанике с обильным туфопелитовым матриксом. По-видимому, грубый материал фиксирует сеть мелких и относительно неглубоких каналов средней части подводного конуса выноса обломочного материала автокинетическими потоками. В верхней части разреза в этом регионе (ю.з. перевала Цаган-Чулутудаба) появляются включения крупных до нескольких сотен метров глыб известняков карбонатной фосфоритоносной формации, являющихся результатом разрушения края вышележащего покрова, сложенного породами этой формации.

В осевой части Джидинской зоны в устье р.Ур-гол туффитовая флишоидная формация сохраняет основные признаки своего строения и состава. Однако здесь более четко проявлены оползневые процессы, в обломочной фракции в заметном количестве появляются ультрабазиты, а среди олистолитов и олистоплаков, наряду с карбонатными породами, имеются представители офиолитового разреза.

На западном фланге Джидинской зоны, находящемся в аллохтонном залегании на породах Тувино-Монгольского массива, фрагментом разреза туффитовой флишоидной формации является мощный комплекс олистостром. В видимом основании имеется несколько сближенных олистоплаков туфов кислого состава и кремнистых туффитов, разделенных маломощными пропластками туффитов с мелкими обломками известняков. Выше матрикс становится более обильным. Зеленые, грязно-зеленые туффиты и туфопелиты с прослоями граувакковых песчаников включают обломки, растащенные олистоплаки и глыбы серых мраморизованных известняков, зеленовато-серых кремней, туфов кислого состава размером 0,3-3 м (породы базальт-андезит-риолитовой формации). Распределение обломочного материала крайне неравномерное, гнездовидное. Через 250-300 м матрикс олистострома становится более грубым, а включения глыб более крупными 10-15 м и разнообразными по составу. Наряду с известняками и серыми кремнями присутствуют олистоплаки красных яшм, мелкие включения туфасилицитов, гялокластитов, спилитов, породы спилитовой формации, бурых доломитов неизвестного происхождения. Мощность олистострома не менее 800 м. Выше залегает тектонический покров, сложенный породами карбонатно-спилитовой и базальто-андезит-риолитовой формаций. Его разрушение в значительной степени и определило состав включений в этом олистостроме. Накопление туффитовой флишоидной формации происходило в условиях сложного расчлененного рельефа, возникшего при тектоническом скупивании. Надвигание края Тувино-Монгольского массива на Джидинскую зону вызвало обилие карбонатного обломочного материала и присутствие крупных олистолитов карбонатных пород, особенно многочисленных в верхней части формации. Встречное движение комплексов пород Джидинской зоны привело к формированию тектонических покровов, образованных породами офиолитовой и базальт-андезит-риолитовой формации. Разрушением этих покровов объясняется появление в составе формации горизонтов и пачек олистостром, в обломочном материале которых имеются гипербазиты, спилиты, яшмы и вулканиды дифференцированного состава.

Подводный рельеф, видимо, характеризовался чередованием узких прогибов и внутрибассейновых поднятий разломного характера, служивших источником обломочного материала. Основной привнос пирокластики, карбонатных и кремнистых обломков происходил с Тувино-Монгольского массива. Однако дополнительным источником эдафогенного материала служили внутрибассейновые поднятия, представляющие собой фронтальные части тектонических покровов, формирующихся в пределах Джидинской и Озерной зон. Пирокластический материал, по-видимому, приносился с энсиалической островной дуги в районе хребта Хан-Хухэй, расположенной на юго-западной окраине Тувино-Монгольского массива.

В зариссидах Южной Монголии различаются два типа формаций, отличающихся составом слагающих их пород и местом образования в палеобассейне: один тип возникает в его осевой зоне, другой — характерен для ее красных зон.

*Туфово-терригенная формация осевых зон бассейна ( $D_{2,3}$ )* — это сложно построенное полифациальное геологическое тело, состоящее из нескольких градаций. Центральная градация образована пестроокрашенными преимущественно грубообломочными породами. В сложных пространственных сочетаниях находятся следующие типы пород. Туфы основного и среднего состава от мелко- до грубообломочных, кристалло-литические сложены преимущественно двумя видами стекол: сидеромелановым и “тахилитовым”. Встречаются тонкообломочные гялотуфы. Туфы и тефроиды разной гранулометрии состоят из обломков кислых пород разнообразной структуры. Вулканомиктовые песчаники, гравелиты и конгломераты, плохо сортированные образованы обломками основных, средних, реже кислых вулканитов, жильного кварца; иногда присутствует пирокластический материал в разных количествах и породы можно определить как туфопесчаники и обломочные туффиты. Полимиктовые песчаники представляют собой смесь обломков основных и кислых эффузивов, гранитоидов, разнообразных туфов, зеленых сланцев, терригенных и туфотерригенных пород; местами попадаются фрагменты известняков и органический известковый детрит. В резко подчиненном количестве встречаются туфопелиты, кремнистые туффиты и туфосилициты. Местами присутствуют горизонты микститов. В целом, такие отложения отличает широкое развитие базальтовых и андезит-базальтовых туфов, преобладание туфов и тефроидов над вулканотерригенными породами и крайне малое количество тонкозернистых образований. Поэтому эту ассоциацию пород можно определить как терригенно-туфовую.

Терригенно-туфовая градация характеризуется неравномерной стратификацией. Грубые разности преобладают, образуя пачки мощностью до 30 м с прямым градационным распределением материала в индивидуальных пластах. Пачки, образованные тонкообломочными породами, маломощные — тонко-мелко горизонтально слоистые.

Краевые градации туфово-терригенной формации отличаются по составу и строению как от центральной, так и друг от друга. Одна краевая градация — кремнисто-глинисто-обломочная, а другая — кремнисто-глинистая.

Основу кремнисто-глинисто-обломочной градации составляют алевропелиты, туфопелиты и кремнистые туффиты — это зеленовато-серые до черных породы, образованные глинисто-хлоритовым, кремнисто-хлоритовым, глинисто-кремнистым, кварц-пренитовым микрозернистым агрегатом, часто микроскопически различимы реликты пепловой структуры, обычно смесь фрагментов органического вещества и алеврита, реже мелкого песка (плагиоклазы, кварц, в различной степени измененные средние и кислые вулканиты). Встречаются прослои фтанитоидов и яшм. Как правило, тонкозернистые породы образуют мощные (50-200 м) неяснослоистые пачки.

Такие пачки разделены мощными (до 100 м) слоистыми, часто ритмичными толщами обломочных пород, представляющими собой чередование вулканомиктовых песчаников, гравелитов и конгломератов, кварц-плагиоклазовых и плагиоклазовых тефроидов, обломочных туффитов и витро-кристаллокластических туфов риолитов и дацитов. Вулканомиктовый материал — смесь продуктов перемыва основных, средних и кислых вулканитов, плагиоклаза, реже кварца, а также эдафогенного материала (обломки алевропелитов, туффитов). Обработка материала разная, сортировка плохая; связующей массы исчезающе мало. В обломочных туффитах присутствует кислая кристаллокластика. Наиболее грубые разности (гравелиты, конгломераты) слагают массивные горизонты до 50 м мощностью.

Важным элементом этой градации являются горизонты микститов. Они представлены обычно обильной несортированной, песчано-гравийной связующей массой, содержащей валуны и глыбы (0,5-50 м) диабазов, спилитов, плагиопорфиритов, кварцплагиоклазовых и плагиоклазовых порфиритов, габбро, кварцевых диоритов и плагигранитов, реже гранитов и серпентинитов; осадочные

фрагменты представлены различными туфотерригенными породами, туффитами, яшмами, песчаниками и алевролитами, биогермными (коралловыми, мшанковыми, криноидными) известняками. Горизонты микститов (от нескольких до 150 м) встречаются по всему разрезу, однако больше их в основании и кровле грации. Местами они расслаиваются тонкими вулканотерригенными породами.

Кремнисто-глинистая грация туфово-терригенной формации обычно представлена крайне однообразными алевропелитами, туфопелитами и кремнистыми туффитами, сходными с вышеописанными. Среди них развиты прослои (1-5 м) вулканомиктовых песчаников, кислых тефроидов (обломки микрофельзитов, пемза, кварц, плагиоклазы), кислых туфов; встречаются единичные слои андезитовых туфов и плагиоклазовых тефроидов. Основное отличие этой грации от вышеохарактеризованной заключается в подчиненной роли вулканомиктовых пород и полном отсутствии горизонтов микститов.

Формация образовалась в бассейне со сложно расчлененным рельефом. Центральная грация возникла на террасированных склонах в пределах вулканического поднятия у подножья которого формировались грубообломочные осадки (до валунных конгломератов и микститов). Существовали два основных источника кластики: ювенильный (тефровый) и размыв самих вулканических построек (вулканотерригенный). Данное вулканическое поднятие разделяло седиментационный бассейн на два относительно обособленных депрессионных прогиба. Седиментация в них определялась двумя процессами: фоновой аккумуляцией тонкого пирокластического, глинистого и кремнистого вещества и эпизодическим привнесом автокинетическими потоками обломочного материала, причем в один прогиб его поступало мало, а в другой — значительные объемы и довольно грубого до глыбового.

Туфово-терригенная формация в Монголии как правило завершает разрез, но местами она надстраивается флишоидной терригенной (полимиктовой) формацией с горизонтами микститов, а подстилается вулканогенной формацией. По латерали она сопряжена либо с вулканогенной (туфово-лавовой), либо терригенно-кремнисто-вулканогенной формацией.

*Туфово-терригенная формация* краевых зон бассейна ( $D_{2,3}$ ) это мощная непрерывная серия, залегающая резко несогласно на всех более древних отложениях. Она образована следующими основными типами пород: олигомиктовыми и полимиктовыми песчаниками, туфами от основных до кислых, органогенно-детритовыми и микритовыми известняками (ритмично слоистыми), конгломератами и микститами; грубообломочные породы сконцентрированы преимущественно в верхней части разреза формации.

Туфово-терригенная формация характеризуется равномерной ритмичной стратификацией и имеет флишоидный облик. Лицо формации определяется смещением в седиментации сиалического (олигомиктового) материала, поступавшего с континентального обрамления бассейна, вулканотерригенного, сносившегося с внутрибассейнового вулканического поднятия. Олигомиктового материала больше в основании, а полимиктового — в верхней части формации.

Туфово-терригенная формация образовалась в обширном прогибе, (территориально занимавшим “современную” Гоби-Алтайскую зону), возникшем в пределах приконтинентального раздробленного шельфа, причем процесс раздробления и “растаскивания” сиалических блоков имел сравнительно небольшое развитие, в результате чего туфово-терригенная серия формировалась на сложном “энсиалическом” основании, включающем как зоны с меланократовым, так и сиалическим цоколем.

В более прогнутых участках бассейна (с меланократовым цоколем) она тесно связана с терригенной (олигомиктовой) формацией основания разреза, а на приподнятых участках — наблюдается следующий формационный ряд: терригенная (олигомиктовая) — вулканогенно-карбонатная (карбонатно-терригенная) — туфово-терригенная.

## **2. ОСАДОЧНЫЕ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОРОГЕННОЙ СТАДИИ РАЗВИТИЯ (ГРУППА МОЛАССОВЫХ ФОРМАЦИЙ).**

Молассовые сероцветная и красноцветная формации. Под молассовой формацией в понимании Н.С.Шатского нами выделяется полифациальный комплекс парагенетически сочетающихся грубообломочных и тонкозернистых терригенных отложений морского, прибрежно-морского и континентального происхождения. Терригенная молассовая формация является типичной для орогенного (континентального) этапа развития тектонических структур. Терригенные отложения в различных вариантах, обычно, переслаиваются с вулканогенными и вулканомиктовыми, также характерными для орогенного этапа. Описание состава и петрохимическая характеристика

вулканогенных пород приведены ниже в специальном разделе "вулканогенные формации". В данном разделе дается характеристика терригенной молассы. Отложения терригенной молассовой формации пользуются довольно широким распространением в фанерозое Монголии. В их развитии как по площади, так и во времени наблюдается определенная закономерность.

Наиболее ранние молассовые формации установлены в позднем рифее. Они располагаются на северо-западе Монголии в пределах Тувино-Монгольского древнего массива. Эти отложения слагают межгорные впадины и прогибы, грабен-синклинали, вдоль краевой части упомянутого массива в Дзобханской зоне и частично на севере Монголии в более внутренних его частях. В строении формации по данным Н.С.Зайцева, А.Б.Дергунова и др. (1980) принимают участие грубообломочные терригенные отложения переслаивающиеся с покровами наземных вулканогенных пород (дзобханская, сархойская и дархатская серии). Они представлены разногалечными конгломератами, песчаниками, переслаивающимися с пестроцветными лавами, преимущественно кислого состава, в подчиненном количестве среди них заключены потоки средних и основных эффузивов. Общая мощность отложений колеблется от первых сотен до 1000 метров.

Молассовые и вулканогенные отложения среднего кембрия и ордовика располагаются к юго-западу от Тувино-Монгольского массива в пределах Озерной зоны ранних каледонид, где они также слагают небольшие наложенные прогибы и мульды и представлены буровато-зелеными, бурыми и лиловыми андезитового и андезито-дацитового и риолитового состава и их туфами переслаивающимися с прибрежноморскими и континентальными гравелитами, конгломератами и туфо-песчаниками. Общая мощность вулканогенно-осадочных отложений также не превышает 1 км.

Более широкое развитие молассовые осадочно-вулканогенные комплексы получают в девоне. В это время они практически распространены в пределах всего северного каледонского мегаблока Монголии, слагая многочисленные прогибы, грабены и наложенные мульды. Современные размеры этих структур обычно не превышают 15-25 км в длину при ширине 5-15 км. Более крупные из них достигающие 30-40 км в длину известны в Монгольском Алтае (Хулмунурская мульда, Ханташирский прогиб) на севере Монголии и другие. Исключение составляет Тувинский прогиб (500x100 км), имеющий унаследованное развитие от ордовика до позднего карбона, расположенный главной своей частью за пределами Монголии.

В составе девонских отложений, слагающих орогенные структуры по данным А.Б.Дергунова и Н.Г.Марковой (1974) в различных сочетаниях чередуются осадочные терригенные и вулканогенные комплексы. Последние представлены наземными вулканитами дифференцированного известково-щелочного и субщелочного состава.

Осадочные комплексы по данным Н.Г.Марковой, А.Б.Дергунова, Л.П.Зоненшайна, В.В.Кепежинская, И.Б.Филипповой, Л.Данзана, Н.С.Зайцева и других накапливались в межгорных прогибах и грабенах в прибрежно морских и континентальных условиях и представлены переслаивающимися разногалечными конгломератами, конглобрекциями, пестроцветными полимиктовыми туфогенными и кремнистыми известняками, местами образующими прослои и пачки среди лав и туфов. Соотношение грубообломочных и тонкозернистых отложений различное, обычно преобладают тонкозернистые разновидности песчаников и алевролитов. Соотношение вулканогенных и терригенных молассовых отложений в отдельных прогибах различное как по латерали, так и по вертикали. Обычно преобладают вулканогенные отложения (примерно 3х2 и более), реже содержание тех и других близкое по мощности (Солхитская мульда) и еще реже преобладают осадочные породы.

Общая мощность осадочно-вулканогенных девонских (средне и верхнедевонских) толщ в отдельных прогибах и грабенах весьма изменчива и колеблется от сотен метров до 1000-1500 и реже достигает 3000-4000 м.

Характерна большая пестрота фаций от мелководных до прибрежно-морских и континентальных. Обломочный материал обычно плохо окатан и по составу местного происхождения. Текстура параллельно-слоистая, реже косослоистая. Вулканогенные породы по составу дифференцированы. Обычно преобладают кислые и субщелочные разновидности и только в позднем девоне по данным С.П.Гавриловой (1983) наряду с общим затуханием вулканизма наблюдается относительное преобладание пород основного и среднего состава.

Наиболее широкое распространение в Монголии имеют молассовые отложения позднего палеозоя (начиная с карбона и до перми). Они распространены как в пределах Северного-каледонского, так и Южного-герцинского мегаблоков. Эти отложения слагают крупные линейные прогибы субширотного простирания (А.А.Моссаковский, 1975) (с севера на юг Орхон-Селенгинский 300x160 км, Предхентейский или Северо-Гобийский 150x70 км, Ульдзинский

85x65 км, и Ноянсомонский 200x50 км) и многочисленные наложенные мульды и грабены. Они выполнены морскими и континентальными терригенными отложениями, сложно сочетающимися как по латерали, так и по вертикали с наземными вулканическими комплексами дифференцированного известково-щелочного состава.

В Орхон-Селенгинском прогибе внутригеосинклинальные флишоидные отложения раннего карбона постепенно сменяются по латерали и вверх по разрезу нижней морской молассовой формацией, в составе которой преобладают пестроцветные песчаники и конгломераты массивные, разнозернистые, слабо отсортированные — полимиктовые, местами аркозовые. Текстура песчаников косослоистая, местами параллельнослоистая. Конгломераты (крупно и мелкогалечные) слагают отдельные горизонты и линзы (от нескольких метров до 100 м и более). Подчиненную роль играли прослои и линзы алевролитов, расположенные преимущественно в разрезах переходных к морской внутригеосинклинальной формации. Для молассовых отложений характерно содержание многочисленных остатков листьев растений и древесины, свидетельствующих, что образование пород происходило в субконтинентальной и континентальной обстановке, постепенно сменявшейся морские условия. Мощность терригенной молассовой формации Орхон-Селенгинского прогиба колеблется от 600 м до 2000 м. Нижняя молассовая формация вверх по разрезу сменяется вулканогенной, а затем вулканомиктовой формацией ( $P_{1,2}$ ), располагающейся в центральной части прогиба и имеющей до 5000 м. Вулканомиктовая формация выше сменяется базальт-трахибазальтовой формацией ( $P_3$ ). В процессе развития крупного Северо-Гобийского прогиба на протяжении среднего и позднего карбона, ранней и поздней перми и начале триаса (?) накопился мощный комплекс пород, относящихся к орогенным молассовым формациям терригенно-обломочной и вулканогенной. По А.А.Моссаковскому и О.Томутоого (1976) снизу вверх, первая верхняя морская моласса средне-верхнекаменноугольного вс роста представлена песчаниками, алевролитами, конгломератами и гравелитами, отличающимися полимиктовым составом и автохтонным происхождением обломочного материала, в котором основная роль принадлежит породам раннекаледонского фундамента. Разнозернистые песчаники слагают либо мощные пачки, либо чередуются с алевролитами. Конгломераты и гравелиты образуют тонкие прослои и линзы среди песчаников и тольковерху разреза слагают пачки до 300 м мощности. Обязательными членами парагенеза морской молассовой формации являются прослои и линзы пепловых туфов и органогенно-обломочных известняков; и те, и другие имеют весьма подчиненное значение. Последние слагают либо выклинивающиеся линзоидные тела, либо более крупные "риффы" до 1000 м мощности, состоящие из раковин брахиопод, пелещипод, скелетов мшанок и кораллов, сцементированных пелитоморфным карбонатным цементом. Общая мощность первой верхней молассовой формации до 2500 м.

Для ранней и поздней перми характерно расширение Северо-Гобийского прогиба за счет накопления мощной до 2000-3000 м толщи вулканогенных пород андезитового, андезит-липаритового и липаритового состава. Вулканиды залегают частично непосредственно на молассах  $S_{2,3}$ , а главным образом наложены на каледонское основание.

Вторая верхняя континентальная моласса позднепермского-раннетриасового (?) возраста имеет груборитмичное строение и представлена чередованием грубых (конгломерато-песчаниковых и песчаниковых) и относительно тонких обломочных (песчано-алевролитовых) пород до 1-2 км мощности. Каждая пара тех и других намечает крупный седиментационный ритм. В верхней молассе Северо-Гобийского прогиба наблюдается три таких ритма (2 полных и третий верхний не полный, сложенный только грубообломочной толщей).

В Ноянсомонском прогибе Южной Монголии в среднем и позднем карбоне и частично в ранней перми, кроме того, накопился довольно мощный комплекс вулканогенных пород известково-щелочного состава — базальтов, андезитов, липаритов переслаивающихся с терригенными и вулканомиктовыми отложениями.

Осадочные породы этого парагенеза по данным А.А.Моссаковского и О.Томутоого (1976) образуют слоистые пачки кремнистых алевролитов, туфоалевролитов, туфопесчаников и туфогравелитов (до 100-150 м) общей мощностью до 900 м.

Мощные пачки осадочных пород среди вулкаников свидетельствуют о том, что, Ноянсомонский прогиб уже в среднем и верхнем карбоне, представлял собой орографически выраженную депрессию, в которую сносился обломочный материал с соседних поднятий. Новый этап в развитии этой структуры начался в поздней перми. К этому времени аккумуляция и седиментация вулканических продуктов и терригенных отложений локализовались в центральной ее части. Последовавший затем интенсивный процесс разрушения и денудации возникшего вулканического поднятия обусловил формирование у его подножия (к северу и юго-востоку) несколько

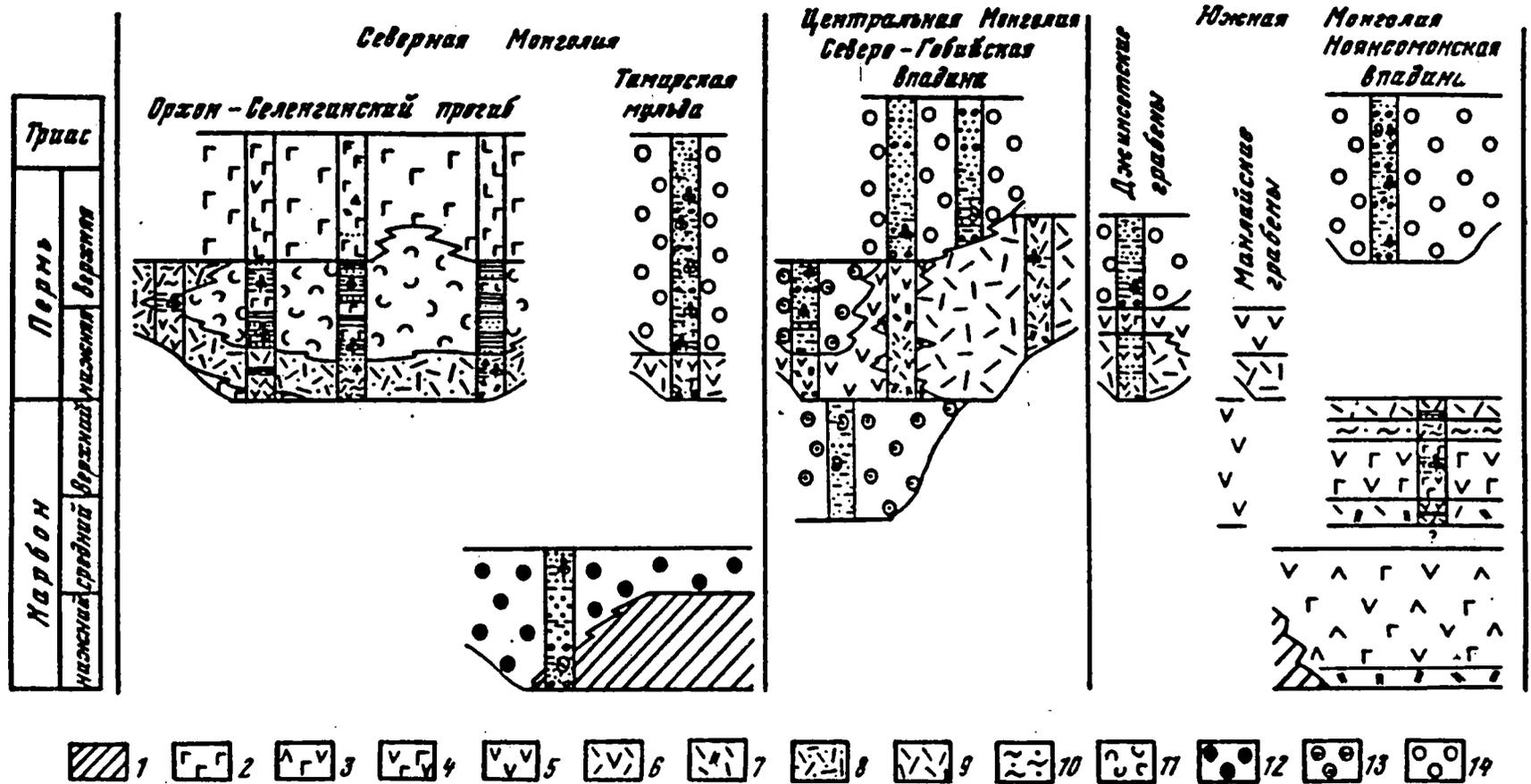


Рис. 6. Схема соотношения формационных комплексов в орогенных структурах варисцид Монголии по А.А.Моссаковскому и О.Томуртоого 1976.

1 - внутригеосинклинальная морская сероцветная песчано-алевролитовая кремнистая формация; орогенный наземно-вулканогенный формационный комплекс - формации (2-11): 2 - базальт-трахибазальтовая, 3 - порфиритовая, 4 - андезитобазальтовая, 5 - андезитовая, 6 - андезито-риолитовая, 7 - дацит-риолитовая, 8 - трахириолитовая, 9 - риолитовая, 10 - игнимбритовая, 11 - вулканомиктовая молассовая; орогенный молассовый формационный комплекс - формации (12-14): 12 - нижняя морская молассовая, 13 - верхняя морская молассовая, 14 - континентальная молассовая.

компенсационных прогибов, заполнявшихся на протяжении всей поздней перми и триаса (?) обломочным материалом сносимым с этого поднятия. В результате чего в этих прогибах накопились грубообломочные терригенные отложения верхней молассы мощностью до 5000 м. В составе этой молассы выделяются два резко различных комплекса: пестроцветная моласса верхней перми и возможно нижнего триаса и сероцветная моласса среднего-верхнего триаса. Нижняя из них образована средне- и мелкогалечными конгломератами, гравелитами, разнозернистыми полимиктовыми песчаниками и красными, лиловыми и зелеными алевролитами составляющими до 50% отложений. В составе обломочного материала преобладают средние и кислые эффузивы и кремнистые породы. Песчаники содержат рассеянную "плавающую" гальку тех же пород. Среди алевролитов заключены тонкие горизонты глинистых известняков и конкреции сидеритов.

Нижняя и верхняя части пестроцветной молассы сложены грубообломочными породами, а средняя — алевролитами с тонкими прослоями и пачками грубозернистых песчаников. Общая мощность пестроцветной молассы достигает 2500-3000 м.

Верхняя триасовая (возможно нижнеюрская) сероцветная моласса отличается груборитмичным строением, выраженным чередованием мощных толщ валунных и средне-мелкогалечных конгломератов и разнозернистых песчаников и более тонкообломочных (песчанико-алевролитовых) пород. В конгломератах кроме гальки эффузивов появляются гальки — кварца, яшм, кварцитов, розовых и серых гранитов. Таких седиментационных ритмов в составе этой формации наблюдается четыре. Каждый из них начинается грубообломочными и кончается тонкообломочными породами, причем снизу вверх по разрезу намечается закономерное увеличение тонкообломочных пород. При этом песчано-алевролитовые породы в свою очередь осложняются ритмами второго порядка (мощность 50-100 м), в которых чередуются песчаные и алевролитовые пачки и появляются кроме того угленосные породы (углистые сланцы и углистые алевролиты); Максимальная мощность верхней сероцветной молассы в северном прогибе достигает 3500 м, в юго-восточном 1630 м (неполная).

Приведенное описание позволяет сделать вывод о том, что среди позднепалеозойских орогенных формаций Монголии принимают участие две главных формации: нижняя пестроцветная моласса, состоящая из наземно-вулканогенных и осадочных пород, а местами и вулканогенно-осадочных (морская моласса), возраст которой изменяется от второй половины среднего карбона до ранней перми (а местами поздней перми), и верхняя (континентальная), залегающая на нижней с размывом и несогласием, существенно терригенная позднепермско-триасового возраста. Заметим, что соотношение этих двух главных формаций не является строго стратиграфическим /местами они полностью замещают друг друга по латерали (рис. 6)/.

В конце среднего триаса на всей территории Монголии наступил континентальный режим, а вместе с ним вступили в силу и новые факторы, повлиявшие на характер осадконакопления и проявления магматизма.

Для мезозойского этапа развития структур Монголии характерно широкое распространение грубообломочных осадочных и вулканогенных (цаганцабская свита) континентальных отложений полифациальных по своему происхождению.

В составе этих пород преобладающую роль играют грубообломочные терригенные отложения, которые местами парагенетически сочетаются с более тонкозернистыми и органогенными угленосными (угленосная моласса), а также со своеобразными осадочными брекчиями, микститами названными нами континентальной олистостромой.

В процессе развития мезозойских структур во времени и в пространстве намечается определенная закономерность состоящая в изменении состава, текстурных особенностей собственно молассовых отложений и их сочетании (переслаивании) с наземными вулканическими излияниями базальт-трахибазальт, трахиандезит, андезит-риолит-трахириолитового состава с их туфами и туффитами, местами с карбонатитами и в малом количестве липаритов и трахилипаритов.

Накопление мезозойских молассовых отложений происходило в два крупных седиментационных этапа: раннемезозойский ( $T_3-J_2$ ) и позднемезозойский ( $J_3$  и  $K_1$ ). По составу отложений и условиям залегания для каждого из выделенных этапов отчетливо различаются ранняя и поздняя стадии.

Эти этапы полностью соответствуют эндогенным перестройкам и орогенным преобразованиям созданной ранее земной коры на территории Монголии. В отличие от позднепалеозойского этапа, для которого характерна широтная зональность в размещении осадочных и вулканических формаций, для мезозоя намечается меридиональная зональность и смена состава пород с востока на запад.

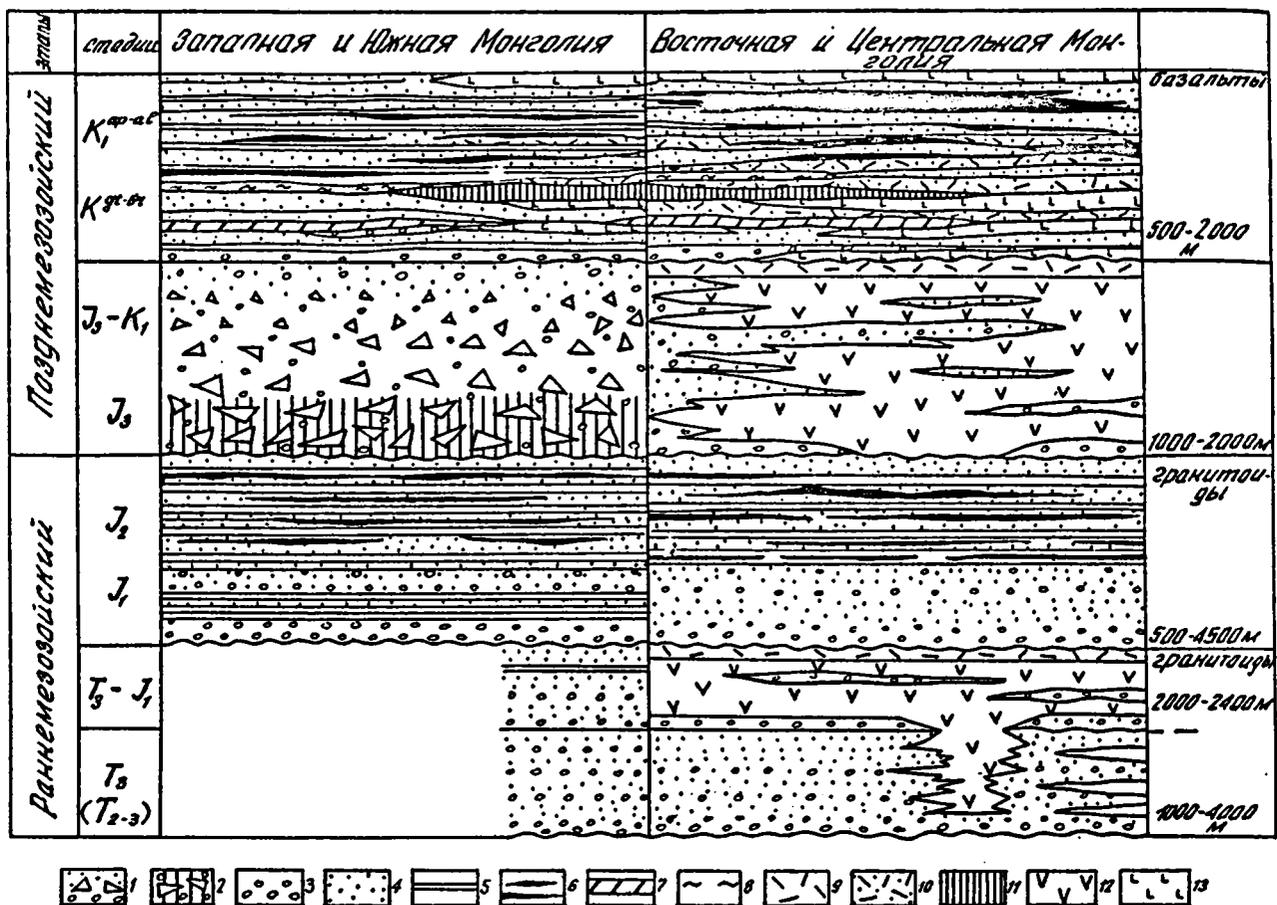


Рис. 7. Схема размещения формационных комплексов в орогенных структурах мезозоя Монголии. Составила М.С.Нагибина.

1 - красноцветные конглобрекции и валунные конгломераты; 2 - континентальная олистострома (конглобрекции); 3 - конгломераты и гравелиты; 4 - песчаники разнозернистые; 5 - аргилиты и алевролиты; 6 - угли и углистые сланцы; 7 - озерные известняки и мергели; 8 - гипс; 9 - кислые туфы и туффиты; 10 - туфопесчаники и туффиты; 11 - цеолитизированные кислые туфы и туфопесчаники; 12 - эффузивы основного и среднего состава; 13 - трахибазальты.

В пространственном размещении мезозойских вулканических формаций выражена отчетливая асимметрия (рис.7). Так, вулcano-плутонические породы сложного дифференцированного состава преимущественно развиты в Восточной и Центральной Монголии, тогда как в Западной Монголии — развиты почти исключительно амагматичные терригенные молассовые отложения. Лишь в нижнем мелу в Восточной части Западной Монголии в Гобийском Алтае, расположенном в зоне сочленения осадочно-вулканогенных и амагматичных отложений, вдоль широтной системы разломов Главного Монгольского линейамента, озерные отложения нижнего мела (готеривбаррем и апт-альб) местами переслаиваются с маломощными покровами трахибазальтов и их туфами.

Граница между областями развития осадочных и вулканогенноосадочных отложений проходит в меридиальном направлении примерно между 100° и 105° меридианами восточной долготы. Такое деление территории Монголии в мезозое на восточную и западную половину по составу развитых в них пород существенно отражено и в ее структурах, описанных М.С.Нагибиной (Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии, 1975; и другие). Формирование мезозойских структур, по М.С.Нагибиной происходило в два этапа: нижнемезозойский ( $T_3$ - $J_2$ ) и позднемезозойский ( $J_3$ - $K_1$ ); для каждого из них отчетливо выделяется ранняя и поздняя стадии.

В Восточной и Центральной Монголии во времени (снизу вверх по разрезу) наблюдается чередование эпох накопления вулканических и терригенных отложений (см.рис. 6). Для раннемезозойского этапа в раннюю стадию  $T_3$  — ( $T_3$ - $J_1$ ) происходило активное проявление наземной вулканической деятельности дифференцированного состава на фоне довольно мощного терригенного осадконакопления в межгорных прогибах. Мощность покровов вулканитов в отдельных прогибах составляла от сотен метров до 2000-2400 м. Мощность терригенных грубообломочных

отложений молассовой формации составляла 1000-4000 м. В позднюю стадию раннемезозойского этапа (нижняя-средняя юра) происходило терригенное и органогенное угленосное осадконакопление. Причем, снизу вверх по разрезу наблюдается закономерная смена грубообломочной молассы более тонкозернистыми угленосными отложениями. Общая мощность отложений от 200-500 м до 4000-4500 м (Сайханобинский прогиб). Мощность угленосной части разреза достигает 700-800 м.

В позднемезозойский этап, в раннюю стадию в поздней юре — раннем мелу в восточной половине особенно активно проявилась наземная вулканическая деятельность известково-щелочного состава. В начале преимущественно основного (трахибазальты и трахиандезиты) и в конце субщелочного состава (трахилипариты). Среди покровов трахибазальтов и трахиандезитов, имеющих общую мощность от сотен метров до 1000-2000м, (Ононский грабен) заключены относительно маломощные прослои и пачки конгломератов, гравелитов и песчаников (десятки и первые сотни метров).

Для поздней стадии позднемезозойского этапа характерно преимущественно терригенное осадконакопление с угленосными отложениями в верхней части разреза. Мощность собственно угленосных отложений составляет от 200 м до 1000 м при общей мощности отложений от 500 до 2000 м. Терригенные и угленосные отложения содержат в различном количестве примесь кислого пирокластического материала и местами маломощные покровы базальтов и их туфов.

Здесь следует отметить, что в местах максимального накопления кислых пелловых туфов и туффитов среди верхнемезозойских озерных отложений, на востоке и особенно на юго-востоке Монголии в 1984-85 гг. В.В.Петровой, А.Г.Косовской, Д.Бадамгарав и другими исследователями установлена повышенная цеолитонность и впервые выделена промышленно-перспективная зона цеолитового сырья на юго-востоке Монголии. В целом, как для ранне-, так и для позднемезозойского этапа характерна закономерная смена снизу вверх по разрезу грубообломочных терригенных вулканогенных пород, тонкозернистыми и угленосными отложениями, свидетельствующими о затухании тектонической активности от начала к концу каждого этапа.

Для Западной Монголии характерно развитие амагматичных терригенных континентальных отложений, в накоплении которых также отчетливо наблюдается смена грубообломочных тонкозернистыми породами снизу вверх по разрезу для ранне- и позднемезозойского этапов, характеризующих ритм тектонических движений аналогичный Восточной Монголии.

Ниже рассмотрены особенности состава и фациальной изменчивости терригенной и угленосной молассы и их сочетание с вулканическими образованиями в ходе развития мезозойских структур.

Раннемезозойский этап охватывает промежуток времени с конца среднего триаса и до конца средней юры. При этом на ранней стадии, тектонические структуры мезозоя при существенной перестройке плана, местами еще сохраняли черты частично унаследованные от позднепалеозойского этапа (например Ноянсомонский прогиб); поздняя стадия мезозойского этапа тектонического развития началась с верхней юры и продолжалась до конца мела, причем она отличалась существенной перестройкой структурного плана по отношению к позднепалеозойскому этапу.

Раннемезозойский этап. Ранняя стадия. В позднем триасе на всей западной части Монголии сформировалось обширное поднятие, в пределах которого триасовые отложения отсутствуют. В центральной и восточной Монголии в это время продолжало развиваться крупное Хэнтэйское сводовое поднятие северо-восточного простирания, сопряженное с системами межгорных прогибов. Последние располагались в полукольцевой зоне, обрамляющей это поднятие (рис.8). На востоке Монголии образовались крупное Прикеруленское и Нукут-Дабанское поднятия северо-восточного простирания; разделенные прогибами.

На всей территории МНР, кроме Ноянсомонского прогиба отложения триаса от всех более ранних образований отделены значительными геологическими событиями, включающими внедрение крупных масс гранитоидов, залегание, как правило, с разрывом и несогласием на подстилающих породах, в том числе на позднепалеозойских гранитоидах, прорывающих отложения хануйской серии перми. Отложения накапливались вероятно в седиментационных бассейнах, располагавшихся по периферии крупного Хэнтэйского сводового поднятия, имеющего общее северо-восточное простирание и отделившегося в этом времени от более крупного Хангай-Хэнтэйского сводового поднятия, существовавшего еще в позднем палеозое. К этой зоне прогибов, имеющей общую полукольцевую форму, были приурочены озерно-аллювиальные межгорные седиментационные прогибы; Орхон-Селенгинская система прогибов, располагалась к северо-западу от Хэнтэйского поднятия, а система Северо-Гобийских прогибов, располагалась

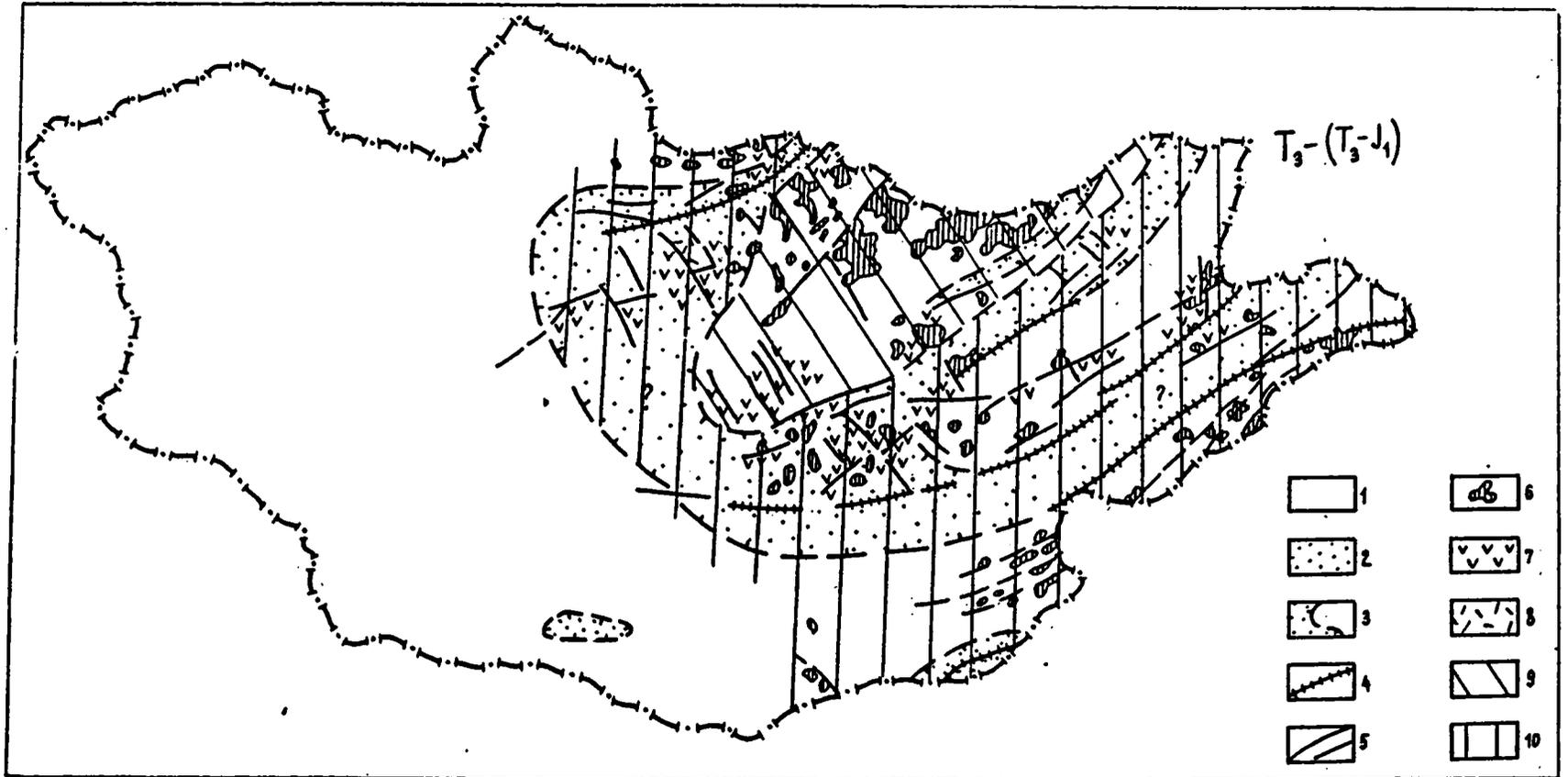


Рис. 8. Палеогеологическая схема размещения формационных комплексов в структурах позднего триасса-начала ранней юры. Составила М.С.Нагибина.

1 - область поднятий и размыва домезозойского основания; 2 - области прогибов, в пределах которых местами сохранились континентальные терригенные (моласса) отложения; 3 - границы тектонических структур (прогибов и сводовых поднятий); 4 - длительноживущие разломы; 5 - мезозойские разломы; 6 - интрузивные фации диоритов и гранитоидов различного состава; 7 - вулканиты основного и среднего состава; 8 - вулканиты кислого и субщелочного состава; 9 - области наибольшего распространения интрузивных фаций диоритов и гранитоидов в пределах Хэнтэйского сводового поднятия; 10 - области распространения преимущественно малых интрузивных гранитоидов различного состава ("распыленный" магматизм).

к югу от него. Джаргалантуинский прогиб и Дашибалбаро-Северочойболсанская система прогибов располагались к востоку и юго-востоку от Хэнтэйского поднятия, Джаргалантуинский прогиб субширотного простирания представлял собой как бы ступень на юго-восточном склоне Хэнтэйского поднятия, обрамленную с юго-востока сравнительно небольшим Модотино-Эрэн-Дабанским поднятием.

Сравнение литолого-стратиграфических разрезов, перечисленных выше раннемезозойских прогибов Центральной и Восточной Монголии показывает, что для большинства из них выявляется довольно четко выраженное однотипное двучленное строение, Нижняя часть разреза сложена сероцветными терригенными (континентальными) отложениями и представлена ритмичным чередованием пачек грубообломочных пород (конгломератов, фангломератов с линзами грубозернистых песчаников с косою слоистостью), с пачками переслаивающихся песчаников и алевритов местами с линзами углистых пород. Мощность нижней части разреза в различных прогибах меняется от 500 м и до 3-4 км.

Верхняя часть разреза от 1 до 2 км мощности представлена грубообломочными терригенными и вулканогенными образованиями, среди которых преобладают излившиеся породы основного и среднего состава известково-щелочной формации с нормальной или повышенной щелочностью. Подчиненную роль играют липарито-дациты и трахилипариты, слагающие самую верхнюю часть разреза. Возраст этой осадочновулканической толщи в различных прогибах на основании стратиграфического положения, а в отдельных разрезах наличия отпечатков растений в осадочных прослоях и радиологических данных определяется как самые верхи триаса и начало юры (рэтлейас).

Некоторые отклонения от описанного выше строения разреза раннемезозойских прогибов наблюдается в самом восточном Северо-Чойбалсанском прогибе, где нет четкого разделения на осадочную и вулканогенную толщи, а наблюдается переслаивание вулканогенных и терригенных пород по всему разрезу верхнего триаса с общим преобладанием терригенных отложений. Для Их-Хайраханского прогиба наоборот характерно резкое преобладание вулканогенных пород по всему разрезу толщи. Лишь в нижней ее части местами прослеживаются горизонты базальных конгломератов и грубозернистых песчаников, которые можно сопоставить с нижней терригенной толщей орхонской серии в Орхонском и других прогибах.

Для грубообломочной терригенной части разреза поздне триасовых отложений характерна слабая окатанность и плохая сортированность обломочного материала, наличие линзовидных прослоев крупно и грубозернистых песчаников с косою слоистостью. Состав обломочного материала весьма разнообразный и как правило соответствует составу горных пород, слагающих соседние поднятия до мезозойского основания. Размер валунов и галек в конгломератах колеблется от сантиметров до 50-60 см и реже до 1 метра в диаметре. Парагенетические сочетания пород и характерные текстурные и структурные их особенности в пределах описанных толщ, позволяют выделить среди них аллювиальные фации горных речных долин с их старицами. В бортовых частях седиментационных бассейнов (Ихэ-Ульский и другие прогибы) характерны пролювиальные фации горных пород, представленные конгломератами и осадочными брекчиями, состоящими из неокатанных обломков и глыб до 35-50 см в длину — сцементированных грубозернистым песчаным материалом. Характерным также является изменение мощностей и фаций разновозрастных отложений в крест по простиранию структур, что указывает на конседиментационное происхождение рассматриваемых межгорных прогибов. Размер обломочного материала, плохая его сортированность и слабая окатанность свидетельствуют о том, что он транспортировался на небольшом расстоянии, не превышающем десятки или первые сотни километров. При наличии пролювиальных фаций в бортовых частях прогибов довольно точно устанавливаются первоначальные границы этих структур. Преимущественно грубообломочный и полифациальный состав сероцветных отложений позднего триаса позволяют относить их к типичной грубообломочной континентальной молассовой формации.

В конце позднего триаса и в начале юры в Центральной и Восточной Монголии активно проявились вулканические процессы. Более ранние стадии вулканических извержений были представлены лавами базальтов и андезитов (трахибазальтов), а более поздние излияния, значительно меньшие по объему — кислыми и субщелочными лавами и небольшими субвулканическими телами того же состава.

Переслаивание базальтовых и трахбазальтовых покровов с пачками грубообломочных континентальных сероцветных терригенных отложений верхней части разреза позднего триаса — рэтлейаса, позволяет относить их к формации осадочно-вулканогенной молассы.

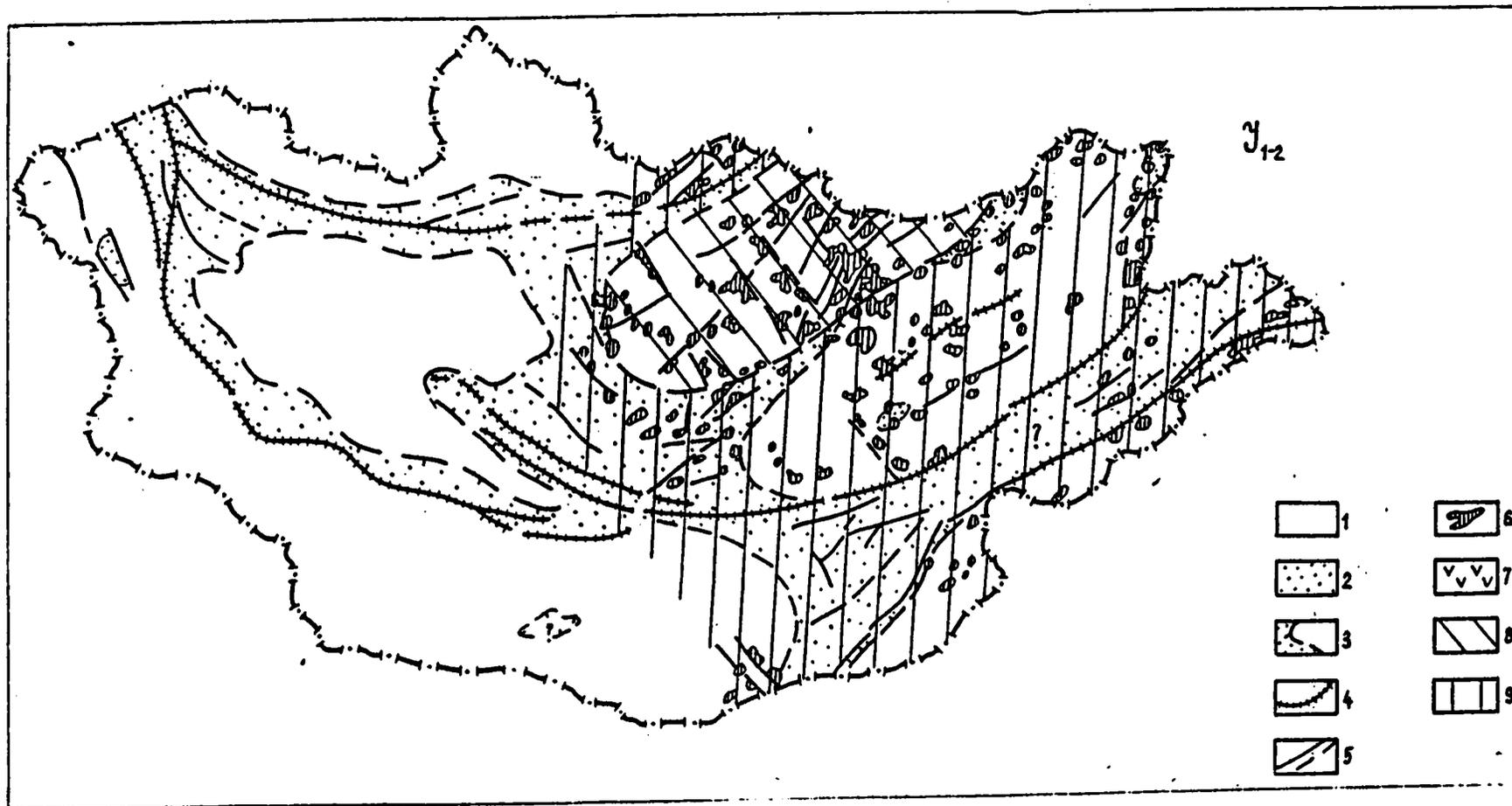


Рис. 9 . Палеогеологическая схема размещения формационных комплексов в структурах ранней-средней юры. Составила М.С.Нагибина.

1 - области поднятий и размыта домезозойского основания; 2 -области прогибов, в пределах которых местами сохранились континентальные терригенные и угленосные (моладасса) отложения; 3 - границы тектонических структур (прогибов и сводовых поднятий); 4 - длительноживущие разломы; 5 - мезозойские разломы; 6 - интрузивные фации диоритов и гранитоидов различного состава; 7 - вулканиты; 8 - области наибольшего распространения интрузивных фаций диоритов и гранитоидов в пределах Хэнтэйского сводового поднятия; 9 - области распространения преимущественно малых интрузивных тел гранитоидов различного состава ("распыленный" магматизм).

В пределах отдельных прогибов, например Орхонского, общая мощность покровов базальтоидов и их туфов составляет до 2000 м. Толщи вулканогенно-терригенных пород залегают согласно или с небольшим размывом ( в основании с базальными конгломератами) на нижней части терригенных отложений позднего триаса описанных структур. Кроме того, отдельные вулканотектонические структуры в пределах этой системы прогибов располагались непосредственно на домезозойском основании.

На территории Западной Монголии не установлено триасовых отложений. Она, очевидно представляла в это время обширное поднятие, размывавшееся в позднем триасе. Продукты размыва, в виде обильного обломочного материала, поступали на север в Орхон-Селенгинскую систему межгорных прогибов, где они переслаивались с покровами базальтов, и на юг — в Ноянсомонский бассейн.

Другой тип разреза позднего триаса — ранней юры расположенный в иной структурной обстановке характерен для западной части Южной Монголии. Здесь эти отложения представлены исключительно осадочными породами, состоящими из ритмичного переслаивания конгломератов, песчаников, гравелитов и алевролитов, общая мощность которых, по данным А.А.Моссаковского и О.Томуртоого (1976) совместно с позднепермскими отложениями, достигает 3500 м. Количество и мощность прослоев конгломератов и гравелитов вверх по разрезу убывает.

В позднюю стадию раннемезозойского этапа развития структур Монголии, т.е. в ранней-средней юре, происходила дальнейшая весьма существенная перестройка структурного плана — расчленение горных поднятий, заложение новых прогибов, в пределах которых происходило накопление терригенных сероцветных отложений весьма различной мощности от первых сотен метров до 4000-5000 м.

Достаточно монотонное в позднем триасе обширное Западно-Монгольское поднятие в это время расчленяется на ряд четко выраженных структурных единиц (рис.9). В пределах этого поднятия закладываются и активно развиваются на протяжении ранней и средней юры две линейные системы межгорных впадин (грабен или грабен синклиналей) с озерно-аллювиальным осадконакоплением. Наиболее крупная из них (протяженностью более 1200 км) Предалтайская система впадин имеет север-западное простирание; она расположена на юго-западе; менее протяженная Предханхухэйская система впадин, имеющая широтное простирание находится в северной части территории Западной Монголии. Следует отметить, что обе линейные системы прогибов и впадин заложилась здесь вдоль крупнейших древних зон глубинных разломов Цаган-Шибетинской и Ханхухэйской (или Северо-Хангайской), возникших еще в рифее и раннем палеозое и затем подновившихся в ранней юре.

Между упомянутыми крупными системами межгорных впадин четко обособились: линейное горное поднятие хр.Ханхухей широтного простирания, находящееся на севере Западной Монголии и изометричное крупное сводовое поднятие нагорья Хангая, расположенного в центральной части; крупная система линейных горных поднятий (или хребтов) Монгольского Алтая и Южно-Гобийское, имеют северо-западное простирание. Изучение состава обломочного материала, накопившегося в этих озерных бассейнах, характера его окатанности и сортированности, позволяет сделать выводы о том, что он имеет аллювиальное происхождение и что размыв и снос его во впадины и прогибы происходил с перечисленных выше соседних поднятий. При этом дальность переноса обломочного материала, по-видимому, не превышала первые десятки и реже сотни километров.

В восточной части Монголии вдоль юго-восточной границы крупного Прикеруленского поднятия с южным Нукут-Дабанским закладываются протяженная крупная линейная зона пониженного рельефа северо-восточного простирания в пределах которой на юго-востоке располагалась Саиншандинская система межгорных впадин, а на северо-востоке — Тамцагский межгорный прогиб.

В Саиншандинской системе впадин в нижней-средней юре накопились толщи сероцветных терригенных аллювиальных и озерно-аллювиальных молассоидных угленосных отложений сравнительно небольшой мощности — первые сотни метров.

Анализ мощностей и фаций ниже-среднюрских отложений позволил выявить активное растущее в это время крупное Прикеруленское поперечно-асимметричное поднятие северо-восточного простирания служившее преимущественно областью денудации и сноса обломочного материала. Относительное превышение рельефа здесь составляет не менее 3 км. Северо-западный и северный склоны Прикеруленского поднятия для этого времени более крутые, а юго-восточный борт — более пологий. Об этом красноречиво свидетельствует распределение грубообломочных конгломератовых толщ верхнегазимуурской свиты средней юры в Восточно-Забайкальском прогибе, мощность которой составляет 1500-2000 м.

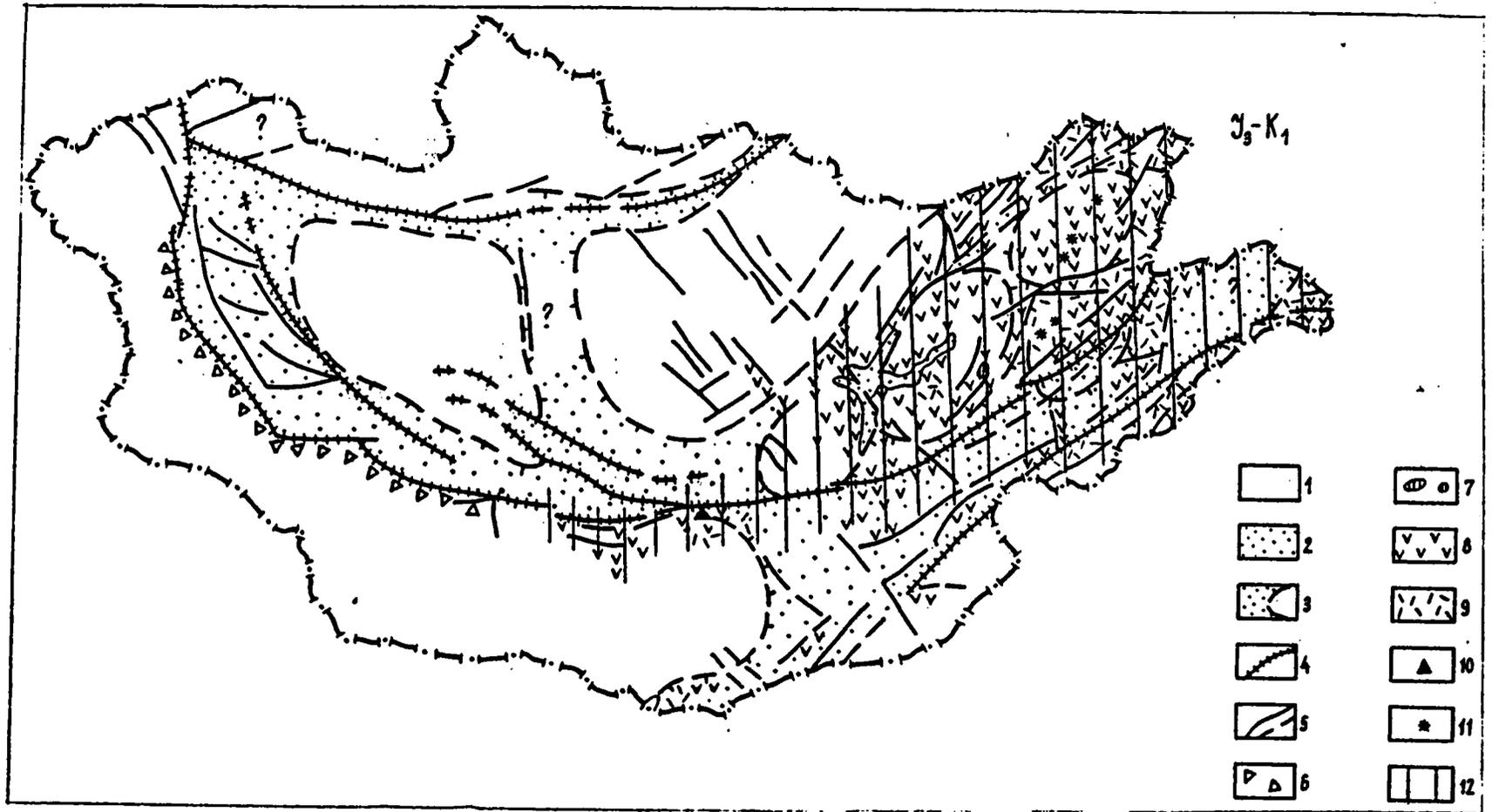


Рис. 10. Палеогеологическая схема размещения формационных комплексов в структурах поздней юры-раннего мела. Составила М.С. Нагибина.

1 - области поднятий и размыта домезозойского основания; 2 - области прогибов в пределах которых местами сохранились континентальные терригенные (моласса) отложения; 3 - границы тектонических структур (прогибов и сводовых поднятий); 4 - длительноживущие разломы; 5 - мезозойские разломы; 6 - континентальная олистострома; 7 - гранитоиды; 8 - вулканиты основного и среднего состава повышенной щелочности; 9 - вулканиты кислого и субщелочного состава; 10 - карбонатиты; 11 - сохранившиеся вулканические аппараты; 12 - области широкого развития вулканитов и пирокластов различного состава.

На относительно пологом юго-западном склоне поднятия располагалась небольшая Холбохангорская впадина, сложенная маломощными терригенными, относительно мелкозернистыми озерными отложениями с остатками пресноводной фауны средней юры.

В Центральной Монголии в зоне сочленения крупнейших структур северо-западного простира́ния — Западной Монголии и северо-восточного простира́ния — Восточной Монголии закладывается один из самых больших в Монголии ниже-среднеюрских прогибов — Сайханобинский с терригенным озерно-аллювиальным осадконакоплением (терригенная и угленосная моласса) до 4-5 км мощности, к верхней части разреза которого приурочено известное Цаганобинское и другие буроугольные месторождения.

Мало изменяется в это время конфигурация Хэнтэйского сводового поднятия Центральной Монголии; лишь на западе его площадь несколько увеличивается за счет замыкания поздне триасовой Орхонской впадины, тогда как на северо-западном обрамлении этого поднятия в средней юре закладываются сравнительно небольшие узкие прогибы с угленосными отложениями. Один из них возник на междуречье Хануй-гола и Орхона близ сомона Сайхан, он ограничен различно ориентированными разломами и выполнен терригенной, а в верхней части разреза угленосной молассой. К его центральной части и приурочено Сайханобинское угольное месторождение.

Во всех перечисленных отрицательных структурах, развивавшихся на протяжении ранней и средней юры в Монголии существовали более или менее однотипные седиментационные бассейны (цепочки озер и аллювиальных долин), в пределах которых происходило различное по мощности осадконакопление. Сопоставление изученных разрезов показывает, что почти повсеместно комплекс сероцветных терригенных отложений нижней — средней юры имеет однотипное строение. В нижней его части преобладают грубообломочные породы — конгломераты, гравелиты с прослоями и линзами грубозернистых песчаников с косо́й слоистостью и более редкими прослоями и пачками мелкозернистых песчаников не редко также с косо́й слоистостью. Верхняя часть разреза представлена более тонкозернистыми отложениями алевролитами, мелкозернистыми песчаниками и аргиллитами местами содержащими прослой и линзы углей и углистых сланцев. Большинство угольных месторождений средне юрского возраста приурочено к верхней части комплекса сероцветных молассовых пород, охарактеризованных остатками пресноводной фауны и флоры. Лишь в одном месте Предалтайской системы прогибов Западной Монголии, в самых верхах разреза этого комплекса по данным П.Хосбаяра [1972] имеются прослой осадочных красцветов.

Накопление терригенных, преимущественно аллювиальных и пролювиальных (в бортовых частях прогиба) отложений происходило очевидно в беспокойной тектонической обстановке, т.к. в их вертикальном разрезе наблюдается многократное ритмичное чередование пачек грубообломочного материала. В мелкозернистых породах, как правило, заключены значительные по мощности пачки угленосных отложений, накопление которых происходило несомненно в более спокойной тектонической обстановке, в озерно-болотной среде с богатой растительностью папоротников и хвощей.

В поздне мезозойский этап развития структур и осадконакопления Монголии также отчетливо выделяются две стадии: ранняя (поздняя юра — ранний мел) и поздняя (ранний мел).

Ранняя стадия характеризуется еще более резкой асимметрией в осадконакоплении и проявлении вулканической деятельности между Восточной и Западной частями Монголии. Вулканическая деятельность известково-щелочного и субщелочного состава почти исключительно проявилась в Восточной Монголии и в меньшей степени в Центральной и является характерной чертой развития этой стадии становления структур (рис.10).

В поздней юре и начале нижнего мела продолжается рост Хэнтэйского сводового поднятия. На юго-западе происходит расчленение его и обособление небольшого Баянуланского купольного поднятия, ограниченного узкими рифтовыми долинами северо-восточного простира́ния. В пределах линейного Прикуруленского поднятия возникает цепочка более мелких блоковых и купольных структур, в свою очередь расчлененных кольцевыми и линейными разломами. Аналогичные формы прослеживаются далее к северо-востоку за пределы Монголии в зоне Приаргунского поднятия Восточного Забайкалья. Вдоль разломов происходят обильные трещинные излияния трахибазальтов и трахиандезитов, образующих протяженный Монголо-Приаргунский вулканический пояс, местами переслаивающихся с континентальными грубообломочными терригенными отложениями — конгломератами и песчаниками с косо́й слоистостью, реже алевролитами.

В то же самое время на западе Монголии, как правило, почти отсутствовала магматическая деятельность и происходило накопление терригенных континентальных отложений в условиях горного рельефа: резкое воздымание Монголо-Алтайской и Южно-Гобийской горных систем и проседание Предалтайской системы прогибов и впадин.

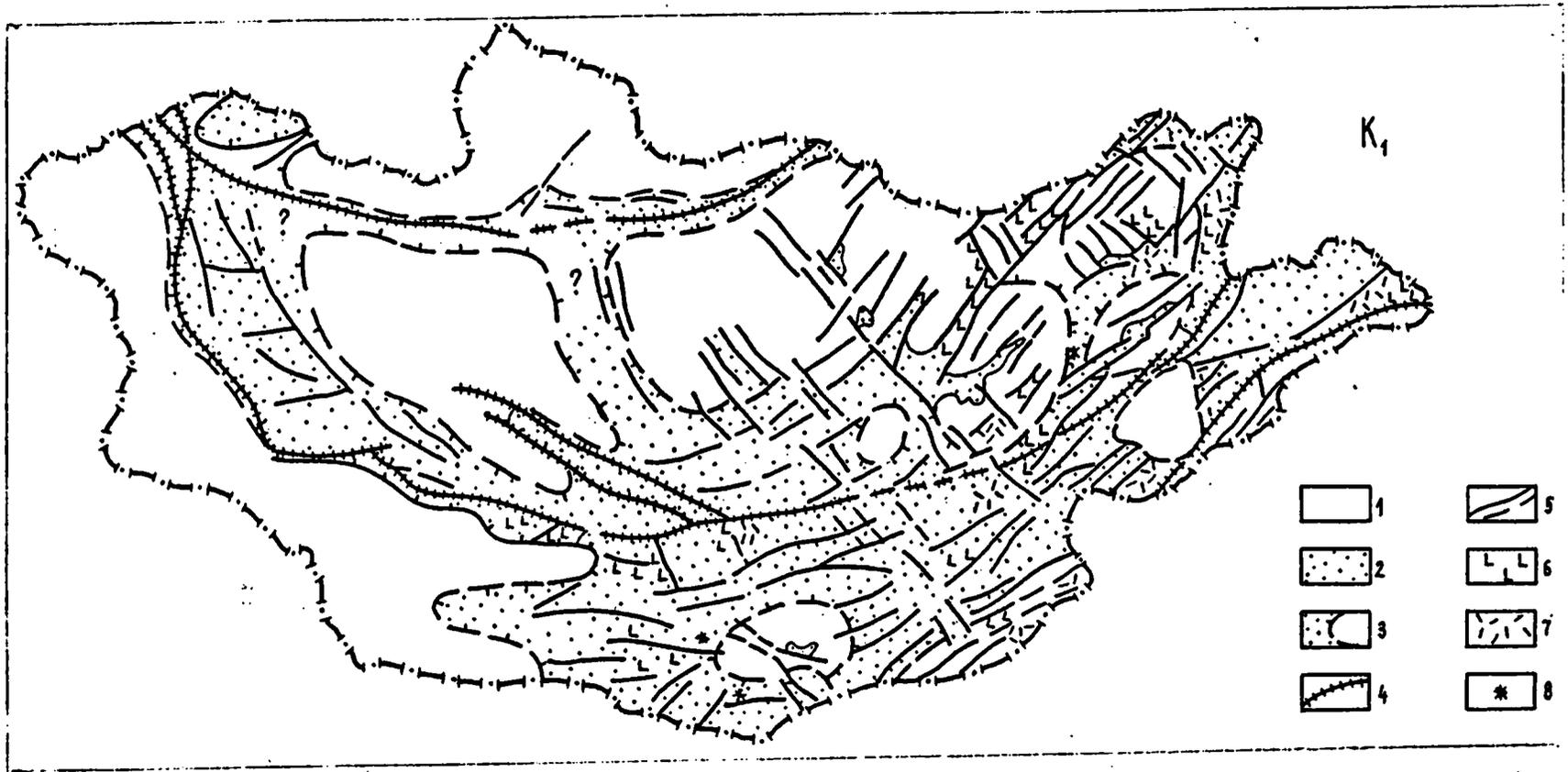


Рис. 11. Палеогеологическая схема размещения формационных комплексов в структурах раннего мела. Составила М.С. Нагибина.

1 - область поднятий и размыва домезозойского основания; 2 - области прогибов в пределах которых местами сохранились континентальные терригенные и угленосные (моласса) отложения; 3 - границы тектонических структур (прогибов и поднятий); 4 - длительные разломы; 5 - мезозойские разломы; 6 - вулканиты основного и среднего состава повышенной щелочности; 7 - вулканиты кислого и субщелочного состава; 8 - сохранившиеся вулканические аппараты.

В центральных частях рифтоподобных грабенов Предалтайской системы в поздней юре отлагались красноцветные конгломераты и конглобрекции средне- и мелкогалечные, сцементированные песчаным материалом. В восточной части Предалтайских грабенов и прилегающего поднятия Гобийского Алтая, в зоне сочленения вулканотектонических структур Восточной Монголии и амагматичных структур Западной Монголии вдоль той же системы Предалтайских разломов, в 1982-83 г. Ж.Бадамгаравом, А.И.Лучицкой и Д.И.Фрих-Харом были обнаружены покровы трахибазальтов и их туфов, переслаивающихся с озерными отложениями с остатками пресноводной фауны неокома и аптальба. Эти базальты ранее относились к кайнозойскому времени.

В северной части Предалтайской зоны с гозднемезозойским этапом, кроме того, связано заложение и развитие новообразованной ветви широких и плоских впадин котловины Больших озер. Для этих впадин характерно накопление сравнительно маломощных мелкозернистых красноцветных молассоидных отложений аллювиальных и озерных фаций.

*Континентальная олистострома* является парагенетическим членом описываемой формации континентальной молассы. Образование олистостромы является характерным для ранней (поздняя юра) стадии развития позднемезозойских структур Предалтайской системы прогибов. В это время здесь происходило накопление мощных (1500-1700 м) глыбовых конгло-брекций, сцементированных красноцветным грубообломочным материалом, названных нами континентальной олистостромой.

В ее основании с эрозионным несогласием на среднеюрских отложениях залегает горизонт более 200 м видимой мощности, представляющий беспорядочное нагромождение глыб и удлиненных пластин (олистолитов), отторженцев палеозойских и более древних пород, соседних поднятий. Размеры таких глыб и пластин достигают 1-1,5 м, реже 10-15 метров в длину. Глыбы заключены в грубозернистый псаммитовый матрикс с линзами гравелитов и конглобрекций красновато-бурого цвета. Вверх по разрезу размеры глыб и обломков палеозойских пород постепенно уменьшаются.

Описанные отложения континентальной олистостромы прослеживаются почти непрерывной полосой вдоль юго-западных бортов Предалтайской системы впадин и генетически, вероятно, связано с палеосейсмическими обвальными и пролювиальными процессами, возникшими здесь в поздней юре с связи с активными подвижками вдоль Цаган-Шибетинского и других разломов Предалтайской системы, развитие которых сопровождалось сейсмическими явлениями. Следы таких палеоземлетрясений удастся установить почти на всем протяжении системы глубинных Предалтайских разломов, в виде образования описанной выше своеобразной формации континентальной олистостромы.

Интересно отметить, что именно с данной системой глубинных разломов связаны и более поздние сейсмические явления, происходившие в кайнозое, в частности знаменитое Гоби-Алтайское землетрясение 1957 г. и другие.

В позднюю стадию позднемезозойского этапа, в нижнем мелу (готтерив, баррем апт, альб) на востоке Монголии на фоне постепенно затухающего вулканизма происходила нивелировка вулканического рельефа, расширение грабеновых-рифтоподобных структур, а также кальдерных впадин и прогибов (рис.11). На северо-востоке Монголии четко оформляется крупная Ононская система грабенов северо-восточного простирания. Купольные структуры Керуленского поднятия испытывают опускание, в их пределах формируются кальдерообразные впадины и возникают крупные линейные грабеновые (или рифтовые) структуры, пересекающие их. К ним относятся Керуленский, Чойбалсанский и Цаган-Гобийский грабены (последний достигает более 300 км протяженности при ширине от 5 до 20 км). Выступы пород более древнего основания, разделяющие впадины, пересечены многочисленными сбросами северо-западного и северо-восточного простирания.

На юго-востоке Монголии развивается крупная Дзунбаинская система линейных, местами разветвленных грабенов (или рифтов). Длина ее 600-700 км. Все перечисленные выше грабены имеют четко выраженное северо-восточное простирание. Грабены выполнены терригенными и туфогенными полифациальными отложениями верхов цаганцабского горизонта и дзунбаинской серии; в последней (Г.Г.Мюртинсон и В.Ф.Шувалов, 1977) на основании остатков пресноводной фауны, выделили два возрастных горизонта: нижний — шинхундукский (готтерив-баррем) и верхний — хухтыкский (апт-альб). Для шинхундукского горизонта характерно развитие сероцветных конгломератов, песчаников, глин и алевролитов, а также присутствие специфических тонколистоватых озерных битуминозных "бумажных" сланцев с избыточными остатками рыб, насекомых, конхострак.

Пачки битуминозных сланцев в центральных частях отдельных грабенных достигают мощности нескольких десятков метров. В настоящее время известно более 30 таких местонахождений (или месторождений): они расположены преимущественно в восточной части Монголии. Вполне возможно, что с ними связаны известные проявления нефти установленные в Дзунбаинской впадине Восточной Гоби. Нефтепроявления выявлены также в Чойренской (или Нилгинской), Чойбалсанской и Тамцагской впадинах (Геология МНР, 1973).

На западе и юге Монголии, реже на северо-востоке, среди терригенных отложений нижнего мела заключены маломощные прослои гипса, не представляющие практического интереса.

Верхняя часть разреза дзунбаинской серии (хухтыкский горизонт) залегает на нижней согласно, а местами с размывом (особенно в бортовых частях впадин). Породы этой части разреза представлены сероцветными конгломератами и песчаниками с прослоями глин, алевролитов, углей и углистых сланцев, реже с прослоями озерных известняков и мергелей. К центральному частям нижнемеловых грабенов нередко приурочены довольно мощные угленосные отложения, тогда как более грубообломочные фации верхней и нижней частей описываемого разреза обычно расположены в прибортовых частях структур /Мезозойская и кайнозойская тектоника..., 1975/. На северо-востоке Монголии осадочные породы дзунбаинской серии местами переслаиваются с маломощными покровами базальтов и кислых пепловых туфов (например в окрестностях г.Чойбалсана в Галшарынском районе).

Кислые и пепловые туфы и туффиты в составе отложений цаганцабского горизонта дзунбаинской серии на востоке Монголии имеют довольно широкое распространение (М.С.Нагибина, 1975). Они были описаны М.С.Нагибиной в различных впадинах: Чойбалсанской, системы Южно-Керуленских впадин в окрестностях сомонов Мунку-Ханый, в Галшарынском районе и других местах. Они состоят из тончайших обломков кислого стекла серповидной, рагульчатой или Т-образной формы, сцементированных кремнистым или глинисто-кремнистым цементом местами с цеолитами. Туффиты имеют беспорядочную или тонкослоистую полосчатую текстуру, обусловленную чередованием прослоев 0,3-0,5 см, обогащенных то пепловым, то глинисто-кремнистым материалом. Общая мощность отложений дзунбаинской серии в различных впадинах на северо-востоке Монголии колеблется от первых сотен до 1500 м. На юго-востоке Монголии мощность терригенных и угленосных отложений дзунбаинской серии в пределах Дзунбаинской системы впадин, по геофизическим данным, местами достигает 1500-2000 м.

Терригенные озерные и озерно-аллювиальные отложения на юго-востоке Монголии переслаиваются с пирокластическими образованиями пепловыми туфами и туффитами кислого состава. Надо подчеркнуть, что в связи со слабой литологической изученностью позднеюрских и раннемеловых отложений Южной Монголии, они традиционно большинством исследователей рассматривались в качестве амагматических. Кроме того, впервые, еще в 1961 г., в составе озерных отложений позднего мезозоя Л.М.Левиной были описаны прослои кислых туфов в составе цаганцабской и туффитов в дзунбаинской свите.

В 1984 и 1985 гг. в Южной Гоби В.В.Петровой и Д.Бадамгарав было проведено детальное изучение состава позднеюрских и нижнемеловых отложений в связи с поисками цеолитового сырья. При этом установлено широкое развитие, в составе озерных отложений цаганцабского и шинхудукского горизонтов, кислых пепловых туфов и туффитов.

В.В.Петровой были изучены также озерные отложения, слагающие протяженную систему Дзунбаинских прогибов, на протяжении 300 км /от сомона Дэлгэрэх близ Монголо-Китайской границы на юго-западе до сомона Ургэн на северо-востоке (рис. 12)/. Все изученные разрезы раннемеловых (неоком) отложений по ее данным в различной степени насыщены вулканогенным пирокластическим материалом.

Примерно в равном количестве содержание осадочных и туфогенных пород имеется в разрезах близ колодца Цаган-Цаб (к югу от разломов Главного монгольского линейного), в пределах которого также располагаются позднемезозойские палеовулканы.

Обильный пирокластический материал, попавший в водную среду, подвергался существенным преобразованиям. Под влиянием диагенетических и поствулканических изменений в водной среде, происходило растворение пепловых частиц стекла и перекристаллизация его в агрегат цеолитовых минералов (В.В.Петрова, 1987).

В Западной и частично Центральной Монголии в раннем мелу происходило блоковое расчленение Хангайского и Хэнтэйского сводовых поднятий, продолжалось развитие обширной ветви впадин — котловины Больших Озер и расширение системы Предалтайских прогибов и впадин. Мощность осадочных молассоидных и угленосных отложений раннего мела в наиболее крупных впадинах Предалтайской системы достигает 600 м, обычно же не превышает первые сотни метров.

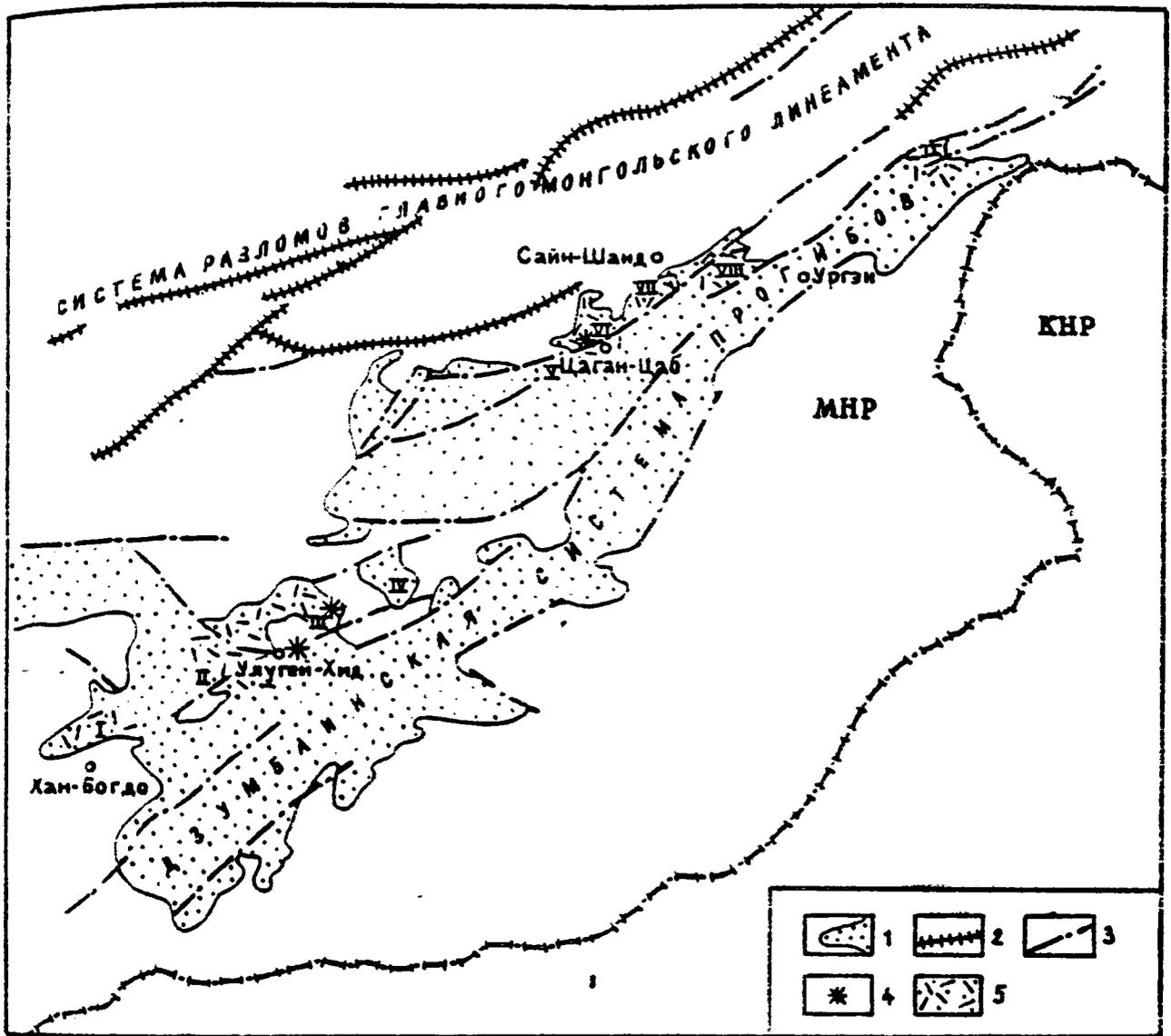


Рис. 12. Схема расположения участков проявления цеолитового оруднения в Дзунбайнской системе прогибов (Юго-Восточная Монголия). Составила М.С. Нагибина и В.В. Петрова.

1 - озерные вулканогенно-осадочные отложения позднего мезозоя; 2 - длительноразвивавшиеся глубинные разломы; 3 - мезозойские и кайнозойские разломы (нерасчлененные); 4 - палеовулканические аппараты; 5 - кислые туфы и туффиты, содержащие от 1 до 90% цеолитов.

В пределах Хэнтэйского поднятия закладываются поперечные грабены северо-западного простирания (Тумин-Нурский, Налайха). К югу от обширного Хэнтэйского поднятия в Центральной Монголии формируются многочисленные небольшие разветвленные прогибы и грабеновые структуры преобладающего северо-восточного и реже северо-западного простирания.

Для перечисленных выше седиментационных бассейнов Западной и частично Центральной Монголии, было характерно накопление иного типа амагматичных полифациальных терригенно-осадочных нижнемеловых отложений: озерных, аллювиальных, озерно-аллювиальных и озерно-болотных фаций. При этом установлено также, что нижняя часть разреза дзунбайнской серии обычно представлена более грубозернистыми отложениями: конгломератами, гравелитами и крупнозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов, а верхняя часть разреза (апт-альб) представлена более тонкозернистыми породами: переслаиванием аргиллитов, алевролитов, песчаников, мергелей и озерных известняков, а в самом верху разреза угленосными отложениями.

Наличие кислого пирокластического материала в Центральной Монголии было обнаружено среди озерных фаций нижнего мела (апт-альба), слагающих небольшие наложенные мульды в пределах Сайхан-Обинского прогиба (М.С.Нагибина, Ж.Баламгарав /1974/).

Общая мощность нижнемеловых отложений на Западе Монглии в различных грабенах колеблется от первых сотен метров до 700-800 м.

Отмеченные выше общие временные и пространственные закономерности распределения состава полифациальных пород, отнесенных нами к континентальным молассовым формациям мезозоя Монголии и проявления магматизма были связаны с перестройками структурного плана и общим развитием магматических очагов.

В заключение описания состава мезозойских отложений кратко остановимся на физико-географических и климатических особенностях, также влиявших на процесс их осадконакопления. Начиная с позднего триаса до раннего мела включительно среди осадочных толщ преобладали сероцветные отложения, относящиеся к терригенной полифациальной молассовой формации. На описанных примерах распределения этих отложений в межгорных бассейнах, устанавливается с некоторыми вариациями следующая закономерность: в краевых частях бассейнов происходило накопление пролювиальных осадков горных склонов, представленных конгломератами и конглобрекциями, в которых крупные валуны до 0,5-1,0 м в диаметре сочетаются с мелкими обломками и гальками, сцементированными грубозернистым песчаным цементом. По характеру распространения эти отложения напоминают образования типа конусов выноса, сливавшихся в широкие предгорные шлейфы. В центральных частях впадин на заболоченных пространствах, в водоемах озерного типа или долинах рек откладывался более отсортированный материал. Здесь распространены мелкогалечные конгломераты с хорошо окатанной галькой, с прослоями и линзами песчаников, часто обладающих косою слоистостью, а также аргиллитов, местами содержащих прослой и линзы углей и углистых сланцев. Здесь же встречаются стволы окаменелых деревьев различных размеров. Некоторые из них, вертикально стоящие или лежащие окружены спирально закрученными слоями песчаного материала. Последнее указывает на поступление обломочного материала из быстро текущих потоков. В песчаниках и аргиллитах местами в изобилии встречаются обломки растений и отпечатки листьев папоротниковых, гинкговых и других разновидностей. В целом, мезозойские отложения Монголии отличаются большим разнообразием фаций. Накопление осадков происходило в результате отложения их, то быстрыми потоками, то медленно текущими меандрирующими реками с заболоченными старицами, то в озерных и болотных условиях.

Для центральных частей озерных бассейнов нижнемелового возраста характерны накопления битуминозных пород — “бумажных” сланцев с сопровождающими их биоценозами (пресноводные рыбы, ракообразные, пелециподы, гастроподы и другие). В последние годы в них обнаружено большое количество остатков насекомых, а также онколитов и строматолитов. Во многих впадинах накопились пласты углей различной мощности, образование которых явилось результатом пышного расцвета растительности (папоротников, хвощей и других). На протяжении рассматриваемого мезозойского времени, как было отмечено выше, большинство угольных месторождений приурочено к средней юре и раннему мелу (преимущественно апт-альбу).

Анализируя сосав растительных сообществ Азии, В.А.Вахрамеев [1964] для ранне-среднеюрского времени включил Монголию в Сибирскую климатическую область с умеренно теплым и влажным климатом. Для поздней юры и неокома он отметил отчетливую аридизацию со значительной фитогеографической дифференциацией растительных сообществ и в палеогеографическом отношении отнес ту же Монголию к Индо-Европейской климатической области.

При более детальном рассмотрении новых флористических материалов мезозоя Монголии В.А.Вахрамеев [1964 а] отметил заметное увлажнение климата в конце раннего мела (апт-альб), что полностью соответствует более поздним геологическим и литологическим данным. В частности наличием широко развитых в это время сероцветных угленосных отложений.

Из всего сказанного видно, что осадконакопление Монголии в мезозое в целом происходило в гумидных условиях. Однако на фоне преобладающих в мезозое гумидных условий в Монголии в определенные промежутки времени происходила аридизация климата, зафиксированная также и в ходе осадконакопления обломочных толщ. Так в поздней юре и неокоме преимущественно на юге и западе Монголии происходило накопление пестроцветных, местами красноцветных терригенных отложений, а также прослоев озерных карбонатных и гипсоносных пород, отлагавшихся в высыхающих и засоляющихся бассейнах.

Подобное распределение осадков различного типа свидетельствует о том, что в позднем мезозое, начиная с поздней юры влияние более жаркого аридного климата со стороны центральных районов Азии проникало в южные и западные районы Монголии, менее — на восток.

*Молассовая угленосная формация.* Угольные месторождения Монголии ранее изучались М.Ф.Нейбург, А.Н.Мариновым, Ж.Дугэрсурэнгом, Ч.Эбумом и Л.М.Будковым [1977], В.Н.Ивановым

[1971], В.Ф.Череповским [1960, 1968] и многими другими. В последние годы Н.Чимад была составлена новая сводка по геологии угольных месторождений Монголии. По данным перечисленных и других исследователей [см. Горную энциклопедию, 1987, том 3, с. 386-388 и Национальный атлас МНР, 1990] угленосные отложения на территории Монголии имеют сравнительно широкое, хотя и ограниченное по площади, распространение. Они приурочены к отложениям позднепалеозойского (карбон-пермь) и мезозойского (юра-мел) возраста. Угли Монголии парагенетически и структурно связаны с развитием описанной выше орогенной молассовой формации и являются градацией последней.

В настоящее время известно свыше 200 месторождений углей, расположенных в пределах развития угленосной молассы перспективной для дальнейших поисков новых месторождений, бурых и каменных углей.

Из общего количества подсчитанных угольных ресурсов, около 27 млрд. тонн, к каменноугольному возрасту относятся 2,23 млрд. т (9%), позднепермскому и раннетриасовому 9.7 млрд. т (39%), к юрскому 0,89 млрд. т (3%) и раннемеловому — 12.2 млрд. т (49%). Большинство месторождений каменных углей расположено на западе и юге МНР, а бурых углей — преимущественно в центральной части восточной половины Монголии. Наиболее древняя угленосная формация (мощностью от 700 до 2000 м), включающая промышленные залежи каменного угля, имеет средне- и верхнекаменноугольный возраст (улиастайская свита). Эта свита сложена переслаивающимися алевролитами, глинистыми и углистыми сланцами с линзами песчаников и конгломератов. Последние слагают преимущественно базальные горизонты свиты, залегающей резко несогласно на породах каледонского и более древнего основания, а также на нижнекарбонных отложениях в пределах некоторых впадин.

Основные запасы угля средне-верхнекаменноугольного возраста приурочены к описанной выше угленосной формации улиастайской свиты Горного Алтая и Озерной зоны в разрабатываемых Нурстхотгорском, Хартарвагайском, Хошотийском и Зээгтском месторождениях.

Сероцветная угленосная формация пермского возраста распространена ограниченно. Промышленное значение имеет сероцветная угленосная моласса позднепермского возраста, разрозненные выходы которой известны в Центральной и Южной Монголии и единичные на северо-востоке. В пределах Южной Монголии выделяются три угленосных района позднепермского возраста: Табунтологийский, Ноенский и Хурхинский.

Наиболее крупное и лучше изучено Табунтологийское месторождение. Оно находится в 80 км к востоку от Даланзагада, в западной части Уланнурского прогиба, сложенного вулканогенно-осадочной толщей пород верхней перми, имеющей здесь 1050 м мощности. Угленосная формация залегает на вулканитах с базальным конгломератом в основании. Она имеет ритмичное строение и состоит из 5 однотипно построенных ритмов, состоящих из чередования прослоев и линз конгломератов, песчаников, алевролитов, углистых алевролитов и углей. В пределах месторождения насчитывается 12 угольных пластов распространенных относительно равномерно по разрезу. Часть из них выклинивается по направлению к южному борту синклинали. Угольные пласты имеют десятки метров мощности, а отдельные достигают 80 м. Суммарная мощность угольных пластов составляет 191,5 м. Они имеют то выдержанное, то изменчивое, сложное строение, расщеплены линзами алевролитов. Петрографический состав и качество углей также изменчиво по разрезу. Они близки к верхнепермским углям Кузнецкого, Печерского и Тунгусского бассейнов. Степень метаморфизма уменьшается снизу вверх по разрезу. Большинство углей относятся к коксующимся каменным углям. Зональность углей колеблется в широких пределах.

В составе мезозойских континентальных молассовых отложений отчетливо выделяются две эпохи угленакопления: 1) в средней юре, в конце раннемезозойского этапа развития структур и 2) в нижнем мелу (апт-альб) в конце позднемезозойского этапа.

Угольные месторождения среднеюрского возраста располагаются главным образом в Северо-Западной Монголии — в Прихубсугулье, Орхон-Селенгинском районе, в юго-восточных отрогах Хэнтэя, а также на Западе Монголии в Гобийском Алтае. Угольные месторождения этого возраста как правило, приурочены к верхней более тонкой продуктивной части терригенных отложений (собственно угленосной молассе).

Угленосная моласса представлена в бортовых частях впадин переслаиванием разнозернистых песчаников гравелитов, конгломератов, алевролитов и углистых алевролитов, а в центральных частях впадин — аргиллитами с пластами углей. Прослой углей имеют различную мощность и сложное строение. Они расщеплены тонкими прослоями и линзами песчаников и алевролитов. В настоящее время в перечисленных выше районах разведано 7 месторождений. Мощность угле-

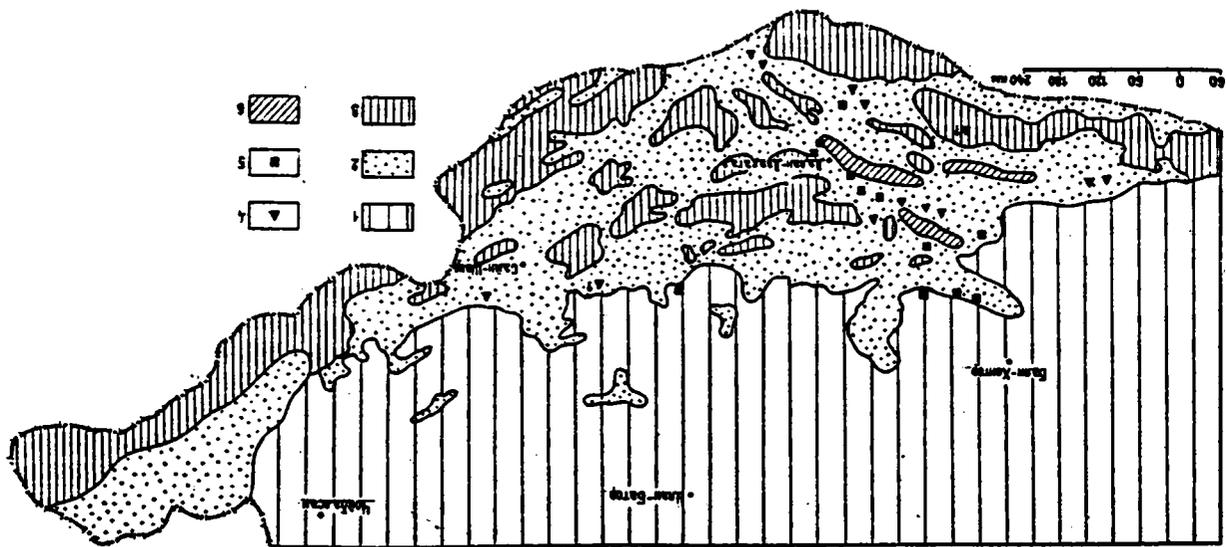


Рис. 13. Схема распространения отложений платформенного чехла в Гобийских районах Монголии. Составил В.Ф. Шувалов.

1 - область Северо-Монгольского поднятия; 2-6 - область Гобийской плиты; 2 - районы развития красноцветной, местами терригенно-карбонатной формации, 3 - конседиментационные поднятия в области развития платформенного чехла; 4 - выходы позднемеловых платобазальтов; 5 - выходы палеогеновых платобазальтов; 6 - новообразованные в N-Q время поднятия.

носной части разреза в различных структурах колеблется от 100-150 м до 300-500 м и реже 700-1000 м. В Сайханобинском прогибе, на месторождении Цаган-обо количество угольных пластов меняется от 1-2 до 12-14. Мощность угольных пластов других месторождений колеблется от 0,2-3,1 м до 14-22 м, в единичных случаях как например на Шарынгольском месторождении (в предгорьях Хэнтэя) пласт "Великий" достигает 49 м. Угли преимущественно бурые, только в отдельных месторождениях среднеюрского возраста имеются гумусовые каменные угли (Марки-Ж — месторождение Хотгорское, Баянтэгское и Сайханобинское). В структурном отношении месторождения обычно образуют брахисинклинали и коробчатые синклинали, в пределах более обширных юрских прогибов, нарушенных ступенчатыми разломами. Угли наклона угольных пластов в различных месторождениях колеблется от 5-10 до 45-85°. Наиболее обильное угленакпление происходило в апт-альбское время.

Угленосные отложения нижнего мела, к которым приурочены многочисленные угольные месторождения, распространены главным образом в Восточной и Южной Монголии. Из них наиболее известны месторождения: Налайхинское, Баганурское, Чангантальское, Овдогхудукское, Талбулагское, Адунчулунское, месторождения Тэвшейн-Говь и другие.

Суммируя известные в настоящее время материалы по угольным месторождениям нижнего мела Монголии, можно отметить, что собственно угленосная формация в пределах грабенов составляет 200-500 м и реже более, но не превышает 1000 м. Количество угольных пластов рабочей мощности составляет 6-10. Мощность их неустойчива, по простиранию они расщепляются и содержат прослои терригенного материала, хотя для отделеных м-ний характерны мощные угольные пласты до 30-75 м и сверхмощные до 180 и более м — (например, на месторождении Тэвшейн-Говь в Восточной Монголии).

Угли бурые, слабометаморфизованные (преобладают марки Б 1, Б 2, Б 3, реже лигниты). По своему типу угольные месторождения нижнего мела Монголии близки к известному Харонорскому месторождению Восточного Забайкалья.

Недостатком углей нижнемелового возраста Монголии является их невысокая калорийность и способность к самовозгоранию. Поэтому они используются для топливно-энергетических нужд местного значения (не желательны дальние перевозки).

Сравнение мезозойских угленосных формаций Монголии среднеюрской и нижнемеловой, позволяет отметить следующие их особенности. Угольные месторождения среднеюрского возраста распространены в основном на северо-западе и частично на западе страны. Юрские угли в сравнении с инжнемеловыми сильнее дислоцированы и более метаморфизованы. Представлены

они не только бурыми, но также и каменными разновидностями (Сайханобинское месторождение и другие), хотя значительно реже.

Для раннемеловой угленосной формации, распространенной в основном на востоке и юге характерно в отдельных случаях накопление мощных и сверхмощных (до 180-200 м) угольных пластов, сложенных слабометаморфизованными бурыми углями, залегающими полого (углы наклона от 4-6° до 18°).

В целом, в процессе формирования мезозойских структур и осадконакопления от раннего к позднемезозойскому этапу (по мере перехода к платформенной стадии развития) наблюдается перестройка структурного плана, "сглаживание" рельефа, затухание вулканизма, возрастание роли тонкозернистого материала, увеличение в отдельных случаях мощности угольных пластов и смещение площадей угленакопления с запада (в средней юре) на восток (в нижнем мелу).

### 3. ФОРМАЦИИ ПЛАТФОРМЕННОЙ СТАДИИ РАЗВИТИЯ (ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЧЕХОЛ).

К формациям платформенного чехла на карте геологических формаций отнесены отложения верхнего мела и кайнозоя, пользующиеся особенно широким развитием в равнинных частях страны на востоке и юге.

*Красноцветная, местами пестроцветная терригенно-карбонатная формация.* Рассматриваемая формация представлена континентальными красноцветными и пестроцветными (красными и серыми) преимущественно песчано-глинистыми (с карбонатными включениями), реже с прослоями гравелитов, конгломератов и карбонатных пород (мергели, известняки, гипсы и др.) осадочными отложениями, среди которых местами присутствуют маломощные линзовидные горизонты покровных базальтов. Формирование их происходило главным образом на этапе длительного (поздний мел — палеоген) общего выравнивания территории МНР в условиях близких к платформенным [Николаева, Шувалов, 1969; Шувалов, 1975 б]. Пространственное распространение этих образований, как отмечено выше, практически ограничено южными, юго-западными и юго-восточными гобийскими регионами Монголии, входившими в это время в область обширного Гобийского прогиба или Гобийской плиты [Шувалов, 1975 б]. За пределами Гоби к описываемому комплексу с определенной долей условности можно отнести лишь олигоценые красноцветные и пестроцветные отложения, развитые в Долине озер, на южном склоне Хангая и в некоторых впадинах Западной Монголии [Девяткин, 1975].

В гобийских регионах МНР меловые и палеогеновые красноцветы и пестроцветы слагают почти непрерывный платформенный чехол, несогласно залегающий как на домезозойских, так и на дислоцированных мезозойских эффузивно-осадочных породах, включая сероцветные аптальбские отложения хухтыкского горизонта, сформировавшиеся на этапе позднемезозойской активизации и ревивации [Нагибина, Шувалов, Мартинсон, 1977]. В свою очередь платформенный чехол местами перекрывается сероцветными, преимущественно песчано-гравийно-галечными четвертичными маломощными отложениями, относящимися к эпохе новейшей (неоген-четвертичной) активизации.

Входящие в состав описываемого комплекса отложения обычно залегают горизонтально или со слабым уклоном (2-3°) к центру впадин. Лишь в зонах молодых или подновленных разломов они иногда дислоцированы сильнее. В современном рельефе ими сложены пологие денудационные равнины впадин и платообразных возвышенностей; нередко фрагменты платформенного чехла отмечаются на склонах и даже вершинах некоторых новообразованных горных поднятий (хребты Алтан-Ула, Нэмэгэту, Гильбэнту, Арц-Богдо и др.). Во время формирования гобийского покровного комплекса эти поднятия служили местными источниками сноса, на что указывают особенности литолого-фациального состава развитых близ них отложений чехла [Шувалов, 1975, а также см. рис. 13].

Описываемый формационный комплекс включает в себя различные меловые и палеогеновые образования. На большей части территории Гоби в его строении участвуют только верхнемеловые отложения баинширэнской и бурунгойтской свит, относящиеся соответственно к сеномансантону и сантон-кампану [Шувалов, 1982]. Во впадинах: Нэмэгэтинской, Ингэни-Ховурской, Ширэгин-Гашунской (Заалагайская Гоби), Уланнурской (Северная Гоби), Баяндалайской (Южная Гоби) и Байшинцавской (Восточная Гоби) в разрезе платформенного чехла участвуют, кроме того, маастрихтские отложения нэмэгэтинской свиты, а также местами верхнепалеоценовые, эоценовые и олигоценые образования. Последние, кроме того, присутствуют в Манлайской, Улугейской (Восточная Гоби) и Долиноозерской (запад Северной Гоби) впадинах. В состав рассматриваемой формации с определенной долей условности включены также и крапивоцветные

песчано-глинисто-конгломератовые отложения барунбаянской свиты, датированные верхами апт-альба [Шувалов, 1982]. Распространение их, так же как и верхнемеловых, ограничено гобийскими районами МНР, где они нередко, например в Ингэни-Ховурской, Улугейской, Сайншандинской, Тамцагской и некоторых других впадинах, а также к югу от хр. Арц-Богдо залегают в основании платформенного комплекса под согласно перекрывающими их отложениями байнширэнской и барунгойтской свит. В то же время барунбаянская свита своим существенно более грубым составом, местами значительными мощностями (до 250 м и более) и характером распространения (в виде сравнительно узких полос) отлична от верхнемеловых отложений: здесь она более похожа на юрско-нижнемеловые образования этапа позднемезозойской активизации [Ж.Бадамгарав, А.И.Лучицкая, Д.И.Фрих-Хар и др., 1986]. В большинстве же районов своего развития барунбаянская свита представлена конгломератами, конгломератобрекчиями с прослоями гравелитов, песчаников и щепнистых глин красной и красно-бурой окраски. Изредка в ее разрезах участвуют сероцветные линзовидные прослои и пачки глин, песчаников и еще реже мергелей (районы Барун-Баяна, Дзун-Баяна и Цогт-Обо). Характерными особенностями свиты являются ритмичное строение (частое переслаивание различных по мощности горизонтов конгломератов, гравелитов, песчаников и глин), "местный" состав присутствующего в ней обломочного материала, плохая в целом его окатанность и сортированность, карбонатный и железисто-карбонатный состав цемента обломочных пород. Изредка в разрезах свиты (главным образом в ее верхах) отмечаются единичные горизонты покровных базальтов мощностью до 30-40 м (районы горы Души-Ула, южнее хр. Арц-Богдо и др.). Общая мощность свиты колеблется от нескольких десятков до 250-300 м. Отнесение ее к верхам апт-альба базируется как на биостратиграфических, так и на радиологических данных [Шувалов, 1982]. Изотопный возраст присутствующих в ней базальтов, определенный К-Аг методом, дает 103-113 млн. лет [Шувалов, Николаева, 1985].

Залегающая выше байнширэнская свита на большей части территории Гоби представлена пестроцветными (серыми, зеленовато-серыми и красно-бурыми) песчаниками и гравелитами с единичными прослоями конгломератов (внизу разрезов) с хорошо окатанной галькой различных пород и преимущественно красноцветными, реже пестроцветными глинами и тонкозернистыми песчаниками с отдельными прослоями мергелей, известняков и горизонтами карбонатных конкреций и гипса (в верхах разрезов).. Линзовидные горизонты гипса наиболее часто встречаются в Унэгэтинской, Сайншандинской, Дзунбайнской и Улугейской впадинах Восточной Гоби. В юго-западных районах МНР, в Заалтайской Гоби и на западе Южной Гоби в составе свиты почти повсеместно преобладают красноцветные породы. Здесь же (южнее хр. Арц-Богдо и к югу от хр. Дзурумтай), а также к северу от сомона Булган в низах и средней части разрезов свиты местами присутствуют единичные покровы базальтов мощностью от 2-3 и до 10-15 м. Изотопный их возраст соответственно 99-101 млн. лет и 90-95 млн. лет [Шувалов, Николаева, 1985]. Мощности свиты обычно не превышают 100-150 м, лишь на востоке Гоби (южнее горы Хара-Хутул и близ г. Сайн-Шанд) они достигают 200-250 м.

Барунгойтская свита, согласно перекрывающим байнширэнскую, местами залегают прямо на доверхнемеловых породах, представлена красноцветными (красными, буро-красными, оранжево-красными, темно-бурыми) песчаниками и глинами с единичными маломощными горизонтами карбонатных конкреций. При этом глины, как правило, тяготеют к низам, а песчаники — к верхам разрезов. Сероцветные породы для свиты не характерны и встречены только на юге Уланнурской впадины (западнее сомона Булган) в районе известного местонахождения динозавров Тутрик-Ширэ. В урочище Бордзонгийн-Гоби (близ границы с КНР) в верхах свиты имеется маломощный покров базальтов с изотопным возрастом 75 млн. лет [Шувалов, Николаева, 1985]. Мощность свиты составляет обычно 50-60 м, реже 70-80 м.

Завершая разрез верхнего мела нэмэгэтинская свита сложена пестроцветными, часто загипсованными глинами и песчаниками с прослоями мергелей, катунных гравелитов и карбонатных конкреций. В ней преобладают породы желтовато-серого, зеленовато-серого, красно-бурого, серого и розовато-серого цвета. Для свиты характерно ритмичное переслаивание песчаников, глин, карбонатных пород и катунных гравелитов. Мощность ее, как правило, не превышает 50-60 м.

Возраст верхнемеловых свит определяется многочисленными находками в них ископаемых остатков: динозавров, черепов, моллюсков, остракод, конхострак, харовых водорослей и других групп [Мартинсон, Сочава, Барсболд, 1969; Шувалов, 1976, 1982 и др.], а также выше отмеченными радиологическими данными.

Верхнепалеоценовые образования, представленные главным образом красноцветными песчаниками и глинами, известны в Северной Гоби (северо-восточнее сомона Булган), где они впервые были описаны под названием "формации" Гашато [Berkey, Mottis, 1927], в Заалтайской

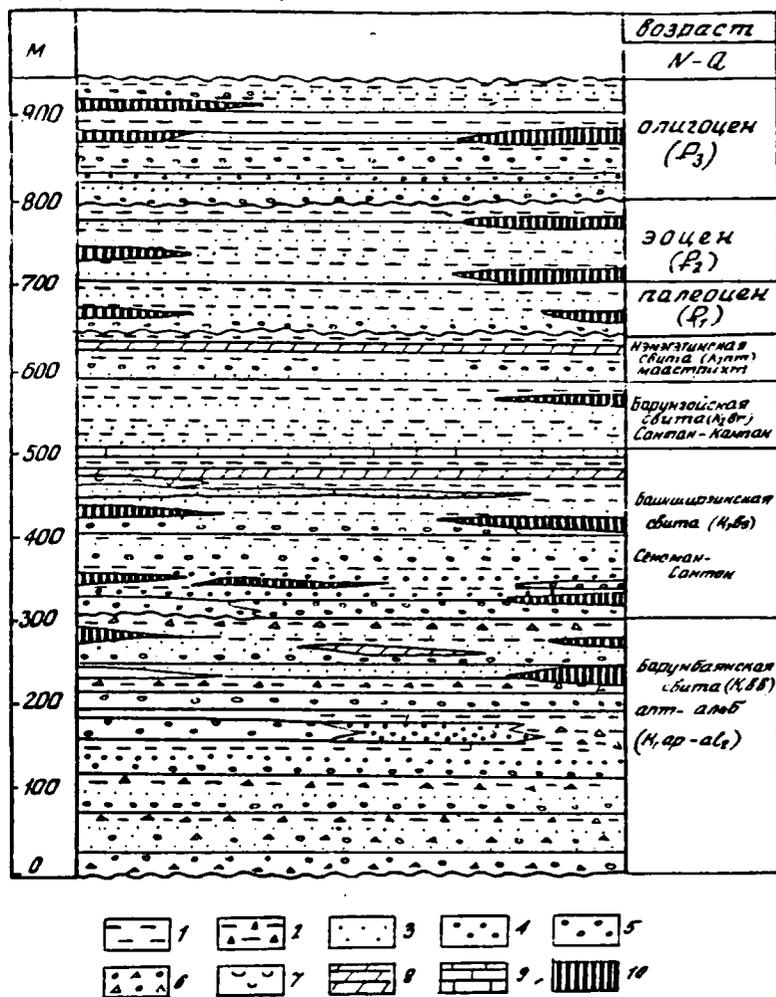


Рис. 14. Литолого-стратиграфическая схема платформенного чехла Гобийской плиты и заключенных в нем покровов базальтов. Составил В.Ф. Шувалов.

1 - глины; 2 - шепнистые глины; 3 - песчаники и пески; 4 - грубозернистые песчаники; 5 - конгломераты и галечники; 6 - конглобрекции; 7 - карбонатные конкреции; 8 - мергели; 9 - известняки; 10 - базальты.

северо-западнее сомона Булган в разрезе эоцена наблюдаются покровы базальтов мощностью от 1-6 м до 35 м, имеющие возраст от 47 до 57 млн. лет [Жегалло, Шевырева, 1976; Девяткин, 1981; Николаева, Шувалов, 1979; Шувалов, Николаева, 1985]. Видимая мощность эоценовых образований колеблется от 30-50 м до 80-100 м.

Олигоценные отложения распространены несколько более широко, чем палеоценовые и эоценовые. В гобийских районах они известны к югу от Цаган-Зушу (Заалтайская Гоби); в Северной Гоби — к востоку от Булгана, севернее хр. Ари-Богдо (Южная Гоби), близ сомона Баян-Далай, у родника Улан-Булак, южнее гряды Цахир и в Восточной Гоби — восточнее сомона Манлай, у горы Эргиль-Обо, в холмах Хоер-Дзан, юго-западнее сомона Баян-Дэлгэр и некоторых других местах. В большинстве указанных мест они представлены как нижнеолигоценными (пестроцветные песчаники, глины, гравелиты), так и среднеолигоценными, иногда средне-верхнеолигоценными (красноцветные глины с прослоями песчаников) отложениями. За пределами Гоби олигоцен описан на южном склоне Хангая и в Долине озер, в Барунхурайской и Алакнурской впадинах, в среднем течении р. Дзобхан (ниже сомона Тайшир), в Ихэснурской, Зэрэгской, Шаргаингобийской и некоторых других котловинах [Девяткин, 1981]. В некоторых районах Гоби и Западной Монголии олигоценные отложения включают в себя небольшие по мощности (от 1-2 м до 9-10 м, реже более) покровы базальтов (Тайшир сомон. бассейны рек

Гоби (районы Нарын-Булака, Хайчин-Улы и Цаган-Хушу) и в Южной Гоби (к юго-западу и юго-востоку от г. Далан-Дзадагада). В Заалтайской Гоби они выделены в свиту Наран-Булак /Шувалов, Решетов, Барсболд, 1974/, в составе которой, наряду с красноцветами присутствуют и сероцветные песчаники и глины. На юге Гоби, к югу от сомона Баян-Далай и восточнее сомона Хурмэн красноцветные палеоценовые отложения включают в себе единичные горизонты покровных базальтов мощностью до 8-9 м (рис. 14). Радиологический их возраст 61-62 млн. лет [Шувалов, Николаев, 1985]. На подстилающих верхнемеловых отложениях палеоценовые образования ложатся без видимого углового несогласия, но с разрывом и стратиграфическим перерывом. Присутствующая в них ископаемая фауна млекопитающих и черепах указывает на их верхнепалеоценовый возраст [Девяткин, 1981; Шувалов, Решетов, Барсболд, 1974; Жегалло, Шевырева, 1976 и др.]. Мощность верхнепалеоценовых пород не превышает 50-70 м.

Эоценовые отложения развиты в тех же районах, что и палеоценовые и также они описаны в юго-восточной части Долины озер [Девяткин, 1981]. В их составе преобладают сероцветные песчаники и глины; реже (в верхах разрезов) встречаются отдельные прослои красноцветных пород. На юге — в районе горы Хуц-Ула, восточнее и

Туин-Гол, Тацын-Гол и Аргуин-Гол, в горах Тэбшин-Тэг и Хан-Ула у родника Улан-Булак и др.). Изотопный их возраст от 28 до 33 млн. лет [Девяткин, 1981; Шувалов, Николаева, 1985]. Суммарные мощности олигоцена варьируют от 40-50 м до 100-150 м.

Возрастное положение олигоценых и эоценовых образований определяется как многочисленными находками в них ископаемой фауны млекопитающих, так и радиологическими данными [Девяткин, 1981; Жегалло, Шевырева, 1976; Николаева, Шувалов, 1979 и др.].

Как видно из вышеприведенного материала, формационный состав платформенного чехла и их мощности испытывают значительные изменения по простиранию; последние наиболее значительны в зонах устойчивого позднемелового опускания (южная часть Заалтайской синеклизы, Уланнурская, Олдахухинская и Цогтобинская впадины Северной Гоби, Гунхудукская и Уланнурская впадины Южной Гоби, Дзунбаинская, Сайншандинская, Улугейская и некоторые другие впадины Восточной Гоби), где суммарные мощности верхнемеловых и палеогеновых или только верхнемеловых образований достигают 400-500 м. В Сайншандинской и Дзунбаинской впадинах, несмотря на отсутствие здесь палеогеновых отложений, эти мощности превышают местами даже 500-550 м. На остальной территории Гоби мощности пород платформенного чехла обычно не более 250-300 м. Во впадинах Западной Монголии, где известны лишь породы олигоцена, его мощности не превышают 100-150 м.

Анализ литолого-фациального состава слагающих рассматриваемые формации отложений свидетельствует об их преимущественном озерном, аллювиальном и пролювиальном генезисе; значительно реже встречаются в них эоловые образования (например, в разрезах барунгойтской свиты на юге Уланнурской впадины Северной Гоби). Все это наряду с другими признаками, указывает на аридный климат во время формирования пород платформенного чехла, существовавший в южных районах МНР.

Распределение различных фаций пород комплекса как по вертикали, так и по латерали неоднородно. Так преобладающие в целом по разрезу озерные, озерно-аллювиальные и озерно-пролювиальные песчаники и глины наиболее характерны для верхнемеловых свит; значительно реже они встречаются в верхах барунбаянской свиты (нижний мел), а также в палеогене. Пролувиальные и аллювиально-пролювиальные отложения широко развиты в низах этой свиты, а также в палеогене и олигоцене. Они характерны и для разрезов верхнемеловых свит, пространственно тяготеющих к краевым частям депрессий. Нередко здесь отмечаются и аллювиальные фации, однако наиболее характерны для них речные отложения, представленные песчаниками и гравелитами с прослоями конгломератов.

Особенностью платформенных формаций, как уже отмечалось выше, является почти постоянное присутствие в них карбонатного материала, например, в верхнемеловых отложениях и барунбаянской свите, либо в виде кальцита в цементе обломочных пород, либо в виде конкреций в глинах. Обычно карбонатная примесь представлена мелкими зернами кальцита, реже доломита.

Среди собственно карбонатных пород наиболее распространены известняки и доломиты конкреционной текстуры [Сочава, 1975], реже встречаются озерные слоистые мергели, известняки, а также гипсы.

Химические анализы озерных мергелей из баинширэнинской и нэмэгэтинской свит указывают на существенное преобладание в них окисного железа (1,5-2,7%) над закисным (0,3-0,4%) и кальцита (51-52,5%) над доломитом (8,5-19,5%). Содержание CaO колеблется от 31 до 35%, MnO — от 0,15 до 0,45%, MgO — от 1,8 до 4,3%, CO<sub>2</sub> — от 23 до 52%. Весьма существенно присутствие (от 24 до 52%) нерастворимого остатка [Сочава, 1975].

Химические анализы карбонатных кор из различных меловых свит показали, что карбонаты в них представлены главным образом кальцитом (до 92%) с небольшой (3-5%) примесью доломита, тогда как содержание нерастворимого остатка колеблется в широких пределах (при минимальных значениях около 3% и максимальных — до 33%). Содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 0,2 до 2,0%, а FeO — 0,15-0,4% [Сочава, 1975].

Для палеогеновых отложений карбонатные породы не характерны. Обычно карбонатизированной в них является лишь цементирующая масса обломочных пород. Небольшая примесь кальцита присутствует иногда и в глинах.

Очевидно, что формирование покровного платформенного чехла происходило в континентальных субаэральных и субаквальных условиях (на юге МНР в обширных бессточных озерах, с повышенной соленостью вод) [Шувалов, 1975 а, 1982]. Роль внутренних поднятий как источников сноса в условиях засушливого (аридного и семиаридного) климата в эти озера в течение позднего мела и палеогена была подчиненной. Лишь в конце апт-альба, когда в области Гобийского прогиба господствовал еще расчлененный контрастный рельеф, гобийские впадины заполнялись

в основном плохо сортированным и плохо окатанным, преимущественно пролювиальным материалом, поступавшим в них с близлежащих горных возвышенностей.

#### 4. ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЭТАПА НОВЕЙШЕЙ АКТИВИЗАЦИИ.

*Сероцветная песчано-щебнистая и песчано-галечниковая формации.* Этап новейшей активизации в Монголии, как и во всех возрожденных горных сооружениях Внутренней Азии, наиболее интенсивно проявился в неогене и четвертичном периоде. Существуют разные точки зрения по вопросу о границе эпиплатформенного этапа развития и этапа новейшей активизации Монголии [Мезозойская..., Девяткин, 1981]. Районирование территории Монголии для этапа новейшей активизации, карты новейшей тектоники и сейсмотектоники приведены в работе [Землетрясения..., 1985].

Состав пород формационного комплекса этапа новейшей активизации, возраст, литогенетические типы и мощности различны в различных районах Монголии.

В наиболее поднятых горных сооружениях Алтая, Хангая, Хэнтэя возраст комплекса охватывает плиоцен-плейстоцен, причем отложения представлены преимущественно субэральными образованиями. Их мощности небольшие — не превышают 50 м. Верхняя часть комплекса этапа новейшей активизации в горных районах Монголии представлена грубообломочными отложениями различных генетических типов — ледниковых, пролювиальных, аллювиальных.

В предгорных зонах формационный комплекс данного этапа отличается повышенными мощностями (до 200-250 м и более) и широким возрастным объемом. В нем также выделяются две части; нижняя — преимущественно буроцветная, пролювиально-аллювиальная, относится к верхнему миоцену-плиоцену, и верхняя — пролювиального генезиса (плейстоцен), развитая в предгорьях [Девяткин, 1981].

В крупных межгорных впадинах Котловины Больших Озер, Долины Озер, Тамцагской и Буирнурской впадинах отложения этапа новейшей активизации также состоят из двух частей. Нижняя часть (миоцен-плиоцен) представлена преимущественно озерными и озерно-аллювиальными осадками, замещающимися в прибортовых частях впадин субэральными буроцветными и красноцветными. В целом эти пестроцветные образования достигают мощности 100-150 м.

Наиболее представительный переход формаций в формации бассейновой озерной седиментации наблюдается у северных подножий Монгольского Алтая. Здесь грубообломочные отложения свиты алтан-тали сменяются озерными и озерно-аллювиальными осадками свиты хиргис-нур [Девяткин, 1981]. Подобное замещение установлено и для Долины Озер.

Верхняя часть формационного комплекса этапа новейшей активизации (плейстоцен) в перечисленных выше впадинах также представлена преимущественно озерными и аллювиальными сероцветными осадками до 50-70 м мощности, замещающимися у бортов впадин сероцветными пролювиальными, а по долинам рек — аллювиальными отложениями, а во впадинах Северо-Западной Монголии и Долины Озер широким развитием песчаных эоловых образований, приуроченных к широтно-ориентированным долинам рек Тэс, Хунгуй, Дзабхан, где они достигают 100 и более метров.

Характерными особенностями формационного состава этапа новейшей активизации отличаются отложения выполняющие структуры южного окончания Байкальской рифтовой зоны — Бусингольскую, Дархатскую и Хубсугульскую впадины. Мощность отложений Дархатской впадины по данным бурения составляет более 200-250 м., причем возраст их по палинологическим данным не древнее плейстоцена. Можно предположить, что более древние отложения (плиоцен) играют в этих впадинах очень небольшую роль. Это свидетельствует о заложении рифтовых впадин Прихубсугуля в позднем неогене, а их окончательном морфоструктурном оформлении в самое новейшее время.

Таким образом, формационный анализ комплекса осадочных образований этапа новейшей активизации во всех морфоструктурных зонах Монголии позволяет выделить два подэтапа его развития. Первый подэтап отвечает миоцену-плиоцену и представлен пестроцветной толщей преимущественно субаквальных — озерных и аллювиальных отложений, выполняющих крупные депрессионные структуры межгорных впадин Котловины Больших Озер, Долины Озер и Северо-Восточной Монголии. Эти отложения отличаются тонкозернистостью (глины, алевроиты, пески), присутствием хемогенных пород (мергели, известняки), небольшими мощностями (150-200 м), практически горизонтальным залеганием в центральных частях впадин и резким их погребением и возрастанием мощностей (до 250-300 м) у бортов, где они представлены аллювиальными и пролювиальными фациями.

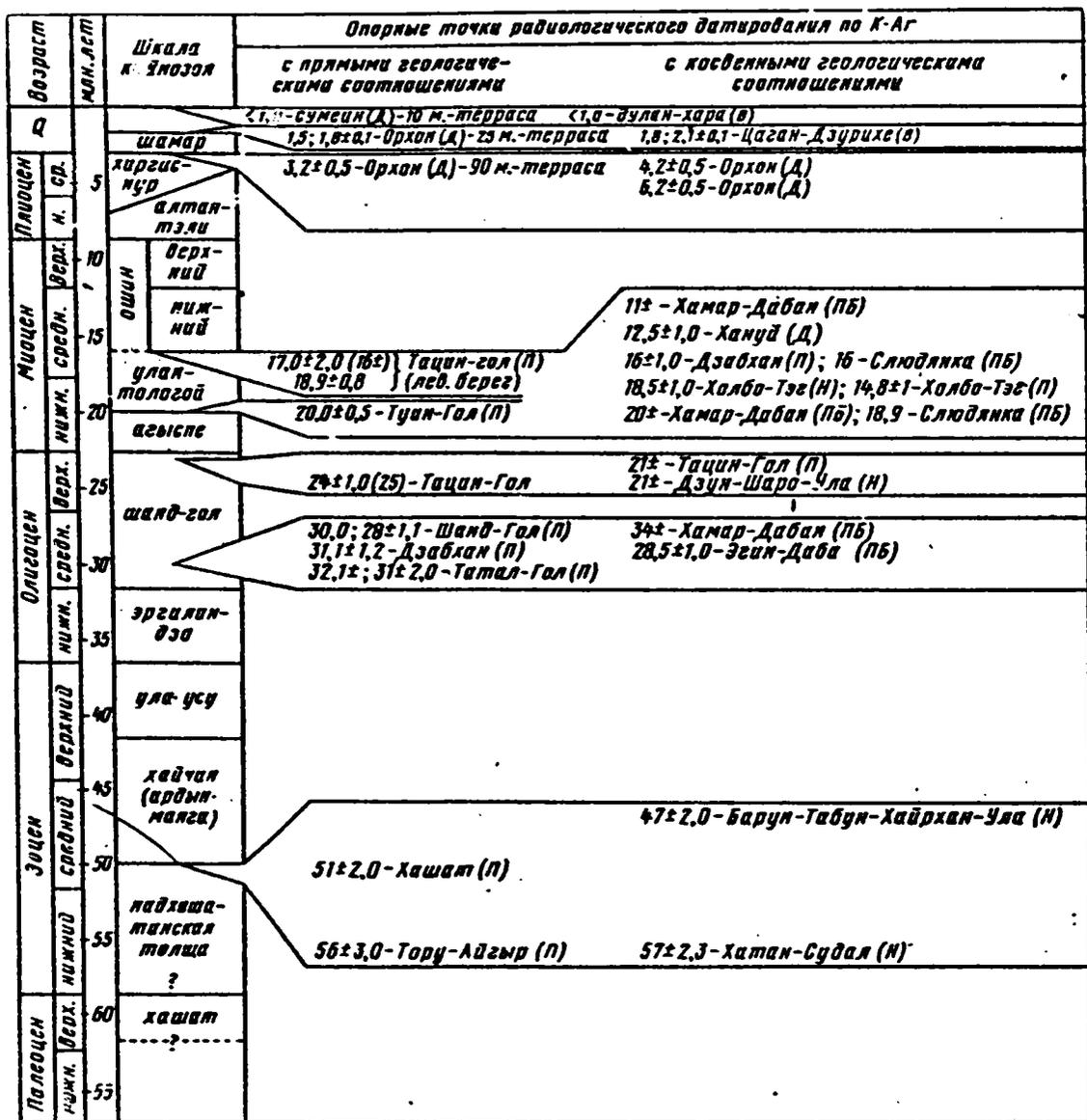


Рис. 15. Стратиграфическое положение базальтов в осадочном разрезе континентального кайнозоя Монголии и Внутренней Азии. Составил Е.В. Девяткин.

Положение датированных точек: П - покров; Н - некс; ПБ - плато-базальты "вершинные"; Д - базальты "долинные"; В - вулканы.

Второй позтап развития формационного комплекса этапа новейшей активизации отвечает верхему плиоцену-плейстоцену. Отложения этого возраста наиболее широко развиты в предгорьях растущих морфоструктур Монгольского и Гобийского Алтая, Хангая, во внутригорных впадинах хребтов, образовавшихся в это время. Генетически они представлены крайне разнообразными отложениями — пролювиальными, аллювиальными, ледниковыми, реже озерными и эоловыми. Их мощности очень непостоянны, достигая максимальных значений (100-150 м) для предгорной зоны и новейших внутригорных впадин, что свидетельствует о значительной скорости осадконакопления за это время. Значительная общая грубость отложений (галечники, валунники, щебни) говорит о большой и резкой дифференциации тектонических движений второго подэтапа новейшего орогенеза.

В составе формационного комплекса этапа новейшей активизации значительную роль играют эффузивные базальты. Они встречаются по всему разрезу неогена, плейстоцена и голоцена (рис. 15), но по площади праспределены крайне неравномерно.

В соответствии с легендой карты описание магматических формаций проведено по стадиям формирования континентальной коры: океанической, переходной, континентальной. Вулканические и плутонические формации каждой стадии рассмотрены отдельно в порядке, определяемом их принадлежностью к петрохимическим сериям — нормального ряда щелочности, субщелочной и щелочной.

### ФОРМАЦИИ ОКЕАНИЧЕСКОЙ СТАДИИ.

Формации океанической стадии (зеленокаменных метабазальтов, спилитов и кератофиров, гипербазитов, а также кремнисто-сланцевые) сформированы на меланократовом основании складчатых областей Монголии. В геологических структурах они обычно тесно связаны и объединяются в офиолитовую ассоциацию. В связи с этим здесь вначале дается общая геологическая обстановка ее проявления, а затем приводятся вещественные характеристики отдельных формаций.

Характеристика офиолитовых ассоциаций, их строения, состава и структурного положения содержится во многих работах [Зоненшайн и др., 1975; Зоненшайн, 1977; Зоненшайн, Кузьмин, 1978; Палей, 1979; Перфильев, Херасков, 1980; Ильин, 1982; Кузьмин и др., 1983; Коптева и др., 1984; Пинус и др., 1984; Кепежинская и др., 1987; Томуртоого, 1989; Дергунов, 1989 и других].

*Офиолиты* развиты практически во всех складчатых областях Монголии, но наиболее широко они распространены в каледонских покровно-складчатых и глыбово-складчатых сооружениях Северной Монголии (рис.16). Как дополнение к карте отметим существование в пределах Монголии докембрийских прото- и метаофиолитов, которые недавно выявлены и описаны в составе докембрийского фундамента Баянхонгорской и Дзабханской структурно-формационных зон [Макарычев, 1988; Томуртоого, 1989].

В каледонитах Монголии офиолиты часто представлены стандартными разрезами, включающими снизу вверх: метаморфизованные ультрабазиты, пироксениты и габбро расслоенного комплекса, дайковую серию типа *sheeted complex*, пиллоу-лавы базальтов, глубоководные осадки.

Наиболее показателен в этом отношении офиолитовый комплекс хр.Хан-Тайшири в Озерной зоне ранних каледонид юга и запада Монголии, детально изученный в свое время Л.П.Зоненшайном и М.И.Кузьминым [1978]. Низы его разреза занимают метаморфизованные и неоднократно деформированные ультрабазиты дунит-гарцбургитового комплекса, принадлежащие по химическому составу к сильно дифференцированным разностям, обогащенным Fe и Mg и истощенными литофильными элементами. Выше они сменяются расслоенной серией, которая подразделяется на два слоя мощностью примерно по 400 м: нижний пироксенитовый и верхний габбровый. По химическому составу породы расслоенной серии резко оторваны от ультрабазитов, отличаясь от них сильно повышенными содержаниями  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и CaO, но в то же время количества титана и щелочей в них остаются очень низкими. Затем выделяется дайковая серия, мощность которой местами достигает 1000 и более метров. Она образована сильно сближенными и внедренными одна в другую диабазовыми дайками. Внутри серии заключены маломощные жилы плагиогранофиров. Еще выше по разрезу дайковая серия через переходный горизонт эруптивных брекчий переходит в монотонную толщу подушечных лав мощностью 1000-1500 м. Лавы зеленокаменно изменены, обладают спилитовой и диабазовой структурой. По химическому составу подушечные лавы и дайки дайковой серии идентичны между собой. Разрез офиолитового комплекса венчается осадочной толщей мощностью до 300 м, сложенной в основном кремнистыми сланцами и яшмами. Состав этих пород и перекрытие ими подушечных океанических базальтов дали основание Л.П.Зоненшайну [Зоненшайн и др., 1985] для вывода о формировании офиолитового разреза хр.Хай-Тайшири в геодинамической обстановке междуугового бассейна.

Другой представительный, но несколько отличающийся строением, разрез каледонских офиолитов детально изучен в Баянхонгорской зоне Центральной Монголии (на юго-западе Хангая). По данным А.С.Перфильева и Н.Н.Хераскова [1980], В.В.Коптевой и других [1984], здесь устанавливаются комплекс метаморфизованных ультрабазитов мощностью около 100 м, комплекс расслоенного габбро и пироксенитов мощностью 500-1000 м, а также дайковая серия и толща подушечных лав мощностью по 400-500 м каждая. В верхах второго из названных комплексов в отдельных обнажениях появляется более позднее магматическое габбро, часто представленное крупнозернистыми лейкократовыми разностями (с переходами в габбро-пегматиты) и густо насыщенное жилами диабазов. Однако особый интерес в рассматриваемой офио-

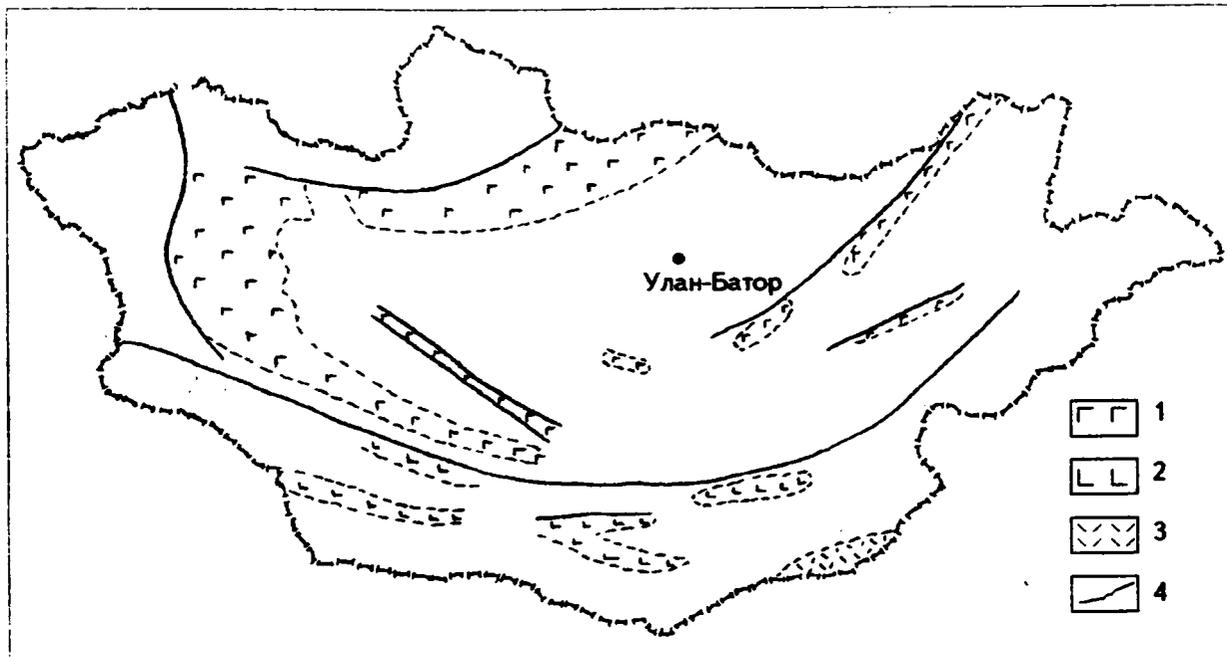


Рис. 16. Основные области распространения формаций океанической стадии в пределах Монголии.

Комплексы формации: 1 - поздний рифей - раннекембрийские; 2 - среднепалеозойские; 3 - позднепалеозойские; 4 - Главный Монгольский линиament.

литой ассоциации представляют его дайковая серия и подушечные лавы. Оба эти компонента офиолитовой ассоциации состоят из плагипорфировых и афировых диабазов, имеющих одинаковые петрологические и геохимические характеристики. Кроме того, в основании толщи подушечных лав здесь местами выделяются базальные слои гиадокластитовых вулканических брекчий, состоящих из множества округлых лавовых обломков типа подушек, сцементированных тонкозернистой гиадокластитовой массой. По составу дайки и подушечные лавы хорошо коррелируются с базальтами новообразованных впадин Филиппинского моря. В целом предполагается, что баянхонгорская офиолитовая ассоциация маркирует океаническую кору окраинноморского бассейна.

Еще один тип каледонских офиолитов Монголии характеризует уригольский офиолитовый комплекс Джидинской зоны в Юго-Восточном Прихубсугулье. Исследования К.Б.Кепежинска и других [1985, 1987] показали, что отличительной особенностью этого комплекса является участие в нем лав бонинитов, ассоциирующих соответственно с дайками диабазов и лавами низкотитанистых высокомагнезиальных пикритовых базальтов. В ассоциации с лавами здесь наблюдаются редкие горизонты красных слоистых яшм. По особенностям химического состава и характеру распределения РЗЭ в дайках и лавах уригольский офиолит принадлежит к типу так называемых надсубдукционных офиолитов, характерных для окраинно-морских бассейнов и формирующихся в условиях задугового спрединга над зоной субдукции [Томуртоого, 1989].

В других тектонических зонах каледонид Северной Монголии к числу офиолитовой формации относятся сильно тектонизированные ультрабазиты с включенными в них блоками пироксенитов и габброидов, а также тектонически совмещенные с ними спилитовые лавы. Такой характер строения свойственен каледонским фрагментарным офиолитам, развитым в Ханхухейском, Хиргисс-нурском, Хархиринском и Уланшандинском участках Озерной зоны, а также в Монгольско-Алтайской, Шишидской, Адацагской и Керуленской зонах.

В отношении геологического возраста формирования большинства офиолитов Северной Монголии существуют различные трактовки: одни исследователи относят их к верхнему рифею [Томуртоого, 1989], другие датируют их вендом [Зоненшайн, Кузьмин, 1978] или вендом-нижним кембрием [Хераскова, 1987; Дергунов, 1989]. На карте геологических формаций МНР для них принят верхнерифейско-нижнекембрийский возраст.

Современное структурное положение офиолитов в теле каледонид Монголии установлено достаточно четко; оно свидетельствует о тесной их связи с тектоническими покровами кембрийского времени [Зоненшайн и др., 1975, 1985; Зоненшайн, Томуртоого, 1979; Перфильев, Херасков, 1980; Дергунов, Лувсанданзан, 1984; Коптева и др., 1984; Кепежинска и др., 1985, 1987; Томуртоого, 1989; Дергунов, 1989].

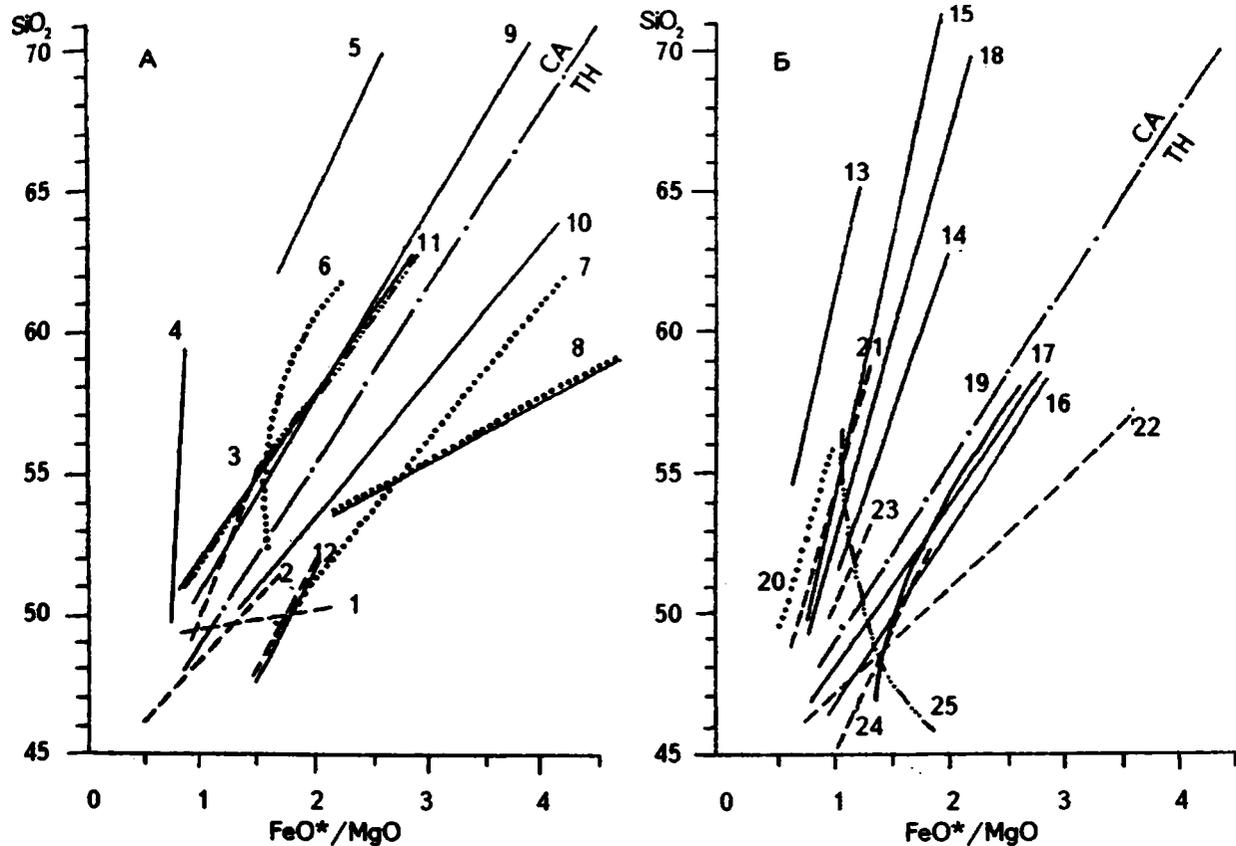


Рис. 17. Разделение на толеитовые (ТН) и известково-щелочные (СА) серии по дискриминационной петрохимической диаграмме [Miyashiro, 1975] для вулканических пород различных геотектонических обстановок современного океана (А) и древних офиолитовых ассоциаций (В).

А. Вулканические серии: 1 - срединно-океанических хребтов [Miyashiro, 1975], 2 - интрадугового бассейна Ло [Hawkins, 1976], 3 - инициальной стадии задугового бассейна Брансфильд Стрэг, о-ва Бриджмен и Пингвин [Weaver et al, 1979], 4 - высоко-Mg андезитов и ассоциирующих базальтов Японской островной дуги, вулканический пояс Сетуки [Ishizaka, Carlson, 1983], 5 - островного склона глубоководного желоба Яп [Геология дна ..., 1980]; внутриокеанических фронтальных островных дуг; 6 - Марианский остров Сариген [Meijer, Reagan, 1981] и дуги Тонга; 7 - остров Раул; 8 - остров Лойт [Кележинскас, 1985]; 9, 10 - Алеутской островной дуги, остров Уналяшка [Кележинскас, 1985]; 11, 12 - ремнантной островной дуги Лау Колвиль [Gill, 1976].

Б. Вулканические серии PR - V - E<sub>1</sub> офиолитов Монголии (13-19), Pz<sub>1</sub> офиолитов Ньюфаундленда (20), Pz<sub>1</sub> офиолитовых фрагментов Норвегии (21-24) и докембрийских офиолитов Марокко (25).

Хан-Тайшир: 13 - серия параллельных даек, 14 - пиллоу и массивные лавы покровов, Восточное Прихубсугулье: участки к востоку - 15 и к западу - 16 от слияния рек Ури и Эгйингол, 17 - участок р. Алаг-Цари-гол, восточное побережье оз. Хубсугул; 18 - участок р. Ульд-гол, правого притока р. Эгйин-гол, 19 - Баян-Хонгорская зона, 20 - Бетты Кав [Кележинскас и др., 1984], 21 - Кармоу, Берген (Галфиллет), 22 - Луклинг, Кармоу, Берген [Furness et al., 1980, 1982]; 23, 24 - Склвар [Gustavson, 1978], 25 - Бу-Аз-зер, Марокко [Bodinier et al., 1984].

Варисциды и индосиниды Южной Монголии отличаются сравнительно нешироким развитием офиолитов и их сильной фрагментарностью. В них преобладают апогарцбургитовые серпентиниты, отмечаются верлиты, среди габброидов доминируют лейкократовые такситовые разности. Дайковая серия в полном виде в настоящее время нигде не известна. Подушечные лавы и глубоководные осадки представлены в незначительных количествах. Повсеместно эти компоненты офиолитов выступают, по данным некоторых исследователей, в аллохтонных тектонических пластинах и превращены в серпентинитовый меланж [Зоненшайн и др., 1975; Руженцов и др., 1985, 1987, 1989; Томуртоого, 1989]. В Заалтайской зоне варисцид сохранилось первичное стратиграфическое налегание осадочно-вулканогенной части офиолитового разреза на меланократовый фундамент, которое сопровождается появлением на их контакте офикальцитовой яшмовой пачки осадочных пород. Последнее обстоятельство сближает этот офиолит с мезозойскими офиолитами Лигурии в Италии. Предположительный возраст офиолитов в варисцидах нижнепалеозойский, в индосинидах — среднепалеозойский.

По представлениям многих исследователей офиолиты палеозойид Монголии маркируют океаническую стадию развития земной коры разновозрастных складчатых областей Центральной

Азии, а точнее, океаническую кору двух палеоокеанов — Азиатского и Палеотетиса, на месте которых возникли соответственно каледонский и герцинский покровно-складчатые пояса [Дергунов, 1989; Дергунов и др., 1972; Зоненшайн, 1972; Ильин, 1982; Руженцев и др., 1987, 1989; Тектоника Северной Азии, 1980; Томуртоого, 1989]. С других теоретических позиций рассматриваются офиолиты Монголии — их строение и структурное положение — в том числе и офиолиты хребта Хан-Тайшири; в многочисленных работах Г.В.Пинуса, Л.В.Агафонова, Ф.П.Леснова и других исследователей.

**Формация метабазальтов.** Породы формации слагают верхние части офиолитового разреза, где лавы основного и среднего состава образуют серии параллельных даек и покровы массивных подушечных лав.

Изучение состава офиолитовых лав выявило среди них большое разнообразие типов вулканических пород, представленных различными толеитовыми, известково-щелочными и марианит-бонинитовыми сериями, а также породами типа базальтовых коматиитов (рис.17) [Кепежинскас, Кепежинскас, Зайцев, 1987]. При этом оказалось, что метавулканииты, сопоставляемые с базальтами срединно-океанических хребтов, практически отсутствуют в составе офиолитовых лав Монголии. К этому типу отчасти приближаются базальты и андезиты толеитовой серии, развитой по р.Алаг-Цари-гол в Восточном Прихубсугулье, ассоциирующиеся с расслоенными габброидами. По низкому содержанию  $K_2O$  (0,1-0,5 масс.%) и умеренным содержаниям  $TiO_2$  (1-1,8%) и относительно низкому  $Al_2O_3$  (15%) они могут сопоставляться с базальтами типа MORB, но вместе с тем обнаруживают тенденции, близкие к тренду толеитов примитивных островных дуг (Алеутская, Тонга) (рис.17). Эта серия занимает промежуточное положение между абиссальными толеитами и толеитами окраинных морей и междуговых бассейнов (Ло), с одной стороны, и известково-щелочными сериями — с другой, обнаруживая “островодужные” петрохимические признаки. Петро- и геохимическими чертами, более свойственными лавам окраинных бассейнов и островных дуг, обладают базальты офиолитов Баян-Хонгорской зоны Монголии (рис.17). Они в известной мере могут быть сопоставлены с мезозойскими офиолитами Чили, в которых наряду с низкокальциевыми, деплетированными толеитовыми базальтами типа MORB встречаются дифференцированные до дацитов толеитовые вулканические серии, обогащенные некогерентными элементами (K, Rb, Ba, Sr) и LREE.

Более значительный объем среди офиолитовых лав Монголии занимают островодужные смешанные толеитовые и известково-щелочные серии, присутствующие, в частности, в разрезах офиолитов р.Эгийнгол в Восточном Прихубсугулье. Толеиты этих ассоциаций значительно отличаются от других толеитов более низкими содержаниями  $TiO_2$  (<0,9%), высоким  $Al_2O_3$  (18-21%) и ассоциируют, как правило, с граувакками и известково-щелочными вулканиитами, нередко интенсивно дифференцированными. Таковой является метабазальт-андезит-дацит-риолитовая ассоциация участка р.Уял-Гол в Восточном Прихубсугулье, которая приближается к типичным известково-щелочным сериям Идзу-Бонинской и Алеутской (остров Уналяшка) островных дуг (рис.17). Аналогами подобных серий среди древних офиолитов являются известково-щелочные офиолитовые лавы Беттс-Кав в Ньюфаундленде, также ассоциирующие с толеитовыми базальтами (рис.17).

Подавляющее развитие в составе офиолитовых лав различных местонахождений Монголии имеют известково-щелочные базальты и андезиты. Они встречаются в ассоциации с толеитами островодужного и окраинноморского типа, но, кроме того, отмечаются в виде серий примитивных по геохимическим особенностям андезитовых покровов пиллоу лав, например, в офиолитовом разрезе Хан-Тайшири (рис.18).

Менее характерны для монгольских офиолитов высоко- и умеренно-щелочные серии базальтов (рр.Эгийн-гол, Ури-гол) с характерными признаками подводных излияний, значительно обогащенные  $TiO_2$  (~2%) и недосыщенные  $SiO_2$  (<50%). Они близки к вулканитам островных ассоциаций и сопоставляются с щелочными и толеитовыми базальтами подводных возвышенностей Атлантики и Тихого океана (Императорские горы, поднятие Маркус-Неккер и др.), а также океанических склонов некоторых глубоководных желобов.

Для выяснения генезиса офиолитов особое значение приобретают некоторые индикаторные серии пород, устойчиво ассоциирующие с ультрамафитами и габброидами. К ним относится впервые установленный нами в Монголии дифференцированный ряд высокомагниевого и низкотитанистого базальтов и андезитов среди древних офиолитовых вулканиитов (Кепежинскас, Кепежинскас, Зайцев, 1987). Наиболее ярким их примером является  $R_3$ - $E_1$  офиолитовая ассоциация хребта Хан-Тайшири, обладающая геологическим строением классической офиолитовой триады. Анализ оригинальных и ранее опубликованных [Зоненшайн, Кузьмин, 1978] данных показывает,

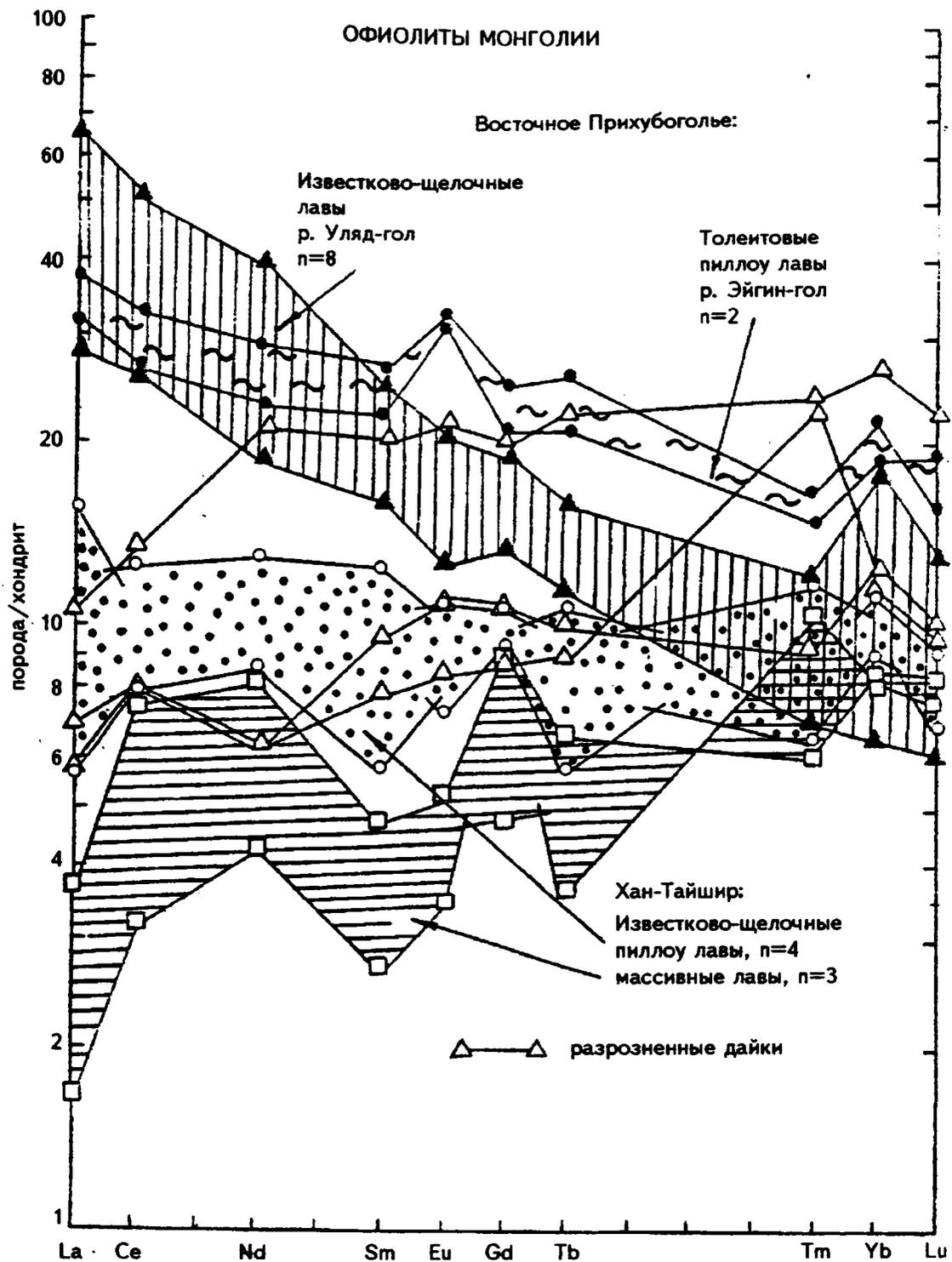


Рис. 18. Распределение REE в толентовых и известково-щелочных вулканических сериях метафиолитовых формации Монголии (покровы, массивные и подушечные лавы, разрозненные дайки).

что офиолитовые вулканисты Хан-Тайшири представлены своеобразными низкокальциевыми лавами, среди которых резко преобладают не базальты, а андезиты и андезибазальты [Кепежинскас, 1984; Кепежинскас и др., 1985]. Как в покровах подушечных лав, так и в комплексе параллельных даек ряды пород, отражающие ход эволюции исходной магмы для вулканических членов офиолитового разреза Хан-Тайшири, обнаруживают характерные тренды дифференциации известково-

СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ (x) И СТАНДАРТНЫЕ ОТКЛОНЕНИЯ (s) ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ ОКИСЛОВ (МАСС.%) И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ( $n \cdot 10^{-4}$ ) В МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ R<sub>1</sub> (?) - R<sub>2</sub> ФОРМАЦИОННОГО КОМПЛЕКСА МОНГОЛИИ (ЦЕНТРАЛЬНО-МОНГОЛЬСКОЕ ПОДНЯТИЕ)

пп параметры	1		2		3		4	
	x	s	x	s	x	s	x	s
SiO <sub>2</sub>	65,45	6,30	57,48	6,63	65,00	2,81	63,11	5,26
TiO <sub>2</sub>	0,94	0,36	0,97	0,20	0,77	0,15	1,21	0,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,64	3,81	20,12	4,09	15,35	1,95	16,74	1,98
FeO	6,99	1,92	8,09	1,08	5,35	0,81	6,26	1,29
MnO	0,14	0,07	0,15	0,03	0,1	0,04	0,17	0,09
MgO	3,61	1,45	3,80	1,44	2,07	1,16	2,94	1,55
CaO	4,69	2,74	2,9	0,29	2,35	0,64	2,64	0,81
Na <sub>2</sub> O	2,03	0,69	2,57	0,49	3,42	0,77	3,79	0,82
K <sub>2</sub> O	1,52	3,93	3,93	1,1	3,59	0,94	3,23	0,88
	5,43	1,95	1,95	0,41	1,52	0,66	1,63	0,69
Li	2,14	2,12	3,86	1,95	3,2	1,47		
Sr	7,43	10,52	3,86	1,21	6,2	3,0	-	
Ba	1,43	1,27	1,71	0,95	3,4	1,12	-	
Zr	6,43	6,08	3,57	1,13	8,00	1,69	-	
Nb	0,43	0,12	0,26	0,11	0,39	0,10	-	
Y	1,11	0,57	0,56	0,18	0,39	0,10	-	
B	4,21	2,88	3,21	5,81	1,6	2,39	-	
V	13,0	8,37	20,43	10,94	14,2	5,44	-	
Cr	11,28	5,76	16,43	3,78	5,4	7,54	-	
Co	12,71	11,99	16,14	11,44	7,07	4,54	-	
Ni	2,28	1,49	3,86	2,19	1,23	1,34	-	
n	12		6		16		12	

Примечание: Бассейн р.Чулутуу: 1 — низко метапелиты, 2 — средне-метапелиты. Район сомона Бат-Цэнгел: 3 — средне- метааркозовые сланцы. 4 — низко- метатерригенные сланцы района Хар-Хорина [Зайцев, Кепежинкас и др., 1982].

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ (МАСС.%) В МЕТАОСАДОЧНЫХ И МЕТАЭФФУЗИВНЫХ ПОРОДАХ РИФЕЙСКИХ ФОРМАЦИЙ МОНГОЛИИ

Комплекс (возраст)	Район	Номер образца	Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	сумма	F
Дархатско-Хубсугульский (R <sub>1</sub> -E <sub>1</sub> )	Бассейны рек: Билин-ход-гол и Шинш-Алаг-Цари-гол	82-30/1	Гр(К)	38,66	0,29	20,78	21,11	7,23	1,57	11,90	н.о.	н.о.	101,54	91
			Би	н.о.	1,83	н.о.	17,17	0,24	9,29	н.о.	0,01	8,53	н.о.	51
		200-3	Гр	38,61	0,15	20,42	21,04	9,80	0,67	7,11	н.о.	н.о.	97,80	96
			Хл	27,07	0,18	18,92	26,99	0,52	12,21	0,02	0,04	2,24	88,18	56
		673-2	Гр	37,31	0,13	20,64	34,49	1,17	4,3	2,44	н.о.	н.о.	100,53	82
		Ам	46,81	0,07	12,64	34,10	н.о.	4,89	0,33	1,41	н.о.	100,59	80	
Нарынский (R <sub>1</sub> (?) - R <sub>2</sub> )	р.Алаг-Цари-гол	82-23/20	Гр(Ц)	н.о.	н.о.	н.о.	18,69		0,40	9,35	не определялось			
			Гр(К)	37,70	0,33	20,22	25,33	7,35	0,91	8,35			100,19	95
		82-23/11	Би	35,79	3,14	16,06	22,68	0,39	7,16	0,01	0,01	9,15	94,39	64
			Гр(Ц)	37,69	0,33	20,68	29,88	3,84	1,37	7,38	н.о.	н.о.	101,17	93
			Гр(К)	37,37	0,33	20,99	33,88	1,40	2,43	4,69			101,0	89
	Би	36,10	1,66	18,37	16,62	0,22	12,28	0,02	0,04	9,4	99,06	44		

Примечание: 82-19/7-Кв+Пл+Би+Му; 82-23/11, 82-30/1 — Кв+Пл+Гр+Би+Ахц+угл. в-во; 82-23/20-Кв+Пл+Гр+Би+Му+Хл+Ка+Ахц; 200-3-метапесчаник (Кв+Аб+Гр+Хл+Му+Эп+Рудн.); 673-2-метадацит (?) (Кв+Пл+Ам+Гр+Би+Эп — возможно, контактовая ассоциация). F=(Fe+Mn)/(Fe+Mn+Mg) ат.%

щелочных расплавов. Поведение Fe, Ti, V (Ti/V > 20) и Cr аналогично распределению соответствующих элементов в известково-щелочных сериях примитивных островных дуг. Андезитабазальтовые и андезитовые пиллоу лавы представлены низко-К железистой (FeO\*/MgO = 0,8-3) серией с относительно более высокими содержаниями TiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и низкими — Cr (табл.4,5). Низкока-

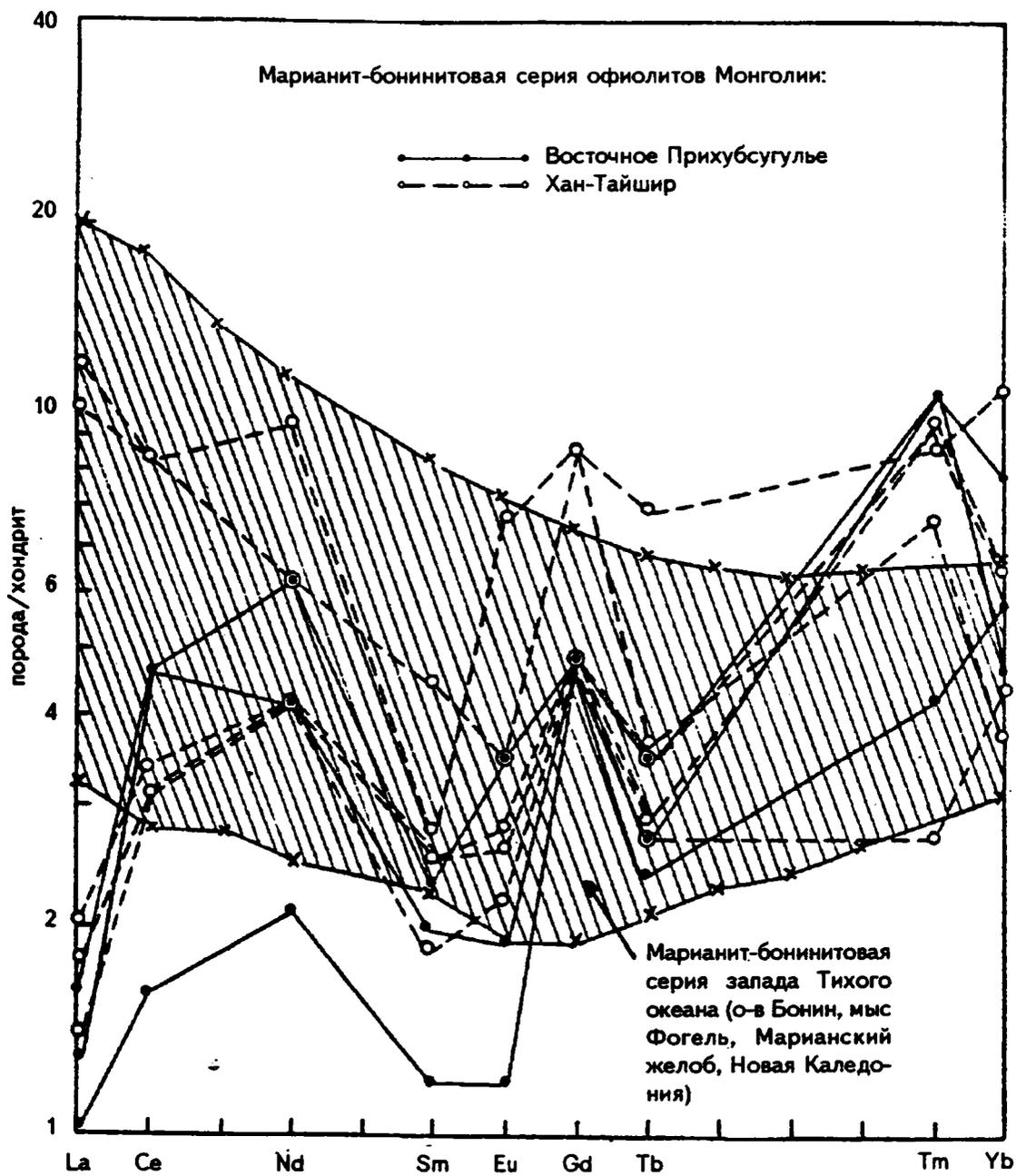


Рис. 19. Содержание REE в породах марианит-бонинитовой серии комплекса параллельных даек Хан-Тайшира и сблизженных дайках в ультрамафитах г. Мандал-Обо (Восточное Прихубсугулье).

левые вулканические породы комплекса параллельных даек отличаются пониженными значениями этих компонентов и более высокими концентрациями Sr. Во многих разновидностях этих низко-Ti и низко-Al лав содержание MgO достигает 10-17% при уровне концентрации SiO<sub>2</sub> ~ 55-64%. По петрогенным и редкоземельным характеристикам включая редкие земли [Кебезинская и др., 1985] лавы дайкового комплекса хр. Хан-Тайшири и даек Восточного Прихубсугулья (рис.19) являются аналогами высоко-Mg и низко-Ti андезитов Троодоса (нижние пиллоу лавы и параллельные дайки), а также пород Tg марианит-бонинитовой серии запада Тихого океана (о-ва Бонин, Папуа, Новая Гвинея, Марианский желоб, Новая Каледония) [Cameron et al. 1983].

Эффузивные породы метаофиолитовых формаций, как и образования R<sub>3</sub>-E<sub>1</sub> формационного комплекса в целом, претерпели сравнительно кратковременный региональный метаморфизм преимущественно в условиях фации зеленых сланцев при умеренных давлениях. Для T° порядка 500°C давление метаморфического флюида, оцененное на основе удельных объемов жидкой

углекислоты и метана, достигало 7 кбар [Кепежинскас, Томиленко и др., 1985]. В отличие от офиолитовых формаций смежных территорий юга Сибири, включающих глаукофан-сланцевую и глаукофан-зеленосланцевую формации, в Монголии аналогичные образования пока не обнаружены.

Таким образом, сравнительный анализ содержаний главных петрогенных элементов, малых компонентов и их распределения в вулканогенных породах метаофиолитовых формаций Монголии [Кепежинскас и др., 1985] приводит к выводу о почти полном отсутствии в их составе лав, сопоставимых с базальтами срединно-океанических хребтов; небольшие объемы окраинноморских толеитов и преобладание известково-щелочных серий в Монголии лучше всего согласуется с их формированием в обстановке островной дуга-окаинный бассейн. Более того, обнаруженные в параллельных дайках марианит-бониниты и породы известково-щелочной серии свидетельствуют о сложной эволюции палеоокеана. В последовательности изверженных пород таких офиолитовых ассоциаций следует различать по крайней мере два этапа вулканизма. Более ранний, связанный с образованием собственно океанической коры (включая также мафит-ультрамафитовый комплекс), которая в более поздний этап эволюции палеоокеана выступает в качестве меланократового фундамента зарождающихся островных дуг. Известково-щелочные дайковые комплексы маркируют начало этапа повторного раскрытия и образования новой коры (аномальной по сравнению с типичной океанической) через интрадуговой спрединг.

*Формация спилитов и кератофинов.* Породы этой формации распространены на востоке Озерной зоны — в междуречье р.р. Хунгуй и Дзабхан. В составе формации наряду с основными породами участвуют кварцевые кератофиры.

По структурно-текстурным признакам здесь среди базальтоидов различаются спилиты, спилиты со структурой спинифекс, вариолиты, пироксен-плагиоклазовые микродиабазы, диабазы, их лавовые брекчии, гиалокластиты. Наибольшим распространением пользуются афировые спилиты. Порфиновые выделения в них появляются в центральных, лучше раскристаллизованных частях подушек. Количество вкрапленников составляет 5-10%, редко 20% объема породы. Размер их не превышает 1-2 мм. Во вкрапленниках и микролитах наиболее распространен альбитизированный, редко сосюритизированный плагиоклаз. Реже встречаются псевдоморфозы хлорита по пироксену. Структура основной массы чаще интерсертальная или спилитовая, реже гиалопилитовая, гиалиновая, вариолитовая, спинифекс. В центральной части подушек встречаются лучше раскристаллизованные разности, имеющие структуру, близкую к микролитовой. Темноцветные минералы имеются не во всех разностях пород, а лишь в полнее раскристаллизованных. Они, как правило, представлены авгитом, в щелочных разновидностях пород — титанавгитом. Гораздо реже встречаются пижонит и энстатит-диопсид. Кислые породы формации, представленные дацитами, риодацитами и их туфами, в настоящее время изучены слабо.

*Формация гипербазитов.* Выше была дана геологическая характеристика этой формации. Ее слагают породы, образующие различные по размерам тела в составе офиолитового комплекса. По вещественному составу гипербазиты Монголии в разных массивах довольно близки. Ультраосновные и оновные породы, связанные с ними, претерпели значительные постмагматические и метаморфические преобразования. Основной объем большинства массивов сложен серпентинитами смешанного состава. Из мономинеральных разностей преобладают антигоритовые серпентиниты. Серпентинизированные дуниты, гарцбургиты и лерцолиты в пределах Монголии распространены примерно в равных количествах. Вместе с тем в конкретных массивах может преобладать тот или иной петрографический тип пород [Пинус, Агафонов, Леснов, 1984]. Редко среди гипербазитов встречаются верлиты. Во многих массивах присутствуют жилло-, линзо- и пластообразные тела пироксенитов, среди которых отмечаются вебстериты, клино-ортопироксениты. В разных массивах, обычно преобладает или присутствует какой-то минеральный тип пироксенита, реже могут встречаться вместе две разновидности. В некоторых массивах установлены вторичные дуниты, оливин которых значительно превышает по магнезиальности оливин первичных разностей. Генетически с альпинотипными гипербазитами, кроме пироксенитов, связана широкая гамма метасоматически и метаморфически преобразованных ультраосновных и основных пород: кварц-карбонатные, тальк-карбонатные, кварц-карбонат-хлорит-фукситовые, нефриты, тремолититы, серпентин-амфиболовые породы и родингиты [Агафонов, Пинус, 1981].

Химический состав наиболее характерных пород альпинотипных гипербазитов Монголии показан в табл.6. В ней обобщены все данные по химизму гипербазитов Монголии, известные в настоящее время.

Как видно из приведенных цифр, все породы значительно серпентинизированы. Причем в дунитах и перидотитах степень серпентинизации составляет (с учетом карбонатизации) пример-

**СРЕДНИЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ТИПОВ ПОРОД АЛЬПИНОТИПНЫХ  
ГИПЕРБАЗИТОВ МОНГОЛИИ, МАСС.%**

Компо- нент	1		2		3		4		5		6		7		8	
	x	s	x	s	x	s	x	s	x	s	x	s	x	s	x	s
SiO <sub>2</sub>	38,41	1,65	39,08	1,90	42,86	3,98	43,46	2,71	46,05	7,43	52,67	1,83	48,95	1,83	38,21	2,19
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,04	0,03	0,03	0,07	0,05	0,08	0,07	0,14	0,10	0,05	0,04	0,20	0,11	0,04	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,62	0,61	0,75	0,61	1,42	0,63	2,32	1,69	1,39	0,62	1,97	1,78	2,65	1,19	0,55	0,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,09	1,50	3,51	1,33	3,22	1,53	3,25	1,11	2,41	1,07	0,73	0,93	1,85	0,84	5,49	2,42
FeO	4,17	1,64	3,93	1,42	4,99	1,63	4,53	1,77	4,62	1,83	6,60	1,69	3,65	1,19	2,24	1,98
MnO	0,10	0,03	0,09	0,02	0,12	0,08	0,10	0,02	0,16	0,05	0,16	0,05	0,10	0,02	0,08	0,04
MgO	43,08	3,14	41,14	2,38	35,49	4,38	29,72	5,96	36,68	5,33	25,77	4,84	21,14	3,35	38,22	2,10
CaO	0,26	0,31	0,42	0,52	3,33	3,07	8,81	4,97	2,94	1,80	8,76	5,49	17,60	3,24	0,41	0,66
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,03	0,05	0,05	0,07	0,05	0,14	0,08	0,13	0,07	0,12	0,09	0,26	0,06	0,05	0,05
NiO	0,25	0,04	0,24	0,08	0,16	0,08	0,11	0,03	0,09	0,10	0,05	0,03	0,03	0,03	0,23	0,07
H <sub>2</sub> O	8,01	4,39	9,85	3,42	7,12	2,62	6,43	2,76	5,20	3,78	2,41	1,73	2,95	1,31	13,58	2,27
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,64	0,46	0,49	0,27	0,34	0,12	0,57	0,23	0,82	0,36	0,37	0,11	0,35	0,27	0,34	0,30
K	0,47	—	0,45	—	0,37	—	0,39	—	0,32	—	0,09	—	0,31	—	0,69	—
Fe <sup>2+</sup>																
Fe <sup>2+</sup> +Mg	10,29	9,51		11,11		12,37		10,44		15,81		14,12		10,56		
n	32	30		15		13		11		20		7		36		

Примечание: x — среднее; S — среднее квадратичное отклонение; n — число анализов. 1 — дуниты, 2 — гарцбургиты, 3 — лерцолиты, 4 — верлиты, 5 — ортопироксениты, 6 — вебстериты, 7 — клинопироксениты, 8 — серпентиниты; K — степень окисленности.

но 40-70%. Наиболее измененными породами оказываются гарцбургиты, а наиболее свежими — верлиты. Из пироксенитов наиболее изменены ортопироксениты, а наименее — вебстериты. Самыми окисленными породами оказываются серпентиниты, характеризующиеся максимальным значением коэффициента окисления ( $K = 0,69$ ). Дуниты и гарцбургиты образуют следующую группу пород, в которых окислено около половины железа ( $K = 0,45-0,47$ ). В лерцолитах, верлитах, ортопироксенитах и клинопироксенитах окислено около одной трети железа ( $K = 0,39-0,37-0,32-0,31$ ). Менее всего железо окислено в вебстеритах ( $K = 0,09$ ). Все породы являются весьма магниальными образованиями.

С альпинотипными гипербазитами гинетически связан комплекс полезных ископаемых, таких как талькиты, хризотилловые и амфиболовые асбесты, магнезиты, нефриты и другие [Агафонов и др., 1985].

С магматической стадией образования гипербазитов связано формирование хромититов, которые встречаются во многих крупных и мелких массивах. Непосредственно с хромитами ассоциируют платиноиды.

### ФОРМАЦИИ ПЕРЕХОДНОЙ СТАДИИ

Индикаторами для переходной стадии формирования континентальной коры в складчатых структурах Монголии являются следующие вулканические формации: базальтовая, андезибазальтовая, андезитовая, андезидацитовая, дацит-риолитовая, риолитовая и плутонические формации: перидотит-пироксенит-габбровая, местами с габбро-норитами; тоналит-плагιοгранитовая; гранодиоритовая, гранодиорит-гранитовая и гранитовая. Они формировались, вероятно, в обстановках островных дуг, аккреционной и коллизионной тектоники.

### Вулканические формации

*Формация базальтовая, андезибазальтовая и андезитовая.* Эту формацию представляют многие толщи вулканических пород основного и среднего состава с преобладанием в них андезитов нормальной щелочности. Сравнительно небольшую роль играют более кислые разности (дациты и риолиты), которые обычно появляются в верхах разрезов толщ и в возрастном отношении всегда более поздние. Образование формации происходило в пределах островных дуг или отдельных вулканических островов, а также на подводных поднятиях окраинных морей. При этом часто наблюдается смена глубоководных базальтовых и андезибазальтовых трещинных излияний, более мелководными и наземными андезитовыми и риолит-дацитовыми извержени-

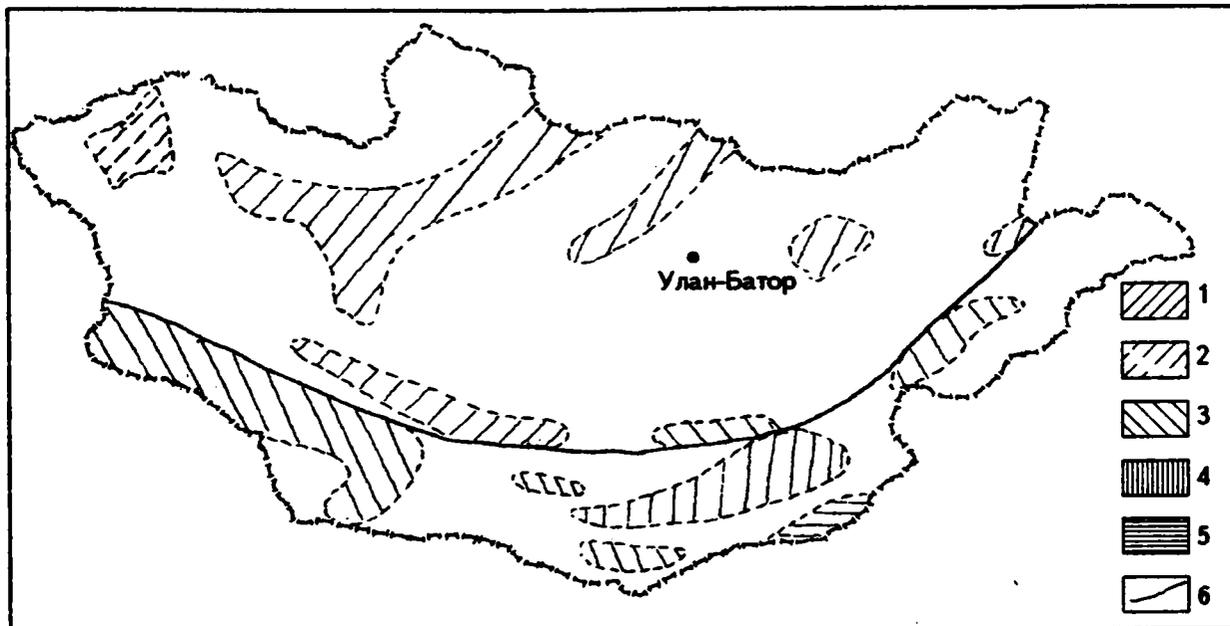


Рис. 20. Основные области распространения пород вулканических формаций переходной стадии в пределах Монголии.

Комплексы формаций: 1 - средне-позднекембрийские, 2 - ордовик-нижнесилурийские, 3 - раннесреднедевонские, 4 - раннекаменноугольные, 5 - каменноугольные-раннепермские, 6 - Главный Монгольский линеймент.

ями из вулканов центрального типа. Характерна тесная пространственная связь вулканогенных пород с осадочными формациями (терригенными, туфогенно-граувакковыми, карбонатными, кремнисто-карбонатными; флишево-олистоостромовыми и др.).

На территории Монголии вулканы формации проявились в ранних ( $R_3-E_1$ ) и поздних ( $E_{2,3} - O-S$ ) каледонидах, в ранних ( $D-C_1$ ) и поздних ( $C_2-P$ ) герцинидах. Все они изучены пока относительно слабо. Наиболее достоверно они выделяются в каледонидах Северной Монголии и герцинидах Южной Монголии (рис.20).

В каледонидах Северной Монголии формация широко распространена в Джидинской, Озерной и Идэрской зонах, где часто ассоциирует с базальтоидами офиолитового комплекса и имеет в основном венд-раннекембрийский возраст.

Материалы по венд-нижнекембрийскому вулканизму Джидинской зоны ранних каледонид показывают, что дифференцированные базальт-андезит-дацит-риолитовые серии островодужного типа совместно с осадочными карбонатными и граувакково-флишевыми толщами находятся местами, по-видимому, в аллохтонном залегании и структурно надстраивают разрезы офиолитов [Гордиенко, 1987; Хераскова и др., 1987]. Подобные взаимоотношения наблюдаются в бассейне р.Эгийн-гол и его притоков (Ур-гол, Далтуин-гол, Эрини-гол и др.), а также, вероятно, в бассейне р.Мурэн. В этих районах выше венд-нижнекембрийской офиолитовой ассоциации залегает ряд толщ общей мощностью 2-3 км. Наиболее ранней является толща лав андезитового состава, ассоциирующих с гравелитами, конгломератами, известняками, песчаниками и разнообразными туфами. Средняя толща образована песчаниками, граувакками, гравелитами, в обломочной части которых в основном развиты остроугольные зерна плагиоклаза и отсутствуют зерна кварца. Верхняя толща сложена преимущественно кислыми вулканидами.

Формацию базальтовую, андезит-базальтовую и андезитовую представляют вулканы нижней толщи. Разрезы ее по простиранию фациально изменяются. Так, на участке низовий р.Бургултай-гол в строении толщи большую роль играют высокомагнезиальные пироксеновые базальты. На слиянии рр.Эгийн-гол и Ур-гол в ее составе преобладают кремнисто-карбонатные породы, среди которых наблюдаются горизонты (мощностью до 100 м) андезитов и андезитобазальтов. Ниже по течению р.Эгийн-гол, западнее Тэшиг-сомона облик толщи определяют переслаивающиеся между собой андезитовые порфириты и их туфы, дациты, риолиты и их туфы в ассоциации с туфопесчаниками, туфоконгломератами, местами превращенными в пироксен-кварц-амфиболовые, хлорит-кварц-серицитовые сланцы. Подчиненное значение имеют известняки, нередко мраморизованные.

В Озерной зоне ранних каледонид вулканы формации описаны в составе уланшандинской свиты венда-раннего кембрия [Зоненшайн и др., 1985]. Она также широко распространена в хребтах Хантайшири-Нуру, Хан-Хухей и других местах.

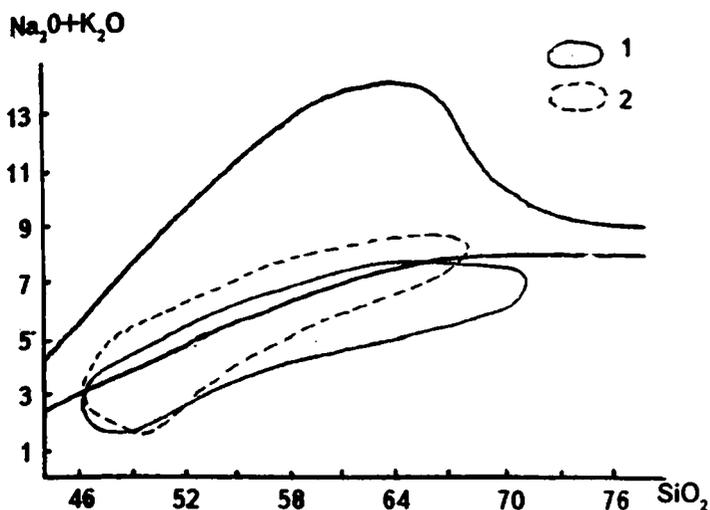


Рис. 21. Поля химических составов пород вулканических формаций переходной стадии.

1 - венд-раннекембрийские формации Джидинской зоны Северной Монголии, 2 - девонские ассоциации Заалтайской зоны Южной Монголии.

р. Керулен. В последнем случае породы формации надстраивают разрез офиолитов [Гордиенко, 1987] и представлены чередующимися пачками зеленокаменноизмененных основных и средних вулканитов, граувакк, известняков и микрокварцитов (мощность около 3000 м).

Наиболее широко распространена описываемая вулканическая формация в ранних герцинидах Южной Монголии: в Барунхурайской, Гоби-Алтайской, Заалтайской, Баянлегской, Гурвансайханской и др. зонах. Лучше всего она изучена в Заалтайской зоне в хр. Цаган-Дэрсний-Нуру, Ноен-Ула и в южных отрогах хр. Адж-Богдо. Здесь формация представлена мощной зеленокаменной кремнисто-базальтоидной толщей, сложенной в основном пироксеновыми и миндалекаменными базальтами, андезибазальтами, а также их туфами, туфобрекчиями с прослоями и линзами кремнистых пород, яшмоидов и известняков. Ее возраст ниже-среднедевонский, возможно, частично силурийский [Гордиенко, 1987].

Наиболее полный разрез наблюдался в хр. Эдренгийн-нуру севернее родника Улан-Чулу-Булак, где вскрыта мощная (около 2000 м) толща переслаивающихся афировых пироксеновых и миндалекаменных базальтов (иногда с гранатом) и андезин-базальтов в ассоциации с пироксеновыми габбро, габбро-диабазам и кремнисто-карбонатными породами. В верхней части разреза толщи появляются олистостромы с обломками базальтоидов, габброидов, ультраосновных и кремнистых пород. Разрез наращивается на северо-восточном склоне этого хребта, где в согласном залегании обнажены (снизу вверх): 1) базальтовые порфириды мощностью 500 м; 2) афировые пироксеновые базальты (700-800 м); 3) афировые зеленокаменноизмененные базальты, андезибазальты и кремнистые породы (800 м); 4) кремнистые породы и яшмы (300 м). Общая видимая мощность этого разреза около 4500 м.

В хребтах Ноен-ула и Адж-Богдо в составе формации наряду с базальтовыми и андезибазальтовыми вулканитами широко распространены (особенно в верхах разрезов) андезиты, а также дациты, риолиты и их туфы. Вулканиты ассоциируют с кремнистыми породами, яшмами, окремненными аргиллитами, граувакками, рифовыми известняками (криноиды, мшанки, брахиоподы), указывающими на подводный характер извержений. Вулканиты претерпели сильные зеленокаменные изменения (альбитизацию, хлоритизацию, карбонатизацию, сосюритизацию и др.), в связи с чем состав и соотношение вкрапленников и основной массы в базальтоидах определяются с трудом. Плаггиоклаз в них в основном соответствует андезинулабрадору, широко распространенный пироксен представлен моноклинными разновидностями (авгит и др.) и часто замещен обыкновенной роговой обманкой и актинолитом.

Химический состав пород формации в целом изучен пока еще недостаточно. Имеющиеся в нашем распоряжении химические анализы вулканитов Джидинской зоны ранних каледонид и Заалтайской зоны герцинид (табл. 7 и 8) показывают, что в основном они относятся к известково-

В Идэрской и Тарято-Селенгинской зонах этих каледонид рассматриваемую формацию представляют толщи пород венда-нижнего кембрия, развитые в окрестностях гор Дархана, по левобережью р. Орхон, в хребте Тарбагатай, на Сонгинском поднятии, по левобережью нижнего течения р. Идэр-гол. Они сложены мощными (до 5000 м) накоплениями вулканитов базальтового, андезитового состава с подчиненными дацитами и риолитами, а также с чередующимися вулканитами, мраморизованными известняками, филлитовидными сланцами, туфогенными песчаниками, алевролитами и кварцитовидными породами. Полоса этих пород прослеживается на запад до Ханхухэйской зоны и на восток до

**ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД ВЕНД-РАННЕКЕМБРИЙСКОЙ БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТ, АНДЕЗИТО-ВОЙ ФОРМАЦИИ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ РАННИХ КАЛЕДОНИД СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ**

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
1.	46,66	0,85	18,68	2,01	8,79	0,22	8,40	11,79	2,43	0,06	—	0,11	100,00
2.	47,83	1,71	17,58	4,27	7,91	0,21	4,47	11,73	3,83	0,23	—	0,23	100,00
3.	49,06	0,43	11,60	1,79	8,18	0,15	12,06	14,41	1,74	0,41	—	0,17	100,00
4.	51,44	0,89	15,81	1,91	7,19	0,22	8,29	8,05	5,13	0,23	—	0,26	99,41
5.	52,63	0,70	21,36	3,91	4,83	0,14	4,96	7,01	3,80	0,52	—	0,13	99,99
6.	54,66	0,57	17,27	2,67	5,70	0,15	7,16	7,23	3,75	0,89	—	0,16	100,21
7.	56,08	0,64	16,30	1,50	6,12	0,15	6,20	6,70	4,92	1,12	—	0,17	99,90
8.	58,27	0,51	15,48	2,82	4,75	0,10	6,69	5,46	4,34	1,24	—	0,32	99,98
9.	62,59	0,51	15,54	1,23	4,62	0,10	4,41	6,77	3,28	0,72	—	0,22	99,99

Примечание: 1-9 — породы формации, распространенные в бассейне р.Улад-Гол и районе слияния рек Ур-Гол и Эгийн-Гол. Используются данные: [Ильин, 1982; Кепежинскас и др., 1985; Гордиенко, 1987].

**ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ДЕВОНСКОЙ БАЗАЛЬТ, АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТ, АНДЕЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ ЗААЛТАЙСКОЙ ЗОНЫ ГЕРЦИНИД ЮЖНО-МОНГОЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ**

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
1.	47,84	1,26	18,60	3,40	4,57	0,15	4,58	9,35	2,71	2,58	2,83	0,49	—	100,36
2.	47,14	1,25	15,58	2,04	8,71	0,17	7,36	12,30	1,70	0,96	2,21	0,11	—	99,53
3.	59,48	0,93	16,74	3,40	3,26	0,12	2,81	3,87	3,97	3,47	2,74	0,32	—	100,11
4.	49,70	1,24	14,79	3,57	7,45	0,16	7,37	10,76	1,87	0,67	2,19	0,32	—	100,09
5.	50,28	1,02	14,47	4,02	6,83	0,16	5,14	10,62	1,67	0,83	2,52	0,09	—	99,65
6.	53,41	0,78	17,00	3,58	5,96	0,18	5,00	6,84	3,28	1,92	1,96	0,29	0,22	100,20
7.	53,55	0,77	16,40	3,58	5,69	0,17	4,81	8,64	3,59	1,20	1,59	0,28	не опр.	100,27
8.	54,90	0,61	16,17	1,63	8,40	0,16	2,78	6,24	4,52	2,02	1,68	0,44	0,33	99,55
9.	47,71	0,80	15,68	3,36	8,19	0,22	6,00	9,84	2,76	2,65	2,62	0,37	не обн.	100,20
10.	47,70	0,80	16,58	4,62	5,70	0,20	6,75	10,20	3,53	1,25	2,82	0,35	0,11	100,50

Примечание: 1-10 — центральная часть хр.Эдрэнгийн-Нуру: 1 — пироксеновый базальт, 2 — толеитовый базальт, 3 — пироксеновый трахиандезит-базальт, 4,5 — пироксеновые базальты, 6,7 — пироксен-рогово-обманковые андезитобазальты, 8 — трахиандезит-базальт, 9 — трахибазальт, 10 — оливиновый базальт.

Анализы выполнены в Геологическом институте Бурятского филиала СО АН СССР по материалам И.В.Гордиенко.

щелочной вулканической серии нормальной щелочности (рис.21). В составе пород преобладают андезибазальты, андезиты. Менее распространены дациты и риолиты.

На диаграмме AFM (рис.22) разновозрастные породы формации отчетливо обнаруживают известково-щелочной тренд дифференциации. Точки группируются в основном вокруг средних составов андезитов и андезибазальтов натриевой известково-щелочной и шошонитовой серий основных дуг [Кузьмин, 1985], иногда отклоняясь в сторону толеитовых базальтов океанов. В целом тренды дифференциации близки к направлению эволюции вулканизма Курильских островов [Пискунов, 1986] и Каскадных гор Северной Америки [Колман, 1979].

Формации андезит-дацитовая, дацит-риолитовая и риолитовая. Здесь рассмотрены сразу две формации: 1) андезит-дацитовая, дацит-риолитовая и 2) дацит-риолитовая, риолитовая, различия между которыми заключаются в преобладании средних или кислых пород. Названные формации редко образуют самостоятельные вулканические поля и ареалы. Чаще всего они слагают дифференцированные вулканические серии с породами вышеописанной базальт-андезит-базальт, андезитовой формации. Выше уже указывалось, что в Джидинской зоне кислые вулканы наблюдаются в едином разрезе с основными эффузивами, причем кислые породы слагают более или менее самостоятельные толщи в верхней части разрезов. Они представлены флюидальными риолитами и их туфами, перемежающимися с дацитами и риодацитами. В составе толщ встречаются туфобрекчии и туфоконгломераты с обломками основных и средних вулканитов.

На карте геологических формаций МНР отдельные поля в составе андезит-дацитовой и дацит-риолитовой формаций венда-раннего кембрия выделены среди ранних каледонид в Керуленской зоне, а более кислые их типы (дацит-риолитовая и риолитовая) отмечена в Тарято-Селенгинской

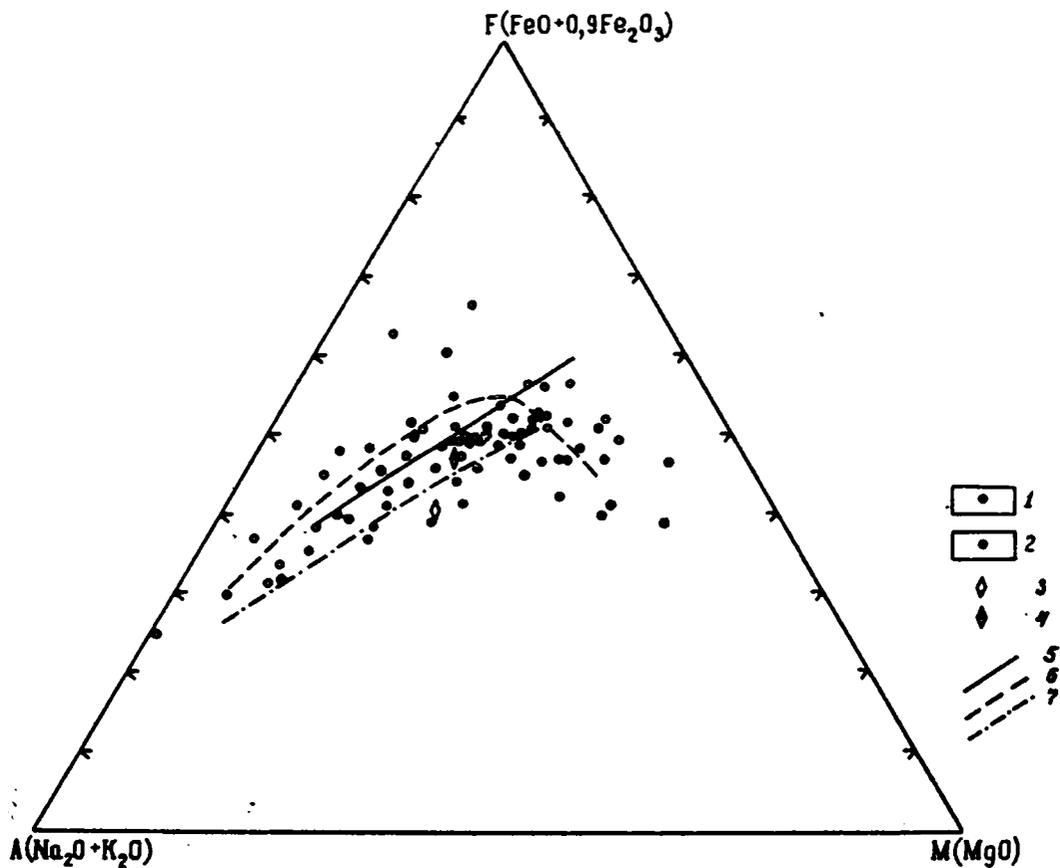


Рис. 22. Диаграмма AFM островодужной вулканической ассоциации.

1 - составы вулкаников Джидинской зоны; 2 - составы вулкаников Заалтайской зоны; 3-4 средние составы [Кузьмин, 1985]; 3 - андезиты натриевой известково-щелочной серии островных дуг; 4 - андезиты островных дуг; 5 - вулканическая серия Курильской дуги [Пискунов, 1986], 6,7 - разделительные линии [Колман, 1979] толеитовой и известково-щелочной серии вулкаников Каскадных гор.

зоне в составе позднерифейских-нижнекембрийских отложений. В обоих случаях материалов для их подробной характеристики не имеется.

В Керуленской зоне по данным В.А.Амантова, М.В.Дуранте и И.Б.Филипповой [Геология МНР, 1973] среди венд-нижнекембрийских отложений выделено две толщи: нижняя карбонатно-терригенная и верхняя вулканогенная. Последняя образована зеленокаменноизмененными базальтами, андезибазальтами, андезитами, их туфами и туфобрекчиями, содержащими горизонты кремнисто-туфогенных сланцев, кварцитов и рифовых известняков. Мощность этой толщи в районе горы Обот-Ула, по их данным, составляет около 2000 м. На левобережье р. Керулен и в долине р.Царьин-гол развиты сильно измененные и рассланцованные вулканогенные породы основного и среднего состава, а также флюидалные риолиты, туфолавы, дациты, пепловые туфы, содержащие горизонты кварцитовидных песчаников, известняков и конгломератов. Мощность этих образований достигает 3500 м. По имеющимся химическим анализам кислых вулкаников [Геология МНР, 1973] можно заключить, что они относятся к известково-щелочной вулканической серии нормальной щелочности (6-7% щелочей) (рис.21).

Островодужные вулканики преимущественно кислого и среднего состава выделяются также в Тарято-Селенгинской зоне каледонид. Например, в окрестностях города Дархан и в низовьях р.Толы среди мощных (до 3000 м) осадочных отложений, в нижних частях разрезов, отмечаются лавы и туфы риолитового и андезитового состава в ассоциации с филлитовидными сланцами, известняками и кварцитами. Подобные вулканогенные породы отмечаются также среди позднерифейско-нижнекембрийских отложений хребта Тарбагатай [Геология МНР, 1973].

Однако, как отмечалось выше, структурное положение и состав названных вулканических полей и ареалов достоверно еще не выяснен. Они надежно не отделены ни от более ранней базальтовой, андезибазальтовой, андезитовой формации, ни от базальтоидов офиолитовой ассоциации, которая всюду присутствует в вышеназванных зонах ранних каледонид. Поэтому для детальной характеристики островодужных вулканических формаций переходной стадии необходимы дальнейшие специальные исследования.

### Плутонические формации.

*Перидотит-пироксенит-габбровая местами с габброноритами формация.* Раннепалеозойские расслоенные ультрабазит-базитовые массивы, относящиеся к этой формации, выделены на карте Монголии впервые, хотя они давно известны в сопряженных структурах Алтае-Саянской складчатой области в составе усинского, лысогорского, мажалыкского и других комплексов [Поляков и др. 1984 а,б]. Ранее габброиды этого возраста включались в состав раннепалеозойской габбро-диорит-плагиигранитной формации. Как самостоятельные образования они не выделялись и изучены поэтому были очень слабо. Подавляющая их часть размещается в западной части северного (каледонского) мегаблока Монголии. Установлено ареальное размещение массивов этого типа, ареалы находятся вне строгой связи с офиолитовыми поясами, в том числе и в удалении от последних. В Озерской зоне такие массивы объединяются в хиргиснурский комплекс, в состав которого входят хиргиснурский, дзабханский, баянцаганский и тугурикский ареалы, включающие группы сближенных интрузивов сходного строения и состава. Ареалы отстоят друг от друга на расстояния, значительно превышающих расстояния между интрузивами внутри ареала.

В отличие от ультрабазит-базитовых ассоциаций, связанных с офиолитами, интрузивы этой формации нередко выходят за пределы раннекаледонских зон, проявляясь в докембрийских выступах. Такое положение имеют массивы в Хангайском и Хэнтейском нагорьях и в фундаменте Орхон-Селенгинского прогиба, где они объединяются в тамирский комплекс [Поляков и др., 1984б; Изох, Поляков и др., 1990]. Несколько массивов этого комплекса выявлено в Идерской зоне, разделяющей Тарбагатайский и Сангиленский докембрийские выступы. В Байдарикском выступе докембрийского фундамента цепочка перидотит-пироксенит-габброноритовых интрузивов протягивается параллельно Баянхогорской офиолитовой зоне в 100 км к западу от нее (массивы Отгонский, Баянбулакский, Олонхудукский, Бумбутэрский). Ареал развития массивов этого типа установлен также в западной части Тарбагатайского докембрийского блока (Орцогулинский и Дуланулинский плутоны). Перидотит-пироксенит-габброноритовые массивы закартированы в фундаменте позднепалеозойско-раннемезозойского Орхон-Селенгинского прогиба (Номгонский массив). Таким образом ареалы развития пород рассматриваемой формации контролируются линейными структурами раннепалеозойского возраста, которые не совпадают с офиолитовыми зонами. В Монголии известен только один пример совмещения перидотит-пироксенит-габброноритовых массивов с офиолитовой ассоциацией. Это массив г.Ават-Обо в Керуленской офиолитовой зоне Восточной Монголии [Агафонов и др., 1983].

Массивы перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации имеют интрузивные контакты с дислоцированными нижнекембрийскими отложениями. В экзоконтактах наблюдаются зоны роговиков, скарноидов, а в некоторых случаях приконтактовое плавление. Сами габброиды не испытали складчатых деформаций и зеленокаменного метаморфизма. Свойственные им изменения обусловлены воздействием со стороны прорывающих их раннепалеозойских гранитоидов тохтогеншильского (телминского) комплекса и выражаются в амфиболизации и окварцевании.

Массивы рассматриваемой формации имеют классическое концентрически-зональное строение. В их составе выделяются расслоенная серия, краевая и закалочная фации. Породы расслоенной серии преобладают по объему и слагают центральные части массивов. Расслоенность обусловлена ритмично повторяющимся чередованием различных по меланократовости габбро, троктолитов, плагииперидотитов и анортозитов. Преобладающим типом пород являются троктолиты или оливиновые габбро, в зависимости от состава родоначального расплава. В составе расслоенной серии устанавливается, как правило, большое количество ритмов различной мощности и полноты. В основании ритмов располагаются меланократовые породы, возникшие в результате осаждения раннего оливина, это — плагииодуниты, плагииверлиты и плагиилерцолиты, а также меланотроктолиты [Изох, Поляков и др., 1990]. Верхние горизонты ритмов сложены троктолитами, оливиновыми габбро, габброноритами и анортозитами. В верхах расслоенной серии количество лейкократовых габброидов, включая анортозиты, возрастает. Такой набор

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД ПЕРИДОТИТ-ПИРОКСЕНИТ-ГАББРОНОРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ МОНГОЛИИ

Компо- нент	1 (20)	2 (146)	3 (28)	4 (34)	5 (10)	6 (89)	7 (22)	8 (16)
SiO <sub>2</sub>	45,1	44,4	44,7	41,7	45,8	45,04	44,6	42,4
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,35	0,32	0,18	0,29	0,55	0,36	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,1	20,9	14,2	9,61	29,0	20,5	12,9	6,8
ΣFeO	3,9	8,7	11,1	14,2	3,7	8,1	10,5	13,1
MgO	4,4	10,0	16,7	26,0	3,7	9,1	19,0	29,8
CaO	15,7	13,7	11,0	6,8	15,4	14,4	11,3	6,5
Na <sub>2</sub> O	1,3	1,02	0,82	0,46	1,6	1,06	0,62	0,24
K <sub>2</sub> O	0,09	0,08	0,10	0,09	0,17	0,18	0,14	0,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,08	0,08	0,04	0,07	0,04	0,04	0,04
a	3,5	2,5	1,9	1,0	4,4	2,7	1,5	0,5
b	14,4	30,5	41,4	52,2	13,0	29,8	44,2	55,6
n	95,1	94,6	92,1	87,1	93,1	91,8	88,6	87,8
Q	-6,5	-11,7	-15,1	-24,1	-5,2	-9,4	-15,3	-23,7
F	37,5	32,7	26,7	23,6	41,8	33,3	23,9	20,0

Примечание: 1-8 — перидотит-пироксенит-габброноритовая формация, комплексы 1-4 — хиргиснурской, 5-7 — тамирской, группы пород: 1, 5 — анортозитовая, 2, 6 — мафитовая, 3, 7 — субультрамафитовая, 4, 8 — ультрамафитовая.

пород обусловлен, очевидно, фракционированием оливина и плагиоклаза при кристаллизации высокомагнезиального, высокоглиноземистого базитового расплава.

Минеральный состав пород расслоенной серии достаточно типичен. Из темноцветных минералов преобладает оливин (Fa = 20-40%) и клинопироксен — высококальциевый диопсид-салит. Ортопироксен присутствует в подчиненном количестве. Плагиоклаз незональный высокой основности (70-95% An). Его состав практически не меняется в процессе кристаллизации, поэтому скрытая расслоенность в массивах данной ассоциации отсутствует. Магнетит в габброидах этого типа встречается в незначительном количестве, а флогопит и апатит практически отсутствуют.

Краевые фации массивов сложены слабо дифференцированными габброноритами и габбро, которые характеризуются полным отсутствием оливина, более высокой, сравнительно с габброидами расслоенной серии, железистостью орто- и клинопироксенов и зональным плагиоклазом (40-70% An). Они характеризуются более высокими концентрациями SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O, а также повышенной железистостью. Закалочная фация имеет мощность в несколько метров и сложена амфиболовыми габброноритами с офитовой структурой.

По вещественному составу в расслоенной серии выделяются четыре группы пород: анортозитовая, мафитовая, субультрамафитовая и ультрамафитовая, средние составы которых для массивов хиргиснурского и тамирского комплексов приведены в табл.9. Ведущая мафитовая группа пород характеризуется умеренно магниевым уклоном, низкой щелочностью, высокой глиноземистостью и крайне низкими содержаниями титана и фосфора.

Формационный анализ позволяет относить перидотит-пироксенит-габброноритовые массивы Монголии к низкощелочным и низкотитанистым ультрабазит-базитовым ассоциациям, перспективно продуктивным в отношении Cu-Ni оруденением и сопутствующих платиноидов. Несмотря на широкое развитие массивов рассматриваемой формации в различных структурах Монголии сульфидная минерализация выявлена только в некоторых из них. Наиболее перспективными из изученных представляются три массива этой формации: Орцогулинский в Хангае (район сомона Бат-Цэнгэл), Хайрханский массив в Озерной зоне и Номгонский интрузив в фундаменте Орхон-Селентинского прогиба (район г.Эрдэнэт). В Орцогулинском массиве, расположенном на левобережье р.Тамир, в основании расслоенной серии выявлены плагиоперидотиты с густой вкрапленностью (пентландит + пирротин + халькопирит). Содержания Cu и Ni в некоторых образцах достигают 4 и 1,5% соответственно. В Хайрханском дунит-троктолит-анортозит-габброноритовом массиве выявлены несколько зон сульфидсодержащих габбро, приуроченных к краевым фациям. Содержание меди в таких породах достигает 1-1,5%. В расслоенной серии данного массива выявлена зона габброноритов с сульфидами, которые характеризуются повышенными содержаниями палладия и платины.

В настоящее время наиболее интересным и изученным в отношении минералов платиновой группы является Номгонский троктолит-анортозит-габбровый массив, который также относится к данной формации. В расслоенной серии этого массива выявлено несколько зон сульфидсодержащих габбро с высокими содержаниями меди (до 0,6-1,5%), палладия (до 0,6 г/т), платины (до 0,3 г/т) и серебра. При минералогическом анализе в сульфидсодержащих габбро из этого массива установлено более 10 минералов элементов группы платины. Это сперрилит, холлингвортит, мертвейт, изомертвейт, стибнопалладинит, котульскит, меренскит, майченерит и маякит. Анализ распределения платиновых металлов и их минеральный состав свидетельствуют о том, что в данном массиве присутствует малосульфидное рудопроявление стиллуотерского типа, которое впервые выявлено на территории Монголии [Изох, Поляков и др., 1990].

От габбро-анортозитовой формации массивы перидотит-пироксенит-габброноритовой формации отличаются меньшими размерами, интрузивными контактами с нижнекембрийскими и рифейскими карбонатными породами, отсутствием зеленокаменного метаморфизма. Они различаются по набору пород и их количественному соотношению. В интрузивах перидотит-пироксенит-габброноритовой формации анортозиты характеризуются высокой основностью плагиоклаза и образуют небольшие горизонты и прослои среди преобладающих оливиновых габбро и троктолитов. Кроме того, рассмотренные базитовые формации резко различаются по металлогенической специализации.

С массивами габбро-анортозитовой формации связаны апатит-титаномagnetитовые руды, тогда как с массивами перидотит-пироксенит-габброноритовой формации выявлены медно-никелевые рудопроявления с сопутствующей платиновой минерализацией.

*Тоналит-плагиогранитовая формация.* К данной формации отнесены гранитоидные ассоциации, общим свойством которых является принадлежность к низко- и умереннощелочному натриевому ряду магматических пород. Они распространены в ранних каледонидах, герцинидах Южной Монголии, а также в индосинидах (поздних герцинидах) Солонкерской зоны (рис.23). По положению в истории развития структур в составе формации различаются две группы ассоциаций пород. Первой отвечают габбро-диорит-тоналит-плагиогранитовые и трондьемит-плагиогранитовые ассоциации; вторая группа представлена диорит-тоналит-плагиогранитовой и диорит-гранодиорит-плагиогранитовой ассоциациями.

Габбро-диорит-тоналит-плагиогранитовая ассоциация вообще развита среди пород офиолитовых комплексов и зон серпентинитового меланжа. В Хантайширском вендско-раннекембрийском офиолитовом комплексе, который интерпретируется как комплекс задугового моря или примитивная островная дуга, ассоциация представлена анортозитоподобными крупнозернистыми габбро, кварцевыми габбро, диоритами, тоналитами, плагиогранитами и трондьемитами. Они слагают небольшие изометричные, удлиненные линейные тела и дайки в серпентинизированных гипербазитах и пироксенитах. Эти тела бывают однородными, сложенными одной или двумя смежными группами пород или зональными, где периферия состоит из габбро, а центральная часть — из гранитоидов. Типичен также инъекционно-метасоматический характер распространения гранитоидов. Жилы тоналитов, плагиогранитов и трондьемитов и сопряженные с ними инъекционно-метасоматические зоны прорывают и гранитизируют серпентиниты, пироксениты, габбро, а также диабазы комплекса параллельных даек.

Среди раннекаледонских зрелых островных дуг, где базальтовые серии надстраиваются базальт-андезито-дацитовыми, встречаются мелкие тела габбро-диабазов, диоритов и плагиогранитов. В южномонгольских герцинидах островодужные плагиограниты почти не изучены. Косвенным свидетельством их довольно широкого распространения являются валуны и галька диоритов и плагиогранитов в составе морской молассы позднего девона и раннего карбона.

Тоналит-плагиогранитовая ассоциация наиболее полно представлена в Озерной зоне ранних каледонид [Гранитоидные щелочные..., 1976], где изучалась В.А.Павловым, С.П.Гавриловой и А.В.Кравцовым. Массивы данной ассоциации занимают 6-7% площади Озерной зоны. Среди них выделяются изометричные и линейные, простые однородные и сложные полифазальные, одно-, двух- и трехфазовые.

Размер изометричных и удлиненных тел до 4000 км<sup>2</sup>, характерно отношение длины к ширине, равное 1-3; размер линейных массивов достигает 800-1500 км<sup>2</sup>.

В сложных массивах выделяются три интрузивные фазы. Ранняя из них представлена габбро-диоритами и диоритами, главная — гнейсовидными тоналитами и мезократовыми плагиогранитами, поздняя — плагиогранитами. Характерно обилие даек основного и кислого состава. Вмещающие породы ороговикованы, местами превращены в сланцеватые роговики и кристаллические сланцы. В экзоконтактах некоторых массивов отмечается скарнирование вмещающих

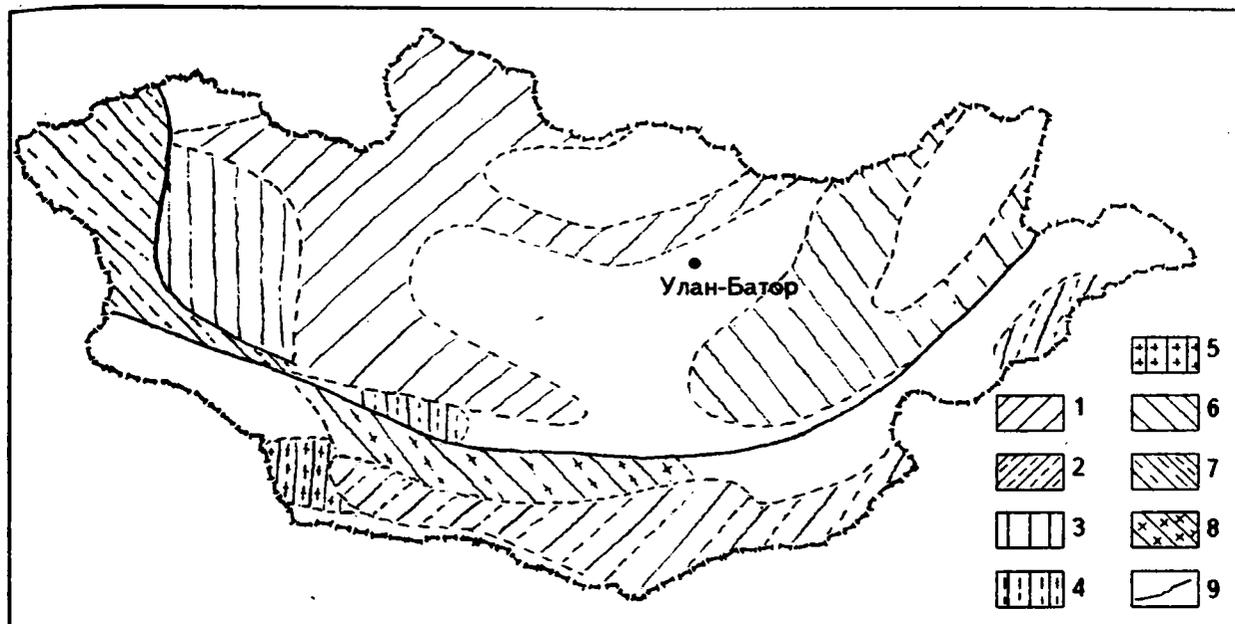


Рис. 23. Основные области распространения плутологических формаций переходной стадии в пределах Монголии.

1-2 - гранодиоритовой формации: 1 - раннепалеозойской; 2 - позднепалеозойской; 3-5 - тоналит-плагиогранитовой: 3 - раннепалеозойской, 4 - среднепалеозойской, 5 - позднепалеозойской; 6-8 - гранодиорит-гранитовой и гранитовой: 6 - раннепалеозойской, 7 - среднепалеозойской, 8 - позднепалеозойской; 9 - Главный Монгольский линиямент.

пород; изредка встречаются магнетит-эпидотовые скарны с незначительной золотой минерализацией.

Небольшие массы простого строения преобладают в складчатых структурах центральной части Озерной зоны. Так, Харауснурский массив, расположенный западнее одноименного озера, сложен гнейсовидными среднезернистыми биотит-амфиболовыми тоналитами и плагиогранитами, ориентированные текстуры которых подчинены конфигурации массива с преобладающим падением к центру его. С севера и запада гранитоиды оконтурены выходами ранних габбро, пронизанных апофизами мелкозернистых плагиогранитов.

Примером трехфазного массива является Тасульский, площадью 300 км<sup>2</sup>, расположенный восточнее оз. Хиргис-Нур. По данным А. В. Кравцова, габбро и диориты ранней фазы слагают его приконтактовую зону. Центральная часть массива состоит из гнейсовидных амфиболовых и биотит-амфиболовых среднезернистых тоналитов и кварцевых диоритов, которые в широкой зоне контакта с габброидами и базальтами содержат их многочисленные разновеликие останцы и ксенолиты и имеют гибридный характер. Амфибол-биотитовые и биотитовые плагиограниты третьей фазы сконцентрированы в этом массиве в восточной части. В контактах с габброидами и базальтами наблюдается зона закалки, представленная узкой оторочкой мелкозернистых плагиогранитов, местами развита эруптивная брекчия, где обломки базальтов или габброидов сцементированы плагиогранитами. Плагиограниты третьей фазы нечетко гнейсовидные, среднезернистые с порфиоровидными выделениями кварца.

Линейные тела сложного строения тяготеют к продольным Дзабханскому и Цаганшибетинскому разломам, а также крупным поперечным разломам, например, Ханхухейскому в хр. Тохтогеншил. Площадь их варьирует от 70 до 800 км<sup>2</sup>, редко составляет 1500 км<sup>2</sup>. Отношение длины к ширине 3-10. Такие массивы сложены гнейсовидными гибридными габбро-диоритами и диоритами, мезократовыми плагиоклазовыми сиенито-диоритами, тоналитами, гранодиоритами. В провесах кровли, останцах и экзоконтактах вмещающие породы преобразованы в кристаллосланцы амфиболитовой фации и мигматиты, в других участках — в метасоматические диориты и диоритогнейсы, которые во внешних частях ореолов сменяются ороговикованными породами. Широкие зоны метасоматических габбро-диоритов, диоритов, кварцевых диоритов и диоритогнейсов свойственны массивам хр. Тохтогеншил, где редко удается установить границу между интрузивными габброидами и диоритами и инъекционно-метасоматическими, возникшими за счет преобразования вулканитов основного и среднего состава. Поздняя фаза линейных тел представлена биотитовыми или лейкократовыми плагиогранитами массивной, гнейсовидной или линзовидно-полосчатой текстуры; реже — двуслюдяными гнейсовидными плагиогранитами,

## КОЛИЧЕСТВЕННО-МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОРОД ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ

	Габбро, габбро- диориты	Диориты	Кварцевые диориты	Тоналиты	Плагииграниты	
					биотито- вые	мусковит- овые
Плагноклаз						
<u>количество</u>	75-30	75-60	70-45	80-50	75-50	60-50
<u>состав (№Ап)</u>	66-45	47-27	45-35	38-25	35-25	20
Кварц	Нет	Нет	10-20	10-30	25-45	35-45
Калишпат	Нет	Нет	1-5	1-10	0-5	0-8
Пироксен	60-25	40-25	Нет	Нет	Нет	Нет
Амфибол	0-10	5-15	35-10	20-5	5-10	10-1
Биотит	Нет	Нет	<5	5-10	10-15	5-10
Мусковит	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	1-6

местами с гранатом. Они иногда сопровождаются жилами микроклин-олигоклазовых гранит-пегматитов.

Наиболее характерны линейные массивы, в которых сочетаются инъекционно-метасоматические и интрузивные формы, а также кристаллосланцевый и роговиковый типы изменения вмещающих пород. Примером таких массивов является Сэрхинулинский, расположенный на юго-востоке Озерной зоны в хр. Сэрхин-Нуру. Протяженность его 45-50 км, ширина 15-20 км. Он прорывает венд-нижнекембрийскую диабазовую толщу, содержащую терригенные и карбонатные горизонты. Массив сложен гнейсовидными мезократовыми биотит-амфиболовыми диоритами, тоналитами и гранодиоритами, содержащими обильные останцы и ксенолиты вмещающих пород. Они преобразованы в кристаллические сланцы, мигматиты, мезократовые гнейсы, либо в массивные гибридные породы состава меланократовых диоритов и кварцевых диоритов. Перечисленные породы прорваны среднезернистыми плагиигранитами. В контактах с плагиигранитами вмещающие породы ороговикованы, явления гибридизма не характерны или ограничены узкой приконтактной зоной, за исключением контактов с останцами пироксенитов. Здесь наблюдаются инъекционно-метасоматические преобразования с появлением специфических пород такситовой текстуры, в которых сочетаются мелко- и среднезернистая гранитоидная ткань и крупные реликтовые зерна амфиболлизированного пироксена. Более поздними являются микроклин-олигоклазовые гранит-пегматиты и пегматиты, сосредоточенные, главным образом, среди пород ранней фазы и останцов.

Абсолютный возраст тоналит-плагиигранитовых массивов Озерной зоны, полученный калий-аргоновым методом, по породам и мусковиту двуслюдяных гранитов оценен в 547-491 млн лет.

В южно-монгольских герцинидах массивы тоналит-плагиигранитовой формации тяготеют к эпиокеаническим структурам, для которых устанавливается наличие меланократового основания. Они развиты в пустыне Номин-Гоби между девонским вулканическим поднятием на севере (хр. Эдэрэнгийн-Нуру) и эпиконтинентальным массивом с гранито-гнейсовым фундаментом на юге (хр. Гобийский Тянь-Шань); кроме того, они известны в зоне Заалтайского (Иртышско-Булганского) разлома, прослеживающегося вдоль южного фаса Монгольского Алтая.

В пустыне Номин-Гоби узкие линейные и более крупные тела гранитоидов контролируются субширотными разломами, внедрению их предшествуют линейные тела амфиболитовых габбро и габбро-диоритов. Протяженность массивов достигает 60 км, ширина изменяется от 1-2 до 15 км. Они сложены тоналитами и плагиигранитами с эндоконтактовыми фациями кварцевых диоритов и диоритов. В зонах смятия и расланцевания развиты резко гнейсовидные мелкозернистые тоналиты и плагииграниты, тонко инъецирующие вмещающие листоватые сланцы. Вглубь массивов гнейсовидные текстуры сменяются массивными, а мелкозернистые структуры — средне- и крупнозернистыми. В спокойных участках контакта вмещающие породы ороговикованы. Жильные породы распространены слабо и представлены массивными и гнейсовидными плагиигранитами.

В зоне Иртышско-Булганского разлома — на севере Барунхурайской котловины — размещены сходные линейные трещинные тела, сложенные пироксен-амфиболовыми и амфиболовыми габбро и секущими их гнейсовидными и линзовидно-полосчатыми диоритами и плагиигранитами. Они сопровождаются ореолами диоритизированных вмещающих вулканогенных пород и вместе с ними нередко превращены в хлоритовые и серицит-хлоритовые диафториты.

**ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ БИОТИТА КЕМБРИЙСКИХ ТОНАЛИТ-ПЛАГИОГРАНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ (1,2) И ГРАНОДИОРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ (3,4)**

№№ пп	Биотит из	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO
1.	Тоналита 2 фазы	36,58	2,70	16,62	4,79	11,13	0,27	14,25
2.	Плагиогранита 3 фазы	33,75	2,51	16,81	6,94	16,16	0,35	10,68
3.	Гранодиорита	36,46	1,85	16,88	3,59	16,92	0,47	10,19
4.	Гранодиорита	34,33	3,73	14,61	3,82	26,76	0,47	3,84
№№ пп	Биотит из	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	F
1.	Тоналита 2 фазы	0,70	0,21	8,49	0,12	2,57	0,80	0,39
2.	Плагиогранита 3 фазы	0,90	0,20	5,40	0,17	5,16	0,48	0,28
3.	Гранодиорита	0,55	0,25	9,41	He опр.	3,18	He обн.	0,15
4.	Гранодиорита	0,45	0,22	8,82	He опр.	2,94	0,02	0,34
№№ пп	Биотит из	Li <sub>2</sub> O	Rb <sub>2</sub> O	Cs <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	F		
1.	Тоналита 2 фазы	0,06	He обн.	0,01	He обн.	52,7		
2.	Плагиогранита 3 фазы	0,06	He обн.	0,005	He обн.	68,4		
3.	Гранодиорита	0,02	0,032	0,001	0,004	66,8		
4.	Гранодиорита	0,047	0,074	0,003	0,011	88,84		

Примечание: 1,2 — по данным С.П.Гавриловой, 3,4 — по данным В.А.Павлова и Р.М.Яшиной.

Тоналит-плагиогранитовые массивы залегают в девонских вулканогенных и осадочных толщах. Галька пород сходного состава в изобилии содержится в нижнекаменноугольных отложениях. А.В.Кравцовым установлено перекрытие плагиогранитов аркозово-конгломератовой толщей среднего карбона. В пустыне Номин-Гоби плагиограниты прорваны массивами расслоенных габбро, а также биотитовых адамеллитов, гранитов и лейкогранитов.

Количественно-минеральный состав типичных пород из массивов Озерной зоны представлен в табл.10, состав биотита — в табл.11.

По петрохимическим свойствам гранитоиды офиолитовых зон и примитивных островных дуг принадлежат толеитовому известковистому ряду магматических пород. Они обладают весьма низкой общей и, особенно калиевой, щелочностью, а также низкой глиноземистостью (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 11,50-12,80 масс.%). Величина отношения Na/K > 12. Тоналиты, трондьемиты и плагиограниты этой группы содержат аномально низкие для кислых пород количества литофильных элементов-примесей, имеют низкую базальтоидную величину Rb/Sr и высокую K/Rb и Sr/Ba отношения. На кларковых уровнях и несколько выше в них присутствуют сидерофильные элементы-примеси.

Породы эпикеанической тоналит-плагиогранитовой формации принадлежат известково-щелочному натриевому ряду магматических пород. Индекс Пикока составляет 60,5-62,5, Na/K = 4,9-4,2. Породы имеют умеренную глиноземистость (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 16-14,5 масс.%). В надкларковых количествах в них присутствуют сидерофильные элементы, медь и стронций. Биотит тоналитов и плагиогранитов отличается высокими содержаниями кобальта (72,5 г/т) и низкими — литофильных элементов-примесей.

**Гранодиоритовая формация.** К этой формации нами отнесены массивы плутонических пород, в составе которых ведущую роль играют гранитоиды умеренной кремнекислотности — гранодиориты, кварцевые диориты, адамеллиты, тоналиты. Такие массивы достаточно широко распространены в структурах ранних этапов формирования фанерозойских складчатых поясов Монголии — в ранне- и среднепалеозойских и в меньшей степени позднепалеозойских (см. рис.23). Несмотря на это, массивы формации до сих пор изучены слабо, с особенностями в структурах Южной и Центральной Монголии. Более или менее обстоятельно в литературе охарактеризованы раннепалеозойские проявления формации, развитые на территории Северо-Западной и Север-

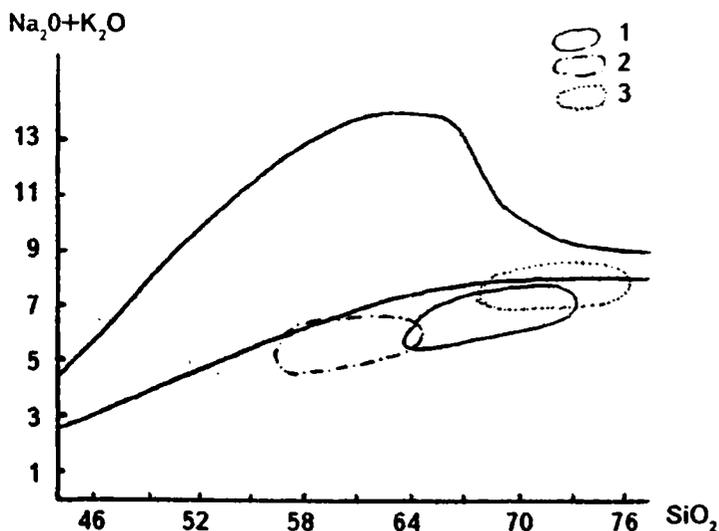


Рис. 24. Поля химических составов пород плутоидических формаций переходной стадии.

1-2 - гранодиоритовая формация (телминский комплекс, по Геология МНР, т.2, 1973); 1 - главная фаза, 2 - ранняя фаза; 3 - гранодиорит-гранитовая и гранитовая формации [по Щелочные и гранитоидные..., 1976].

литам, тоналитам, кварцевыми диоритами и гранитами. Все они обычно связаны между собой взаимопереходами и рассматриваются как фациальные разновидности. Реже между породами намечаются соотношения последовательного формирования. Это дает основание выделять местами фазу дополнительных интрузий, образующих мелкие массивы (до 10 км<sup>2</sup>) плагиогранитного и лейкогранитного состава.

Породы главной фазы характеризуются в целом однообразным обликом. Это серые и светло-серые породы массивного или порфириовидного строения, однородной структуры, нередко с шпироподобными выделениями диоритового состава. Средне- и мелкозернистые биотитовые и роговообманково-биотитовые гранодиориты являются наиболее распространенными породами. Часто они обнаруживают переходы в адамеллиты и граниты, реже в тоналиты и кварцевые диориты. Гранидиориты имеют гипидиоморфную структуру, сочетающуюся с монцонитовой и порфириовой. В их строении участвуют (объемн.%): плагиоклаз 40-60, решетчатый или нерешетчатый микроклин 10-24, кварц 19-30, биотит 5-15, роговая обманка 2,5-4, акцессорные минералы 0,8-2,3.

Тоналиты в отличие от гранодиоритов характеризуются значительно меньшим содержанием калиевого полевого шпата (менее 10%) и кварца (до 7-8%), а также довольно постоянным содержанием плагиоклаза (68-72%). При увеличении роли кварца и уменьшении количества темноцветных минералов тоналиты постепенно переходят в плагиограниты.

Адамеллиты почти всегда равномернозернистые, биотитовые. Они состоят из плагиоклаза (An 25-28) 30-45%, калиевого полевого шпата 30-35%, кварца 20-25%, темноцветных минералов 5-10%.

В петрохимическом отношении породы комплекса принадлежат известково-щелочному ряду (табл.12, рис.24). Породы первой фазы в целом близки средним типам габбро-диоритовых пород по Дэли. Для пород главной фазы характерна низкая общая щелочность, при преобладании железа над магнием, умеренное пересыщение глиноземом.

Что касается других проявлений пород гранодиоритовой формации на территории Монголии, то в вещественном отношении они изучены слабо. Здесь можно указать лишь наиболее крупные районы их распространения; так, раннепалеозойские массивы формации, помимо Северной и Северо-Западной Монголии, распространены в Восточной Монголии в зоне Ундуршилинского разлома, где они слагают цепь линейно вытянутых интрузий.

Достаточно широко проявлены среднепалеозойские массивы формации. Наиболее крупные из них развиты в пределах Уланульского поднятия Южной Монголии, где датируются девоном. В Южной Монголии также известны многочисленные массивы гранодиоритовой формации позднего палеозоя. Они характеризуются незначительными размерами (редко свыше 100 км<sup>2</sup>) и сосредоточены преимущественно в пределах Гоби-Тяньшанской зоны.

ной Монголии и выделенные под названием тохтогеншильского или тэлминского комплекса [Геология МНР, 1972].

Массивы комплекса имеют преимущественно неправильную грубо овальную форму и часто вытянуты согласно с контролирующими их разломами. Они обладают крупными размерами, достигая 3-4, реже 12-15 тыс.км<sup>2</sup>. В строении комплекса большинство исследователей [Геология МНР, 1973] выделяют две интрузивные фазы. Первая, ограниченно развитая, представлена диоритами, тоналитами, габбро-диоритами, габбро, редко пироксенитами и горнблендитами. Вторая (господствующая) фаза составляет до 90% объема пород комплекса и сложена гранодиоритами, плагиогранитами, адамел-

## ХИМИЧЕСКИЕ СОСТАВЫ ПОРОД ТОХТОГЕНШИЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА (ГЕОЛОГИЯ МНР, 1973)

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	64,95	63,72	63,30	55,50	65,64	63,30	73,31	74,04	72,00
TiO <sub>2</sub>	0,80	0,56	0,55	1,52	0,29	0,38	0,35	0,14	0,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,82	15,02	14,44	17,28	16,28	15,44	12,76	12,61	14,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,98	1,15	1,38	5,21	1,80	2,85	1,19	1,27	0,95
FeO	3,52	4,61	4,04	3,24	0,94	3,12	1,44	1,94	1,41
MnO	0,08	0,12	0,14	0,18	0,06	0,09	0,09	0,16	0,13
MgO	3,96	3,62	4,38	3,02	1,14	2,30	0,51	0,43	0,99
CaO	3,18	4,60	3,91	6,40	2,95	5,50	1,94	0,30	2,03
Na <sub>2</sub> O	2,92	3,13	2,15	4,03	5,67	3,75	3,72	4,28	3,61
K <sub>2</sub> O	1,84	2,80	4,14	1,33	1,38	1,55	3,74	3,72	3,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,20	0,11	0,88	0,10	0,15	—	—	0,10
ППП	2,01	0,61	0,98	1,08	0,54	1,55	0,47	0,44	0,39
H <sub>2</sub> O	0,07	0,21	—	0,32	—	0,12	0,09	0,11	—
сумма	100,19	100,35	99,52	99,99	99,85	100,10	99,61	99,44	99,99

1-4 — породы первой фазы: 1 — тоналит, южнее перевала Джаргалантуин-обо, 2 — кварцевый диорит, сомон Хангай, 3 — кварцевый диорит, хр. Ихе-Дарибу-нуру, 4 — диорит, междуручье Дод-Шумултай-гол и Дунд-Шумултай-гол, 5-9 — породы второй фазы: 5 — гранит, район оз. Сангийн-Далайнур, 6 — тоналит, левобережье р. Хунгуй-гол, 7 — гранит, юго-западный Хангай, 8 — гранит, район горы Шарилин-Ула, 9 — гранит, сомон Сайхан.

**Гранодиорит-гранитовая и гранитовая формация.** Эта формация относится к слабо изученным на территории Монголии, хотя ее породы широко распространены. Область установленных ее разновозрастных выходов в настоящее время ограничивается районами Хэнтэя и его обрамления, а также структурами Монгольского и Гобийского Алтая, где выделяются ордовикские, силурийские, девонские, каменноугольные и позднепалеозойские (нерасчлененные) массивы формации (см. рис.23).

Характеристика формации на примере ее проявлений в Монгольском Алтае была дана С.П.Гавриловой и др. [Гранитоидные и щелочные..., 1976]. В этом районе установлены массивы нижне- (O-S<sub>1</sub>), средне (S-D) и позднепалеозойских формаций. В соответствии с данными С.П.Гавриловой и др. типовое строение массивов выглядит следующим образом: ранняя фаза — породы диоритовой группы, главная фаза — гранитоиды повышенной основности (тоналиты, гранодиориты, плагиограниты и микроклин-плагиоклазовые граниты) и нормальные граниты. Различные по составу гранитоиды обычно связаны постепенными переходами, и лишь местами гранитоиды повышенной основности прорваны нормальными гранитами. В эндоконтактах и вблизи кровли гранодиориты и тоналиты иногда ассоциируют с лейкократовыми, двуслюдяными и мусковитовыми гранитами и гранит-пегматитами, которые создают в массивах обратную зональность. В некоторых массивах присутствуют дополнительные интрузии лейкократовых плагиоклаз-микроклиновых гранитов. Они тяготеют к контактам гранитоидов повышенной основности с нормальными гранитами, имея секущие контакты с первыми и фациально-фазовые взаимоотношения со вторыми.

Для массивов формации характерно обилие поздних даек габбро-диабазов, диорит-порфиров, микродиоритов, реже лампрофиров при отсутствии даек кислого состава.

Участвующие в составе формации гранитоиды повышенной основности обычно среднезернистые, реже крупнопорфировые породы, текстуры которых варьируют от резко- до слабозернистых и массивных. Состав пород определяют (объемн.%): плагиоклаз — 45-65, микроклин 0,5-20, кварц 20-40, биотит 7-10, амфибол 0-5. Плагиоклаз (Ап 40-14) обычно имеет зональное или слабо выраженное зональное строение, в основном преобладает олигоклаз (Ап 27).

В нормальных гранитах плагиоклаз и микроклин находятся примерно в равных соотношениях. Как правило, это крупнопорфировые породы, реже среднезернистые. Порфировые выделения, составляющие до 20-25% объема, имеют размер от 2-3 до 5-6 см и представлены полевыми шпатами таблитчатой формы, в составе которых преобладает микроклин. В ткани пород присутствуют полевые шпаты, кварц изометричной формы, иногда со специфической голубой окраской, биотит.

Породы формации принадлежат известково-щелочному ряду (рис.24). Для гранитоидов повышенной основности характерно преобладание натрия над калием, повышенные относительно других гранитоидов формации содержания кальция, магния и алюминия и более низкие —

**ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД ГРАНОДИОРИТ-ГРАНИТОВОЙ И ГРАНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ,  
ПО [ ГРАНИТОИДНЫЕ И ЩЕЛОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ..., 1976 ]**

Оксиды	МАССИВЫ						
	Прикобдосский	Уртоутаулинский	Тулинский	Дутугольский	Алтанхухейский		
1	2	3	4	5	6		
<b>Гранитоиды повышенной основности</b>							
SiO <sub>2</sub>	61,85	67,00	70,80	70,88	71,90	—	—
TiO <sub>2</sub>	0,73	0,54	0,28	0,22	0,26	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,74	16,06	13,65	13,62	15,39	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,41	2,25	1,07	2,00	0,67	—	—
FeO	3,65	1,60	1,80	1,50	1,29	—	—
MnO	0,05	0,03	0,05	0,05	0,06	—	—
MgO	2,46	1,57	1,20	1,76	0,76	—	—
CaO	5,12	3,33	2,12	1,90	2,26	—	—
Na <sub>2</sub> O	4,18	4,94	4,00	4,40	3,88	—	—
K <sub>2</sub> O	1,48	2,07	4,68	3,90	3,00	—	—
H <sub>2</sub> O	0,06	0,72	0,76	0,20	0,38	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,27	0,08	0,04	0,05	0,10	—	—
F	—	0,16	0,03	0,02	0,04	—	—
ппп	0,9	—	—	—	0,46	—	—
Сумма	99,80	100,29	100,47	100,49	100,02	—	—
<b>Граниты</b>							
SiO <sub>2</sub>	68,43	69,47	—	76,64	75,20	73,78	74,80
TiO <sub>2</sub>	0,68	0,06	—	0,22	0,10	сл.	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,80	12,86	—	12,75	12,50	13,09	12,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,57	3,71	—	0,40	0,50	1,38	0,47
FeO	1,47	1,81	—	1,80	0,80	1,15	1,58
MnO	0,06	0,06	—	0,03	0,03	0,04	0,06
MgO	0,60	1,83	—	0,40	0,06	0,40	0,41
CaO	5,20	2,14	—	1,16	1,90	1,44	1,00
Na <sub>2</sub> O	3,57	3,85	—	3,60	4,10	3,98	3,40
K <sub>2</sub> O	3,05	3,28	—	4,05	4,38	3,78	4,90
H <sub>2</sub> O	0,53	0,41	—	0,40	0,50	0,49	0,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,21	—	0,07	0,03	0,23	0,07
F	0,53	—	—	0,03	0,01	—	0,06
ппп	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,46	99,68	—	99,54	100,25	99,76	99,54

кремнезема (табл.13). Нормальные граниты имеют сравнительно однообразный состав с примерно равным содержанием натрия и калия или преобладанием калия, высоким количеством кремнезема, а также пониженным содержанием щелочно-земельных компонентов и глинозема по сравнению с гранитом, по Дэли. Гранитоиды формации в целом обладают весьма низкими содержаниями многих элементов-примесей, за исключением Sn, W, Zn, Pb, Cu, а также Bi в поздних дифференциатах.

### ФОРМАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ СТАДИИ.

Разнообразие магматических пород, возникших в континентальную стадию развития территории Монголии, является уникальным. Уникально оно, прежде всего, благодаря многостадийному (и практически без перерывов) проявлению магматических процессов в интервале времени с силура-девона до позднего кайнозоя включительно. Уникально оно также в силу разнообразия геодинамических обстановок формирования магматизма, которые менялись в последовательности: активная континентальная окраина (АКО) андийского типа (PZ<sub>2</sub>) — АКО калифорнийского типа (PZ<sub>3</sub>) — континентальная коллизия Монголо-Охотского типа (MZ<sub>1</sub>, MZ<sub>2</sub>) — обстановка "горячих точек" мантии (MZ<sub>2</sub> + KZ) — рифтогенез Байкальского типа (KZ<sub>2</sub>). Результатом таких последовательных процессов проявления тектоно-магматической активности стали многочисленные ассоциации магматических пород. Многие из них повторяются во времени, участвуя в

строении различных геодинамических обстановок и создавая одну из основных проблем их изучения — проблему возрастного расчленения. В первую очередь это, конечно, относится к плутоническим формациям. В последние годы сделано много по определению радионуклидного возраста магматических пород. Полученные результаты, с учетом наблюдаемых геологических соотношений, позволяют говорить, что принципиальные закономерности распределения магматических пород в пространстве и во времени выявлены достаточно отчетливо. Эти результаты положены в основу приводимых ниже характеристик формаций.

### Формации вулканических пород

На карте геологических формаций, опубликованной в 1989 году, вулканические образования объединены в ряд формаций в соответствии с составом пород, участвующих в строении конкретных вулканических толщ. Выделяются формации, сложенные преимущественно основными и средними породами — базальтовая, андезибазальтовая, андезитовая; породами широкого диапазона составов — от андезитов до риолитов (андезит-дацитовая, андезит-дацит-риолитовая), существенно кислыми породами (дацит-риолитовая и риолитовая), сочетающимися основными и кислыми породами (контрастная вулканическая). Другой важный классификационный показатель — щелочность пород — позволяет разделить эти формации, учитывающие только основную породу, на формации известково-щелочных, субщелочных или щелочных пород. В легенде они находят свое место в ряду формаций той или иной петрохимической серии, частично эта сериальная принадлежность отражена и в названиях формаций, например, базальт-трахибазальтовая и т.д. Полученная таким образом система формаций удовлетворительным образом отражает многообразие вулканических проявлений на территории Монголии. Главный принцип, заложенный в основу выделения формаций — преобладание в вулканических толщах (комплексах) пород того или иного состава, содержит в себе известную неопределенность в отношении установления границ (рамок) формаций, в связи с чем некоторые геологические толщи (свиты, комплексы, серии) содержат породы, которые характерны по крайней мере для двух формаций, например, базальтовой-андезибазальтовой и базальт-трахибазальтовой.

Выделенные вулканические формации участвуют в строении крупных вулканических ареалов, сформировавшихся на различных стадиях развития территории Монголии. Такие ареалы возникли в разное время: в позднем рифее (Дзавханский ареал), среднем и позднем палеозое, раннем и позднем мезозое, кайнозое, в разных частях Монголии. Как правило, такие ареалы характеризуются зональным строением, различные зоны которых сложены преимущественно формациями пород одной петрохимической серии. Причины этой зональности обсуждаются ниже (гл.6).

*Формация базальтовая, андезибазальтовая, андезитовая.* Эту формацию, которую в дальнейшем для удобства будем называть андезибазальтовой, представляют вулканические толщи, сложенные преимущественно породами основного и среднего состава, принадлежащими известково-щелочной петрохимической серии. Такие толщи участвуют в строении континентальных вулканических комплексов среднего и позднего палеозоя и позднего мезозоя (рис.25).

Породы среднепалеозойской андезибазальтовой формации распространены главным образом в хребтах Монгольского Алтая. На этой территории вулканизм проявился преимущественно в девоне [Континентальный вулканизм..., 1983]. Он начался в жединское и продолжался до франского времени включительно. Вулканическая деятельность протекала в три стадии, каждая из которых характеризовалась излияниями лав определенного диапазона составов: 1) раннюю — нижнедевонскую, 2) среднюю — эмс-эйфельскую, 3) позднюю — живет-франскую.

Проявления андезибазальтовой формации связаны преимущественно с ранней стадией. В вулканических полях породы этой формации слагают нижние горизонты разрезов и вверх по разрезу нередко сменяются кислыми вулканическими породами второй стадии. Небольшие размеры вулканических полей и относительно небольшие мощности вулканических тел не позволили показать формацию в виде самостоятельных геологических тел в большинстве ее выходов, где она была объединена с вышележащими вулканическими формациями андезит-дацит-риолитовой и контрастной — вулканической. Как самостоятельная формация она выделена в Яматугольском, Уреннурском, Тарбагайском и некоторых других вулканических полях [Континентальный вулканизм..., 1983].

Особенности проявления формации можно проиллюстрировать на примере вулканического поля Яматугольского прогиба [Континентальный вулканизм..., 1983], расположенного в хребтах Монгольского Алтая к югу от оз.Урэг-нур. В северо-восточной части этого поля нижнедевонские вулканические породы залегают на дислоцированной туфогенно-терригенной толще ордовика, а местами и на сланцах среднего-верхнего кембрия и нижнего ордовика. В основании разреза залегают

пределах Северо-Гобийской впадины, где наряду с известково-щелочными породами широко развиты субщелочные их разновидности, в связи с чем вулканические толщи впадины объединены в формацию базальт-трахибазальт-трахиандезитовую и трахибазальтовую.

Раннемезозойская андезибазальтовая формация связана с развитием раннемезозойского зонально-симметричного магматического ареала, возникшего в процессе формирования Монголо-Охотского пояса. Породы формации распространены во внутренней части зоны "распыленного" магматизма, прилегающей к гранит-гранодиоритовому ядру ареала. Здесь они слагают изолированные вулканические поля и, судя по сравнительно слабой эродированности мезозойских образований, характеризовались, по-видимому, незначительным первичным распространением. Одно из наиболее крупных таких полей имеется в районе Их-Хаирхана. Здесь разрез вулканических пород в основном представлен чередованиями покровов андезибазальтов и андезитов, разделенных местами туфами и туфогенно-осадочными породами с флорой среднего-верхнего триаса [Континентальный..., 1983]. В верхней части разреза появляются отдельные экструзивно-купольные тела риолитов. Общая мощность разрезов в этом поле превышает 1700 м.

В позднем мезозое андезибазальтовая формация также, как и в раннем мезозое, имела ограниченное распространение. Ее породы участвуют в строении позднемезозойского Восточно-Монгольского вулканического пояса, где в основном преобладают субщелочные породы. Породы формации тяготеют к северо-восточному краю пояса. Следует отметить, что этот пояс является составным элементом зонально-симметричного позднемезозойского ареала, основная часть которого расположена за пределами Монголии. В общей структуре ареала породы позднемезозойской андезибазальтовой формации занимают позицию, аналогичную раннемезозойской. Они тяготеют к обрамлению внутреннего ядра магматического ареала, сменяясь к внешним зонам формациями пород субщелочного ряда.

Петрографическая характеристика пород формации. Облик формации определяют базальты, андезибазальты, андезиты. Обычно это афировые или порфиоровые породы, содержащие вкрапленники плагиоклаза, реже пироксена и оливина. Содержание вкрапленников обычно не велико (10-20%), однако встречаются разновидности, богатые крупными таблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза, количество которого достигает 50%. Составы пород в разновозрастных проявлениях формации несколько различаются. Так, среди пород формации девонского возраста в одинаковой степени распространены базальты, андезибазальты и андезиты. Среди них различают двупироксеновые, плагиоклаз-пироксеновые и плагиоклазовые разновидности. [Континентальный..., 1983].

В составе позднепалеозойской формации преобладают андезибазальты и андезиты [Ярмолюк, 1983; Кепежинская, Лучицкий, 1973], которые подразделяются на плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые и двупироксеновые разновидности. Вкрапленники в них представлены плагиоклазом нескольких генераций (ранние  $Al_{42-50}$ , поздние  $Al_{34-40}$ ), клинопироксеном, энстатитом (в двупироксеновых разновидностях), реже роговой обманкой. Основная масса пород имеет микролитовую, пилотакситовую и андезитовую структуру и состоит из микролитов плагиоклаза, мелких зерен клинопироксена и в значительной степени хлоритизированного и карбонатизированного стекла. Интересная особенность состава пород, участвующих в строении формации, была отмечена В.В.Кепежинская и И.В.Лучицким [1973] для Центрально-Монгольского вулканического пояса. Здесь ассоциирующие с основными и средними эффузивами более кислые вулканыты, также как и первые, имеют меланократовый облик и также содержат разнообразные фемические минералы — пироксен, роговую обманку, биотит. Наоборот, средние породы, развитые в ассоциации близкой по возрасту дацит-риолитовой формации, подобно преобладающим кислым эффузивам, характеризуются ярко выраженной лейкократовостью и отсутствием фемических минералов.

Раннемезозойские и позднемезозойские формации характеризуются близкими наборами пород. Среди них преобладают базальты и андезибазальты, тогда как андезиты имеют подчиненное распространение. Для пород указывается следующий парагенез: плагиоклаз (андезин-лабрадор), оливин, моноклинный пироксен [Континентальный вулканизм..., Фрих-Хар, Лучицкая, 1978].

Таким образом, как следует из приведенного описания, состав формации во времени менялся. В среднем и позднем палеозое он определялся широким распространением средних пород — андезибазальтов и андезитов. Для мезозойских формаций более характерны основные вулканыты.

Петрохимическая принадлежность пород формации к известково-щелочной серии устанавливается по положению составов на классификационной диаграмме (рис.26), фигуративные точки которых в основном расположены в поле пород нормальной щелочности. Вулканытам свойственен рост общей щелочности — от основных к средним и умеренно-кислым составам. Средне-и

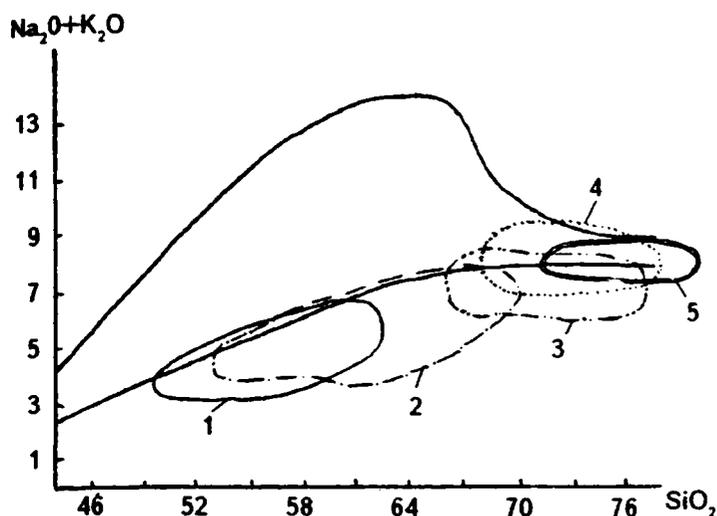


Рис. 26. Поля химических составов вулканических пород нормального ряда щелочности формаций континентальной стадии, по данным (Ярмолюк, 1983; Фрих-Хар, Лучицкая, 1978).

1 - формация базальтовая, андезит-базальтовая, андезитовая (поздний палеозой Южной и Центральной Монголии); 2 - формация андезит-дацитовая, андезит-дацит-риолитовая (поздний палеозой Южной и Центральной Монголии); 3-4 - формация дацит-риолитовая и риолитовая: 3 - позднепалеозойская, 4 - позднемезозойская, 5 - формация онгонитовая.

Специальные исследования составов пород, проведенные в позднепалеозойском вулканическом поясе Южной Монголии, показали систематическое возрастание щелочности пород (в том числе и рассматриваемой формации) и в первую очередь  $K_2O$  от края вулканического пояса у границы позднепалеозойского континента с океаническим бассейном Палеотетиса к его континентальной периферии [Ярмолюк, 1983]. Отмеченные изменения согласуются с положением палеозоны субдукции, погружавшейся под углом  $45^\circ$  под континент (реконструкция проводилась по методу Хазертон-Дининсона). В связи с этой зональностью становится понятным постепенное возрастание роли субщелочных пород в составе формации по мере удаления от приокеанической части краевого пояса в глубь континента. Такая картина наблюдается в девонском ареале, в пермском вулканическом поясе Центральной Монголии, в ранне- и позднемезозойском магматических ареалах [Коваленко, Ярмолюк, Моссаковский, 1989; Коваленко, Ярмолюк, 1990].

*Андезит-дацитовая, андезит-дацит-риолитовая формация.* В нее входят серии вулканических пород, дифференцированных в широком диапазоне составов и не обладающие ярко выраженными преобладающими доминантами. Такие серии в целом являются не многочисленными, так как обычно в разрезах наблюдается преобладание тех или иных вулканитов, определяющее их отнесение к соответствующим по составу формациям. Тем не менее, на карте показано достаточно большое количество полей описываемой формации. В их число попадают, в частности, недостаточно изученные в формационном отношении поля вулканитов, содержащие породы разного состава. Ниже приведена характеристика более или менее обоснованных проявлений формации.

По-видимому, наиболее ранним проявлением этой формации являются поля позднерифейских вулканитов, развитых в пределах Дзабханской зоны [Геология МНР, 1973]. В их строении участвуют пестроокрашенные лавы и пирокласты среднего и кислого состава при подчиненном развитии основных эффузивов. Образование вулканического комплекса началось здесь с излияний андезитовых и подчиненных им базальтовых лав. В дальнейшем формировались лавы, туфы, агломераты дацитового, риодацитового и риолитового состава. Породы окрашены в коричневые, красные, серые цвета, имеют массивную, флюидальную и иногда сфероидную структуру. Чрезвычайно характерны стекловатые дациты, претерпевшие фельзитовую раскристаллизацию, а также риодациты с крупными гороховидными вкрапленниками кварца. В составе кислых пород участвуют также плагиоклаз, калиевый полевой шпат, редко биотит. В андезитах наряду с пироксеном и плагиоклазом встречается амфибол.

позднепалеозойские формации характеризуются высоким содержанием  $Na_2O$  и отношением  $Na_2O/K_2O > 1$  в породах; породы мезозойских формаций отличаются от них более высокими содержаниями  $K_2O$  и отношением  $Na_2O/K_2O < 1$ .

Наряду с известково-щелочными в составе разновозрастных формаций участвуют и породы субщелочного ряда. В случае преобладания последних ассоциации основным и средних пород меняют свою формационную принадлежность и выделяются в формацию базальт-трахибазальт-трахиандезитовую и трахиандезитовую.

Породы андезитбазальтовой формации являются составным элементом зонально построенных магматических ареалов, зональность в которых определяется изменениями петрохимической принадлежности магматических пород [Коваленко, Зайцев, Ярмолюк и др., 1984]. Для средне- и позднепалеозойского магматических ареалов эта зональность связывается с развитием ареалов над зонами субдукции.

Другой пример пород этой формации представляют девонские вулканические ассоциации Монгольского и Горного Алтая, участвующие в строении среднепалеозойского краевого вулканоплутонического пояса. Здесь они описаны в ряде мест. Так, в Делюно-Сагсайском прогибе вулканы формации приурочены главным образом к основанию ниже-среднедевонского разреза [Континентальный..., 1983], где они образуют толщу сложного фациального строения. Например, в северной части прогиба преимущественно распространены красноцветные лавы и пирокласты дацитов и риолитов. Южнее преобладают серо-зеленые андезитовые порфириты, местами миндалекаменные, и их пирокласты, ассоциирующие с риолитами и их туфами. Мощность всех этих пород варьирует от 600 до 1000 м.

В Яматоугольском прогибе породы формации распространены на водоразделе Байримского хребта [Континентальный..., 1983]. В нижней части данной вулканической толщи развиты зеленокаменные пироксеновые базальты, плагиоклазовые андезибазальты и андезиты и их туфы. По разрезу вверх они сначала сменяются плагиоклазовыми порфиритами андезитового и андезидацитового состава и их туфами, вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами, над которыми залегают риолиты, слагающие линзовидные и пластовые серии покровов мощностью до 100 м среди туфогенно-осадочных пород.

Широкое развитие породы формации получили в позднем палеозое Южно-Монгольского и Центрально-Монгольского вулканических поясов [Ярмолюк, 1983; Кепежинская, Лучицкий, 1973]. В Южно-Монгольском поясе формация проявилась дважды — в раннем-среднем карбоне и ранней перми. Примером ранне-среднекарбонных ассоциаций могут служить вулканические поля, развитые в восточной части Барун-Хурайской котловины. Их строение проиллюстрируем разрезом вулканической толщи, распространенной в районе урочища Бор-Хавцагал [Континентальный..., 1983]. Здесь, в нижней части разреза отмечается переслаивание серых и черных андезитовых туфов и туфогенно-осадочных пород (200 м). Вверх по разрезу эти породы сменяются серией покровов темносерых и бурых пироксен-плагиоклазовых андезибазальтовых порфиритов (300-400 м). Лавовая серия надстраивается пачкой (100 м) туфогенноосадочных пород, туфов смешанного и дацитового состава с обломками базальтов, которая сверху сменяется зеленовато-серыми андезидацитовыми и дацитовыми туфами и спекшимися туфами с обломками риолитового стекла (мощность пачки 200 м). На них залегают светлосерые фельзитовидные дациты, содержащие вкрапленники олигоклаза. Эти дациты образуют протяженный грибообразный поток с максимальной мощностью до 150 м. Верхнюю часть разреза мощностью до 500 м слагают зеленовато-серые и светло-коричневые обычные и спекшиеся туфы дацитов.

В пермское время образование формации происходило в Заалтайской Гоби на территории, расположенной между Гоби-Тяньшанской рифтовой зоной и рифтовой зоной Главного Монгольского линейного [Континентальный..., 1983]. Она была изучена в районах хребтов Эдренгийн-нуру и Арслан-Хаирхан. В хр.Эдренгийн-нуру породы формации распространены на северном склоне, где образуют узкую полосу в поле выхода карбонных образований. Нижнюю часть пермской формации слагают туфогенно-осадочные породы с туфами среднего состава; их мощность достигает 150 м. Выше следует серия покровов андезитовых и андезибазальтовых порфиритов, среди которых в подчиненном количестве наблюдаются прослои темносерых туфов, туфопесчаников и гравелитов, а также грубообломочные бомбовые туфы с обломками (до 10 см) лав. Мощность этой серии около 900 м. Порфириты перекрыты нормальными и спекшимися туфами дацитов и трахириодацитов общей мощностью до 1200 м. Отдельные туфовые покровы имеют мощность до 50 м; они в нижней части сложены спекшимися туфами, а сверху сменяются слабо спекшимися и обычными туфами. В верхней части этой серии пород появляются трахириодациты и риолиты в виде грибообразных экструзий. Максимальная мощность отдельных экструзий достигает 400 м. Венчается разрез покровами пироксен-плагиоклазовых миндалекаменных андезибазальтов и андезитов, содержащих слои бомбовых туфов. Мощность этих лав превышает 200 м.

По латерали строение формации неоднородно. Палеовулканологический анализ пород формации показывает, что андезибазальты и андезиты слагали щитовые вулканы, а дациты и риолиты слагали крупные экструзии и выдержанные по площади и по мощности толщи спекшихся туфов [Континентальный..., 1983].

Важным элементом строения вулканических полей пермской формации являются гипабиссальные интрузии с фазами габбродиоритов, граносиенитов и лейкогранитов. С ними тесно связаны субвулканические интрузии, среди которых преобладают дайки риолитового, андезибазальтового и андезитового составов. В осевой части хр.Эдренгийн-нуру от массива лейкогранитов отходит мощный рой таких даек. В полях вулканических эти же дайки контролируют участки скопления

вулканических брекчий и трахириолитовых экструзий. Эти дайки являются, очевидно, корнями вулканических излияний, связаны, вероятно, с интрузивными массивами и тем самым объединяют вулканогенные и интрузивные образования в вулcano-плутоническую ассоциацию.

Центрально-Монгольский вулканический пояс характеризуется наиболее широким развитием пермских пород формации. Показательным для этой формации районом является Северо-Гобийская впадина. В ее строении выделяются три блоковые зоны — северная, центральная и южная, и в каждой из них формация имеет специфические особенности [Кепежинская, Лучицкий, 1973]. Так, в северной зоне формацию слагают две толщи: вулканическая и терригенная, замещающие друг друга по латерали. В составе вулканической толщи, достигающей 1500-2000 м, преобладают лавы, лавобрекчии и туфы андезитов и андезидацитов. Наряду с ними отмечаются редкие прослои риолитовых туфов. Местами распространены риолитовые субвулканические тела.

Южная блоковая зона совпадает с южным бортом впадины; ширина ее 75-100 км, протяженность 350 км. Она сложена мощными (2000-4500 м) толщами преимущественно дацитового и риодацитового состава, для которых характерны туфы, туфобрекчии, игнимбриты. Среди кислых вулканитов на разных уровнях развиты андезиты.

В центральной части впадины андезиты, дациты и риолиты развиты в соизмеримых количествах; здесь, среди них изредка встречаются базальты. Мощность вулканогенных образований здесь достигает 3000 м.

Породы данной формации известны также среди ранне- и позднемезозойских вулканических ассоциаций [Континентальный..., 1983; Фрих-Хар, Лучицкая, 1978]. В них породы формации слагают обычно небольшие вулканические поля. В строении этих полей, как правило, устанавливается гомодромная последовательность смены составов пород от более рачних — основных к более поздним — кислым. В этом отношении мезозойские ассоциации весьма близки к позднепалеозойским.

В целом вещественный состав формаций очень пестрый, однако в нем главную роль играют андезиты, дациты и риодациты. Эти породы в общем не отличаются от пород того же состава в других формациях. Андезиты обычно порфириовидные, содержат вкрапленники плагиоклаза, пироксена и реже амфибола. При переходе к дацитам, а затем к риодацитам и риолитам минеральный парагенезис изменяется в сторону исчезновения пироксенов, раскисления плагиоклаза, появления калиевого полевого шпата и реже биотита. Амфибол более типичен для дацитов, а в риолитах уже почти не встречается.

Непрерывность переходов между средними и кислыми породами формации нашла свое отображение и на петрохимических диаграммах, на которых по широкому кругу петрогенных элементов отмечаются плавные переходы между петрохимическими "концами" ассоциаций (рис.26). Породы формации принадлежат преимущественно к нормальному ряду щелочности, хотя в ряде случаев кислые породы имеют тенденцию к эволюции в субщелочную область. При этом наблюдается рост отношения  $K_2O/Na_2O$ . В строении зональных континентальных магматических ареалов эта формация распространена обычно совместно с другими формациями пород нормальной щелочности.

*Формация дацит-риолитовая и риолитовая.* Формация объединяет толщи вулканических пород, сложенные преимущественно кислыми и умеренно кислыми вулканитами известково-щелочной серии. В строении этих толщ, кроме того, эпизодически участвуют основные и средние, а также туфогенно-осадочные породы. В возрастном отношении породы формации принимают участие в строении средне- и позднепалеозойского, а также позднемезозойского магматических ареалов. Для раннего мезозоя страны они не характерны.

В строении среднепалеозойского краевого вулcano-плутонического ареала дацит-риолитовая формация распространена в хребтах Монгольского Алтая, там же, где и андезибазальтовая формация (рис.25). С последней дацит-риолитовая формация нередко совмещена и пространственно, и в разрезах. Накопление пород формации связано со второй (поздний эмс-эйфель) стадией развития девонского вулканизма [Континентальный..., 1983], поэтому в разрезах породы формации нередко залегают на породах андезибазальтовой формации.

Состав пород формации сравнительно однообразен. В количественном отношении среди них преобладают кислые эффузивы. Например, в Цаганнурском поле (Монгольский Алтай) Делюно-Юстыдского прогиба породы формации трансгрессивно залегают на нижнепалеозойских складчатых образованиях и красноцветных грубообломочных породах предположительно нижнего девона. Нижнюю часть разреза формации в нем слагают красноцветные песчаники, туфопесчаники и грубообломочные туфы. Здесь же встречаются согласные пластовые тела фельзитовидных квар-

цевых порфиров. Верхнюю часть разреза (700 м) этого поля слагают розовые и серые стекловатые кислые эффузивы: дацитовые, фельзитовые и риолитовые порфиры с горизонтами кислых туфов и лавобрекчий. Р самых верхних горизонтах разреза наряду с кислыми эффузивами распространены туфогенные песчаники.

В других вулканических полях наряду с риолитами присутствуют базальты и андезибазальты. Основные эффузивы неоднократно появлялись в ходе развития риолитовых серий, придавая им черты контрастного строения.

Слагающие формацию кислые вулканиды характеризуются серой, желтой, буровато-серой окраской. Они представлены массивными и флюидалными лавами, глыбовыми лавами, переходящими в лавобрекчии, игнимбритами и различными туфами от грубообломочных до тонкообломочных, причем распределение пород по разрезу не отражает каких-либо закономерностей. Мощность разрезов значительная и достигает 700-1000 м.

Наиболее широко дацит-риолитовая формация проявлена в позднепалеозойском магматическом ареале — в Южно-Монгольском и Центрально-Монгольском вулканических поясах.

В Южно-Монгольском вулканическом поясе формация распространена в западном его секторе. Время ее формирования здесь приходится главным образом на средний карбон [Континентальный..., 1983; Ярмолюк, 1978]. В разрезах вулканических образований породы формации обычно залегают на вулканиках раннекаменноугольной андезибазальтовой формации. В строении формации преобладают туфы риодацитов и риолитов, менее характерны лавовые производные. Их распределение в разрезе дается на примере дацит-риолитовой толщи, развитой в хребтах Ноён и Тост. Здесь кислые вулканиды подстилаются пачкой туфогенно-осадочных пород мощностью до 100 м, которая без видимого несогласия надстраивает толщи основных и средних вулканидов, принадлежащих андезибазальтовой формации. Кислый облик пород толщи более или менее выдержан в пределах всего вулканического поля, протягивающегося более чем на 250 км. Он определяется последовательностью сменяющих друг друга пачек пород. В нижних частях толщи преобладают туфогенно-осадочные породы и слабо стратифицированные витрокластические туфы. Выше по разрезу появляются спекшиеся туфы, переслаивающиеся с туфогенно-осадочными породами, вулканическими брекчиями или образующие более или менее мощные однородные пачки покровов. В верхних частях толщи доминируют маломощные покровы бурых, фиолетовых и серых спекшихся туфов. Местами отдельные покровы группируются в сложные составные покровы, границы между которыми отсутствуют. Подобный процесс более всего характерен для покровов спекшихся туфов, близких по времени формирования [Ярмолюк, 1983]. Общая мощность толщи достигает 2500 м.

Несмотря на то, что тип строения толщи более или менее выдержан в пределах всего вулканического поля, особенности строения некоторых пачек в ней существенно различаются. Так, отдельные слои, в особенности сложенные крупнообломочными туфобрекчиями, туфоконгломератами, грубообломочными туфами, по простиранию не выдерживаются и обычно переходят в крупные линзы. Наиболее значительные из них достигают мощности в несколько сотен метров, вытянуты на 1-2 км, а в центральных участках состоят из глыб до 1,6 м в поперечнике. Размеры обломков и их количество сокращаются, как правило, к краевым участкам линз, где постепенно увеличивается количество тонкообломочных туфов. Подобные линзы вулканических брекчий часто сопровождаются дайками и штоками флюидалных и массивных риолитов. Близкие к ним по облику и составу породу слагают обломки в брекчиях. Эти данные позволяют рассматривать тела вулканических брекчий как вулканические постройки центрального типа. Об этом говорит и распределение тонкообломочных туфов в латеральных сечениях толщи. В целом пирокластические породы более или менее выдержаны по простиранию, однако их количественное содержание в отдельных пачках сильно варьирует, в связи с чем наблюдаются либо существенно туфовые разрезы, либо существенно туфогенно-осадочные. Подобная фациальная неустойчивость отдельных подразделений разреза, несомненно, определяется различным характером деятельности вулканических аппаратов.

На площади Южно-Монгольского вулканического пояса распределение пород дацит-риолитовой формации, по-видимому, связано с крупными вытянутыми в широтном направлении вулканическими котловинами. Максимальные мощности пород формации в этих котловинах устанавливаются в центральных участках. К бортам впадин мощность вулкаников уменьшается, происходит выклинивание их отдельных фрагментов. Объем вулканических пород в котловинах в среднем составляет 2500-3000 км<sup>3</sup>, а общая площадь котловин в западном сегменте вулканического пояса составляет 30000-32000 км<sup>2</sup>. Оценивая среднюю мощ-

ность пород толщи, равной около 1500 м, можно подсчитать общий объем извергнутых кислых эффузивов в пределах пояса, который, по-видимому, превышал 50000 км<sup>3</sup>.

В ранней перми дацит-риолитовая формация возникла в Центрально-Монгольском вулканическом поясе, где ее породами сложены поля в восточном (Керуленском) и центральном (Среднегобийском) секторах пояса. Характерной особенностью данного кислого вулканизма является его одновременное проявление с андезибазальтовым и трахиандезибазальтовым [Кеппежинскас, Лучицкий, 1973]. В результате развитые здесь разновозрастные вулканические толщи отличаются сложной фациальной структурой, определяемой преобладанием в отдельных полях либо кислых (дацит-риолитовая формация), либо основных и средних вулкаников, объединяемых в соответствующие формации. Мощность толщ дацит-риолитовой формации колеблется от 600 до 2000 м. Слагающие ее породы представлены туфами, туфобрекчиями и игнимбритами, кроме того, на разных уровнях разреза в них присутствуют андезиты, количество которых меняется в значительных пределах [Кеппежинскас, Лучицкий, 1973].

В позднем мезозое формирование дацит-риолитовой формации было связано с развитием Восточно-Монгольского вулканического пояса. Образование кислых пород здесь происходило на заключительных стадиях развития пояса, в связи с чем кислые вулканики приурочены к верхним частям разреза, залегая на породах андезибазальтовой или базальт-трахибазальт-трахиандезитовой формации. По данным Д.И.Фрих-Хара и А.И.Лучицкой [1978] общий облик позднемеловой дацит-риолитовой формации определяют главным образом субвулканические тела дацитов, риолитов и их субщелочные разновидности, тогда как собственно вулканические породы имеют ограниченное распространение. Нередко дациты и риолиты слагают пластовые интрузивные залежи среди базальтов нижних толщ вулканического пояса или экструзивно-купольные тела. Такие тела вблизи контактов сложены стекловатыми породами или витрофирами, а к центральным участкам тел происходит возрастание степени раскристаллизации пород вплоть до появления зернистых разновидностей, отвечающих гранит- и граносиенит-порфирам.

В строении позднемезозойского пояса магматическая деятельность кислого состава связана с отдельными вулканическими центрами, которые фиксируются экструзивными телами или скоплениями разнофациальных (дайки, силлы, купола, вулканики) проявлений кислых пород. Магматический материал поступал при этом через многие жерла и каналы. Извержения чаще всего носили эксплозивный характер и сопровождалась образованием пластовых и экструзивно-купольных тел. Нередко скопления кислых магматических пород выполняют депрессии в поле развития более ранних базальтов, где характеризуются большими мощностями. Такие депрессии в ряде случаев сопоставляются с кальдерами [Фрих-Хар, Лучицкая, 1978].

В целом состав формации определяют умереннокислые и кислые вулканики — дациты, риодациты, риолиты и их пирокластические производные. В переменных количествах в строении формации участвуют основные и средние вулканики и вулканогенно-осадочные породы. Кислые вулканики, как правило, являются порфирированными породами — с вкрапленниками кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата. Более редкими являются вкрапленники биотита и амфибола.

Лейкократовый облик особенно характерен для средне- и позднепалеозойских кислых пород. Девонские дациты и риолиты содержат небольшой (до 10%) объем вкрапленников [Континентальный..., 1983]. В дацитах они представлены олигоклазом или андезит-олигоклазом, в риолитах — кварцем, олигоклазом и изредка ортоклазом. Основная масса пород стекловатая, микрофельзитовая или сферолитовая.

В составе позднепалеозойской формации преобладают пирокластические породы. Среди обломков кристаллов в них преобладают кислый плагиоклаз, на втором месте находится кварц, калиевый полевой шпат более редок. Цветные минералы обычно отсутствуют, лишь в нескольких случаях были отмечены биотит, а также пироксен, который имеет ксеногенное происхождение и заимствован, очевидно, при разрушении более ранних основных эффузивов. По составу обломков вкрапленников породы делятся на плагиоклазовые (до 70% плагиоклаза) и кварц-плагиоклазовые. В разрезах эти разновидности нередко связаны постепенными переходами. Содержание литокластических обломков в породах формации обычно не превышает 20-30%, поэтому в целом эти породы можно отнести к витро- и витрокластическим туфам [Ярмолюк, 1978].

Текстуры пород разнообразны реликтовые: литокластическая, этакситовая, псевдофлюидальная. Последняя проявлена в лавоподобных фациях спекшихся туфов, в которых пепловые частицы и отдельные обломки стекла уплощены и превращены в удлиненные и параллельно вытянутые линзочки (фьямме). Границы между стекловатыми обломками устанавливаются главным образом по различной окраске обломков, а также по оконтуривающей их рудной пыли.

В скрещенных николях цементирующая масса пород выглядит гомогенной, т.к. слагающий ее стекловатый агрегат девитрофицирован и перекристаллизован в фельзит.

Для пород позднемезозойской формации характерна ассоциация вкрапленников санидин + олигоклаз + биотит + кварц [Фрих-Хар, Лучицкая, 1978]. Преобладает санидин, его размеры составляют 5-7 мм. В основной массе пород присутствуют лейсты калиевого полевого шпата, в подчиненном количестве — олигоклаз, биотит, рудный минерал, апатит, кварц. В целом можно видеть, что по составу пород позднемезозойская формация отличается от средне- и позднепалеозойской. Петрографический облик ее пород сближает позднемезозойскую дацит-риолитовую формацию с формацией риолит-трахириолитовой.

В петрохимическом отношении среди пород формации преобладают известково-щелочные дациты и риолиты, хотя обычно присутствуют и субщелочные кислые вулканиты. В связи с этим на классификационной диаграмме  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{SiO}_2$  поле составов пород формации обычно перекрывает линию, разграничивающую известково-щелочные породы и субщелочные (рис.26). Субщелочная часть этого поля незначительна для средне- и позднепалеозойских дацит-риолитовых ассоциаций и существенна для позднемезозойских ассоциаций. Особенности химизма согласуются с петрографическим составом пород, отражающим более высокую щелочность позднемезозойских ассоциаций, которая обусловила появление в породах санидина, биотита, калиевого полевого шпата.

*Онгонитовая формация.* Эта формация образована специфическими кислыми вулканическими породами — аналогами литий-фтористых гранитов. В виде субвулканических тел эти породы в Монголии известны начиная с раннего мезозоя, однако в связи с вулканическими породами они формировались лишь в позднем мезозое [Коваленко, Коваленко, 1980; Самойлов, Коваленко, 1983]. Ареал распределения пород формации ограничен Южной Монголией, где она возникла в связи с процессами позднемезозойского рифтогенеза (рис.25), поля пород формации связаны с Центрально-Гобийской позднемезозойской рифтовой зоной и наблюдаются в районах хр.Бахарула (Ноян-Бахарская впадина), хр.Бага-Богдо (Ховдинская впадина), Мушугайском (горы Хэцу-Тэг, Тэг-ула, Дурбэнт-Дориту и др.), Хотгорском, Унэгийском, Улутей-Хидском. В этих районах онгониты ассоциируют с позднемезозойскими щелочными и субщелочными вулканитами. Формирование онгонитов, по данным В.И.Коваленко [1980], было связано с развитием отдельных центральных вулканов, в строении которых наряду с онгонитами участвуют трахириолиты и другие кислые породы. Совместно они слагают грибовидные экструзии, штоки, дайки и лавовые тела. Покровы обычно имеют большую мощность и небольшую протяженность, что указывает на высокую вязкость формирующих расплавов. В ряде вулканов наблюдаются также туфы, туфобрекчии, агломераты онгонитов. Они слагают нижние горизонты разрезов вулканов и достигают мощности 100-150 м (Ховдинская впадина). В строении онгонитовых покровов нередко участвуют прослои и линзы красных, синих, зеленых, черных стекол мощностью до 10-12 м.

Согласно геологическим и радиологическим данным время формирования онгонитового вулканизма в Южной Монголии датируется как раннемеловое (валанжин-баррем, 115-128 млн.лет). Во времени онгонитовый вулканизм сменил субщелочные базальты цаганцабской свиты и предшествовал дзунбаинскому этапу базальтоидного магматизма [Самойлов, 1988].

Эффузивы формации в подавляющей своей части являются флюидалными породами, лишь в отдельных лавовых типах в них заметное развитие получили сферичные и полосчато-сферонидные разности. Окраска эффузивов характеризуется преобладанием сиреневых и светлосерых тонов, изредка они окрашены в коричневый цвет. Стекла большей частью — серо-зеленые, в отдельных участках черные; для стекол онгонитового состава типична серо-коричневая или красновато-коричневая окраска.

В составе формации наряду с онгонитами и онгориолитами развиты трахириолиты, редко трахириодациты и риолиты. В интрузивной фации, кроме того, установлены субщелочные граниты и лейкограниты. Наиболее масштабно онгониты и онгориолиты проявлены в Мушугайском районе, в других местах Южной Монголии они обычно подчинены трахириолитам.

Геологически отделить онгониты от трахириолитов практически невозможно — они наблюдаются в общих разрезах. Не всегда их можно различить и по внешним, и по петрографическим признакам. И онгониты, и трахириолиты бывают порфиоровые и афировые, содержат вкрапленники калиевого полевого шпата, кварца и биотита. Специфическая особенность онгонитов, отражающая их принадлежность к плюмазитовым породам, выражается в появлении топаза, мусковита. Генетическое родство с литий-фтористыми гранитными магмами отражается в появлении в породах флюорита (в пустотках и прожилках) и литиевых слюд. В качестве аксессуарного

минерала онгониты содержат флюорит, гранат, циркон, монацит, колумбит, танталит, касситерит, пирит.

Породы онгонитовой формации принадлежат исключительно к кислой группе пород; они содержат 69-79%  $\text{SiO}_2$  (как правило, более 72-73%). В этом отношении они близки к средним составам гранитов и риолитов, но по содержанию глинозема собственно онгониты и онгориолиты приближаются к сиенитам. Онгониты весьма лейкократовы и почти не содержат титана, приближаясь по этим показателям к аляскитам. По содержанию щелочей среди пород формации много представителей субщелочного ряда ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} > 8$  масс.%) (рис.26). Однако в формации обычны также риолиты, в которых эта величина опускается до 6,8%. В связи с этим формация в целом отнесена к серии пород нормальной щелочности. Для эффузивов формации весьма характерно преобладание калия над натрием, но в стеклах нередко фиксируется обратная картина. Породы нередко обогащены фтором, содержание которого в онгонитах и онгориолитах достигает 0,83%, а в их стеклах — 1,76% (г.Тэг-ула).

Основной геохимической особенностью этих пород является обедненность стронцием, барием и относительная обогащенность редкими щелочами, бериллием, ниобием, танталом, редкими землями. Концентрации второй группы названных элементов повышаются по мере обогащения пород фтором, достигая максимальных значений в онгонитах, онгориолитах, их стеклах, а также в пирокластах, что обуславливает повышенную потенциальную рудоносность пород онгориолитовой серии.

Как показывают результаты геологических, геохимических и радиологических исследований, породы формации не образуют единой генетической серии с близкими к ним по возрасту базальтоидами (их ассоциация является только пространственной). Согласно геохимическим данным кислые породы характеризуются "коровыми" значениями изотопного отношения стронция ( $\text{IoSr} > 0,710$ ) и являются продуктами кристаллизации коровой трахириолитовой магмы. Эволюция этой первичной магмы, с одной стороны, приводит к образованию обедненных летучими элементами пород нормальной и субщелочного ряда, а с другой — к накоплению летучих (прежде всего, фтора) и связанных с ними редких элементов в остаточных расплавах с формированием высокофтористых, богатых рядом редких элементов, трахириолитов и онгонитов.

*Формация базальт-трахибазальт-трахиандезитовая и трахит-базальтовая.* Данная формация включает породы, отвечающие по составу субщелочным базальтам, трахибазальтам и трахиандезитобазальтам. Среди них присутствуют трахиандезиты, реже трахиты и трахидациты, тяготеющие обычно к верхам эффузивных толщ. Субвулканические тела представлены трахидолеритами или крупнолейстовыми трахиандезитобазальтами, а также интрузиями, дайками и штоками субщелочных кремнекислых пород (сиенит-порфиры, ортофиры, граносиенит-порфиры и др.). В геологической истории Монголии формация проявлялась неоднократно, особенно широко в позднем палеозое и позднем мезозое. В позднем палеозое основными структурами распространения формации стали рифтовые зоны Гоби-Тяньшанская, Гоби-Алтайская и Северная Монгольская. Обычно ее породы ассоциируют с комендитами, пантеллеритами и трахириолитами; в связи с чем на карте породы формации показаны в составе контрастных формаций. Самостоятельное значение трахибазальты имеют в Орхон-Селенгинском прогибе и в западном секторе Гоби-Алтайской рифтовой зоны в хребтах Хан-Тайшири и Аргалинту. В Орхон-Селенгинском прогибе породы формации входят в состав хануйской вулканической серии, слагая ее верхнюю часть — свиту основных эффузивов [Моссаковский, Томуртоого, 1976]. В этом прогибе они залегают на мощной (до 5 км) толще вулканогенно-осадочных (молассоидных) пород с флористическими остатками конца нижней и начала верхней перми. В верхних горизонтах последней постепенно возрастает роль основного туффитового материала и появляются покровы базальтов. Их количество также возрастает кверху, благодаря чему молассоидные отложения постепенно сменяются пачками, в составе которых преобладают субщелочные базальты и трахибазальты; кроме того в них содержатся прослои трахиандезитобазальтов, туффитов, туфоалевролитов, агломератовых туффов и лавобрекчий базальтового состава с горизонтами яшмоидов и туфопесчаников. Такой набор пород мощностью до 4000 м наиболее широко распространен в междуречье Селенги и Орхона, где с ними тесно сопряжены многочисленные силлоподобные интрузии трахидолеритов, при подчиненном значении секущих интрузий того же состава и штоков мелкозернистых субщелочных габбро. Помимо этого в верхнепермских вулканитах залегают близкие по времени образования интрузии габбро-сиенитов [Яшина, Матреницкий, 1979]. За пределами внутренней части Орхон-Селенгинского прогиба позднепалеозойский трахибазальтовый вулканизм и сопровождающий его габбро-сиенитовый интрузивный магматизм практически не известны. Только в

северо-западной части Монголии — на восточной окраине хр. Хан-Хухэй — в мелких пермских вулканогенных грабенах (Убур-Клинский) и мульдах (Баянгольская), расположенных в зоне глубинного Хангайского разлома, монгольские геологи Д.Тогтох, З.Гансук и А.Батархуяк обнаружили верхнепермские трахибазальты и ассоциирующие с ними субщелочные габброидные интрузии.

В пределах Гоби-Алтайской зоны породы позднепалеозойской формации, согласно данным С.П.Гавриловой, входят в состав серии континентальных осадочно-вулканогенных и вулканогенных отложений мощностью до 9-10 км [Континентальный..., 1983]. Здесь субщелочные оливиновые базальты и трахибазальты, тяготеющие к средней части разреза, залегают с базальными конгломератами в основании на трахириолитовой (с комендитами) свите нижней перми. Суммарная видимая мощность базальтовых вулканитов составляет 2-2,5 км. В залегающих среди них туффитовых прослоях обнаружены остатки флоры нижнепермского облика [Континентальный..., 1983]. Петрографический облик формации определяется явным преобладанием трахибазальтов и субщелочных оливиновых базальтов над остальными породами. В подчиненном количестве присутствуют субвулканические тела кислых пород (риолитов, трахириолитов, реже комендитов и трахитов). Они образуют крутопадающие дайки, реже мелкие штоки и межпластовые интрузии. Возраст кислых пород не ясен, так как они встречаются не только среди трахибазальтов, но и в пределах перекрывающих их угленосных песчаниково-конгломератовых отложений верхней перми.

В раннем мезозое породы формации установлены в концентрически зональном магматическом ареале Восточной Монголии в пределах зоны “распыленного” магматизма. Эта зона с северо-запада и юго-востока обрамляет магматическое ядро ареала, совпадающее с Хэнтэйским сводовым поднятием. Наиболее отчетливо данная формация выражена в Орхонской впадине, среди триасовых и нижнеюрских отложений, объединенных А.А.Моссаковским и О.Томуртоого [1976] в осадочно-вулканогенную орхонскую серию. Ими она подразделяется на две свиты: нижнюю — терригенную абзогскую ( $T_{2,3}$ ) и верхнюю — вулканогенную могодскую ( $T_3-J_1$ ), составляющие вместе данную формацию. Разрез могодской свиты начинается с трахиандезитовых лаво- и туфоконгломератов мощностью до 500 м. Вверх по разрезу они сменяются чередованием трахибазальтовых и трахиандезитовых лав, перемежающихся с прослоями литокластических туфов того же состава. Лавы обычно хорошо раскристаллизованы, отчетливо порфиоровые, часто миндалекаменные. Порфиоровые выделения представлены андезином и авгитом, реже оливином и роговой обманкой. В наиболее полных разрезах могодской свиты заметно развиты трахибазальты, образующие довольно крупные лавовые пачки (до 400-500 м). Мощность трахибазальт-трахиандезитовой части могодской свиты меняется от 1000 до 1800 м.

Особенно широкое распространение породы формации получили в позднем мезозое в связи с формированием рифтогенного Восточно-Монгольского пояса. Как правило, трахибазальты залегают на нижнепалеозойских толщах и прорывающих последние гранитоидах, реже на нижне-среднеюрских осадочных образованиях. Возраст вулканитов оценивается в интервале поздняя юра-ранний мел; они составляют основу цаганцабской свиты, в составе которой кроме того имеются кислые вулканиты.

Состав формации, как установлено Д.И.Фрих-Харом и А.И.Лучицкой [1978], определяют субщелочные базальты, трахибазальты и трахиандезитобазальты. Они слагают крупные, довольно однородно построенные вулканические поля, состоящие из переслаивающихся лавовых покровов (мощностью 4-20 м), в которых намечается тенденция к раскислению и повышению щелочности вверх по разрезу. В верхних, а местами и в нижних частях лавовых покровов появляются отдельные потоки трахиандезитов и трахитов.

В составе формации кроме того принимают участие многочисленные межпластовые тела того же состава, а также субщелочные кислые породы. Последние, как правило, имеют более молодой возраст и представляют, вероятно, “корневой” уровень риолит-трахириолитовой и дацит-риолитовой формаций, возникших на заключительном этапе формирования цаганцабской свиты.

Характеризуя в целом вышеназванную формацию, следует отметить ее связь с континентальными рифтогенными структурами — грабенами, впадинами. В такой позиции ее породы появляются уже в девоне в системе грабенов, обрамляющих Озерную зону, затем в позднем палеозое и мезозое. Как правило, породы формации по составу слабо дифференцированы, однако довольно обычно с ними сопряжены кислые породы — трахириолиты, комендиты, пантеллериты. Последние либо образуют самостоятельные толщи или свиты, и в таком случае выделяются в самосто-

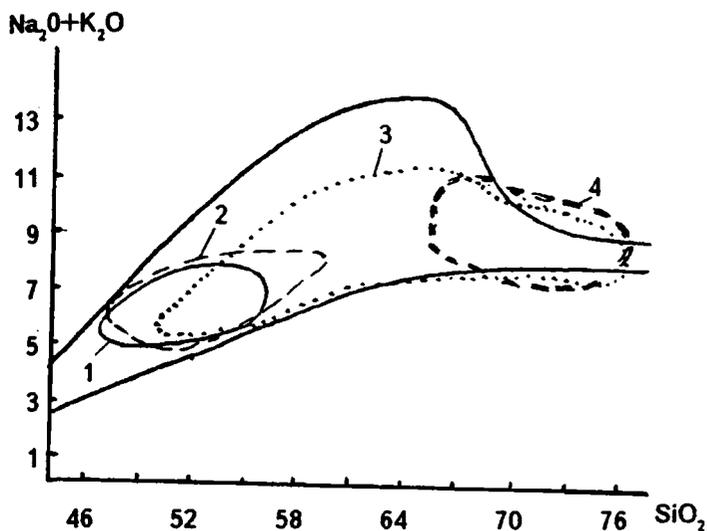


Рис. 27. Поля химических составов вулканических пород субщелочного ряда континентальной стадии.

1-2 - формация базальт-трахибазальт-трахиандезитовая и трахибазальтовая: 1 - позднепалеозойская Орхон-Селенгинского прогиба (по Яшина, Матреницкий, 1979); 2 - позднемезозойская (по Фрих-Хар, Лучицкая, 1978); 3 - формация трахиандезитовая и андезит-риолит-трахириолитовая местами с комендитами, позднепалеозойская (по Ярмолюк, 1983, Яшина, Матреницкий, 1979), 4 - формация риолитовая и трахириолитовая (по Ярмолюк и др., 1986, Гордиенко, 1987).

ательные формации (онгонитовую, дацит-риолитовую, риолит-трахириолитовую), либо переслаиваются с основными породами, образуя контрастные формации.

Петрографические особенности пород базальт-трахибазальт-трахиандезитовой и трахибазальтовой формации рассмотрены в ряде обобщающих работ, посвященных позднепалеозойскому и мезозойскому вулканизму Монголии [Ярмолюк, 1983; Фрих-Хар, Лучицкая, 1978; Континентальный..., 1983]. В них приводится около 300 первичных химических анализов, позволивших провести петрохимическое сопоставление разновозрастных формаций. Последние в целом, как показывают анализы, близки по составу основных пород, фигуративные точки которых образуют систему взаимоперекрывающихся полей. На петрохимической диаграмме (рис.27) отчетливо видно, что разновозрастные рои составов расположены в области

субщелочных базальтов, трахибазальтов и андезибазальтов. При этом наблюдаются определенные различия в конфигурации полей, отражающих, очевидно, неодинаковую изменчивость химизма разновозрастных формаций. Так, для позднепалеозойских базальт-трахибазальтовых формаций Орхон-Селенгинского и Хантайширско-Аргалинтинского прогибов типичен незначительный разброс точек по  $SiO_2$  (47-54%) при наличии пород с повышенным содержанием натрия и калия (до 8%), отвечающим уровням щелочных базальтов с нормативным нефелином. В то же время поля составов позднемезозойской трахибазальт-трахиандезитовой формации более вытянуты по оси  $SiO_2$ , в силу присутствия в ее составе трахиандезитов, а иногда и трахидацитов.

В целом характерными чертами химизма рассмотренных пород разновозрастных формаций являются: 1) недосыщенность кремнекислотой субщелочных базальтов и трахибазальтов, содержащих обычно оливин; 2) повышенная глиноземистость и незначительные пределы колебания содержания  $Al_2O_3$  (15-18%); 3) калиево-натриевый характер щелочности с изменением отношения  $Na_2O/K_2O$  от 0,8 до 2,5; 4) обедненность магнием по сравнению с базальтами нормального ряда; 5) преобладание среди оснований закисного и окисного железа.

Таким образом, в геохимическом отношении позднепалеозойские и мезозойские формации имеют сходные характеристики [Фрих-Хар, Лучицкая, 1978; Яшина, Матреницкий, 1979]. К ним относятся пониженный уровень содержания по сравнению с кларками элементов-примесей, типичных для основных магматических пород (Ni, Co, Cr, V) и более высокие, чем кларковые, количества элементов литофильной группы (Ga, Zn, Sn, Mo, Pb и др). Увеличение содержания циркония, олова и молибдена наблюдается в наиболее поздних щелочно-кремнекислых интрузивных дифференциатах (сиенитах, граносиенитах). Кроме этого выявляется геохимическая специфика пород разновозрастных формаций. Так, для верхнепермских трахибазальтов, как показали Р.М.Яшина, А.Т.Матреницкий [1979], характерна общая зараженность медью с повышением ее концентрации (до 150-160 г/т) в поздних дифференциатах габбро-сиенитовых массивов. В то же время в породах позднемезозойской трахибазальт-трахиандезитовой формации Восточной Монголии содержание меди (47 г/т) ниже кларкового уровня, причем ее концентрации явно уменьшаются (до 31 г/т) в поздних интрузивных сиенит-граносиенитовых породах. Для позднемезозойских магматических образований Восточной Монголии Д.И.Фрих-Харом и А.И.Лучицкой [1978] выявлена другая геохимическая специфика — зараженность всех пород

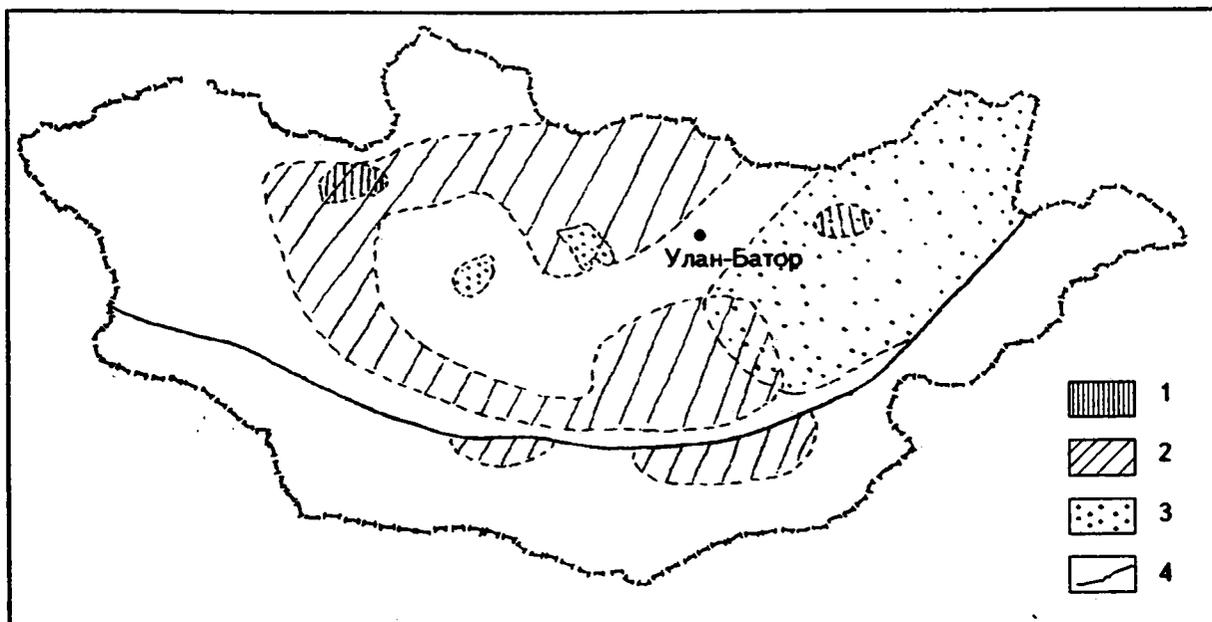


Рис. 28. основные области распространения формаций вулканических пород субщелочного ряда в пределах Монголии.  
1 - девонские, 2 - позднепалеозойские, 3 - ранне- и позднемезозойские, 4 - Главный Монгольский линиямент.

базальт-трахибазальт-трахиандезитовой формации фтором, а сопряженных с ней сиенит-гранитных интрузивов — вольфрамом.

*Формация трахиандезитовая и андезит-риолит-трахириолитовая местами с комендитами.* Для формации характерна ведущая роль субщелочных вулканитов среднего и умеренно кислого состава при локальном участии в них щелочных пород — трахитов (сиенит-порфиров) и комендитов (или щелочных гранит-порфиров). Данная магматическая формация проявлялась в среднем и позднем палеозое и позднем мезозое (рис.28). Она образовалась на территории Монголии в составе разновозрастных краевых вулcano-плутонических поясов Северной Монголии и приурочена к их внутриконтинентальным зонам, удаленным от границы палеоокеаном. Первые породы формации датируются в Монголии нижней половиной девона; в настоящее время они сохранились в ряде наложенных впадин (мульд): Тэлменнурской, Шурхеамской, Верхнехунгуйской, Тарбагатайской и др. В разрезах этих структур породы формации обычно совмещены с породами риолит-трахириолитовой формации, причем последние явно преобладают [Континентальный..., 1983].

Наиболее широко распространены позднепалеозойские породы формации [Ярмолюк и др., 1986]. К ним отнесены нижние три свиты стратотипического хануйгольского разреза, образующие дифференцированный по составу вулканический комплекс. Диапазон изменения состава охватывает породы от базальтов до трахириолитов, при преобладании трахиандезитов, трахидацитов и трахириодацитов. Нижнюю часть формации, отвечающую свите основных и средних вулканитов, слагают базальты, андезибазальты и андезиты повышенной щелочности, которые местами переслаиваются с туфопесчаниками, алевролитами и гравелитами. Пирокластические разновидности среди них сравнительно редки и представлены лапиллиевыми и псефитовыми туфами. Местами среди этих пород участвуют туфы и лавы андезиодацитов и дацитов. Наиболее широко названные породы распространены в Северо-Хангайском вулcano-тектоническом прогибе, охватывающем междуречье рек Идер и Мурен и хребет Болнай, где их мощность изменяется от первой сотни метров вблизи бортов прогиба, до 2000 м в его центральных участках [Ярмолюк и др., 1986].

Более высокие горизонты разреза формации слагают лавы, обычные и спекшиеся туфы трахидацитов, трахириодацитов и в меньшей степени трахириолитов, возможно, комендитов [Яшина, Матреницкий, 1979]. Они объединяются в свиту кислых вулканитов. От нижней (трахиандезитовой) части разреза кислые вулканиты отделены пачками туфогенно-осадочных пород и туфов смешанного состава, от андезитовых до риолитовых. Эта часть разреза формации обладает сложной фациальной структурой, определяемой преобладанием в одних разрезах лав, а в других игнимбритов и туфов. Наиболее широко кислые породы формации распространены в Орхон-Селенгинском прогибе, где их мощность варьируется от 1500-2000 до 3500-4000 м [Моссаковский, Томуртоого, 1976]. В Северо-Хангайском и Джелтуринском прогибах (по левобережью

**ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ НИЖНЕПЕРМСКИХ ВУЛКАНИТОВ ОРХОН-СЕЛЕНГИНСКОГО ПРОГИБА  
(ПО ЯШИНОЙ Р.М., 1982)**

Окислы (мас. %), элемен- ты, г/т	Трахиандезитобазальты, трахиандезиты			Трахидацинты и трахиты (кварцсодержащие)				Трахирюлиты		Комендиты		
	1*	2*	3	4	5	6*	7	8	9	10**	11**	12**
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	52,50	63,80	59,40	60,50	61,40	66,50	67,30	69,90	71,64	74,60	74,30	75,11
TiO <sub>2</sub>	1,50	1,42	1,06	1,03	1,54	0,74	0,54	0,49	He обн.	0,39	0,21	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,50	17,00	17,50	16,80	16,70	14,50	15,00	13,10	15,56	12,20	11,42	12,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,92	5,07	4,87	5,14	3,27	6,84	2,35	5,34	1,44	2,04	2,60	2,06
FeO	3,45	2,49	0,34	0,37	1,78	0,14	1,98	0,14	1,94	0,14	0,84	0,71
MnO	0,19	0,21	0,12	0,11	0,19	0,08	0,21	0,19	0,08	0,07	0,07	0,06
MgO	3,93	3,39	1,62	1,31	0,70	0,15	0,36	0,06	He обн.	0,24	0,35	0,04
CaO	7,30	7,47	2,81	2,70	2,82	0,45	0,23	1,01	0,45	1,01	—	0,23
Na <sub>2</sub> O	4,09	3,62	5,85	6,35	5,82	5,12	6,50	5,44	5,10	4,67	4,44	3,87
K <sub>2</sub> O	2,37	3,26	4,35	3,80	3,90	4,67	4,16	4,17	3,20	3,94	4,67	4,41
H <sub>2</sub> O	1,28	1,72	1,55	0,99	1,27	0,88	0,64	0,82	0,20	0,37	1,28	0,54
CO <sub>2</sub>	0,24	0,21	0,16	0,23	0,12	0,04	He обн.	0,12	—	0,28	He обн.	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,74	0,68	0,41	0,39	0,61	0,08	0,10	0,05	0,08	0,03	—	0,05
F	0,13	0,12	0,13	0,12	0,13	0,05	0,06	0,04	—	0,06	He опр.	He обн.
Cl	He обн.	He обн.	0,04	He обн.	0,04	He обн.	0,04	He обн.	—	He обн.	—	—
S	—	—	He обн.	—	He обн.	0,01	He обн.	—	—	—	0,08	0,01

Аксессуары элементы (в г/т)												
Ni	50	30-50	—	—	—	—	—	—	0-10	—	—	4
Co	30	0-30	7	—	—	—	—	—	—	—	—	0-3
V	300	30	40	—	5	5	30	25	30-40	5	10-30	—
Cr	50-100	70	10	—	10	10	10	8	5-10	3-40	1-2	—

р.Селенги — в бассейнах рек Тарбагатай и Желтура) их мощность достигает 2000 м, резко сокращаясь к бортам прогибов.

Верхняя часть формации представлена осадочно-вулканогенной свитой сложной фациальной структуры, для которой в разрезах прогиба характерно незакономерное распределение осадочных, туфогенно-осадочных и вулканических пород. В Орхон-Селенгинском прогибе в ее составе преобладают тонкослоистые, тонкообломочные породы. В Северо-Хангайском и Желтуринском прогибах доминируют вулканиты, составляющие местами до 70% мощности разреза. Это базальты, андезиты, дациты, трахидациты и туфы смешанного состава [Ярмолюк и др., 1986].

На подстилающих кислых вулканических породах осадочно-вулканогенной свиты залегают согласно; нередко они переслаиваются.

В целом для формации необходимо отметить, что вулканические продукты различных частей ее разреза (различных свит) связаны между собой по составу слагающих пород взаимными переходами. Они обладают и общими чертами химизма, по которым относятся к калиево-натриевой субщелочной серии (на петрохимических диаграммах характеризуются перекрытиями в области граничных составов) (см.рис.27).

Диапазон изменения кремнекислотности вулканических образований формации изменяется от 53 до 75 мас.% при явном преобладании в них пород с содержанием SiO<sub>2</sub> от 60 до 72 — трахиандезиты, трахиты, кварцевые трахидациты, трахириюлиты, трахиты (табл.14). Породам свойственна повышенная щелочность и преобладание натрия над калием как в ранних трахиандезитобазальтовых и трахиандезитовых лавах, содержащих 5-7% щелочей, так и в трахит-трахидацит-трахириюлитовой серии пород, в которой не только возрастает количество щелочей (до 8-10%), но и повышается роль натрия до пересыщения этим компонентом некоторых эффузивных и особенно поздних субвулканических образований. Для состава пород формации характерны также изменчивость содержаний глинозема от 17-13% (трахиандезиты, трахиты) до 12-14% (трахириюлиты, комендиты) и постепенное понижение роли магния, кальция и титана с переходом от ранних трахиандезитобазальтов и трахиандезитов к трахидацитам и трахириюлитам, и соответствующее возрастание роли трехвалентного железа.

Геохимическая специфика пород формации выявляется при сравнительном анализе средних содержаний элементов-примесей, представленных в табл.14. Они свидетельствуют о том, что ранним трахибазальт-трахиандезитовым породам и ассоциирующим с ними субщелочным трахитами свойственны повышенные содержания никеля (от 100 до 30 г/т), кобальта (50-25 г/т), ванадия (400-30 г/т), хрома (400-50 г/т) и меди (50-70 г/т). В кварцсодержащих трахитах, трахидацитах и трахириолитах эти химические элементы отсутствуют или обнаруживаются в ничтожных количествах. К сквозным (типоморфным) элементам-примесям данной формации относятся: Nb, Sr, Zr, TR, Ga, Ba, Sn, Mo, Pb, Cu, Zn, V.

*Формация риолит-трахириолитовая.* Формация включает кислые и умеренно-кислые вулканические породы субщелочного ряда, которые слагают самостоятельные вулканические толщи. Породы этой формации широко распространены практически во всех (исключая кайнозойский) континентальных вулканических поясах, начиная со среднего палеозоя (см. рис.28). В строении вулканических полей они обычно ассоциируют с породами трахиандезитовой формации, надстраивая их в разрезах. Вместе с последними породы риолит-трахириолитовой формации объединяются в дифференцированный вулканический комплекс. Постоянное сонахождение средних и кислых вулканических толщ затруднило их индивидуальное отражение на карте геологических формаций, поэтому они преимущественно показаны совместно в рамках формации трахиандезитовая и андезит-риолит-трахириолитовая. Как самостоятельная формация риолит-трахириолитовая показана лишь в тех случаях, когда ею сложены поля, обособленные от полей развития одновозрастных трахиандезитов. Учитывая сказанное, мы приводим характеристику риолит-трахириолитовой формации общую как для ее самостоятельных выходов, так и для тех толщ, которые слагают верхнюю часть разрезов в вулканических полях трахиандезитовой и андезит-риолит-трахириолитовой формации.

В среднем палеозое на территории Монголии породы формации проявились ограниченно. Они установлены в строении ряда вулканических полей в Северной Монголии в зоне Болнайских разломов. Соответствующие ей вулканические ассоциации здесь были изучены И.В.Гордиенко [1987], описавшим разрезы и структуры вулканических полей. Наиболее крупные поля этой формации установлены в районе озера Тэлмен (Тэлменнурская и Шурхеамская впадины). Выполняющие эти впадины вулканиты включают риолиты, дациты, трахириолиты, трахиты и датируются нижним девонем. Преобладают туфогенные породы кислого состава. В разрезах отмечается переслаивание флюидалных лав и кластолав трахириолитов и кристалло- и литокластических туфов и туфобрекчий. Породы окрашены в серые, желтоватые, розовато-зеленовато- и коричневатые-серые тона. Наряду с кислыми породами встречаются отдельные горизонты андезитовых порфиритов. Наблюдаемая мощность составляет 1700-2000 м. Общая мощность превышает 3000 м. Среди вулканитов отмечено множество субвулканических штоков, даек и неправильных тел, сложенных сиенит-порфирами, гранит-порфирами, флюидалными фельзитами и ортофирами.

Исключительно широко распространены породы риолит-трахириолитовой формации в составе позднепалеозойских вулканических ассоциаций. Они известны на западе Центрально-Монгольского пояса в Бу-Цаганской мульде [Континентальный..., 1983], но основной областью их развития является позднепалеозойский Северо-Монгольский вулканический пояс [Ярмолюк, Коваленко, 1990]. Здесь толщи кислых вулканитов повышенной щелочности впервые были выделены в строении Орхон-Селенгинского прогиба в составе хануйского разреза [Моссаковский, Томуртоого, 1976], а позднее в строении двух других прогибов вулканического пояса — Северо-Хангайского и Джелтуринского [Ярмолюк, Коваленко, 1991]. В этих прогибах кислые вулканиты слагают довольно крупные фрагменты разрезов, которые, однако, связаны постепенными переходами с нижележащими толщами основных и средних пород и вышележащими — вулканогенно-осадочными. Поэтому на карте эти все толщи были объединены в одну формацию трахиандезитовую, андезит-риолит-трахириолитовую.

Самостоятельное распространение породы формации получили по северному побережью р.Селенги, где они слагают ряд довольно крупных полей. Наиболее значительное из них расположено к северу от сомона Их-Ула, где слагает горный массив Цаган-Бургас-Ула. Мощность разреза здесь превышает 2500 м, а сам разрез является типовым для формации. Низы толщи здесь срезаны массивом щелочных гранитов, от контакта с которым наблюдаются (снизу вверх):

- 1) темносерые, зеленовато-серые порфировидные трахидациты, содержащие до 15-20% вкрапленников плагиоклаза и калиевого полевого шпата — 90 м
- 2) серия горизонтов грязносерых и зеленовато-серых спекшихся туфов риодацитов со стекловатыми обломками того же состава — 300 м

- 3) пачка тонкопереслаивающихся витрокластических туфов и туффитов — 80 м
  - 4) темносерые крупнолейстовые андезибазальты — 30 м
  - 5) крупноглыбовые туфоконгломераты (лахары), содержащие плохоокатанные и плохосортированные валуны (до 0,5 м) риодацитов, их туфов, порфиритов в туфовом цементе — 150 м
  - 6) темносерые крупнолейстовые андезиты, образующие серию из нескольких покровов — 80 м
  - 7) мощная серия покровов трахидацитов и трахириолитов, переслаивающихся с туфами и игнимбритами. Породы окрашены в розовый, светлосерый, сиреневый, красновато-бурый тона, как правило, они афировые, содержание вкрапленников (плаггиоклаз, калиевый полевой шпат, реже биотит и кварц) не превышает 10%. Отдельные лавовые потоки мощностью до 30-40 м венчаются лавобрекчиями, которые сменяются туфобрекчиями и туфоконгломератами. — 900 м
- Общая мощность более 1600 м.

Раннемезозойские породы формации сосредоточены в пределах зоны "распыленного" магматизма, обрамляющей батолитовое ядро раннемезозойского магматического ареала Восточной Монголии. Они наблюдаются в Орхон-Селенгинском и Предхэнтэйском прогибах, в виде незначительных по размеру рвущих тел, экструзивных куполов, линзообразных залежей размером от 100x500 м до 300x900 м, силлов протяженностью до 4-5 км при мощности 10-15 м [Кебезинская, Лучицкий, 1973]. По составу среди них различаются андезидациты, дациты, риодациты и риолиты. В Предхэнтэйском прогибе отмечается гомодромная направленность в последовательности формирования этих тел. Среди них наиболее ранними являются кварцевые андезиты, содержащие вкрапленники кварца, биотита, пироксена и плаггиоклаза, а более поздними — кварцевые риодациты. Породы формации отличаются разнообразием структурно-текстурных разновидностей — массивных, флюидалных, афировых и порфиритовых и т.д. Минеральный состав пород определяют вкрапленники кварца, плаггиоклаза и калиевого полевого шпата, реже биотита, амфибола [Кебезинская, Лучицкий, 1973].

Проявления формации установлены также в позднемезозойском тектоно-магматическом ареале Восточно-Монгольского вулканического пояса. Здесь в вулканических полях субщелочные риолиты постоянно ассоциируют с риолитами нормального ряда щелочности. От последних они не отличаются ни по минеральному составу, ни по геологическому положению. Поэтому, как отмечено выше при описании дацит-риолитовой и риолитовой формации, на карте большинство полей позднемезозойских кислых пород изображены в условных символах последней формации. Собственно к риолит-трахириолитовой формации отнесены отдельные поля на крайнем востоке страны и в хр.Бага-Богд, в строении которых трахириолиты являются доминирующей разновидностью кислых пород.

Петрографический состав пород трахириолитовой формации более или менее однообразен. В основном породы в ней характеризуются кварц-полевошпатовым парагенезисом. Среди полевых шпатов преобладает калиевый шпат. Плаггиоклаз представлен кислыми вариантами олигоклаз-альбитового состава. Изредка в породах отмечается биотит, а для пород раннемезозойской и позднемезозойской формаций установлены вкрапленники амфибола [Кебезинская, Лучицкий, 1973; Фрих-Хар, Лучицкая, 1978]. В целом же разнообразие петрографических видов пород формации определяется различными соотношениями содержаний кварца, кислого плаггиоклаза и калиевого полевого шпата, общее количество которых в породах обычно колеблется от 5 до 30 % от объема породы.

В петрохимическом отношении породы формации принадлежат в основном к субщелочному ряду, и на диаграмме  $SiO_2-(K_2O+Na_2O)$  их составы группируются главным образом в поле пород повышенной щелочности (рис.27). Как правило, содержания щелочей в них более 8% при примерно равных количествах  $Na_2O$  и  $K_2O$ . Содержание  $SiO_2$  колеблется от 64 до 75%,  $Al_2O_3$  — от 12 до 17% типичны низкие содержания  $CaO$  (<0,5),  $MgO$  (<0,3) и  $TiO_2$ .

Завершая характеристику формации, отметим, что как геологическое образование она типична для строения всех континентальных магматических ареалов Монголии. В разрезах она представлена либо самостоятельными толщами, либо ассоциирует с толщами пород среднего состава, причем связана с ними переслаиваниями. Это обстоятельство обусловило изображение на карте пород данной формации (риолит-трахириолитовой) в составе сложной трахиандезитовой и андезит-риолит-трахириолитовой формации.

В строении магматических ареалов субщелочные кислые породы тяготеют к внешним их зонам: в девонском и позднепалеозойском вулканоплутонических поясах — к их внутриконтинентальным участкам, удаленным от границ с одновозрастными океаническими бассейнами; в

ранне- и позднемезозойском ареалах — к зонам “распыленного” магматизма, обрамляющим осевые батолиты асимметричных магматических ареалов этого возраста.

*Вулканические контрастные формации — субщелочная и щелочная.* Здесь дана общая характеристика двух одноименных формаций, одна из которых в легенде определена как формация пород субщелочного ряда, другая — как формация пород щелочного ряда. Такое описание диктуется близкими вещественными характеристиками этих формаций и их принадлежностью к единым вулcano-тектоническим структурам. Различие между формациями заключается главным образом в составе кислых пород, которые в одном случае представлены субщелочными риолитами, в другом — щелочными (комендитами и пантеллеритами).

Контрастные вулканические формации характеризуются преимущественным участием в них резко различных по составу пород, обычно субщелочных базальтов и субщелочных и (или) щелочных риолитов. Породы промежуточных составов имеют ограниченное (не более первых процентов) распространение. Различные по составу породы в разрезах нередко переслаиваются, определяя тем самым их контрастное строение. На гистограммах, отражающих объемные соотношения пород формаций или размещение их составов на петрохимических диаграммах, отмечается бимодальное распределение, в связи с чем контрастные вулканические ассоциации объединяются также в бимодальный вулканический комплекс [Ярмолюк, 1983; Ярмолюк, Коваленко, 1991].

В геологических структурах Монголии позднепалеозойские контрастные вулканические формации широко развиты, но кроме них, как установлено нами [Ярмолюк, Коваленко, 1991] в последнее время, распространены среднепалеозойские и раннемезозойские формации. Все они сформировались в различных геодинамических обстановках, общим же для этих формаций является постоянная приуроченность к грабенообразным структурам, указывающим на их возникновение в обстановках растяжения.

Среднепалеозойские (девонские) контрастные вулканические ассоциации размещены во внутрисконтинентальной зоне девонского краевого вулканического пояса [Ярмолюк, Коваленко, 1991]. Они обнаружены в протяженной системе небольших впадин, развитых вдоль южного и северного склонов хр. Хан-Хухей. Эти впадины характеризуются широким участием в их строении красноцветных конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов, содержащих флору среднего девона. Среди них на разных горизонтах разреза отмечаются покровы субщелочных оливиновых базальтов, лейцитовых и анальцимовых трахибазальтов, трахитов, силлы этих пород, а также пантеллеритов, мариуполитов, тешенитов. Наиболее крупное такое вулканическое поле находится к юго-западу от горы Цаган-Хаирхан. Здесь в основании разреза залегает мощная (до 700 м) толща красноцветных терригенных пород. Она через переслаивание надстраивается собственно вулканической толщей, нижняя часть которой мощностью 1500 м сложена рядом покровов субщелочных базальтов и трахибазальтов, незакономерно переслаивающихся друг с другом. Верхняя часть толщи существенно терригенная, имеет тонкослоистое строение, определяемое переслаиванием разноокрашенных песчаников, гравелитов, алевролитов. На разных горизонтах разреза здесь распространены отдельные лавовые тела или их пачки по 3-4 потока, субщелочных и щелочных трахитов.

В других участках описываемого вулканического поля наблюдаются лишь фрагменты нижних частей разреза. Особый интерес в этом отношении представляет девонская мульда в районе горы Бомин-Хара, в которой наиболее широко проявлены силлы вулканических пород. В нижней части наблюдаемого в мульде разреза среди красноцветных отложений, выполняющих ее, развита серия синих и голубых силлов пантеллеритов и щелочных гранит-порфиров суммарной мощностью свыше 150 м. В средней части этого разреза залегает мощный (50-70 м) силл мелкозернистых мариуполитов, а в верхней — серия силлов тешенитов, базальтов и трахибазальтов. Все эти силлы несут признаки внедрения в толщу осадочных пород, находящуюся, по-видимому, еще в пластическом состоянии. Верхние их контактовые поверхности имеют волнистую форму и канатно-струйчатую или брекчированную структуры. Вмещающие породы пронизаны порами и деформированы согласно с контактовой поверхностью. Все это указывает на близость формирования силлов и вмещающей их терригенной матрицы. Об этом же свидетельствует тождество составов пород силлов и вулканических покровов; например, тешениты аналогичны анальцимовым трахибазальтам, лейкократовые дифференциаты тешенитов близки мариуполитам, а трахиты — пантеллеритам.

Важной особенностью рассматриваемой породной ассоциации является тесная связь плутонических образований с вулканическими, что и определяет вулcano-плутонический характер магматизма. Так, в районе горы Цаган-Хаирхан (иначе ее называют горой Бор-Хаирхан) имеется

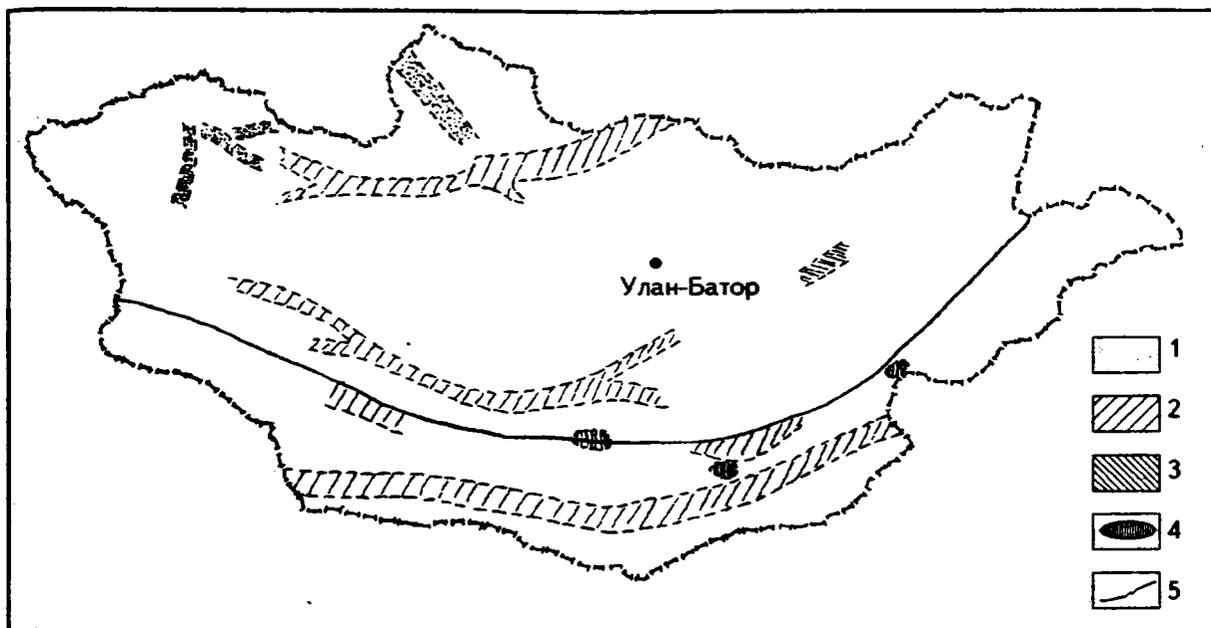


Рис. 29. Основные области распространения формаций вулканических пород щелочного ряда в пределах Монголии.

1 - среднепалеозойские, 2 - позднепалеозойские, 3 - раннемезозойские, 4 - позднемезозойские, 5 - Главный Монгольский линеймент.

сложно построенный массив субщелочных и аптаитовых сиенитов, а также дайки щелочных гранитов, мариуполитов, базальтов, слагающих дополнительные фазы. Этот массив находится вблизи упоминавшегося выше вулканического поля горы Цаган-Хаирхан и имеет в своем строении породы, тождественные вулканитам: базальты, сиениты (аналоги трахитов), мариуполиты, щелочные граниты (аналоги пантеллеритов). Учитывая, что именно в этом районе наблюдается наиболее мощный разрез вулканитов, можно предполагать, что массив фиксирует корневую зону вулканических извержений, сформировавших контрастную вулканическую ассоциацию.

Наиболее широко, как отмечено выше, в геологических структурах Монголии проявлены щелочные и субщелочные контрастные вулканические формации позднего палеозоя [Ярмолюк, Коваленко, 1991]. Распространение отвечающих им пород связано с узкими рифтовыми зонами, которые в структурном плане контролируются крупнейшими субширотными разломами Монголии. Выделяется четыре таких зоны (рис.29). Одна из них расположена в области развития герцинид (Гоби-Тяньшанская), другая — в зоне Главного Монгольского линеймента и две — в пределах северного мегаблока (Гоби-Алтайская и Северо-Монгольско-Забайкальская).

Несмотря на пространственную разобщенность выходов формации в структурах Монголии, ее строение в различных рифтовых зонах довольно однотипное. Она сложена субщелочными базальтами, трахириолитами, комендитами, пантеллеритами, а также существенно подчиненными им трахиандезитами, трахидацитами и трахитами. В разрезах постоянно участвуют туфогенно-осадочные породы, на долю которых приходится первые проценты от общего объема формации. Породы формации слагают крупные разновеликие вулканические поля, наиболее значительные из которых достигают 7000 км<sup>2</sup>. В строении этих полей распределение пород разного состава отличается большой изменчивостью. Отдельные их участки нередко сложены либо существенно кислыми, либо существенно основными породами, но чаще — контрастно-переслаивающимися основными и кислыми породами. Строение разрезов по простиранию довольно быстро меняется, отражая сложный характер вулканических процессов, приведших к образованию формации.

Как правило, базальтовый тип разреза формаций состоит из сотен базальтовых покровов мощностью от первых метров до 20-25 м. Первоначальное их залегание предположительно реконструируется как горизонтальное, отвечающее платоизлияниям. Среди базальтовых покровов часто встречаются прослои и пачки туфогенно-осадочных пород, а также редкие линзы трахириолитов, комендитов или протяженные тела кислых туфов и игнимбригов. Мощность разрезов достигает 1500-2000 м. По составу преобладают субщелочные оливинные базальты, но, кроме того, широко распространены их плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые разновидности.

СОСТАВ ПОРОД ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ЩЕЛОЧНОЙ КОНТРАСТНОЙ ФОРМАЦИИ В РАЙОНЕ  
РЕК ТАРБАГАТАЙ-ГОЛ И ЭГИН-ГОЛ

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	49,20	60,69	46,99	47,77	67,08	67,43	68,39	47,50	68,30	68,30	48,62	65,63	70,00
TiO <sub>2</sub>	1,81	0,89	1,85	2,13	0,76	0,74	0,73	2,02	0,56	0,57	2,59	1,47	0,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,76	17,84	16,48	15,85	14,47	14,67	14,42	16,22	15,98	13,17	15,04	15,41	14,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,80	3,15	5,14	5,08	2,84	3,13	4,33	5,60	2,16	4,50	6,59	4,57	3,49
FeO	6,37	1,73	5,85	6,81	2,11	1,56	0,90	5,90	2,22	2,15	5,28	—	0,10
MnO	0,17	0,11	0,16	0,21	0,16	0,14	0,12	0,17	0,11	0,25	0,17	0,19	0,15
MgO	5,06	0,87	5,11	5,17	0,57	0,40	0,05	4,57	0,29	0,24	0,24	0,11	0,09
CaO	7,19	1,98	7,78	8,20	0,31	0,34	0,18	7,73	0,34	0,26	8,51	0,56	0,10
Na <sub>2</sub> O	3,65	6,30	3,70	3,65	5,76	5,76	5,18	3,54	6,72	5,18	3,20	5,95	4,94
K <sub>2</sub> O	2,60	5,13	1,63	1,00	5,20	4,91	4,96	2,14	5,41	4,56	1,43	5,05	5,25
H <sub>2</sub> O	0,88	0,36	0,74	1,26	0,10	0,17	0,23	1,38	0,24	0,14	0,76	0,30	0,01
пшп	2,39	0,70	4,57	2,69	0,96	0,73	0,49	3,10	0,88	0,76	1,64	0,94	0,47

Примечание: 1-8 — породы отобраны по разрезу толщи в 7 км к северо-западу от г.Бутели-ула: 1 — базальт, 2 — трахит, 3-4 — базальты, 5-7 — пантеллериты, 8 — базальт, 9-10 — щелочной трахидацит и пантеллерит г.Бутели-ула; 11-13 — в 5 км к востоку от г.Бутели-ула: 11 — базальт, 12 — щелочной трахидацит, 13 — пантеллерит.

Распределение кислых пород в строении вулканических полей связано с крупными лавовыми линзами, достигающими в поперечнике 10-20 км. Центральные части таких линз имеют мощность нередко более 2000 м. На их флангах устанавливается сокращение доли кислых лав и пирокластов, наблюдается их переслаивание с вулканитами основного состава (табл.15). Подобный контрастный тип разреза является индикаторным для формации; он отвечает, очевидно, одновременному образованию кислых и основных вулканических продуктов. Линзы кислых вулканических пород, несомненно, были связаны с крупными стратовулканами и кальдерными вулканами.

В центральных участках некоторых стратовулканов наблюдаются реликты вулканических жерловин, сложенные штоками, экструзивно-купольными телами, радиальными и кольцевыми дайками комендитов, щелочных гранитов, базальтов; все это указывает на то, что излившиеся из них расплавы были и кислыми, и основными. В строении таких вулканов преобладают лавовые потоки, но кроме того, распространены лавобрекчии, туфы и игнимбриты. Туфы и игнимбриты прослеживаются и за пределы стратовулканов, образуя отдельные горизонты в составе платобазальтовых разрезов.

Кальдерные вулканиты представлены крупными (несколько километров в поперечнике) кольцевыми просадками; они выполнены спекшимися туфами, игнимбритами и экструзивными телами кислого состава. Кальдеры ограничены кольцевыми разломами, за пределами которых распространение кислых вулканитов резко ограничено [Ярмолюк, 1983; Континентальный..., 1983].

Кислые породы формации представлены трахириодацитами, трахириолитами, комендитами, пантеллеритами, щелочными трахидацитами. Субщелочные и щелочные вулканиты нередко пространственно разделены, что послужило основой для отнесения всей ассоциации связанных с ними пород либо к субщелочной, либо к щелочной контрастной вулканической формации. В связи с этим в пределах одной рифтовой зоны в разных ее участках на одном возрастном уровне могут залегать две контрастные вулканические формации — субщелочная и щелочная.

Возраст пород формации в пределах страны закономерно меняется [Ярмолюк, Коваленко, 1990]. Наиболее ранний (поздний карбон-ранняя пермь) возраст имеют ассоциации пород в Южной Монголии. В конце ранней перми произошло образование контрастных ассоциаций в Гоби-Алтайской зоне, а в поздней перми — в Северо-Монгольской зоне. Подобное распределение возрастов отражает последовательное перемещение к северу зон магмообразования, ответственных за образование контрастных формаций.

С полями вулканитов контрастных формаций сопряжены массивы щелочных гранитов. Они локализируются вблизи наиболее мощных выходов трахириолит-комендитовых разрезов, совпадая нередко с центральными глубоко эродированными участками древних вулканических построек. Это позволяет связать интрузивные массивы с периферическими камерами, через которые происходило питание трахириолит-комендитовых вулканов.

## РАСПРОСТРАНЕНИЕ ВУЛКАНИТОВ БИМОДАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА В ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ РИФТОВЫХ ЗОНАХ МОНГОЛИИ

	Площадь выходов вулканитов, км <sup>2</sup>	Объем вулканитов, км <sup>3</sup>	Объем базальтов (б), км <sup>3</sup>	Объем щелочно-сапчических вулканитов (р), км <sup>3</sup>	б/р
1. Гоби-Тяньшанская всего по полям реконструкция для зоны*	7560 25000	14075 46000	8750 28000	5325 18000	1,7:1
2. Гоби-Алтайская всего по полям реконструкция для зоны*	2560 15000	5410 30000	3290 18000	2120 12000	1,5:1
3. Северо-монгольская всего по полям реконструкция для зоны*	3500 24000	7100 48000	3530 24000	3570 24000	1:1

\*Средняя мощность взята равной 2000 м.

Важным элементом строения полей контрастных вулканических формаций являются дайки трахибазальтов, трахириолитов, комендитов и щелочных гранитов. Они представлены параллельными телами, обычно расположенными перпендикулярно к залеганию вулканических толщ; тела даек группируются в дайковые пояса, протягивающиеся на многие километры вдоль простирания вулканических грабенов. Особенно многочисленны дайки в выступах пород основания вулканических полей; в них их количество исчисляется сотнями и нередко на их долю приходится от 20-25%, местами до 70% от общего объема пород. В породах самой формации количество даек не велико; в верхних горизонтах разреза они практически не известны. Такие явления отражают, очевидно, длительный многократный процесс внедрения даек. Образование даек, несомненно, было связано с открытием вертикальных протяженных трещин, то есть происходило при участии поперечного к их простиранию растяжения. Поэтому на основании данных о суммарной мощности даек в основании грабенов можно оценить минимальные размеры растяжений, в условиях которых происходило образование зон вулканизма, по крайней мере, в первые километры. Учитывая сходство состава вулканических ассоциаций с ассоциациями современных континентальных рифтов, а также особенности их структурной позиции, выявленные зоны распространения контрастных формаций были выделены как рифтовые зоны. Совокупность этих рифтовых зон объединяется в позднепалеозойскую рифтовую систему Центральной Азии [Ярмолюк, 1983; Ярмолюк, Коваленко, 1991].

В табл.16 приведены данные о количестве вулканических продуктов, которые были извергнуты в ходе образования контрастных формаций в различных рифтовых зонах. Из таблицы следует, что объемы кислых и основных пород в разных зонах примерно сопоставимы, однако наиболее широко кислый вулканизм проявился в Северо-Монгольской зоне. С этим выводом согласуется и более широкое распространение в ней массивов щелочных гранитоидов. В целом же можно говорить, что несмотря на то, что позднепалеозойские контрастные формации формировались в различных структурно-формационных зонах Монголии и в различные интервалы времени, тем не менее их состав (за исключением незначительных различий в относительных пропорциях распространения основных и кислых пород) практически не менялся по площади рифтовой системы.

Контрастная формация раннего мезозоя установлена лишь в последние годы. Ее ярким примером служит ассоциация вулканических пород, развитая вдоль южного борта Дашибалбарского прогиба. Прогиб выполнен мощной толщей конгломератов, песчаников и гравелитов триасового возраста. Эта толща насыщена многочисленными силлами щелочных гранитов, представляющих апофезы Дашибалбарского массива щелочных гранитов. В верхних горизонтах пород разреза прогиба широко развиты базальты, трахириолиты, комендиты.

Наиболее ранними из них являются базальты. Они образуют либо маломощные отдельные покровы, либо покровы, состоящие из нескольких тел, разделенных осадочными породами. Самая верхняя часть разреза мощностью 150 м практически не содержит осадочных пород и сложена серией покровов серых, желтовато-серых, голубых трахириолитов и комендитов. Они характеризуются флюидальной, комковатой или сферолоидной текстурой. В нижней части серии распространены бескварцевые породы, в верхней — породы с вкрапленниками кварца.

В настоящее время отсутствуют данные о других проявлениях раннемезозойской контрастной формации. Можно лишь косвенно судить о закономерностях ее распространения, опираясь на

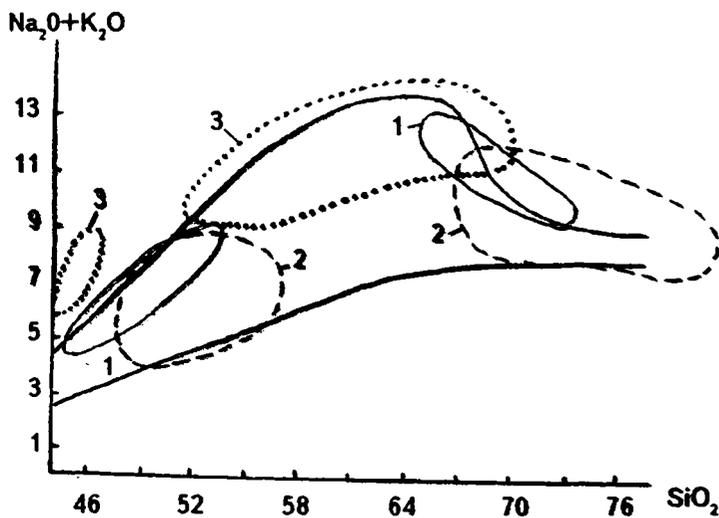


Рис. 30. Поля химических составов вулканических пород щелочного ряда.

1-2 - формация контрастная: 1 - среднепалеозойская, по /Ярмолюк, Коваленко, 1990/, 2 - позднепалеозойская, по /Ярмолюк, 1983/, 3 - формация калиевых щелочных пород по /Самойлов, Коваленко, 1983/.

случаев принадлежат к корневой системе вулканического извержения. Устойчивой является и связь формаций с грабенами, что указывает на их образование в условиях региональных растяжений.

Вещественный состав пород формаций. Основные (по составу) породы формаций характеризуются сравнительно однообразным набором минералов-вкрапленников [Ярмолюк, Коваленко, 1991]. Его определяют плагиоклаз (андезит-лабрадор и лабрадор), оливин, моноклинный пироксен (авгит или титан-авгит). Содержание вкрапленников обычно не велико (до 15-20%). Основная масса пород разнообразна по строению и имеет разновидности от стекловатых до полностью раскристаллизованных, соответственно отмечаются витрофировые, гиалопилитовые, пилотакситовые, офитовые и интерсертальные структуры. В ее строении участвуют микролиты плагиоклаза, клинопироксена, реже оливина, а также девитрифицированное стекло. Акцессорные — магнетит, титаномагнетит, апатит. Различные количественные сочетания минералов-вкрапленников и основной массы задают многообразие петрографических разновидностей пород основного состава. Среди них ведущими являются оливиновые базальты, афировые базальты, пироксен-плагиоклазовые порфиоровые базальты и андезибазальты. В девонской контрастной формации к ним, кроме того, добавляются лейцитовые и анальцимовые трахибазальты, в составе которых принимают участие лейцитовые (псевдолейцитовые) и анальцимовые минеральные выделения, для которых характерны также красно-бурый биотит и керсутитовая роговая обманка.

Вулканические породы кислого состава характеризуются разнообразием петрографических разновидностей. Состав пород определяет пертитовый щелочной полевои шпат, ортоклаз и кварц. Последний нередко наблюдается в графических сростках с щелочным полевым шпатом. Плагиоклаз не типичен для этих пород и присутствует только в некоторых субщелочных трахитах, трахириодацитах и трахириолитах. Основная масса кислых пород сложена кварц-щелочно-полевошпатным агрегатом фельзитового, микропойкилитового, трахитоидного, микро-сферолитового и микрогранофирового строения. В основной массе щелочных разновидностей, кроме того, наблюдаются мелкие призматические и игольчатые зерна щелочного амфибола и эгирина, а также неправильной формы обособления рудных минералов и флюорита. Щелочные минералы составляют не более первых процентов объема основной массы, распределены в ней более или менее равномерно и тяготеют к структурам раскристаллизации стекла.

Вариации содержаний породообразующих минералов, а также состав основной массы определяют основные виды этих пород: комендиты, пантеллериты, щелочные трахидациты, трахириолиты, трахириодациты, трахиты. Все щелочные породы (комендиты, пантеллериты, щелочные трахидациты) непременно содержат щелочные темноцветные минералы или продукты их изме-

сведения о размещении щелочных гранитоидов этого возраста, которые, как установлено на примере района Дашибалбара, входят в вулканоплутоническую ассоциацию с вулканитами контрастной формации. Все эти массивы, включая и Дашибалбарский, связаны с внешней периферией концентрически-зонального раннемезозойского магматического ареала и, по-видимому, в этой внешней его зоне следует ожидать и другие проявления контрастной формации.

Отмечая наиболее общие особенности субщелочной и щелочной контрастных вулканических формаций, еще раз подчеркнем, что состав этих формаций определяют субщелочные базальты (редко щелочные базальтоиды) и субщелочные и щелочные риодациты и сиолиты. Для этих формаций характерны вулканоплутонические ассоциации со щелочными гранитоидами, которые в большинстве

нения, щелочной полевой шпат и кварц. Количество последнего меняется от 5-7% в комендитах до 1-2% в пантеллеритах. В щелочных трахидацитах кварц присутствует только в основной массе.

В девонской контрастной формации наряду с пантеллеритами и трахитами проявлены также мариуполиты. Они сложены преимущественно альбитом и в незначительном количестве нефелином, калиевым полевым шпатом и эгирином.

В субщелочных породах отсутствуют щелочные темноцветные минералы. Наряду с щелочными калиево-натриевым полевым шпатом в них появляется ортоклаз, иногда плагиоклаз и биотит.

В петрохимическом отношении породы рассматриваемых контрастных вулканических ассоциаций принадлежат субщелочной и щелочной (калиево-натриевой) петрохимическим сериям. На классификационной диаграмме  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{SiO}_2$  фигуративные точки составов пород ассоциаций образуют две компактные группы (рис.30). Одна ограничена интервалом основных пород ( $< 53\% \text{SiO}_2$ ), составы другой группы преимущественно лежат внутри интервала  $68\% < \text{SiO}_2 < 77\%$ . Породам основного ряда свойственна повышенная щелочность и иногда недосыщенность кремнеземом (в основном базальтоиды девонской формации).

Породы кислой группы обладают высокой кремнекислотностью (до 77%), низкими содержаниями CaO (в среднем 0,2%), а также  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (от 9 до 13,5%). Им присущи высокие содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  (до 13%), примерно при равных их соотношениях. Коэффициент агпаитности даже в субщелочных породах близок к 1, а в щелочных превышает 1. Этим объясняется отсутствие плагиоклаза во многих кислых породах формации и появление в их составе щелочных темноцветных минералов.

При сравнении среднепалеозойской и позднепалеозойской контрастных формаций отмечается более щелочной характер первых. Он отражается в наличии в первой щелочных базальтоидов и таких редких щелочных пород как мариуполит. Позднепалеозойские формации кислых пород в различных рифтовых зонах имеют определенные вариации химических составов. При их общем соответствии единому интервалу составов эти породы в разных зонах отличаются группировками фигуративных точек. Так, в Гоби-Тяньшанской зоне вариации их составов в основном происходят в диапазоне 72-79%  $\text{SiO}_2$ ; в Гоби-Алтайском — в диапазоне 69-76%  $\text{SiO}_2$ ; в Северо-Монгольской — в диапазоне 66-75%  $\text{SiO}_2$ . Эта особенность составов кислых пород различных рифтовых зон определяет главную тенденцию изменения состава контрастных формаций в пределах позднепалеозойской рифтовой системы. Она заключается во все более широком развитии в ней менее кремнекислых пород (пантеллериты, щелочные трахидациты) при перемещении от южной рифтовой зоны к северной, при совпадении их прочих петрохимических и петрографических характеристик.

В геохимическом отношении породы контрастных вулканических ассоциаций, по сравнению с породами формаций дифференцированного вулканического комплекса, обогащены литофильными элементами. Во всем диапазоне составов формаций распределение "остаточных" элементов (R3Э, Zr, Rb, Nb и др.) нередко имеет линейную зависимость, что указывает на генетические связи пород, слагающих контрастные ассоциации. Образование пород связывается в целом с процессами фракционирования, в ходе которых возникают сильно дифференцированные остаточные расплавы [Ярмолюк, Коваленко, 1991].

Подобная эволюция исходной магмы ведет к тому, что в остаточном расплаве происходит резкое обогащение R3Э, Zr, Nb, вплоть до образования редкометальных расплавов. В некоторых вулканических полях, например, района Дзарта-Худук (позднепалеозойская формация), Бомин-Хара (девонская формация) наиболее дифференцированные пантеллериты и комендиты содержат R3Э и Zr в количествах до первых процентов, что позволяет рассматривать породы формации как потенциально рудоносные на редкометальное оруденение.

Однако не во всех случаях эволюция исходных расплавов образует "чистую" линию дифференциации. На этот процесс часто накладывается контаминация расплавами корового материала. В геохимическом спектре составов она вызывает отклонение в содержании редких элементов от линейной зависимости и определяет, очевидно, изменение изотопных характеристик пород [Ярмолюк, Коваленко, 1991]. Модельной в этом отношении является позднепалеозойская контрастная ассоциация района Тумур-Булак (Северо-Монгольская рифтовая зона). Первичные изотопные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для пород ассоциации, имеющих изотопный возраст 249 млн. лет, составляют в базальтах 0,7045-0,7050, в трахириолитах — 0,7055, в комендитах и пантеллеритах — 0,711. Полученные изотопные составы показывают, что доля контаминирующего материала составляла не менее 20% от объема эволюционирующего исходного расплава [Ярмолюк, Коваленко, 1991].

**Формация калиевых щелочных пород.** Данная формация возникла в составе позднемезозойских рифтогенных комплексов Южной Монголии. В структурном отношении она связана с позднеме-

зозойской Центрально-Гобийской рифтовой зоной (рис.29). Она установлена в следующих районах (с востока на запад): Унэгийском, Хавтагайском, Улугейском, Лугингольском, Хотгорском, Мушугайском, Уланнурском [Самойлов, Коваленко, 1983]. Наиболее крупный из них — Мушугайский, — где на площади около 30x70 км<sup>2</sup> располагается ряд крупных участков распространения рассматриваемых пород: комплексы Мушугай-Худук, Баян-Хушу, Дурвент-Дориту, Хэцу-Тэг. Первые два из них — вулканоплутонические, остальные — вулканические. Эти комплексы приурочены к грабеновым впадинам, заложившимся в краевых частях Мушугайского поднятия палеозойских пород. К юго-востоку от Мушугайского района расположен Хотгорский район с одноименным массивом интрузивных высокощелочных сиенитов, а к северо-западу находится Уланнурский район, где (в самой северной части одноименной впадины) обнаружены покровные щелочные эффузивы. К востоку от Мушугайского района, вблизи сомона Цогт-Обо, располагается Цогтобинский массив сиенитов, монцонитов и лейкомонцонитов, еще восточнее, в окрестностях г.Хавтагай-Ула (сомон Манлай), наблюдается относительно небольшой покров латитов. И, наконец, Унэгийский район; он расположен на самом восточном фланге Северо-Гобийской рифтогенной структуры у границы Восточно-Гобийского и Сухэбаторского аймаков. В нем наблюдаются реликты крупных трахитовых палеовулканов, а также небольшие штоки субвулканических сиенит-порфиров.

Возраст калиевого щелочного магматизма в подавляющей своей части датируется как позднеюрский, титон-келловейский, причем общегеологические и биостратиграфические датировки вполне удовлетворительно согласуются с калий-аргоновыми — 138-161 млн.лет. Лишь для Лугингольского массива нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов получен позднепалеозойский (позднепермский) возраст (калий-аргоновые датировки), хотя этот массив прорывает здесь верхнепермские отложения.

Геологическая характеристика основных районов проявления рассматриваемого магматизма приведена в ряде публикаций [Самойлов, Коваленко, 1983; Самойлов, 1988]. В целом для формации типичны следующие особенности. Слагающие ее калиевые щелочные породы образуют вулканические и вулканоплутонические комплексы, обычно сопряженные с реликтами трахитовых палеовулканов и проявлениями пород жерловой фации (туфов, туфобрекчий, агломератов).

Эффузивные проявления этих комплексов, выделяющиеся в качестве улугейской свиты, также позднеюрского возраста. На основе данных по Мушугайскому району свита делится на две части — нижнюю мощностью до 250 м и верхнюю мощностью до 200 м. Эффузивы нижней части представлены меланефелинитами-мелалейцититами, субщелочными трахитами и лейкотрахитами, фонолитами, трахидацитами-трахириодацитами, причем в разрезах явно преобладают субщелочные средние эффузивы (табл.17). Верхнюю часть свиты слагают породы трахит-латитовой серии: плагиоклазсодержащие трахиты, латиты, кварцевые латиты, нефелинсодержащие трахиты, изредка фонолиты.

В целом в составе формации преобладают эффузивы верхней части улугейской свиты, встреченные практически во всех названных выше районах (за исключением Хотгорского и Лугингольского). Эффузивы нижней части улугейской свиты наиболее широко развиты в Мушугайском и Унэгийском районах.

Интрузивную часть вулканоплутонических комплексов формации представляют три ассоциации пород. 1. Субщелочные и щелочные сиениты и сиенит-порфиры, шонкиниты, шонкинито-сиениты, нефелиновые сиениты, граносиениты при явном преобладании субщелочных средних пород (комплексы Мушугай-Худук, Баян-Хушу). Они слагают штоки и небольшие массивы (до 1 км<sup>2</sup>) и являются петрохимическими аналогами эффузивов нижней части улугейской свиты. 2. Двуполевошпатовые сиениты (в том числе нефелинсодержащие) монцониты, лейкомонцониты, кварцевые сиениты и сиенит-порфиры. В этой ассоциации, наиболее ярко выраженной в Цогтобинском и Улугейском массивах, достигающих площади до 15 км<sup>2</sup>, также явно преобладают субщелочные средние породы. В отличие от пород первой ассоциации они менее щелочные и, как правило, содержат олигоклаз-андезин. Эти породы являются петрохимическими аналогами эффузивов верхней части улугейской свиты. 3. Плутонические породы повышенной щелочности, постоянно содержащие породообразующие фельдшпатоиды, нефелиновые и нефелин-лейцитовые (псевдолейцитовые) сиениты и фонолиты, которые в основном слагают Лугингольский и Хотгорский массивы.

В связи с вулканоплутоническими и плутоническими комплексами калиевых щелочных пород разного типа встречены различные рудоносные породы карбонатитовой серии, обогащенные апатитом, минерализованные брекчии. Особенно широко они проявлены в комплексах

СРЕДНИЕ СОСТАВЫ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ, ПО [САМОЙЛОВ, КОВАЛЕНКО, 1983]

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	43,84	55,99	61,28	55,02	52,54	55,45	59,63
TiO <sub>2</sub>	1,30	0,70	0,69	1,48	1,04	0,99	0,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,23	17,37	17,19	16,73	16,15	17,56	16,97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,55	3,96	3,17	4,93	3,63	3,53	2,53
FeO	3,92	1,08	1,13	0,44	3,14	2,15	1,76
MnO	0,15	0,11	0,07	0,08	0,13	0,11	0,10
MgO	6,44	1,10	0,75	2,42	3,02	2,26	1,36
CaO	10,11	3,84	2,31	4,70	5,95	3,87	2,88
Na <sub>2</sub> O	4,34	4,28	5,14	4,26	4,39	5,09	5,23
K <sub>2</sub> O	3,26	7,39	6,03	5,33	5,41	5,83	5,94
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,51	0,23	0,27	0,90	1,12	0,90	0,74
шп	5,12	2,79	1,61	2,27	2,04	2,48	1,47
F	0,80	1,02	0,35	0,72	0,80	0,54	0,37
Сумма	99,21	99,41	99,83	98,96	99,00	100,52	99,78

Примечание: 1 — нефелиновые мелалейцититы — меланефелиниты, 2 — фонолиты, 3 — субщелочные трахиты и лейкотрахиты, 4 — нефелиносодержащие трахиты, 5 — шонкинит-порфиры и шонкинит-сиениты, 6 — нефелиновые сиениты, 7 — субщелочные и щелочные сиениты.

Муштугай-Худук и Баян-Хушу в связи с ассоциацией безплагиоклазовых пород умеренной щелочности — петрохимических аналогов нижней части улугейской свиты [Самойлов, Коваленко, 1983].

Рассматриваемые магматические породы в целом относятся к ультраосновной (меланефелиниты-мелалейцититы), основной (шонкиниты), средней и кислой группам пород, повсеместно характеризуются повышенной щелочностью и относятся к субщелочному и щелочному рядам (рис.30). При этом в разных ассоциациях выявляется явное преобладание средних пород — субщелочных и щелочных сиенитов (трахитов, фонолитов). Важной чертой петрохимии пород является их калиевая специфика, определяемая преобладанием в подавляющем большинстве случаев калия над натрием. Во времени в них фиксируется некоторое уменьшение щелочности продуктов магматизма, что наиболее отчетливо вытекает из изучения разрезов вулканитов улугейской свиты, в которой щелочные эффузивы нижней части сменяются эффузивами верхней части, но уже принадлежащими трахит-латитовой серии. В то же время для отдельных разрезов серий устанавливаются дополнительные изменения вещественного состава продуктов магматизма, выражающиеся в последовательной смене менее кремнекислых дифференциатов более кремнекислыми. Для эффузивов нижней части улугейской свиты и их интрузивных аналогов в полном виде ряд дифференциатов будет следующим (от ранних к поздним): меланефелиниты-мелалейцититы-шонкиниты-фонолиты (нефелиновые сиениты) — субщелочные трахиты (сиениты) — трахириодациты-трахидациты (граносиениты). Для эффузивов верхней части улугейской свиты и их интрузивных аналогов этот ряд выявляется так: фонолиты (нефелиновые сиениты) — нефелиносодержащие трахиты (сиениты) — трахиты (сиениты) — латиты (монзониты) — кварцевые латиты (лейкомонзониты) — трахидациты (кварцевые сиениты). Следует подчеркнуть, что в обоих случаях дифференциация первичной щелочной магмы осложнена ликвидационным отделением от промежуточных фракций солевых жидкостей — карбонатитовых и фосфатных с дальнейшим формированием пород карбонатитовой серии, обогащенных апатитом.

Калиевые щелочные породы являются, вероятно, продуктами эволюции магнитийных магм среднего состава и характеризуются “мантийными” величинами изотопного отношения стронция. Магматические породы обогащены стронцием, барием, редкими землями, особенно легкими лантаноидами, свинцом, фтором, цирконием. Еще в большей мере эти элементы (кроме циркония) концентрируются в апатитовых и карбонатитовых породах. Эти геохимические особенности обуславливают связи с проявлениями калиевого щелочного магматизма и рудопроявлений редких земель, бария, стронция, а также свинца, флюорита, фосфора.

*Щелочно-базальтоидные формации:* а) преимущественно калиевых базальтоидов; б) преимущественно натриевых базальтоидов; в) базальтоидов в ассоциации с толеитами и трахиандезитами.

Щелочно-базальтоидный вулканизм проявился как самостоятельное явление только на кайнозойском этапе геологической истории Монголии. При этом он привел к формированию в

различных частях страны вулканических ассоциаций, рассматриваемых в составе щелочной базальтовой формации. Ареалы кайнозойского базальтового вулканизма в Монголии представляют собой фрагменты обширной Центральной-Азиатской вулканической провинции, в составе которой находятся базальтоиды Прибайкалья, Восточного Саяна, Куэнь-Луня, Тибета, северо-западного Китая и т.д. [Салтыковский, Геншафт, 1981].

Проявления щелочно-базальтового вулканизма Монголии (рис.31) были связаны с новейшей тектонической активизацией складчатых сооружений страны, в результате чего возникли различные структуры, которые Е.В.Девяткин [1981] классифицировал как несколько основных морфологических типов: 1) рифтовые структуры Северной Монголии (Хубсугул и Прихубсугулье) с байкальским типом горообразования; 2) крупные сводово-горстовые поднятия Хангая и Хэнтея (хангайский тип горообразования); вершинные базальтоиды Хангая (например, базальты перевала Эгин-Даба), по его мнению, по-видимому, связаны с предшествующим горообразованию платформенным режимом земной коры; базальты Тарятской впадины и р.Чулутуин-гол соответствуют более поздним этапам формирования нагорья Хангая и наложенных позднее узких грабенов (рифтов?); 3) крупные линейные зоны впадин, наследующие элементы позднемезозойской тектоники (предалтайский и долиноозерский типы впадин); вулканизм перечисленных ареалов, по-видимому, связан с краевыми зонами тектонических структур.

В целом вулканические ареалы приурочены к субмеридиональной редукционной структуре поднятия [Солоненко и др., 1960], которая является наложенной по отношению к более ранним структурам.

Стратиграфическое положение щелочных базальтоидов всей территории Монголии в разрезе кайнозоя подробно изучено Е.В.Девяткиным [1981]. Он же впервые опубликовал и данные по абсолютным датировкам базальтов из некоторых ареалов. На основании этого было выделено шесть возрастных комплексов базальтов: эоценовый, олигоценый, миоценовый, плиоценовый, эоплейстоценовый, плейстоцен-голоценовый. Базальтовый вулканизм в эоцене южных районов Монголии (гобийские ареалы), где базальтовая магма использовала, вероятно, те же структурные нарушения, которые существовали на позднемеловом этапе. Вулканизм Долиноозерского, Дзабханского и Хангайского ареалов начался в среднем олигоцене и продолжался до середины миоцена включительно. По новейшим данным в позднем миоцене вулканизм происходил преимущественно калиевого типа в Угей-Нурском ареале [Салтыковский и др., 1984]. Позже, в плиоценовое время, он сместился к северу в Хангайский, Тэсингольский, Прихубсугульский и Орхон-Селингинский ареалы. Плейстоцен-голоценовый комплекс вулканических распространён ограниченно: в Хангайском, Орхон-Селингинском и Прихубсугульском ареалах.

Предполагается, что на Дариганге вулканизм начался в миоцене и продолжался с перерывами до голоцена включительно [Салтыковский, Геншафт, 1984]. Более точное возрастное расчленение вулканических этого района еще пока не разработано, а абсолютные датировки их до настоящего времени отсутствуют.

И тем не менее выяснено, что существует прямая зависимость между особенностями геоморфологического положения вулканических тел формации от их возраста и структурного положения. Самые древние среди них вулканические Гобийского ареала представлены некками и останцами потоков, часто с ярко выраженной столбчатой отдельностью. Вулканические породы олигоцена и миоцена формировали потоки и покровы, зафиксированные в настоящее время исключительно в виде их фрагментов. Некки чаще всего приурочены к хорошо сохранившимся вулканическим центрам, где ясно видны подводные каналы — дайки, обожженные и окисленные на экзоконтактах кластолавы и различные субвулканические образования. Гипабиссальные (интрузивный тип) породы обычно представлены плотными, малопористыми, хорошо раскристаллизованными разновидностями. Олигоцен-миоценовые базальты Хангая и Прихубсугулье слагают останцовые вершинные плоские водоразделы и верхние террасы долинных потоков. В пределах плато Дариганга миоценовые базальты представлены нижними частями обширных лавовых покровов. Плиоцен-плейстоценовые вулканогенные породы установлены в долинах рек Сумэин-гол, Чулуту-гол, Хануй-гол, Орхон, Шишхид-гол, Онгийн-гол и др., где они слагают высокие террасы, состоящие из многократно пластующихся потоков различной мощности (в среднем 2-5 м). Потоки имеют однотипное строение, глыбовую или столбчатую отдельность, плотные в центральных своих частях и сильно пористые в подошве и кровле, часто с крупными газовыми полостями и прослоями вулканогенно-осадочных пород.

Для наиболее молодых вулканических характерна превосходная сохранность первичного рельефа поверхности потоков, а также шлаковых конусов. Следует, в первую очередь, назвать вулканы Хорог (Тарятская впадина, Хангай), Того-Ула (долина р.Ихэ-Тулбури-гол), Душ-Ула (Дариганга) и др.

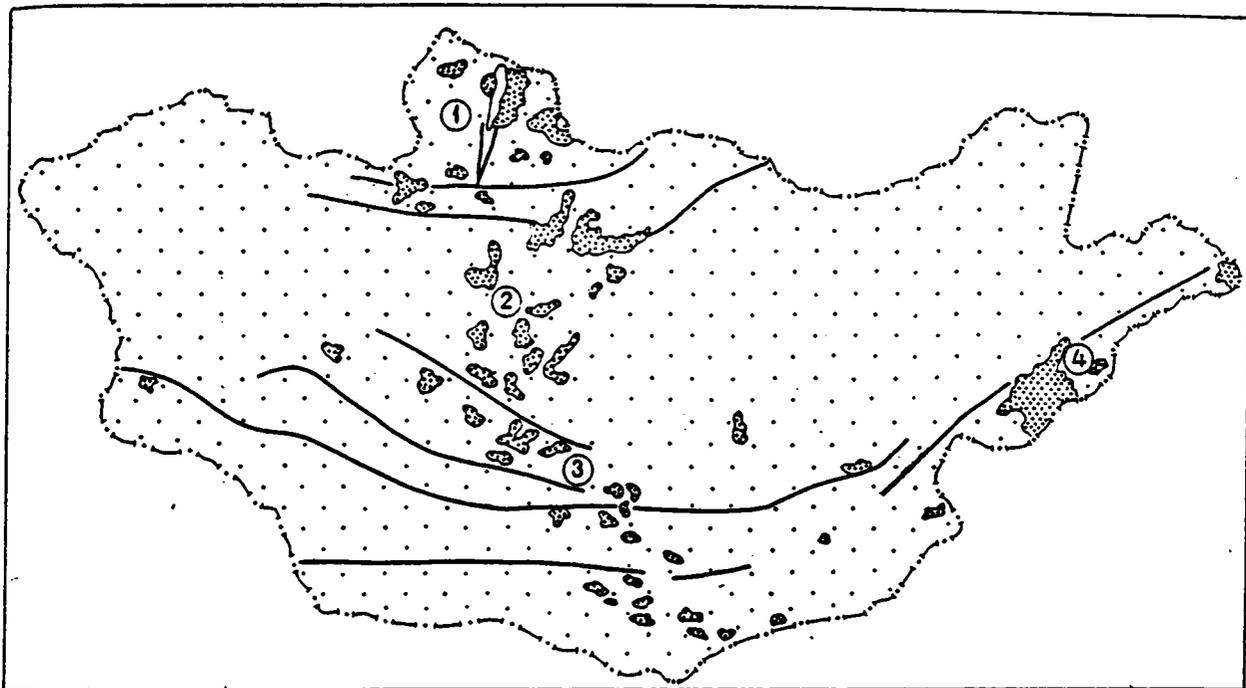


Рис. 31. Схема размещения кайнозойских вулканических полей (контуры с частыми точками) в пределах Монголии.

Вулканические районы (цифры в кружочках): 1 - Северо-Монгольский, 2 - Хангайский, 3 - Долиноозерский, 4 - плато Дариганга.

Подавляющее большинство вулканических аппаратов представлено моногенными центрами. Однако встречаются и сложные вулканические постройки, возникшие в результате многократных извержений. К ним относятся, например, Асхатэ (Дариганга), Холбо-Тэг (северный борт Долины Озер) и др.

По вещественному составу базальтоиды кайнозойской щелочной формации подразделяются на 3 группы:

- 1) преимущественно калиевых базальтоидов;
- 2) преимущественно натриевых базальтоидов;
- 3) базальтоидов в ассоциации с толеитами и трахиандезитами (толеитовая серия).

Первая из них объединяет вулканы из ареалов меридиональной зоны Центральной Монголии и Барун-Хурайской котловины. Среди них выделяются лейцитовые базальтоиды, калиевые базальтоиды и трахибазальты, а также трахитовые андезибазальты. Лейцитовая серия представлена небольшим количеством петрографических типов, среди которых отмечаются лейцитовые базаниты и тефриты, а также редкие лейцитовые гавайиты. В остальных сериях модальный лейцит отсутствует. Калиевые базальтоиды более дифференцированы, чем натриевые; первые включают калиевые базаниты и лимбургиты, калиевые гавайиты и муджиериты. Реже встречаются калиевые авгититы, а также гиперстен- и кварцнормативные трахибазальты и андезибазальты. Объем пород этой серии незначителен.

Натриевые щелочные базальтоиды почти целиком сосредоточены на плато Дариганга, встречаются они в отдельных полях гобийских ареалов. Эта группа пород по сравнению с предыдущей является более однородной; это главным образом щелочнооливиновые базальты, базаниты, тефриты, гавайиты и муджиериты. Редко отмечаются единичные потоки трахибазальтов и толеитов.

Наконец, третья разновидность базальтоидов, которая встречается в ассоциации с толеитами и трахиандезитами, распространена преимущественно в Халхингольском ареале, хотя принадлежность этих базальтов к кайнозой строго не доказана. Щелочные и толеит-андезитовые лавы формируют самостоятельные тела (покровы, потоки) примерно равного объема. В небольших количествах вулканы этой разновидности отмечаются и в вулканических ареалах Центральной Монголии — в Долиноозерском, Мандал-Гобийском и др.

Особняком стоит Дзобханский вулканический ареал, где для базанитов и гавайитов характерны повышенные содержания глинозема (16,6-19,7 вес.%), в то время как по остальным параметрам они близки щелочным базальтоидам. Судя по нормативному составу они принадлежат к гиперстенным базальтам с чрезвычайно малым содержанием нормативного нефелина.

Наиболее поздние результаты изучения петрохимии щелочных кайнозойских базальтоидов Монголии и Прибайкалья [Салтыковский и др., 1980] показали, что предложенное разделение базальтоидов (или провинции калиевых щелочных базальтоидов) вряд ли справедливо. Так, хорошо известные высокощелочные лавы района Шаварын-Царам (Тарят-Чулутский ареал) с модальным лейцитом характеризуется отношением  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$  [Кеpezинскas, 1979], т.е. по рекомендуемой классификации магматических горных пород [Классификация и номенклатура..., 1981] их следует относить к калий-натриевому типу. В этом случае из всех изученных на сегодняшний день кайнозойских вулканических ареалов Монголии только Угейнурский ареал базальтов может быть с полным правом отнесен к серии калиевых базальтоидов [Салтыковский и др., 1984]. Все остальные ареалы развития кайнозойского вулканизма Монголии, включая и Даригангу, следует рассматривать как области развития калий-натриевых серий, т.к. для всех вулкаников характерно отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  в пределах  $1 < \text{Na}_2\text{O} < 4$ . При этом остается в силе установленный ранее факт провинциальных различий базальтов по степени обогащенности калием и общей щелочности пород для Дариганги, Центральной Монголии, а также различных полей в пределах Байкало-Монгольского региона [Кеpezинскas, 1979].

Обработка петрохимических данных с помощью тренд-анализа показала закономерное изменение петрогенных элементов в породах рассматриваемой формации на обширной территории, охватывающей Монголию, Прибайкалье и Туву [Салтыковский и др., 1980, 1981]. При этом содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  возрастает с востока на запад. Распределение  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  подчинено явной тенденции увеличения концентрации при движении на юг; оно значительно слабее на севере — в Хангайском нагорье. С изменением содержания  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  происходит соответственно изменение содержания  $\text{FeO}$  при уменьшении в южном направлении. Поведение щелочей коррелирует прямо с содержанием  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$  и в обратном отношении к содержанию  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$ . Таким образом, плоскогорье Хангая может быть выделено в качестве особой зоны вулканизма, относительно которой происходит закономерное изменение содержаний петрогенных элементов в вулканиках формации как в Центральной Монголии, так и в прилегающих районах Прибайкалья.

Минералогия пород формации в общем виде соответствует их химизму. Главными минералами-вкрапленниками являются железистый оливин, кальциевый титан-авгит, плагиоклаз и титано-магнетит. В основной массе к перечисленным выше минералам прибавляются кали-натровый полевой шпат, нефелин, ильменит, анальцит, лейцит, биотит. По соотношению минералов-вкрапленников и их составу отчетливо различаются оливин-пироксеновые, оливин-пироксен-плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые базальты. Реже, преимущественно среди гиалобазальтов, в описываемой формации встречаются оливин-пироксеновые породы.

Одной из характерных особенностей щелочных базальтоидов Монголии является присутствие в них разнообразных глубинных включений пород и минералов земной коры и верхней мантии, термодинамически устойчивых на разных глубинах.

Среди мантийных включений выделены шпинелевые, гранатовые и гранат-шпинелевые перидотиты, лерцолиты, а также пироксениты (в том числе вебстериты). Как и во многих других регионах Земли, где широко распространены щелочно-базальтовые вулканики, в зависимости от типа пироксена выделяют "зеленые" (диопсидовые) и "черные" (авгитовые) парагенезисы минералов. Первые рассматриваются как мантийные образования, а генезис вторых неясен, и не исключено, что их формирование связано с глубинной эволюцией базальтовой магмы. Лерцолиты и пироксениты с гранатом, среди мантийных ксенолитов, встречаются значительно реже, хотя находки последних лет существенно расширили область распространения гранатовых перидотитов в следующих ареалах: Тарят-Чулутском, Тэсингольском, Орхон-Селенгинском и на плато Дариганга.

Среди коровых включений наибольшее распространение имеют гранулиты, гнейсы, а также породы габброидного и диоритового составов. Включения гранитоидов, сиенитов и кварцитов выносятся, скорее всего, из верхних горизонтов земной коры; к низам коры, вероятно, следует относить также включения из группы "черных" пироксенитов и железо-магнезиальных эклогитов.

Существенной особенностью базальтоидов считается почти повсеместное нахождение в них большого количества мегакристов различных минералов. При этом наибольшее распространение среди них имеет титан-авгит, характеризующийся повышенным содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ , а также кали-натровый полевой шпат (санидин или анортотоклаз). Относительно широко распространены также кристаллы магнезиального ильменита; кроме того, отмечаются мегакристы слюды (титан-биотита), пиропового граната и магнезиального оливина. На Дариганге обнаружены также мегакристы зеленого хром-диопсида, гиперстена и циркона, а в соседних районах Прибайкалья известны находки титан-магнетита и керсутита.

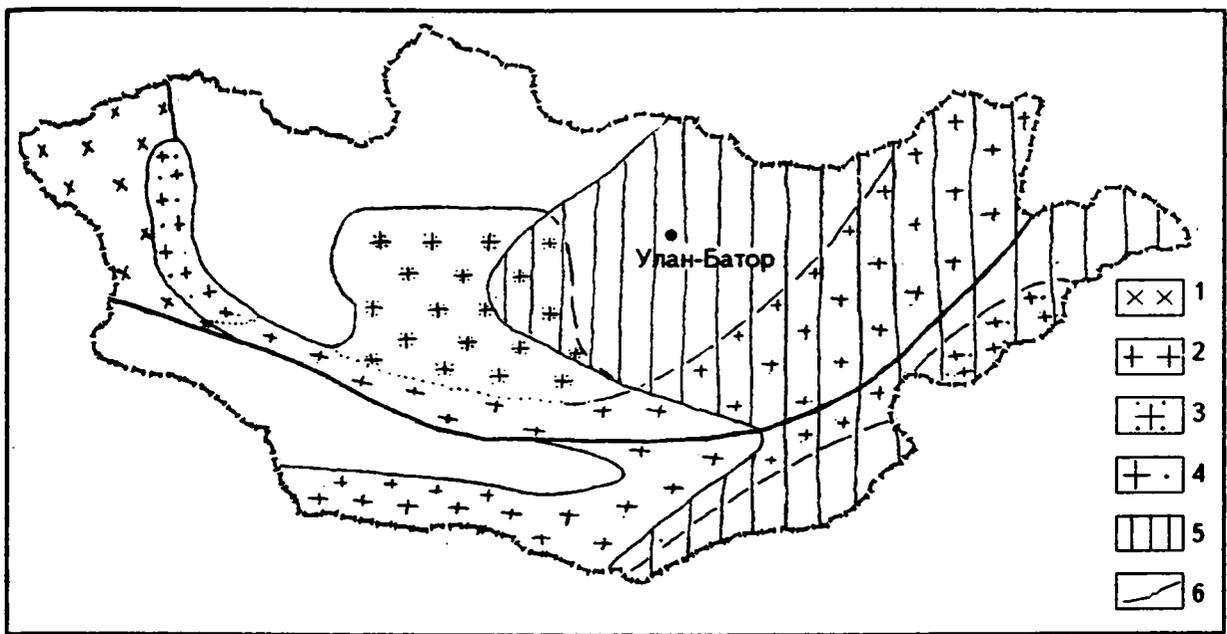


Рис. 32. Основные области распространения плутонических формаций пород нормального ряда щелочности в пределах Монголии.

1-2 - гранодиорит-гранитовой и гранитовой: 1 -среднепалеозойской, 2 - позднепалеозойской, 3 -позднепалеозойских гранодиорит-гранитовой и гранитовой и лейкогранитовой, 4 - позднепалеозойской лейкогранитовой, 5 -ранне- и позднемезозойских гранодиорит-гранитовой и лейкогранитовой, 6 - Главный Монгольский линиament.

Завершая характеристику формации, следует отметить следующее.

1. Вулканы формации относятся к ассоциации слабо дифференцированных щелочных базальтоидов, слагающих большей частью обширные лавовые плато; они сформировались, вероятно, преимущественно в ходе трещинных излияний. Наиболее щелочные и наиболее насыщенные включениями базальтоиды приурочены обычно к заключительным стадиям кайнозойского вулканизма, а их появление, очевидно, было обусловлено деятельностью вулканов центрального типа.

2. Закономерности размещения пород формации свидетельствуют об отсутствии на большей части территории страны прямой связи вулканизма с новейшими структурами. Лишь в некоторых районах (например, Тарятская впадина) можно наметить приуроченность молодого (голоценового) вулканизма к разновозрастным грабенам.

3. Во времени развитие вулканизма, как установлено, происходило с эоцена до голоцена, а территориально — от Гобийского Алтая (наиболее ранние проявления вулканизма) до северных частей Хангая (самые молодые — голоценовые проявления вулканизма).

4. Однотипность набора глубинных включений в большинстве ареалов кайнозойского вулканизма Монголии, с преимущественным распространением среди них оливинных парагенезисов (лерцолитов), в принципе указывает на достаточно близкий состав пород верхней мантии в пределах всей рассматриваемой территории. Такое предположение оправдывается для всех районов внутриконтинентального щелочно-базальтового вулканизма и указывает на сходные условия генерации пород щелочно-базальтовой формации на континентах. Платформенные вулканогенные кайнозойские образования Монголии в этом смысле не являются исключением.

### Формации плутонических пород.

Плутонические породы, возникшие в континентальную стадию развития территории Монголии, являются наиболее распространенными магматическими породами в структурах страны. Их формирование протекало на протяжении практически всего палеозоя и мезозоя, ими сложены некоторые крупные разновозрастные батолиты в различных структурно-формационных зонах страны (рис.32). Весьма разнообразен формационный состав плутонических пород. Он определяется структурно-геодинамическими условиями проявления магматизма, а также эволюционными тенденциями его развития в тектоно-магматических циклах и в целом в истории развития региона. Описание формаций плутонических пород рассматривается в той последовательности, в которой они приведены в колонках легенды карты.

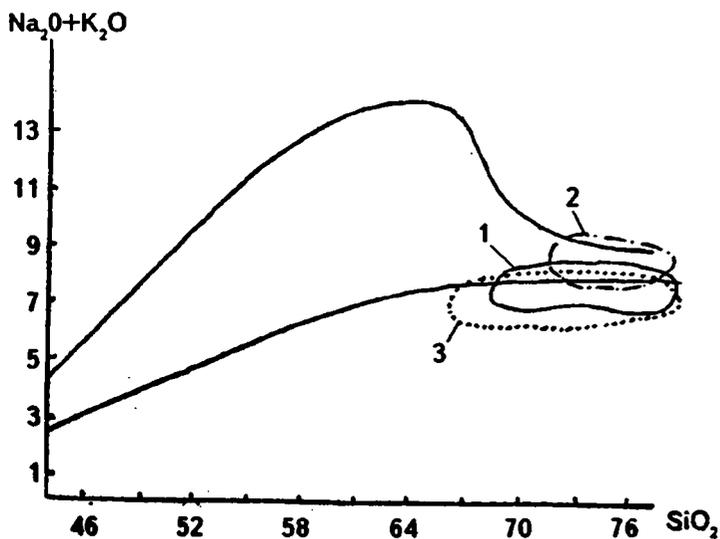


Рис. 33. Поля химических составов plutонических пород нормального ряда щелочности континентальной стадии.

1-2 - гранит-лейкогранитовая формация: 1 - гранит-лейкогранитовая субформация по /Редкометалльные гранитоиды..., 1972; Гранитоидные и щелочные ... 1976/; 2 - литий-фтористая субформация /по Редкометалльные гранитоиды 1972/, 3 - гранит-гранодиоритовая формация по /Редкометалльные гранитоиды ... 1972; Гранитоидные и щелочные ..., 1976/.

ких образований, начиная со среднего палеозоя. В строении девонского вулканоплутонического пояса они обычно ассоциируют с субщелочными породами, а в виде самостоятельных массивов встречаются только в северной части Монгольского Алтая.

Значительно более широко гранит-лейкогранитовая ассоциация развита в строении позднепалеозойского магматического ареала. Основным районом ее распространения является Хангай, где лейкограниты участвуют в строении так называемого Хангайского батолита и определяют лицо Шараусгольского (названного по геолого-съёмочным работам) интрузивного комплекса. Этот комплекс завершает развитие батолита и возник после становления массивов Тарбагатайского и Хангайского возрастных комплексов [Геология МНР, т.2, 1973].

Подавляющая часть массивов Шараусгольского комплекса группируется в широкой (до 150 км) зоне, охватывающей с севера, запада и юго-запада Хангайский прогиб. В большинстве своем эти массивы имеют батолитовые размеры и обладают причудливыми внешними контурами при общей вытянутости в соответствии с крупными разломами, которые ограничивают Хангайский прогиб.

Формирование Шараусгольского комплекса было двухфазным [Федорова, 1976; Геология МНР, 1973]. Граниты первой, главной фазы довольно однообразны по составу и представлены светлорозовыми средне-крупнозернистыми неясно порфиroidными гранитами от лейкократовых до биотитовых, с темносерым или дымчатым кварцем. Средний состав гранитов следующий: плагиоклаз — 28%, калиевый полевой шпат — 39%, кварц — 30,5%, биотит — 1,3%, акцессорные — 1,2%.

Породы второй фазы комплекса сложены главным образом мелкозернистыми, розовато-серыми и светлосерыми лейкократовыми и биотитовыми гранитами. Они образуют мелкие штоки и дайкообразные тела размером до первых км<sup>2</sup>, которые имеют резкие контакты с гранитоидами первой фазы. Эти граниты по составу близки породам первой фазы, но отличаются от них развитием продуктов аутометасоматических процессов — альбитизации или мусковитизации. В целом же шараусгольские гранитоиды имеют свежий облик, постмагматические процессы в них выражены слабо.

С интрузиями комплекса связаны малочисленные дайки. Среди даек преобладают мелкозернистые лейкократовые граниты и аплиты, а также пегматиты. Кроме того, отмечаются дайки граносиенит-порфиров и гранит-порфиров. В целом дайки приурочены к периферическим участкам массивов, тогда как в центральных их частях они практически отсутствуют [Геология МНР, 1973].

По химическому составу породы комплекса отвечают преимущественно лейкократовому граниту, сильно пересыщенному глиноземом и кремнеземом (рис.33). Соотношения натрия и

Формация лейкогранитовая (гранит-лейкогранитовая и литий-фтористая). К этой формации отнесены лейкократовые граниты, слагающие различные по размерам, в том числе и очень крупные (более 1000 км<sup>2</sup>) массивы. Они исключительно широко распространены в строении разновозрастных магматических ареалов Монголии и, в частности, в строении батолитов — Хангай и Хэнтея. В истории геологического развития территории Монголии эта формация проявилась в среднем и позднем палеозое, раннем и позднем мезозое (до нижнего мела включительно). В составе формации выделено две подформации — гранит-лейкогранитная и литий-фтористая. Последняя представляет группу редкометалльных пород, играющих важную роль в формировании редкометалльного (W, Sn, Ta) оруденения.

*Гранит-лейкогранитовая субформация.* Породы этой субформации широко представлены среди магматических

калия в них изменчиво. Калий несколько преобладает в весовом отношении, особенно в породах второй фазы. Коэффициент апаитности колеблется от 0,6 до 0,9 и в среднем составляет 0,7.

Широко распространены породы субформации и в строении мезозойских магматических ареалов, в которых ранее они описывались под названиями гранитов стандартного или модотинского геохимических типов [Редкометальные..., 1977]. По возрасту они относятся к двум группам — триас-ранне-среднеюрской и позднеюрской-раннемеловой. Граниты первой группы участвуют в строении Хэнтэйского батолита, где размещаются вокруг его гранодиорит-гранитного ядра, а также на удалении от него в зоне “распыленного” магматизма [Редкометальные гранитоиды..., 1972].

Вторая возрастная группа массивов тяготеет к полям развития вулканитов позднемезозойского Восточно-Монгольского вулканического пояса. Эти массивы обладают относительно небольшими размерами (первые сотни км<sup>2</sup>) и в большинстве своем имеют куполовидную, штокообразную или плитообразную форму. В целом к данной субформации принадлежит большое число массивов, в том числе такие как Модотинский, Их-Хаирханский, Их-Наротин-Хидский, Жанчивланский, Югодзырский и другие.

Массивы описываемой субформации обычно имеют двухфазное строение. К первой фазе относятся среднезернистые и обычно равномелкозернистые, реже порфировидные биотитовые граниты [Коваленко, 1977; Редкометальные гранитоиды..., 1971]. Количественно-минеральный состав пород следующий (в объемных процентах): плагиоклаз — 35-54; калиевый полевой шпат — 23-35; кварц — 25-35; биотит — 2-5; акцессорные — менее 0,5%. Часто в составе пород отмечаются мусковит, гранат и турмалин. Для них также типичны мирмекиты и сфен-ортитовый — ильменит-монацитовый парагенезис акцессорных минералов. По химическому составу они являются промежуточными между средними составами гранитов и аляскитов по Дэли. По сравнению с кларковыми содержаниями в них повышены содержания Rb, в некоторых массивах, например Жанчивланском, повышены также содержания Sn, Li, Be, W. В других массивах, например Их-Хаирханском, содержания Sn ниже кларковых.

Вторую фазу мезозойских массивов субформации образуют дайковые тела мелкозернистых, нередко пегматоидных, интрузий. Реже ими сложены небольшие массивы. Для гранитов второй фазы особенно характерно наличие пегматитов как шпирового, так и жильного типа и наличие в их составе мусковита, граната и турмалина. Содержания большинства редких элементов в них такое же или более низкое, чем в гранитах первой фазы. Это касается Sn, Li, Zr, Ba и Sr.

Вслед за формированием гранитов второй фазы намечается этап метасоматического образования мусковитовых грейзенов и кварцевых жил с традиционным для Монголии оловянным и вольфрамовым оруденением.

В завершение характеристики гранит-лейкокатровой субформации отметим, что основной объем представляющих ее массивов связан с крупными гранитоидными массивами. Как правило, они отличаются простым одно- или двухфазным строением, породы разных фаз близки по составу, но различаются прежде всего зернистостью. Кроме того, породы позднепалеозойской формации несколько более калиевые, чем мезозойские, что подчеркивается преобладанием калиевого полевого шпата в первых и плагиоклаза во вторых.

*Субформация литий-фтористых гранитов.* Эти граниты относятся к одним из важных в практическом и генетическом отношении редкометальным породам. Они характеризуются повышенными относительно средних содержаниями таких редких элементов как Li, Rb, Cs, Ta, Hf, Sn и концентрации некоторых из них нередко доходят до рудных. В геологической истории Монголии породы субформации возникли неоднократно в позднем палеозое (C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>), раннем мезозое (T-J<sub>1,2</sub>) и позднем мезозое (J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>).

Позднепалеозойские литий-фтористые граниты известны только в Нукут-Дабинской зоне Южной Монголии, где ими сложено несколько массивов. В структурном отношении они связаны здесь с позднепалеозойской Гоби-Тяньшанской рифтовой зоной, в той ее части, где она накладывается на структуры кристаллического фундамента.

Более широко развиты мезозойские литий-фтористые граниты. Они распространены во внешних зонах концентрически зональных магматических ареалов раннего и позднего мезозоя, выделяемых также как зоны “распыленного” магматизма. Граниты слагают небольшие по площади тела (редко первые сотни километров) и нередко ассоциируют с массивами гранит-лейкогранитовой субформации, по отношению к которым являются более молодыми [Коваленко, 1977; Редкометальные гранитоиды..., 1971]. Важной морфологической особенностью интрузивных тел субформации является куполовидная форма массива; реже наблюдаются дайки. Известны многофазные (Жанчивланский, Юдугинский и Багагазрынский) и

однофазные (Абдорский, Барун-Цогтинский) массивы. Отличительной чертой массивов субформации является также наличие в их составе амазонитовых гранитов или пегматитов. Обычно литий-фтористые граниты это крупно- или среднезернистые аляскиты с биотитом, иногда порфириовидные с округлым морионовым кварцем.

В настоящее время выделяются две минералогические группы литий-фтористых гранитов: монополевошпатовые и двуполевошпатовые [Редкометалльные гранитоиды..., 1972].

Примером первых массивов являются, например, аляскиты Баян-Уланского массива в Восточной Монголии. Как правило, в составе таких массивов преобладают монотонные по составу и структуре породы, часто гранофириового облика. Они состоят из пертитового калиевого полевого шпата (60-70%), кварца (30-40%). Из второстепенных минералов в них присутствует биотит, а из аксессуарных — флюорит, циркон, магнетит, мартит. Калиевый полевой шпат характеризуется высокими содержаниями альбитового минала (до 52%) и низкими концентрациями многих редких элементов.

Массивы двуполевошпатовых литий-фтористых гранитов имеют более сложное строение и характеризуются большим количеством петрографических разновидностей. Наиболее широким распространением пользуются лейкограниты с биотитом, слагающие 80-90% площади массивов, а также микроклин-альбитовые граниты с протолитионитом и топазом и амазонит-альбитовые граниты с лепидолитом.

Главные минералы лейкогранитов — плагиоклаз An 5-15 (23 об.%), калиевый полевой шпат ( $Or_{73}Ab_{27}$ ) — 36 об.%, кварц — 38 об.%, биотит — 2,5 об.%, аксессуарные минералы — 0,5%. Среди последних отмечены флюорит, топаз, циркон, монацит, магнетит, колумбит, касситерит и ильменит. В микроклин-альбитовых гранитах появляются кроме того зональный протолитионит, центральные части в котором сложены литиевым сидерофиллитом, а периферические — голубовато-зеленым протолитионитом. Присутствует также топаз.

В амазонит-альбитовых гранитах развиты плагиоклаз (альбит № 3-6), калиевый полевой шпат ( $Or_{12}Ab_{18}$ ), кварц и литиевая слюда циннвальдитового или протолитионитового состава, постоянно отмечаются топаз и флюорит. В отличие от микроклин-альбитовых гранитов в них более 50% калиевого полевого шпата представлено водяно-прозрачной решетчатой разновидностью (амазонитом), в которой, только в виде реликтов, встречаются пелитовый нерешетчатый калиевый полевой шпат. Более половины всего плагиоклаза в амазонит-альбитовых гранитах представлено лейстовым альбитом. В некоторых разновидностях циннвальдитсодержащих гранитов появляется вторая, более светлая, слюда, по составу соответствующая литиевому фенгит-мусковиту. Значительно богаче набор рудных и аксессуарных минералов, к которым примешивается колумбит, касситерит, плумбопироклор, ксенотим. Обычным является топаз. Его содержания достигают 2,5% в альбит-лепидолитовых гранитах. Химические составы литий-фтористых гранитов приведены в табл. 18.

Характеризуя в целом граниты литий-фтористой субформации, необходимо отметить, что многие массивы этих гранитов имеют зональное строение [Коваленко, 1977; Редкометалльные гранитоиды..., 1971]. В наиболее полном выражении зональность глубинных частей таких массивов, сложенных биотитовыми лейкогранитами, в известной степени сходна с породами гранит-лейкогранитной субформации. По направлению к апикальным частям лейкограниты сменяются последовательно микроклин-альбитовыми гранитами с протолитионитом, циннвальдитом и лепидолитом. Обычно же зональность выражена менее полно, и нередко массивы литий-фтористых гранитов сложены какой-либо из перечисленных выше разновидностей пород. В случае взаимного пересечения разновидностей гранитов литий-фтористого типа, относительно более молодыми оказываются граниты с наиболее литиевыми слюдами. Нередко последние слагают тела дополнительных интрузий.

В петрохимическом отношении литий-фтористые граниты представляют кислые породы, резко обедненные кальцием, многие их разновидности обладают высокими содержаниями глинозема. На петрохимической диаграмме  $SiO_2-(K_2O+Na_2O)$  их составы располагаются вдоль границы полей нормального и субщелочного рядов, заходя и в то, и в другое поле (рис. 33). Средний состав исходных лейкогранитов для дифференцированных серий литий-фтористых гранитов Монголии отвечает промежуточному составу между аляскитами и гранит-аплитами по Дэли. Отличительной чертой таких материнских лейкогранитов является повышенное содержание, по сравнению с кларком, в гранитах фтора (более 0,1 и обычно 0,2-0,4%). В то же время составы лепидолитсодержащих гранитов не имеют других петрохимических аналогов. По отношению кремнезема и щелочных полевых шпатов они ближе всего стоят к кварцевым сиенитам. Однако, как известно, типичные кварцевые сиениты не содержат топаз, лепидолит и т.п.

**ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫХ ГРАНИТОВ МОНГОЛИИ  
(РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ГРАНИТОИДЫ МОНГОЛИИ, 1971)**

Компо- ненты	I			II		III		IV	V
	1	2	3	4	5	6	7	8	
SiO <sub>2</sub>	74,16	75,95	75,89	76,77	74,95	76,15	71,97	70,81	
TiO <sub>2</sub>	0,13	сл.	0,01	0,10	нет	0,10	—	—	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,69	12,74	12,91	11,89	13,24	12,91	15,82	16,14	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,33	0,20	0,02	0,07	0,15	0,51	0,06	0,14	
FeO	1,77	0,86	1,03	1,22	1,05	1,58	0,32	0,50	
MnO	0,03	0,02	0,02	0,06	0,02	0,02	нет	0,20	
MgO	нет	0,33	нет	сл.	нет	0,01	0,03	0,12	
CaO	0,76	0,46	0,29	0,53	0,26	0,28	0,12	0,24	
Na <sub>2</sub> O	4,05	4,73	4,59	4,39	4,32	4,54	6,89	6,00	
K <sub>2</sub> O	5,18	3,64	4,45	3,96	5,18	3,73	3,73	3,24	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,02	—	сл.	0,01	0,01	сл.	0,10	
F	0,35	0,31	0,28	0,24	0,34	0,25	0,25	2,60	
ппп	0,66	0,45	0,26	0,54	0,30	0,16	0,38	1,10	
Li	195	338	289	88	428	396	878	2136	
Rb	511	730	795	422	881	753	1500	2161	
Pb	21	84	38	46	39	111	24	43	
Sn	12	12,3	50	6,9	102	15,3	102	47	
Zn	37	137	64	57,5	63	280	35	44	
Pt	1,4	4,2	2,5	1,9	4,4	4,0	3,7	—	
Mo	2,0	0,8	—	1,5	1,4	1,0	1,8	—	
Be	9,9	5,4	7,0	6,3	6,4	7,9	4,9	22,7	
T	0,36	0,28	0,49	0,34	1,54	0,31	0,63	2,4	
Ba	—	17,9	—	10,3	—	13,6	—	8,7	
Sr	—	3,0	—	4,7	—	2,5	—	6,3	
B	14	13	10	10	11	10	10	11	
K/Rb	86	44	46	81	40	44	23	11,7	
(Tr+Y) <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	420	340	220	—	240	340	40	110	

I — аляскиты с биотитом: 1 — Жанчивланский массив; 2 — Абдарский массив; II — микроклин-альбитовые аляскиты: 3 — Жанчивланский массив; 4 — массив Боруи-Цогто (Восточный); III — амазонит-альбитовые граниты: 5 — Жанчивланский массив; 6 — Абдарский массив; IV — альбит-лепидолитовые граниты: 7 — Жанчивланский массив; V — топазосодержащий кварцевый кератофир (онгонит): 8 — массив Онгон-Хайрхан.

Литий-фтористые граниты в целом обладают вполне определенными геохимическими характеристиками и, в первую очередь, повышенными содержаниями Li и F, определяющими их названия. Содержание данных элементов уже повышено в лейкогранитах главных фаз массивов (фтора в 4-5 раз выше кларка, лития — в 2-8 раз). В этих породах повышены также содержания рубидия (308-730 г/т), таллия (0,5-4,2), олова (4,2-12,3), бериллия (4,0-11,1 г/т). Содержания бария и стронция в породах часто аномально низкие (84 и 21 г/т соответственно).

Содержание суммы РЗЭ в литий-фтористых гранитах в то же время находится на уровне средних или значительно ниже их содержаний в гранитах. Особенно низкими оказываются суммы РЗЭ в альбит-лепидолитовых гранитах [Коваленко, 1977]. В целом отмечается тенденция понижения суммы РЗЭ при переходе от аляскитов через микроклин-альбитовые и амазонит-альбитовые граниты к альбит-лепидолитовым гранитам.

Литий-фтористые граниты характеризуются повышенными концентрациями Nb, Ta, Hf по сравнению со средними содержаниями в гранитах, причем отмечается накопление этих элементов в породах поздних стадий гранитов.

Для литий-фтористых гранитов Жанчивланского массива в Монголии первичное отношение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr равно 0,7115±0,0028. Высокими отношениями изотопов стронция обладают эти граниты и в других районах мира [Кислые и средние породы, 1987]. Поэтому они рассматриваются как продукты анатексиса зрелой, а по геологическим данным и глубоко переработанной, древней континентальной коры.

Судя по геологическим и многим петрологическим и геохимическим данным, в частности, по непрерывности составов между лейкогранитами стандартного (т.е. гранит-лейкогранитовой суб-

формации) и гранитами литий-фтористого геохимического типов, по прогрессивному уменьшению доли все более дифференцированных литий-фтористых гранитов в общем объеме гранитоидов и по прогрессивному уменьшению содержаний элементов с низкими коэффициентами распределения — лития, олова, Nb, Ta, F — литий-фтористые граниты являются остаточными породами, возникшими при дифференциации обычной лейкогранитовой магмы.

*Гранит-гранодиоритовая формация.* В эту формацию включены гранитоиды нормального ряда щелочности и умеренной кремнекислотности, возникшие в континентальную стадию развития в виде самостоятельных плутонических массивов. От аналогичной формации переходной стадии они отличаются геологическим положением и секущими контактами, в том числе с стратифицированными континентальными комплексами.

Массивы этой формации образовались на протяжении всего палеозоя и мезозоя (рис.32). В раннем палеозое они распространены главным образом в Озерной зоне и на севере Монголии в виде небольших по размерам многочисленных массивов. Возраст формации оценивается как конец кембрия-начало ордовика.

Более широко породы формации развиты в строении среднепалеозойского вулканоплутонического краевого пояса, который возник в пределах каледонского блока Монголии и был связан с активной окраиной Северо-Азиатского палеоконтинента, граничившей с Палеотетисом. Массивы формации распространены в Монголо-Алтайском сегменте пояса, где слагают цепь крупных плутонов вдоль Делюно-Юстыдского прогиба. Наиболее значительным из них является Восточнубулганский массив. Занимаемая им площадь оценивается около 5000 км<sup>2</sup>. Массив размещен в горст-антиклинорной структуре, сложенной кембро-ордовикскими толщами, и окаймлен девонскими отложениями наложенных прогибов. Как отмечают С.П.Гаврилова и др. [Гранитоидные и щелочные..., 1975], в северной части массив сложен массивными, реже гнейсовидными, крупно- и гигантопорфировыми турмалин-биотитовыми и биотитовыми гранитами. Граниты содержат таблитчатые и оvoidные порфировидные выделения голубовато-серого микроклина и белого плагиоклаза размером 3-7 см, количество которых составляет от 5-7 до 20-25% объема пород. Местами порфировидные выделения образует и турмалин. Ткань пород — грубо крупнозернистая, состоит из серого и яркоголубого кварца, микроклина и плагиоклаза с небольшим количеством биотита и иногда турмалина. В эндоконтактной зоне массива порфировидные граниты сменяются средне-, мелко- и тонкозернистыми разновидностями. Здесь же отмечены небольшие секущие тела двуслюдяных гранитов. В строении массива, кроме того, участвуют гнейсовидные граниты, образующие вторую его фазу. Гнейсовидность пород варьирует от едва заметной до резко выраженной, вследствие чего породы приобретают облик крупноочковых гнейсогранитов.

Наиболее широко массивы формации распространены в строении позднепалеозойского магматического ареала. Они развиты в пределах Южно- и Центрально-Монгольского вулканоплутонических поясов, образуют пояс интрузий в Монгольском Алтае вдоль края каледонских структур, переработанных в герцинский этап, но основным местом их сосредоточения, несомненно, является Хангай [Геология МНР, 1973]. В Севере-Монгольском вулканоплутоническом поясе, имеющем субщелочную специфику магматизма, массивы формации не известны.

Проявления формации в различных районах страны имеют свои вполне определенные геологические особенности, благодаря которым они объединены в ряд комплексов: Хангайский (Центральный Хангай), Цэнхиргольский — (Восточная Монголия), Гоби-Алтайский и Мататский комплексы (Южная Монголия).

Хангайский комплекс [Геология МНР, 1973] представляет ведущую ассоциацию пород в строении так называемого Хангайского батолита. В пределах последней породы комплекса слагают ряд крупных (более 1000 км<sup>2</sup>) массивов, расположенных по периферии Хангайского синклинория. В составе комплекса преобладают роговообманково-биотитовые и биотитовые гранодиориты и граниты. Подчиненное распространение имеют тоналиты, кварцевые диориты и габбро-диориты. Встречаются массивы как существенно гранитного, так и гранодиоритового состава, а также массивы, имеющие концентрически зональное или асимметричное строение, в которых более основные разновидности пород приурочены к периферическим частям интрузий. Наблюдаемые местами эруптивные контакты между различными по составу породами позволяют предполагать, что образование комплекса происходило в две последовательные фазы. Первую составляют гранодиориты с кварцевыми диоритами и тоналитами, вторую — адамеллиты и граниты. Дайковые образования в целом для этого комплекса не характерны. Дайки сложены мелкозернистыми гранодиоритами и аплитовидными гранитами, реже встречаются гранодиорит- и гранит-порфиры, плагиоклазовые порфириты.

Гранитоиды комплекса в своих типичных представителях довольно однообразны. Минералогический состав пород определяют плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, биотит и роговая обманка. Вариации количественных соотношений породообразующих минералов определяют постепенные переходы между главными разновидностями пород. Породы окрашены в серые и светлосерые цвета, обычно среднекрупнозернистые и, как правило, с отчетливой порфиroidной структурой. Порфиroidный облик породам придают толстоблаитчатые вкрапленники (в среднем 1,5-2 см) микроклина или плагиоклаза, на долю которых приходится 20-25% объема пород. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, сфеном, апатитом, цирконом, гранатом. Вторичные процессы в гранитоидах комплекса проявлены слабо.

Петрохимический состав пород комплекса варьирует от кварцевого диорита до гранита по Дэли. Они характеризуются суммой щелочей  $< 8$  масс.%, т.е. принадлежат нормальному ряду щелочности (рис.33); отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$ . Породы слабо пересыщены глиноземом, имеют достаточно высокие содержания щелочноземельных элементов. Коэффициент апатитности обычно меньше 0,7. Геохимически они довольно однотипны. В них отмечаются повышенные содержания (относительно кларка) V, Cr, B и пониженные — Zn, Zr, Sr.

Ценхиргольский комплекс [Геология МНР, 1973] представлен каменноугольными гранитоидами, развитыми на востоке Центрально-Монгольской системы, в Северо- и Южно-Керуленской зонах. Эти гранитоиды слагают массивы от десятков до 500-800 км<sup>2</sup>. Позиция массивов контролируется системой северо-восточных, реже северо-западных разрывных нарушений, по-видимому, обусловивших часто удлиненную форму массивов [Геология МНР, 1973].

В составе комплекса участвуют серые и розовато-серые средне-крупнозернистые порфиroidные биотитовые граниты, адамеллиты, в меньшей степени гранодиориты, биотит-роговообманковые граниты, кварцевые диориты. Они образуют три не повсеместно развитые группы пород, имеющие значение самостоятельных интрузивных фаз. К первой группе принадлежат диориты, кварцевые диориты, а также подчиненные габбро-диориты. Вторая группа объединяет гранодиориты, адамеллиты, биотит-амфиболовые и биотитовые граниты, которые слагают основной объем интрузивных массивов комплекса. Мелкие тела биотитовых и лейкократовых гранитов завершают развитие комплекса.

Преобладающие в строении комплекса биотитовые и биотит-амфиболовые граниты и адамеллиты являются средне-крупнозернистыми породами, равномернозернистыми или порфиroidными. Они состоят из калиевого полевого шпата (20-35%), биотита и роговой обманки (в сумме 8-12%).

Дайковая серия комплекса достаточно обильная и представлена гранит- и гранодиорит-порфирами, мелкозернистыми гранитами, диорит-порфирами. Нередко дайки образуют рои сближенных тел.

Химический состав пород комплекса близок к средним составам гранита, гранодиорита и кварцевого диорита по Дэли [Геология МНР, 1973]. Среди гранитоидов главной фазы отмечаются как нормальные, так и пересыщенные глиноземом разновидности; для них характерно преобладание  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$  и  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) < 8\%$ , что указывает на принадлежность к породам нормального ряда. Коэффициент апатитности обычно меньше 0,8.

В пределах Южно-Монгольской области распространения позднепалеозойской гранодиорит-гранитной формации ей отвечают многочисленные массивы, в том числе и очень крупные до 2000-5000 км<sup>2</sup>, объединенные в ряд комплексов — гобитяньшанский, гобилтайский, мататский. Размещение массивов контролируется общей дугообразной системой региональных разломов, определяющих генеральное простираание структур региона.

Состав массивов определяют средне-крупнозернистые светлосерые биотитовые порфиroidные граниты и адамеллиты. Реже встречаются биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты, еще реже — средние и основные породы. В ряде мест, кроме того, присутствуют гнейсовидные и катаклазированные биотитовые лейкократовые и двуслюдяные граниты и гранитогнейсы, переходящие местами (в периферических частях) в биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты, изредка в кварцевые диориты.

Отметим, что вещественные характеристики пород формации в Южной Монголии изучены пока еще не достаточно.

Мезозойские проявления формации тяготеют к плутоническим ядрам в зонально-симметричных тектоно-магматических ареалах [Редкометальные гранитоиды..., 1972]. Так, раннемезозойские умеренно-кислые гранитоиды образуют крупные плутоны в строении Хэнтэйского батолита, а также небольшие массивы площадью в десятки км<sup>2</sup> в пределах зоны "распыленного" магматизма, обрамляющей этот батолит. Позднемезозойские интрузии этих пород распростране-

ны главным образом на крайнем северо-востоке страны. Они связаны с фрагментом поздне-мезозойской зоны "распыленного" магматизма, которая в основном находится за пределами Монголии [Редкометальные..., 1972].

В целом в составе мезозойских проявлений формации участвуют серые и розовато-серые среднезернистые, иногда порфириовидные амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты. В массивах, характеризующихся резкими контактами с вмещающими комплексами, породы обладают обычно массивной текстурой, а для тех же массивов, в связи с которыми отмечается экзоконтактовая гранитизация, чаще присуща полосчатая текстура. В последних нередко наблюдаются многочисленные (до 20% объема породы) ксенолиты эллипсоидальной и округлой формы размером до 10-15 см. Такие породы, насыщенные обломками, приобретают пятнистую текстуру.

Минеральный состав пород определяют плагиоклаз № 20-35 (до 35-50%), калиевый полевой шпат (20-30%), кварц (15-30%), роговая обманка (5-10%), биотит (до 5-10%). Иногда в породах отмечается моноклинный пироксен. Акцессорные минералы представлены магнетит-сфен-апатит-ильменитовым парагенезисом.

На основании наблюдаемых взаимоотношений минералов и степени их идиоморфизма можно наметить такой порядок их кристаллизации: 1) плагиоклаз + амфибол; 2) плагиоклаз + амфибол + калиевый полевой шпат; 3) плагиоклаз + амфибол + калиевый полевой шпат + биотит + кварц.

В петрохимическом отношении эти породы принадлежат к породам нормального ряда щелочности (рис.33). Породы обладают повышенной глиноземистостью и магнезиальностью. Редкоэлементный состав пород формации близок к таковому для средних гранитов и гранодиоритов.

Характеризуя в целом гранодиорит-гранитовую формацию, следует отметить ее ведущее положение в магматических ассоциациях континентальной стадии. На долю пород формации приходится порядка 1/4-1/3 общего объема плутонических континентальных образований. Массивы формации нередко имеют батолитовые размеры с площадью выходов более 1000 км<sup>2</sup> (до 7000 км<sup>2</sup>). В составе формации в основном участвуют умеренно-кислые гранитоиды — биотитовые и биотит-роговообманковые гранодиориты, адамеллиты и граниты. Они слагают главную фазу интрузивных массивов. В ассоциации в гранитоидами встречаются основные и средние породы, слагающие наиболее ранние интрузивные фазы в массивах, а также лейкограниты поздних дополнительных внедрений. Последние по составу близки к породам лейкогранитовой формации. Переходное положение умереннокислых гранитоидов в эволюционном ряду магматических пород между диоритами и габбро-диоритами, с одной стороны, и лейкогранитами — с другой подчеркивается не только геологическими соотношениями, но и распределением редких элементов.

*Формация гранит-лейкогранитовая с граносиенитами.* К этой формации отнесены проявления гранитоидного магматизма с широким участием в них пород субщелочного ряда. Массивы формации распространены в строении магматических ареалов континентальной стадии, начиная со среднего палеозоя. Они представляют доминирующую разновидность плутонических пород в тыловых участках краевых вулканических поясов среднего и позднего палеозоя и во внешней периферии (зоне "распыленного" магматизма) ареалов раннего и позднего мезозоя (рис.34).

В среднем палеозое массивы формации формировались в структурах Северного (каледонского) мегаблока Монголии, а также на сопредельных территориях Тувы, Западного и Восточного Саяна. Ареал их распространения в Монголии имеет дугообразную форму, обращенную выпуклостью на юго-запад. Западную часть ареала образуют массивы Хархиринской зоны Монгольского Алтая [Гранитоидные и щелочные..., 1976]. Размеры массивов здесь варьируют от десятков км<sup>2</sup> до 3700 км<sup>2</sup>. Среди участвующих в их строении пород выделяется две группы: 1) нормальные граниты с фациями микроклин-плагиоклазовых гранитов и 2) лейкократовые и аляскитовые граниты с фациями субщелочных гранитов, граносиенитов и кварцевых сиенитов. Первая группа составляет 20%, вторая около 75% площади массивов. Редко и в незначительном количестве присутствуют габбро-диориты, габбро-диабазы и монцониты. Поздние дайки представлены гранит-порфирами, фельзитами, граносиенит-порфирами, лампрофирами, диорит-порфирами и габбро-диабазами.

Преобладающие в строении массивов субщелочные гранитоиды характеризуются пониженным (1-3 до 5%) содержанием цветных минералов и преобладанием калиево-натриевого полевого шпата над плагиоклазом, реже встречаются однополевошпатовые граниты. Содержания кварца меняются от предельного для преобладающих гранитов (40-45%) до минимального (20-25%) и крайне низкого (14-17%), когда породы имеют граносиенитовый

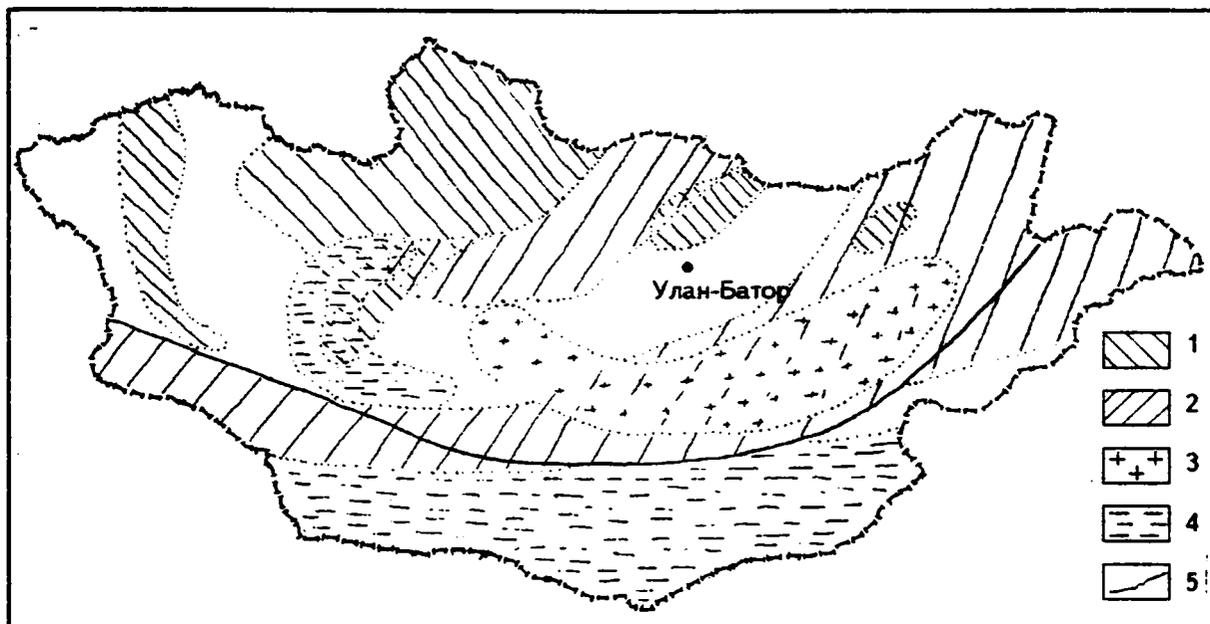


Рис. 34. Основные области распространения плутологических формаций пород субщелочного ряда в пределах Монголии.

1-3 - гранит-лейкогранитовой с граносиенитами: 1 - среднепалеозойской, 2 - позднепалеозойской, 3 - ранне-поздне-мезозойских, 4 - моционит-сиенит-граносиенитовой и гранит-граносиенитовой, 5 - Главный Монгольский линеймент.

состав. Количество плагиоклаза в гранитах в среднем около 15-20%, в граносиенитах 20-30%. Содержания калиево-натриевого полевого шпата составляет: в гранитах — 40-45%, в граносиенитах — 50-55%, биотита 1-4%, амфибола 0-2%. Структуры пород варьируют от крупно- до мелкозернистых, резко преобладающих, а также от равномернозернистых до порфиоровидных и существенно порфиоровидных.

Акцессорные представлены большими наборами минералов. От нормальных гранитов к лейкократовым и аляскитовым возрастает содержание флюорита, турмалина, ильменита, магнетита, ортита, сульфидов и уменьшается — сфена, апатита, бастнезита и гранита. Проходящими минералами являются колумбит, циртолит, торит, касситерит, шеелит, сподумен.

Исключительно широко девонские массивы формации, объединяемые также в тэсский комплекс, распространены в Северной Монголии — в зоне хангайских разломов и к северу от нее, распространяясь на территорию Тувы и Саяна. Суммарная площадь их выходов оценивается в 35000 км<sup>2</sup>. Наиболее крупные массивы, с площадью в первые тысячи квадратных километров, тяготеют к южной части ареала [Гранитоидные и щелочные..., 1976].

Породы формации в этих регионах представлены сложным многофазным полифациальным комплексом, в котором петрографические разновидности связаны между собой взаимопереходами или находятся в фазовых соотношениях. В одних случаях массивы сформировались в последовательности нескольких фаз внедрения (например, Болнайский), в других — возникли как однофазные тела. Существуют разные подходы к определению объема формации и, в том числе, количества фаз внедрения при образовании ее массивов. Здесь мы придерживаемся точки зрения Р.М.Яшиной [Гранитоидные и щелочные..., 1976], в соответствии с которой образование формации (называемой также аляскит-гранитовой) происходило в три фазы внедрения: I фаза — субщелочных гранитов, граносиенитов и сиенитов; II фаза — преимущественно биотитовых гранитов; III фаза — преимущественно лейкократовых гранитов.

В составе первой фазы наиболее типичными являются лейкократовые биотитовые, существенно микроклиновые граниты и граносиениты, в меньшей степени развиты кварцевые сиениты, сиениты, биотитовые граниты. Все они связаны между собой фациальными взаимопереходами. Это, как правило, средне- и крупнозернистые породы с резко преобладающим четко идиоморфным калиевым полевым шпатом. В апикальных и краевых частях массивов установлены переходы в мелкозернистые и порфиоровидные разновидности.

Преобладающие субщелочные биотитовые граниты имеют типичную для этой формации красную или розовую окраску. Они состоят из кали-натриевого полевого шпата (42-49%), плагиоклаза (10-20%), отвечающего альбит-олигоклазу, биотита (до 4-5%) и кварца (35-42%). В граносиенитах

и сиенитах отмечается уменьшение количества кварца (до 5% в сиенитах), увеличение кали-натриевого полевого шпата до 65-80% и уменьшение плагиоклаза до 3%.

В составе гранитов второй фазы доминируют однообразные по минеральному составу породы с выделяющимся белым или светлосерым плагиоклазом и устойчиво преобладающим розовым кали-натриевым полевым шпатом (38-50%). Последний часто наблюдается в виде порфировидных выделений, размером до 3 см, благодаря которым породы имеют порфировидный облик. Кварц составляет 20-35%, биотит — 2,5-4%.

Породы третьей фазы представлены мелкозернистыми лейкократовыми до аляскитовых гранитами и аплитами. Они ассоциируются с породами первых фаз, прорывая их, или слагают отдельные самостоятельные массивы. Для них типичны гранитовая, аплитовая и микропегматитовая структуры и серовато-желтая окраска. От пород второй фазы они отличаются большим содержанием кварца, большей лейкократовостью и обедненностью аксессуарными.

Гранитоиды формации характеризуются постоянным присутствием таких аксессуарных минералов как сфен, циркон, магнетит и ильменит. В небольшом количестве присутствуют монацит, ортит, апатит, флюорит, ксенотим, торит, касситерит.

Массивы формации в эндоконтактных зонах сопровождаются распространением мелкозернистых, порфировидных и гранит-порфировых разновидностей с микропегматитовой структурой. Местами появляются гибридные породы — роговообманковые гранодиориты, а на контактах с кабоначными породами — сиениты, сиено-диориты, граносиениты. Они распространены в зонах шириной до нескольких десятков метров.

Поздепалеозойский ареал распространения пород формации является обширным и охватывает значительные площади Северного (раннекаледонского) мегаблока страны. Интрузии тяготеют к полям развития разновозрастных вулканических образований и поэтому контролируются в Северо- и Центрально-Монгольском поздепалеозойском-раннемезозойском вулканических поясах их структурами. При этом, однако, устанавливается тяготение площадей распространения формации к восточным фрагментам этих поясов, а именно, к Орхон-Селенгинскому прогибу в Северной Монголии (Селенгинский комплекс), к Средне-Гобийской зоне (Мандалгобийская серия), и к Центрально-Монгольской зоне (Ульзагольский комплекс) [Геология МНР, 1973].

Селенгинский комплекс в основном развит в пределах одноименного вулcano-тектонического прогиба. Его возраст определен как верхнепермский-раннетриасовый. В этом комплексе участвуют гранитоиды широкого диапазона по составу. Они слагают массивы от нескольких квадратных километров до 1000 км<sup>2</sup>. Мелкие массивы, как правило, имеют штокообразную или дайкообразную форму, крупные неправильные очертания и, вероятно, отвечают плитообразным телам.

В селенгинском комплексе выделяются три группы пород, которые сопоставляются с последовательными фазами внедрения [Геология МНР, 1973]. К первой относятся породы диорит-монцонитового ряда, ко второй — породы пестрого состава от гранодиоритов и граносиенитов до лейкократовых и субщелочных гранитов, к третьей — субвулканические порфировидные разновидности подобных же гранитоидов.

Породы первой фазы имеют резко подчиненное распространение. Их самостоятельное значение подвергается сомнению, и некоторые исследователи [Яшина, Матреницкий, 1979] склонны их рассматривать как гибридные фазы в эндоконтактах массивов.

Общий облик селенгинского комплекса определяют породы второй фазы, среди которых преобладают граносиениты и лейкократовые граниты, менее характерны гранодиориты, нормальные граниты и сиениты. Для всех гранитоидов этой фазы характерны миаролитовая текстура, гипидиоморфнозернистая, часто микропегматитовая структура, и преобладание в составе пород кали-натриевого полевого шпата (анортоклаза). Минеральный состав пород определяют анортоклаз — 35-60% (до 80% в граносиенитах), плагиоклаз — 15-35%, кварц — 5-35%, биотит — до 5%, роговая обманка — до 8%.

Третья фаза комплекса представлена субвулканическими телами, варьирующими по составу от сиено-диоритовых порфиритов до субщелочных мелкозернистых гранофировых гранитов.

Для всех пород комплекса отмечается широкое развитие постмагматических изменений, выраженных в микроклинизации, уралитизации, хлоритизации, сосюритизации и пелитизации.

Поздепермские мандалгобийская интрузивная серия и ульзагольский комплекс имеют много общего [Геология МНР, 1973]. Преобладающие в их строении гранитоиды формировались в две фазы. Для первой фазы характерны биотитовые, биотит-роговообманковые граниты, адамеллиты и подчиненные гранодиориты. Позднюю фазу образуют субщелочные лейкократовые граниты, граносиениты, гранит- и граносиенит-порфиры. Отмечается постоянная ассоциация интрузий с пермскими вулканическими толщами. Породы первой фазы обладают довольно

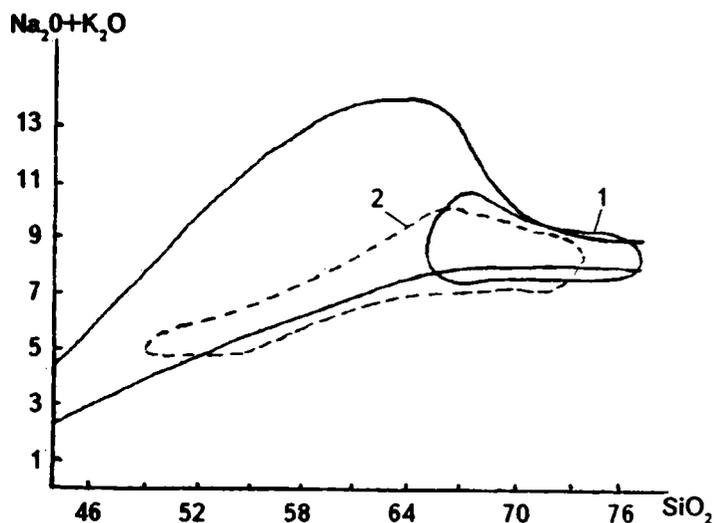


Рис. 35. Поли химических составов плутонических формаций пород субщелочного ряда.

1 - формация гранит-лейкогранитовая с граносиенитами по /Щелочные и гранитоидные ..., 1976, Геология МНР, т.2, 1973/; 2 - формация монцит-сиенит-граносиенитовая и гранит-граносиенитовая, по /Геология МНР, т.2, 1973/.

В мезозое эта формация имела ограниченное распространение. Возникшие при этом массивы имеют относительно небольшие размеры (первые сотни км<sup>2</sup>). Их распространение связано с зонами "распыленного" магматизма, представляющими внешние части мезозойских магматических ареалов [Редкометальные..., 1972]. Наиболее крупный район сосредоточения таких интрузий связан с северо-западными разломами Харжоринского поднятия и так называемого Их-Хаирханского ствола интрузий. В составе мезозойских массивов участвуют в основном лейкограниты и граносиениты, которые по своим вещественным параметрам в целом близки к соответствующим породам позднего палеозоя.

Имеющиеся в литературе данные [Геология МНР, 1973; Гранитоидные и щелочные..., 1976] свидетельствуют о том, что в петрохимическом отношении породы формации варьируют от известково-щелочных до субщелочных составов (рис.35). К первым относятся нормальные граниты, ко вторым — аляскитовые и лейкократовые граниты и граносиениты. Последние обладают пониженными содержаниями MgO, CaO, TiO<sub>2</sub>, FeO (общ.) при высокой кремнекислотности и щелочности. Содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> варьируют от пониженных до повышенных. В весовом отношении обычно K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O > 1, хотя в породах Селенгинского комплекса установлены обратные соотношения. В геохимическом отношении породы формации обогащены редкометальными (W, Mo, Be, Sn) и редкоземельными элементами, причем наблюдается закономерное накопление этих элементов в поздних дифференциатах.

Завершая характеристику формации, отметим ее постоянное нахождение в ассоциациях среди разновозрастных континентальных плутонических формаций. Как уже отмечалось, в строении магматических ареалов позиция этих формаций определяется внешними зонами последних, удаленными от центров тектоно-магматической активности (границ взаимодействующих плит — зон субдукции и континентального столкновения). Формация сложена породами широкого диапазона составов, однако ее лицо определяют субщелочные лейкограниты и граносиениты, находящиеся, как правило, в фациальных взаимоотношениях. Во времени отмечается сокращение объемного выражения формации как на уровне общего ее проявления, так и в размерах конкретных массивов. Наиболее широко эти породы проявились в среднем палеозое, наименее — в позднем мезозое.

*Формация монцит-сиенит-граносиенитовая и гранит-граносиенитовая.* Массивы, относимые к этой формации, в основном возникли в позднем палеозое. Они распространены в Южно-Монгольской и на юге Озерной зон и в структурном отношении совпадают с Южно-Монгольским и западным сегментом Центрально-Монгольского позднепалеозойских вулканических поясов (рис.34). Общей отличительной особенностью массивов формации является развитие в их

постоянным составом и устойчивым внешним обликом. Это розовые, розово-красные граниты, средне- и крупнозернистые, равномернозернистые или порфировидные. В их составе преобладает кали-натриевый полевой шпат (40-55%). Плаггиоклаз, составляющий 10-30%, отвечает олигоклазу, кварц (30-40%) темносерый и серый, биотита в них до 5%.

Среди пород второй фазы преобладают средне- и мелкозернистые лейкократовые и биотитовые субщелочные граниты и граносиениты. Характерны невыдержанность состава и структурных особенностей пород. Граниты состоят из кали-натриевого полевого шпата (40-50%), олигоклазальбита (10-20%), кварца (30-40%) и биотита (1-2%). В граносиенитах, одновременно с увеличением количества кали-натриевого полевого шпата, содержание плаггиоклаза уменьшается до 8-10%, кварца до 10-15%, а количество темноцветных возрастает до 5-10%.

строении пород повышенной основности и щелочности. В литературе эта формация описывалась также как банатитовая [Павленко и др., 1974].

Интрузии формации представлены вытянутыми телами, сериями субпараллельных соединяющихся между собой межформационных залежей, а также сближенных взаимно пересекающихся даек, которые, сливаясь, образуют более крупные массивы [Геология МНР, 1973]. В сложении большинства массивов, в особенности крупных, участвует широкая гамма пород, варьирующих по составу от габбро и монцонитов до граносиенитов и субщелочных гранитов. Это обусловлено, с одной стороны, полистадийностью их формирования, с другой — обилием фациальных взаимопереходов, свидетельствующих о гипабиссальных условиях становления интрузий.

Наиболее ранними в составе формации Южно-Монгольской зоны (Уланбадархинский, Мандахский комплексы) являются габброиды, диориты, монцониты и сиено-диориты, связанные взаимопереходами [Геология МНР, 1973]. Они слагают отдельные небольшие тела и ксенолиты, в том числе больших размеров, среди более поздних гранитоидов. Породам свойственны значительные колебания в содержании породообразующих минералов. Они мелко-, средне-, реже крупнозернистые, равномернозернистые или порфириовидные. Количества темноцветных минералов в породах варьирует от 20-25% в кварцевых диоритах до 50-60% — в габбро. Среди темноцветных преобладает роговая обманка, присутствуют авгит, биотит, причем последний в количестве до 10-12% отмечается даже в габброидах.

Основной объем интрузий формации слагают биотит-роговообманковые гранодиориты, граносиениты и существенно калишпатовые граниты, а в гибридизированных разностях появляются также кварцевые диориты и сиенито-диориты [Геология МНР, 1973]. Обычно эти породы связаны взаимопереходами. Для них характерна грязно-розовая, бурая, мясо-красная окраска и средне-крупнозернистое, равномернозернистое или порфириовидное сложение. Порфириовидные выделения представлены калиевым полевым шпатом, реже плагиоклазом. Минеральный состав пород варьирует от гранитов к граносиенитам (соответственно в объемных процентах): калиевый полевой шпат — 35-55, 60-75; плагиоклаз — 20-35, 15-20; кварц — 30-35, 5-15; роговая обманка — 0-2, до 5-10; биотит — 5%. Акцессорные минералы представлены сфеном, цирконом, апатитом, ортитом, магнетитом, ильменитом.

К образованиям заключительных фаз пород этой формации относятся небольшие тела лейкократовых и субщелочных гранитов, биотитовых граносиенитов, кварцевых сиенитов и их порфириовидных аналогов. Обычно это мелко- и среднезернистые породы, которые сложены микроклин-пертитом (45-55%), альбит-олигоклазом (10-20%), кварцем (25-30%) и единичными выделениями биотита или роговой обманки.

С интрузивными породами формации тесно связаны дайки мелкозернистых граносиенитов, граносиенит- и сиенит-порфириов, кварцевых порфириов и фельзит-порфириов. Встречаются также диоритовые и диабазовые порфириты, жильные диориты и различные лампрофиры. Некоторые из них прослеживаются по простиранию на 10-15 км при мощности до 5-10 м.

В целом породы формации несут следы постмагматических изменений, выраженных в альбитизации, сосюритизации и пелитизации полевых шпатов, в уралитизации и хлоритизации цветных минералов, а местами также и в серицитизации и окварцевании пород.

Определенной спецификой состава обладают массивы формации, развитые в западной части Центрально-Монгольского вулканического пояса — в пределах Хантайширского прогиба и Буцаганской мульды [Континентальный вулканизм..., 1983]. Здесь развиты граносиенитовые ассоциации. Доминируют амфибол-биотитовые двуполевошпатовые граносиениты. В ряде массивов установлены постепенные переходы от крупнозернистых граносиенитов глубоких уровней, через средне- и мелкозернистые разновидности, к граносиенит-порфириовым и интрузивным трахириолитам, развитым в приконтактных частях тел и апофизах.

В петрохимическом отношении породы формации характеризуются повышенной щелочностью, проявляющейся в ряду пород различной кремнекислотности от габбро до граносиенитов (рис.35). Как правило, отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$  с уменьшением щелочности несколько возрастает содержание глинозема. Породы обладают относительно повышенным значением коэффициента апатитности и устойчивым преобладанием железа над магнием.

*Формация субщелочных и щелочных габброидов с ийолит-уртитам и фойлитами.* Интрузивные массивы данной формации сосредоточены в пределах Юго-Западного Прихубсугуля (см.рис.29) в северной части выступа докембрийских пород, ограниченного системой Уджигинско-Бэлтэсингольских глубинных разломов. Размещение щелочных массивов контролируется узлами пересечения этих разломов с поперечными разрывными нарушениями субмеридионального или

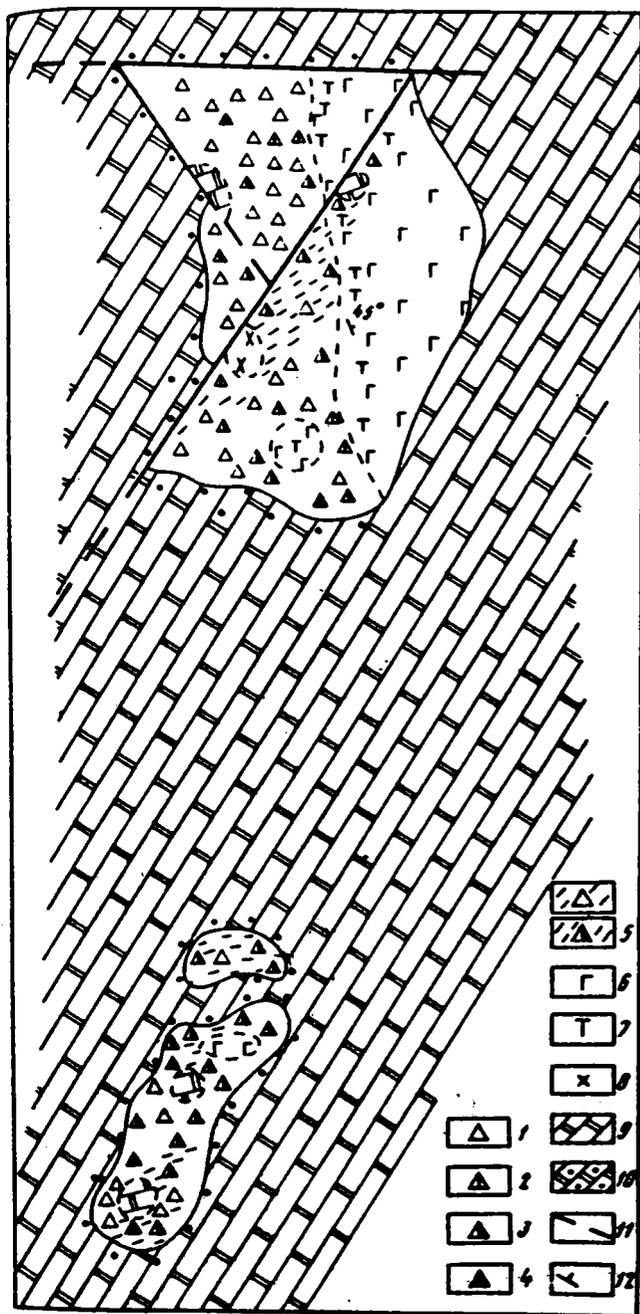


Рис. 36. Геолого-петрографическая карта Дучингольского массива.

1 - уртит; 2 - плагиоклазовый уртит; 3 - ийолит-уртит; 4 - ийолит; 5 - измененные породы; 6 - субщелочное оливиновое габбро; 7 - тералит; 8 - диорит; 9 - мраморы и мраморизованные известняки; 10 - сканированные и графитизированные мраморы; 11 - разрывные нарушения; 12 - элементы залегания.

тым сложением, обусловленным неравномерным чередованием участков то с большим (до 30%), то с меньшим (до 5-8%) содержанием цветного минерала. В восточной части интрузии они контактируют с субщелочными титанавгитовыми габбро, оказывая на них активное контактно-реакционное воздействие. Оно проявлено в нефелинизации габброидов с образованием экзоконтактной зоны (до 200 м) тералитоподобных пород, а также в возникновении эндоконтактной полосы, обогащенной плагиоклазом (лабрадор или битовнит, 15-30%), уртитов. На контакте этих пород с мраморами развиты экзоконтактные эпидот-гранатовые скарны и эндоконтактная зона

северо-восточного направлений [Яшина, 1982]. Массивы щелочных пород залегают резко дискордантно по отношению к вмещающим толщам графитовых мраморов и мраморизованных известняков. Их геологический возраст определяется тем, что щелочные интрузии прорывают нижнепалеозойские габбро и диориты девона, и в свою очередь, рассекаются штоками или дайкоподобными телами позднедевонских лейкократовых гранитов. В результате изотопного (К-Аг) исследования нефелина из щелочных основных пород (уртиты, ювиты) получены цифры абсолютного возраста в  $400-396 \pm 10$  млн лет [Яшина, 1982].

Интрузивные массивы формации имеют, как правило, небольшие размеры (от 1-2 до 20 км<sup>2</sup> в поперечном сечении), обнаруживают нередко 2-х или 3-фазное строение и неоднородный петрографический состав, обусловленный развитием двух разнотипных ассоциаций пород. Одна из них представлена щелочно-габброидными и щелочными основными существенно нефелиновыми породами. В составе второй ассоциации преобладают фойяиты, ювиты и полевошпатовые уртиты при явно подчиненной роли более ранних щелочно-габброидных пород.

Ассоциация субщелочных габбро, тералитов, ийолит-уртитов и уртитов. Типичным представителем этой ассоциации является Дучингольский массив (Андреева, Яшина, Гарам, 1987, 1990), залегающий среди окварцованных и скарнированных мраморов позднего (?) протерозоя. Формирование массива происходило в две интрузивные фазы. В первую из них внедрились субщелочные титанавгитовые габбро и тералиты, а во вторую — возникли уртиты и ийолит-уртиты. Перечисленные породы образуют два интрузивных тела — Северное (0,9x0,6 км) и Южное (0,6x0,3 км).

Северное интрузивное тело (рис.36) сложено преобладающими однородными по составу и структуре анхимономинеральными уртитамми. Они состоят на 90-95% из идиоморфных кристаллов нефелина, между которыми располагаются угловатые выделения пироксена (титанавгит) — 5-8% и нередко основного плагиоклаза (лабрадор, 2-10%). Уртитам подчинены средне- и крупнозернистые ийолит-уртиты, отличающиеся неоднородным пятнистым

мелко- или среднезернистых ийолитов. Они постепенно переходят в ийолит-уртиты, а затем в уртиты.

Южное интрузивное тело (рис.36) образовано преобладающими пятнистыми ийолит-уртитамми. В незначительной степени распространены уртиты, а также ийолиты, возникшие на контакте с вмещающими мраморами и их ксенолитами.

Близкими аналогами Дучингольского массива являются Бэлтэсингольские проявления щелочно-габброидных и щелочных основных пород. Они образуют несколько приразломных интрузивных тел, расположенных в среднем течении р.Бэлтэсин-гол.

В пределах бэлтэсингольских массивов субщелочные трахитоидные габбро (I фаза) образуют крупные скальные обнажения. Трахитоидность в габбро ориентирована в северо-западном направлении, падает на юго-восток под  $70^\circ$ . Наблюдаются габбро и в виде ксенолитов в урритах и ийолит-урритах. Тералиты встречаются в приконтактной зоне с урритами и ийолит-урритах, хотя известны также и вдали от контакта с ними в виде самостоятельных тел (Андреева, Яшина, Гарам 1987).

Ассоциация фойяитов, ювитов и полевошпатовых урритов. Данную ассоциацию пород представляет Овэрмаратгольский щелочной массив, залегающий среди протерозойских мраморов и нижнепалеозойских габбро-диоритов и тяготеющий к пересечению Уджи-гингольского и Овэрмаратгольского разломов. В плане массив имеет форму подковы, открытой на восток; его площадь около  $18 \text{ км}^2$ . В вертикальном разрезе это асимметричное воронкообразное тело, ограниченное разломами. Массив обладает слабо выраженным зональным строением. Наиболее значительная (центральная) часть массива площадью около  $13 \text{ км}^2$  сложена породами главной интрузивной фазы — трахитоидными фойяитами. Это призматически зернистого сложения порода с отчетливой план-параллельной ориентировкой преобладающих кристаллов микропертита (40-60%), между которыми зажаты изометричные выделения нефелина (30-40%) и призмы эгирин-геденбергита (8-15%). Среди этих пород отмечены единичные жильные тела поздних эгирин-диопсидовых сиенитов [Яшина, 1982].

Внешняя (юго-западная) зона массива сложена ювитами и полевошпатовыми урритами, вытянутыми вдоль левого борта долины р.Уджин-гол на расстоянии 5,6 км. Ювиты — оригинальная лейкократовая существенно нефелиновая порода, по внешнему облику сходная с урритами, но с меньшим содержанием нефелина (60-70%). Последний образует крупные уплощенные кристаллы, промежутки между которыми выполнены микроклин-пертитом (15-22%) и цветными минералами (эгирин-геденбергит, амфибол и биотит), в сумме составляющими 10-15%. Между фойяитами и ювитами обособляется переходная зона в форме полосы длиной более 6 км при ширине меняющейся от 200 до 1000 м. Она сложена промежуточными по составу и структуре породами — порфиридовидными фойяитами. В направлении от ювитов к трахитоидным фойяитам в порфиридовидных фойяитах постепенно уменьшаются содержания крупных кристаллов нефелина (35-55%), возрастает роль щелочного полевого шпата (микропертита). Порода становится более однородной и постепенно приобретает отчетливую трахитоидную текстуру.

В северо-восточной части Овэрмаратгольского массива — на водораздельном гребне — обнажается ксенолитовый блок субщелочных габбро, пироксенитов, тералитов и ийолитов, приуроченных к границе фойяитов с вмещающими мраморами. Габброиды и пироксениты отличаются неоднородным пятнисто-шлировым сложением. Тералиты имеют полосчатую текстуру. По составу они близки к аналогичным породам Дучингольского и Бэлтэсингольского массивов.

Как видно из приведенного описания и сводной петрохимической диаграммы (рис.37), главнейшие виды пород исследованных массивов имеют субщелочной (габброиды) и щелочной (тералиты, ийолит-уртиты, ювиты, фойяиты) состав. При этом породы ранних интрузивных фаз Дучингольского и Бэлтэсингольского массивов образуют петрохимические поля (I и II) в интервале значений главных окислов:  $\text{SiO}_2$  — от 44,50 до 49,00%,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  — от 2,6 до 5,2%. Для них характерно повышенное содержание железа (до 15%), титана (1,1-1,5%), глинозема (16-17%), кальция (13-15%) и довольно низкие значения магния (1,5-7,5%) и калия (0,29-1,2%). Идентичны между собой по химическому составу и щелочные породы главной фазы тех же массивов — уртиты и ийолиты-уртиты (поля III и IV). Они обогащены глиноземом (27,7-30,8%) и щелочами, особенно натрием (11-13%).

Породы фойяит-ювитовой ассоциации характеризуются к тому же повышенной кремнекислотностью ( $\text{SiO}_2$  от 48 до 51%), низким содержанием кальция (1,3-2,3%) при высоком значении глинозема (до 26-28%) и щелочей (до 15-17%), среди которых возрастает роль калия (4-5%). Среди летучих компонентов данных пород меньшее значение, чем в урритах и ийолит-урритах,

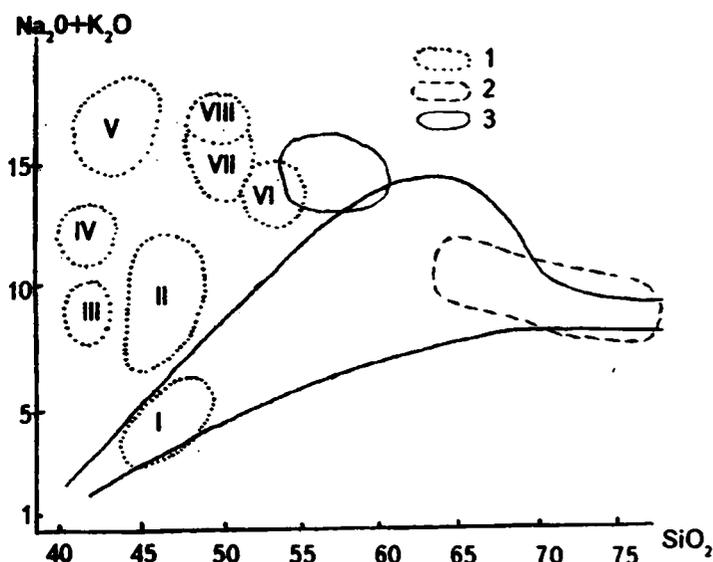


Рис. 37. Поля химических составов плутонических формаций пород щелочного ряда.

1 - формация щелочных габбро и ийолит-уртитов: I - щелочные габбро, II - тералиты, III - ийолиты, IV - ийолит-уртиты, V - уртиты, VI - ювиты коренных обнажений, VII - ювиты из скважин, VIII - фойяиты; по [Яшина, 1962],

2 - формация щелочных гранитов и сиенитов, по [Ярмолюк, Коваленко, 1991], 3 - формация нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов, по [Яшина, 1982].

чем глиноземом, вследствие чего величина коэффициента аптаитности, даже в уртитях, не превышает 0,80, а в фойяитах  $K_2=0,90-0,95$ . Необычная обогащенность всех пород глиноземом и его накопление в щелочных салических породах (уртиты, ювиты, ийолит-уртиты) способствовали образованию месторождений алюминиевого (нефелинового) сырья, содержащего 15-17% щелочей. В этом отношении наиболее перспективным является Дучингольский щелочной массив, который является полным аналогом эксплуатируемого Кия-Шалтырского месторождения в Кузнецком Алатау (СССР).

**Формация нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов.** Характерной чертой этой формации является преобладание в ее составе щелочных салических (сиенитоидных) пород, создающих автономные интрузивные массивы. Они сложены главным образом фельдшпатоидными сиенитами, которые по совокупности геологических и изотопных (K-Ar) данных подразделяются на две возрастные группы. Одна из них каменноугольная (300-325 млн. лет) распространена на севере Монголии к западу от оз. Хубсугул в пределах эпикембрийского складчато-глыбового поднятия. Здесь известно пять интрузивов, образованных ассоциацией калиево-натриевых и существенно натриевых (аптаитовых) сиенитоидных пород. К этой ассоциации относятся пуласкиты, гастингситовые и эгирин-арфведсонитовые фойяиты, а также сопровождающие их жильные фойяит-пегматиты, мариуполиты и альбититы [Яшина, 1977, 1982].

Другая позднепермская возрастная группа фельдшпатоидных сиенитов (248-250±10 млн. лет) проявлена на крайнем юге Монголии, где выделяется Южно-Гобийский пояс щелочных пород [Коваленко, Кузмин, Горегляд, 1971; Первов, Кононова, Аракелянц, 1980]. В пределах Южно-Гобийского щелочного пояса пока обнаружен один массив, сложенный калиево-натриевыми нефелиновыми и калиевыми псевдолейцитовыми порфирами, мелкозернистыми сиенитами. Жильная серия в этом массиве представлена псевдолейцитовыми порфирами, мелкозернистыми фельдшпатоидными сиенитами и тингуитами.

**Ассоциация пуласкитов, гастингситовых и эгирин-арфведсонитовых фойяитов Северной Монголии.** Типичным представителем данной ассоциации пород является Барунманханулинский щелочной массив, расположенных в юго-западном Прихубсугулье. Массив залегает среди позднерифейско-кембрийских карбонатных и зеленосланцевых пород и вытянут в субширотном направлении согласно с крутой моноклиальной структурой вмещающих осадочно-метаморфических толщ. Его площадь около 8 км<sup>2</sup>. Возраст пород установлен в 308-310 млн. лет. Составы пород приведены в табл. 19.

имеют углекислота и вода. Для ювитов характерны также более высокие содержания бария (до 1100-1700 г/т), в то время как для уртитов более типичен стронций (700-900 г/т); содержания циркония, ниобия и особенно редких земель, как в щелочно-габброидных, так и в щелочных салических породах, низкие.

Петрохимическое своеобразие рассматриваемой формации проявляется прежде всего в пересыщенности пород глиноземом при явном дефиците SiO<sub>2</sub>. Благодаря этому даже в ранних интрузивных габброидах господствующими минеральными компонентами явились основной плагиоклаз (An<sub>75-80</sub>) и алюминийсодержащий пироксен (титан-авгит). Максимальная концентрация глинозема (25-30%) соответствует щелочным салическим породам (ийолит-уртиты, уртиты, ювиты), обладающим наиболее высоким дефицитом кремнекислоты. В них по сравнению с габброидами снижается содержание магния, железа, кальция, но при этом в 4-5 раз возрастает количество щелочей. Однако степень насыщения пород последними ниже,

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД БАРУНМАНХАНУЛИНСКОГО МАССИВА СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

Оксиды (вес.%) элементы (г/т)	Главная интрузивная фаза		Дополнительная интрузивная фаза		Жильные породы		Метасоматиты эгирин-нефелин-альбитовые	
	пуласкиг	фойяит гастингситовый	фойяит эгирин-арфвед-сонитовый	фойяит нефелин-содалитовый	мариуполит эгириновый			
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	61,28	61,08	59,20	54,75	59,90	54,88	57,14	58,20
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,34	0,31	0,28	0,09	0,20	0,25	0,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,12	18,21	19,40	21,10	21,00	20,58	20,35	20,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,76	2,54	1,38	3,60	2,76	6,25	4,36	3,89
FeO	1,46	0,31	2,08	1,75	0,40	0,15	0,82	1,24
MnO	0,12	0,12	0,12	0,17	0,14	0,15	0,33	0,10
MgO	0,88	0,71	0,25	0,32	Не обн.	0,16	0,24	0,05
CaO	1,75	1,32	1,85	1,28	1,12	0,80	1,11	1,00
Na <sub>2</sub> O	6,59	6,48	6,87	9,97	10,60	12,22	12,60	10,42
K <sub>2</sub> O	6,07	6,92	6,82	4,56	4,10	3,26	1,78	3,84
H <sub>2</sub> O	0,74	1,26	0,25	0,79	0,74	0,75	0,68	0,83
CO <sub>2</sub>	0,05	0,00	—	0,11	0,11	0,30	Не опр.	Не обн.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,07	0,18	0,31	Не опр.	0,11	0,11	Сл.
F	0,06	0,04	Не опр.	0,12	—	Не опр.	Не опр.	0,06
Cl	—	—	—	Не обн.	—	—	—	Не обн.
S	—	—	—	0,04	—	—	—	—
Ni	—	—	10	10	10	—	Не опр.	10
Co	—	—	—	—	—	10	—	—
V	10-30	—	20-50	10-20	10-20	10	—	2,5
Cr	—	—	0-10	0-10	20	10	—	—
Nb	до 100	—	50-80	150	80	200	—	45
Zr	350	—	300	до 2000	500	3000	—	500
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	120-170	—	100	150	100	—	—	500
Sr	200-800	—	100-200	100-200	до 500	100-300	100-300	100-300
Ba	400-1000	—	50-100	50	100	70	—	50-100
Ga	25-40	—	до 200	30-100	до 100	100	—	50-80
Sn	3,5	—	—	0-20	—	7-10	—	—
Mo	0-5	—	—	2-5	2	5	—	—

Химические анализы пород выполнены по материалам Р.М.Яшиной. Определение элементов-примесей произведено в спектрально-химической лаборатории ИГЕМ АН СССР, аналитик Р.В.Кортман.

Центральная часть массива сложена гастингситовыми фойяитами главной интрузивной фазы. Они обладают слабо выраженной трахитоидной текстурой. Иногда наблюдается полосчатость, проявляющаяся в чередовании полос с различной крупностью зерна от мелко- до среднезернистых и пегматоидных. Эти полосы простираются в субширотном направлении согласно с длинной осью интрузивного тела. На юго-западном и южном контактах массива, где интрузивные породы граничат с толщей зеленых сланцев, прослеживается мощная (до 1 км) экзоконтактная полоса нефелинсодержащих сиенит-фенитов, которые отличаются мелкозернистым тонкоплитчатым сложением с характерной гнейсовидной текстурой. В них встречаются многочисленные ксенолиты сланцев, а также жильные тела фойяит-пегматитов.

В восточной половине массива, близ поперечного разлома, гастингситовые фойяиты прорваны многочисленными субпараллельными и ветвящимися дайками порфириовидных нефелин-содалитовых апаитовых фойяитов. Их мощность изменяется от 0,1-0,3 м до 3-4 м при протяженности в несколько десятков метров. К этим дайкам обычно тяготеют более поздние жилы эгирин-нефелин-полевошпатовых пегматитов, содержащих эвдиалит, астрофиллит, брилолит, ринколит, ловенит и другие редкие минералы.

В южной и восточной частях массива проходит довольно мощная (от 50 до 600 м) внешняя приконтактная полоса апосланцевых щелочных метасоматитов, среди которых обнаружены

жилые тела мариуполитов, эгириновых тингуантов и эгирин-нефелин-полевошпатовых пегматитов, нередко интенсивно альбитизированных.

В составе пород преобладают калиево-натриевый полевой шпат (40-75%), нефелин (40-15%). Кроме этого иногда присутствуют кислый олигоклаз (эндоконтактные пуласкиты) или альбит (эгирин-арфведсонитовые фойяиты и фойяит-пегматиты, мариуполиты). В парагенезисе с нефелином также иногда появляется магматогенный содалит, наблюдаемый в жильных нефелин-содалитовых фойяитах. С увеличением щелочности в интрузивной серии пуласкит-нормальный фойяит — апатитовый фойяит — мариуполит, происходит закономерное изменение темноцветных минералов от натриевого авгита и гастингсита к алюминийсодержащему эгирину — акмиту. Во всех перечисленных породах, за исключением апатитовых нефелин-содалитовых фойяитов, обнаруживается аутометасоматический лепидомелан (1-3%), тесно ассоциирующий с альбитом, образующим внешние каймы крупных кристаллов калиево-натриевого шпата. Акцессорные минералы в пуласкитах и гастингситовых фойяитах представлены апатитом, титаномagnetитом, сфеном. Реже встречаются циркон, ортит и флюорит. В эгирин-арфведсонитовых и нефелин-содалитовых фойяитах появляются специфические натрийсодержащие цирконо- и титаносиликаты: эвколит, ловенит, астрофиллит, бритолит, а также наиболее поздний флюорит. В эгириновых фойяит-пегматитах и мариуполитах перечисленные минералы приобретают значение второстепенных породообразующих компонентов, особенно эвдиалит, катаплеит, астрофиллит и ринколит. Последний накапливается в меланократовых мариуполитах, обогащенных эгирином (до 25%), а эвдиалит и катаплеит сосредоточиваются нередко в сопровождающих альбитовых метасоматитах, в которых как акцессорная примесь присутствуют циркон, пироклор и др.

Всем породам рассмотренной ассоциации свойственно средне- или крупнозернистое сложение и преимущественно лейкократовый облик. Однако ранние и поздние интрузивные образования в них существенно различаются по характеру вторичных изменений. Если для пуласкитов и гастингситовых фойяитов характерны серицитизация пироксена или амфибола, то для эгирин-арфведсонитовых фойяитов более типичны альбитизация, содалитизация и цеолитизация.

Ассоциация нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов Южной Монголии. Породы данной ассоциации развиты в пределах Лугингольского интрузивного массива [Коваленко и др. 1974; Кононова и др., 1981]. Он прорывает толщу черных сланцев верхнепермского возраста, которые выполняют одноименный Лугингольский прогиб. Массив имеет в плане овальную, несколько вытянутую в субширотном направлении, форму площадью около 10 км<sup>2</sup>. Контакты массива резкие и четкие, полого погружающиеся под вмещающие сланцы. Последние в экзоконтактном ореоле (400-600 м) превращены в роговики, пронизанные многочисленными апофизами, дайками и жилами щелочных пород. В эндоконтактной зоне массива наблюдаются ксенолиты ороговикованных сланцев различной формы и размеров. Иногда они фенитизированы. Эндоконтактным сиенитам свойственна слабая трахитоидность.

Для внутреннего строения массива характерно развитие многочисленных радиальных и более редких кольцевых трещин, которыми контролируется размещение разнообразных дайковых пород. Среди них выделяются (в последовательности внедрения): 1) псевдолейцитовые порфиры; 2) мелкозернистые призматически-зернистые нефелиновые сиениты; 3) темные мелкозернистые тингуаиты с вкрапленниками анальцима, меланита, анортклаза, реже псевдолейцита. В центральной части массива встречаются также дайки кварцевых порфиров и риолитов, пересекающих все перечисленные выше породы.

Из постмагматических пород в массиве установлены различные карбонатные (кальцитовые, кальцит-флюоритовые, кальцит-бастнезитовые) жилы, содержащие до 15% редкоземельных элементов. Карбонатные жилы тяготеют к зонам эндо- и экзоконтакта массива. В его северной и западной частях выделяется полоса грейзенизированных нефелин-псевдолейцитовых сиенитов. Положение этой полосы контролируется пологими трещинами, параллельными кровле массива. На отдельных участках интенсивность грейзенизации усиливается вплоть до появления мономинеральных кварцевых пород.

Петрографический состав нефелиновых сиенитов определяют здесь щелочной полевой шпат (70-80%), зональный андезин-олигоклаз (до 10%), гастингсит (7-10%), иногда зеленый авгит и второстепенный (5-10%) либнеритизированный нефелин. В качестве акцессорных присутствуют апатит, сфен, циркон, флюорит. К числу характерных вторичных минералов относятся канкринит и либнерит. Структура породы в целом гипидиоморфнозернистая. Текстура массивная или слабо трахитоидная.

**ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ЛУГИНГОЛЬСКОГО МАССИВА ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ  
[ПО КОВАЛЕНКО И ДР., 1974]**

Оксиды, вес. % элементы, г/т	Главная интрузивная фаза			Дайковая серия					
	нефели- новый сиенит	псевдолейцит содержащий сиенит		нефелиновый сиенит мелко- зернистый		псевдолейцитовый порфир		Тингуалит	
		закален- ный	раскристал- лизованный	6	7	8	9		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	59,24	55,36	55,38	56,81	53,08	52,39	54,37	51,31	51,59
TiO <sub>2</sub>	0,17	0,32	0,38	0,24	0,33	0,48	0,48	0,47	1,06
Al <sub>2</sub> O	19,90	20,25	22,20	20,95	20,04	21,84	21,84	20,60	20,38
Fe <sub>2</sub> O	1,34	1,72	1,00	1,68	1,55	1,76	1,02	2,78	1,60
FeO	2,01	3,59	1,36	2,80	1,43	1,99	3,59	2,08	2,33
MnO	0,12	0,18	0,10	0,20	0,07	0,26	0,15	0,19	0,18
MgO	0,59	0,92	0,50	0,67	0,71	2,00	0,79	1,01	0,75
CaO	2,80	2,45	1,58	2,34	2,45	1,75	3,00	4,08	4,57
Na <sub>2</sub> O	5,02	2,86	2,83	6,85	5,40	8,10	5,26	6,67	6,56
K <sub>2</sub> O	7,39	10,28	11,61	7,82	8,01	5,26	8,53	7,92	7,68
H <sub>2</sub> O	1,60	1,30	2,25	2,00	1,55	0,90	1,35	2,55	2,60
CO <sub>2</sub>	0,41	0,98	0,72	—	не обн.	0,88	0,40	0,39	0,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,12	0,36	0,13	—	сл.	сл.	0,25	0,32
F	0,20	0,52	0,24	0,40	0,58	0,54	0,17	0,40	0,35
F=0	0,08	0,22	0,10	0,17	0,24	0,22	0,07	0,17	0,15
Li	31		36		25		не опр.		35
Rb	273		537		341		—		203
Cs	8		37		10		—		6
Sr	1125		1550		1050		—		2675
Sn	4,1		4,5		4,3		—		2,2
WO <sub>3</sub>	3,3		1,8		5,0		—		4,3
B	38		5,3		21		—		35

Псевдолейцитовые сиениты — это крупно- и гигантозернистые породы, состоящие из овоидов псевдолейцита. Они не имеют четких границ с основной более мелкозернистой массой нефелинового сиенита. Это объясняется, во-первых, близостью минерального состава вкрапленников и цемента, а во-вторых, сходными размерами зерен тех и других. Однако зерна минералов цементирующего сиенита обычно обтекают овоиды псевдолейцита. Химический состав псевдолейцитовых сиенитов характеризуется возрастанием роли калия по отношению к натрию.

Намечаются общие тенденции изменения химизма породообразующих минералов в зависимости от состава пород в ходе формирования Лугингольского массива [Коваленко и др., 1974] (табл.20). Ранние парагенезисы минералов характеризуются повышенной магнезиальностью и основностью (плагноклаз № 35, салит, биотит), а слагаемые ими ксенолиты субщелочных габброидных пород обогащены фемическими компонентами (Mg, Ca, Fe, Ti). Для парагенезисов более поздних интрузивных фаз характерно появление фельдшпатоидов (нефелин, канкринит) и нарастание железистости темноцветных минералов (геденбергит, гастингсит). В химическом составе пород увеличивается содержание глинозема, щелочей и отчасти кремнезема.

Петрохимический состав щелочных пород Монголии приведен на диаграмме рис.37. Ассоциация "пуласкит-гастингситовый фойяит-эгириин-арфведсонитовый фойяит-мариуполит" обладает более высокой общей щелочностью (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O достигает 16%) при пониженном содержании калия и явном преобладании натрия. Значение последнего резко возрастает в поздних агпайтовых дифференциатах — эгириновых фойяит-пегматитах и мариуполитах (до 12%). В них по сравнению с породами главной интрузивной фазы (пуласкиты, гастингситовые фойяиты) уменьшается количество магния и кальция, но при этом увеличивается окисное железо (от 1,11 до 6,25%), входящее в состав эгирина. Для позднемагматических агпайтовых дифференциатов типичны повышенные содержания фтора (0,12-0,22%), а также циркония (до 3000 г/т), ниобия (более 200 г/т) и редких земель (до 500 г/т). Они заключены в таких минералах как эвдиалит, катапелит, ринколит, ловенит, астрофиллит и др. Их максимальные содержания (до 5-10%)

обнаружены в фоййит-пегматитах, мариуполитах и сопровождающих эгирин-нефелин-альбитовых метасоматитах.

Совсем иной спецификой химизма обладают породы Лугингольского массива Южной Монголии. Для них отмечается повышенное содержание калия, достигающее максимума в эндоконтактных псевдолейцитовых сиенитах (до 11,6%). Роль калия понижается в жильных породах — псевдолейцитовых порфирах и тингуаитах (до 7-8%), но все же они в 2-3 раза выше, чем в жильных агпаитовых породах Барунманханского массива Северной Монголии. В них количество калия превышает 2-3%. Отличительной чертой ассоциации нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов является повышенное содержание кальция, особенно в поздних жильных тингуаитах (до 4,5%). В данных породах интенсивно накапливается барий и стронций, что вообще свойственно калиевым щелочным породам [Туголесов, Осокин, 1981]. Важной геохимической особенностью ассоциации нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов является их фторо-углекислая специфика. Этим, по-видимому, обусловлено появление в ослабленных эндоконтактных зонах Лугингольского массива постмагматических кальцит-флюоритовых жил с видимой тантало-ниобиевой минерализацией [Коваленко и др., 1974].

*Формация щелочных гранитов и сиенитов.* Крупные достижения в магматической геологии, металлогении и геодинамике Монголии связаны с исследованиями щелочногранитоидного магматизма, являющегося важным источником эндогенного редкометального оруденения. В последнее десятилетие на территории страны были установлены десятки новых массивов щелочных гранитов и сиенитов, в том числе и рудоносных. Они были выявлены в различных структурно-формационных зонах страны и формировались в различные этапы континентальной стадии развития страны: средне- и позднепалеозойский, ранне- и позднемезозойский (см.рис.29).

Щелочные граниты среднего палеозоя, установленные в последние годы, не нашли должного отражения на карте геологических формаций. Они слагают цепь массивов, которая прослеживается вдоль восточного борта Монгольского Алтая от г.Кобдо до р.Хархира.

Массивы расположены среди венд-нижнекембрийских вулканогенно-осадочных толщ или среди гранитоидов среднего палеозоя. Геологические отношения с последними изучены пока недостаточно. Возраст щелочных гранитов устанавливается на основе данных по опорному для данного района массиву Халдзан-Бурегтег, для которого получены К-Аг и Rb-Sr датировки. Они укладываются в интервал 370-390 млн.лет, отвечая таким образом границе нижнего и среднего девона.

Характеристика среднепалеозойского щелочногранитного магматизма приводится на примере наиболее хорошо изученного Халдзан-Бурегтегского массива. Он расположен в 45 км к северо-востоку от города Кобдо, тяготея к зоне Алтанхухейского разлома, который разделяет позднекаледонскую (Монголо-Алтайскую) и раннекаледонскую (Озерную) структурно-формационные зоны. Вмещающими для него служат нижнекембрийские вулканогенно-осадочные толщи и секущие их габброиды и биотитовые граниты. Массив обладает сложным внутренним строением и формировался в следующей последовательности внедрений (от ранних к поздним): 1) нордмаркиты первой интрузивной фазы, слагающие большую часть массива; 2) щелочные граниты второй интрузивной фазы; 3) дайки щелочногранитоидных пегматоидов, затем мелкозернистых щелочных микроклин-альбитовых экеритов и арфведсонитовых пантеллеритов; 4) редкометальные щелочные граниты третьей интрузивной фазы с шлировыми щелочногранитоидными пегматоидами и экеритами в эндоконтакте; 5) редкометальные щелочные граниты четвертой интрузивной фазы; 6) дайки щелочных базальтоидов и штокообразное тело лейкосиенитов.

Особо следует подчеркнуть, что редкометальные граниты массива содержат высокие (процентное содержание R3Э, Zr, Nb) и по сути дела являются рудой на упомянутые элементы.

Помимо Монгольского Алтая девонские щелочные гранитоиды были установлены также в зоне Болнайских разломов в хр.Хан-Хухей. Здесь они встречены в вулканоплутонических ассоциациях с бимодальными вулканическими комплексами, в составе которых участвуют базальты, субщелочные базальты, трахиты и пантеллериты, а также фельдшпатоидные породы — фонолиты и мариуполиты. Миаскитовая и агпаитовая ветви фиксируются также и в составе плутонических комплексов. Так, в составе Бор-Хаирханского массива участвуют агпаитовые сиениты главной фазы, щелочные граниты дополнительной фазы, а также дайки мариуполитов и нефелиновых сиенитов.

В связи с тем, что девонские щелочные граниты в Монголии были выявлены сравнительно недавно, здесь уместно отметить, что эти граниты достаточно хорошо изучены на сопредельных с Северо-Западной Монголией территориях Западного Саяна и Тувы. Щелочные граниты принимают участие в строении сиенитовых массивов, становление которых происходило в три

интрузивные фазы [Коваленко, Пополитов, 1979]. Породы первой фазы сложены средне- и крупнозернистыми сиенитами, ко второй интрузивной фазе относятся мелкозернистые амфибол-биотитовые кварцевые сиениты и граниты, слагающие штокообразные и дайковые тела, прорывающие сиениты. В третью фазу формировались щелочные амфиболовые и эгириин-амфиболовые граниты, а также тесно связанные с ними щелочногранитоидные пегматиты. Эти породы слагают преимущественно дайкообразные тела, реже — небольших размеров штоки с куполовидными апикальными частями. В ряде случаев отмечались эффузивоподобные субвулканические тела щелочногранитоидных пород, а также их излившиеся аналоги — щелочные риодациты и комендиты.

Девонские щелочные граниты являются полнокристаллическими, порфириновидными, иногда фельзитовыми или мелко- и среднезернистыми породами [Коваленко, Пополитов, 1970; Коваленко и др., 1989]. Они сложены решетчатым микроклин-пертитом (53-60%), кварцем (21-30%), щелочным амфиболом арфведсонит-рибекитового изоморфного ряда (4-17%), эгирином (до 23%). Плагиоклаз в этих породах всегда состоит практически из чистого альбита (№ 0-5).

Закономерности размещения девонских щелочных гранитоидов определяются приуроченностью к тыловой зоне девонского красного магматического пояса, развитого на границе с Иртыш-Зайсанской ветвью Палеотетиса. Здесь щелочные гранитоиды тяготеют к разломным зонам, отделяющим Озерную зону от Монгольского Алтая (на западе) и структур Тувино-Монгольского массива (на севере).

Наиболее широко щелочногранитоидный магматизм проявился в позднем палеозое в связи с формированием позднепалеозойской рифтовой системы Центральной Азии [Ярмолюк, Коваленко, 1991], включающей (повторим) ряд рифтовых зон: Гоби-Тяньшанскую, Главного Могольского линеймента, Гоби-Алтайскую, Северо-Гобийскую, Северо-Монгольскую, в пределах которых отмечается несколько десятков массивов щелочных гранитоидов.

В рифтовых зонах Южной и Центральной Монголии массивы, как правило, сложены щелочными гранитами, в Северо-Монгольской — в строении массивов наряду с щелочными гранитами нередко распространены более ранние сиениты — моношпатовые, реже с щелочными темноцветными. Как правило, формирование массивов щелочных гранитов протекало сложно и многофазно. Примером их может служить крупнейший в Монголии Ханбогдинский щелочногранитоидный массив [Коваленко, 1977]. Расположенный в пределах Гоби-Тяньшанской рифтовой зоны этот массив имеет кольцевое строение и обрамляется толщами комендитов и пантеллеритов, для которых, по-видимому, служил питающей камерой. Формирование массива происходило в следующей последовательности фаз (от ранних к поздним): 1) щелочные граниты главной интрузивной фазы; 2) дайки экеритов, экерит-порфиры, “слоистых” щелочно-гранитных пород, пегматоидных щелочных гранитов, пегматитов; 3) мелкозернистые эгириновые щелочные граниты; 4) дайки пантеллеритов; 5) дайки щелочных гранитопорфитов; 6) дайки микрозернистых сиенитов и монзонитов.

Характеризуя в целом породы данной формации, отметим, что они везде являются щелочно-полевошпатовыми и лейкократовыми. Среди них выделяются щелочнополевошпатовые и микроклин-альбитовые граниты семейства щелочных гранитов и щелочные аляскиты и микроклин-альбитовые лейкограниты семейства щелочных лейкогранитов. Последние пользуются более широким распространением.

Для большинства структурных разновидностей характерно миаролитовое строение [Коваленко, 1977; Ярмолюк, Коваленко, 1991]. Минеральный состав пород определяют щелочной полевой шпат, кварц и щелочные темноцветные (эгириин, арфведсонит, рибекит). Структурно-текстурные особенности и состав пород обычно изменяются в пределах одного массива, но вариации, как правило, не велики. В породах отмечается большой набор аксессуарных минералов: сфен, апатит, циркон, титаномагнетит, флюорит. В редкометальных гранитоидах, кроме того, отмечаются монацит, редкоземельные фтор-карбонаты, эльпидит, цирконосиликаты. Местами они образуют концентрации, представляющие промышленный интерес.

Раннемезозойские щелочные граниты, распространенные на территории Восточной Монголии, участвуют в строении внешней зоны раннемезозойского зонального магматического ареала. Наиболее широко они развиты по северному обрамлению ареала, где включаются в Малокуналейский комплекс и прослеживаются от Джидинской зоны Монголии на восток на территорию Советского Союза на расстоянии 1300-1400 км. По южной периферии ареала на территории Монголии они распространены к югу от Хэнтэй-Даурского свода в пределах Центрально-Монгольской структурной зоны [Редкометальные..., 1972].

## СОСТАВЫ ПОРОД ФОРМАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ И СИЕНИТОВ

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	73,84	72,04	66,74	75,85	74,49	76,18
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,48	0,63	0,19	0,07	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,35	10,20	15,10	11,52	11,74	10,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,10	2,60	1,23		0,46	0,14
FeO	2,25	4,05	3,31	3,19	2,37	2,73
MnO	0,18	0,20	0,09	0,03	0,03	0,03
MgO	0,03	0,24	0,20	0,07	сл.	0,23
CaO	0,06	0,69	0,60	0,23	0,20	0,35
Na <sub>2</sub> O	4,61	4,43	5,65	4,01	5,21	3,87
K <sub>2</sub> O	4,80	4,19	5,49	4,71	4,88	5,25
F	0,08	0,12	—	—	0,13	0,08
H <sub>2</sub> O	0,22	1,20	0,59	0,18	0,80	0,36
Сумма	100,40	100,27	99,70	99,97	100,38	99,91

Примечание: 1-4 — позднепалеозойские граниты и сиениты: 1 — Ханбогдинский массив, Гоби-Тяньшаньская зона; 2 — массив хр. Гост, там же; 3 — Улзийтский массив, Гоби-Алтайская рифтовая зона; 4 — массив района сомона Сант, Северо-Гобийская рифтовая зона; 5-6 — раннемезозойские граниты: 5 — Дашибалбарский массив, 6 — Баян-Уланский массив.

Щелочные гранитоиды слагают штоко- и дайкообразные интрузивные тела, иногда массивы плитообразной формы, размером до сотен и даже тысяч квадратных километров. Имеются как сложные многофазные массивы, так и простые однофазные. Некоторые массивы обладают зональным строением, иногда их центральные части сложены щелочными гранитами, а периферические — кварцевыми сиенитами и сиенитами с постепенными переходами всех перечисленных разновидностей пород [Редкометальные..., 1972]. Химические составы пород приведены в табл.21.

В строении массивов участвуют дайки грорудитов, сельвсбергитов, щелочных микрогранитов, пересекающие гранитоиды главных фаз. Более поздними образованиями являются жилы пегматитов и кварц-эгирин-альбитовых пегматоидных пород, секущих дайки грорудитов и сельвсбергитов. Пегматоидные породы содержат повышенные концентрации циркония, ниобия и редкоземельных элементов [Редкоземельные..., 1972].

Суммируя имеющиеся данные, следует отметить, что щелочные граниты развиты практически во всех, за исключением кайнозойского, континентальных магматических ареалах [Коваленко, Зайцев, Ярмолюк и др., 1983; Коваленко, Ярмолюк, Моссаковский, 1990]. Как правило, они формировались на заключительных стадиях развития магматизма той или иной тектоно-магматической эпохи после того, как возникали массивы таких формаций как гранодиорит-гранитовая, гранит-лейкогранитовая, монцонит-сиенит-граносиенитовая, литий-фтористая [Редкометальные..., 1972].

В состав массивов формации щелочных гранитов и сиенитов преобладают монополевошпатовые амфиболовые и амфибол-эгириновые граниты и кварцевые сиениты, проявленные в строении главных фаз массивов. К главным минералам этих фаз относятся щелочной полевошпат — пертит, кварц и щелочные темноцветные минералы. Щелочной полевошпат обычно имеет состав  $Or_{40-60}Ab_{40-60}$ . По составу щелочных амфиболов эти граниты разделяются на катафоритовые, т.е. содержащие амфиболы серии катафорит-рибекит, и арфведсонитовые с амфиболами рибекит-арфведсонитовой изоморфной серии.

В этих группах пород наборы акцессорных минералов, а также состав пород жильной серии оказываются разными. Катафоритовые разновидности гранитов бедны акцессорными минералами, среди них отмечаются обычно только ильменит, циркон и флюорит. Породы жильной серии представлены всевозможными разновидностями. Для них характерны постепенные переходы в кварцевые сиениты с биотитом и в амфибол-биотитовые монополевошпатовые граниты.

В щелочных гранитах с амфиболами рибекит-арфведсонитовой серии, содержание акцессорных минералов более значительно, особенно в породах поздних фаз. Они представлены ильменитом, эльпидитом, монацитом, астрофиллитом, торитом, цирконом, корундом, танталониобатами, титанитом и другими. Среди пород жильной серии в этих гранитах имеются обогащенные щелочными темноцветными и редкоземельными минералами альбитосодержащие двуполевошпатовые пегматиты, экериты и грорудиты.

Средние составы разновозрастных щелочных гранитов довольно близки (рис.37), отличаясь друг от друга в первую очередь коэффициентом агапитности [Коваленко, 1977]. Как правило, поздние породы щелочногранитных комплексов (пегматиты, экериты и грорудиты) обогащаются нормативным кварцем при одновременном возрастании в них коэффициентов агапитности.

Главная геохимическая черта щелочных гранитов — повышенное содержание в них, в первую очередь, РЗЭ, иттрия, циркония, гафния, ниобия, тантала, цинка, олова и низкие концентрации стронция и бария [Коваленко, 1977]. Нередко высокими в них оказываются также и концентрации лития, рубидия, бериллия и фтора.

Щелочные гранитоиды главных фаз часто содержат кларковые концентрации редких элементов. Это особенно типично для гипабиссальных или даже приповерхностных фаций щелочных гранитов с катафоритовыми амфиболами. От ранних гранитов к поздним экеритам и щелочногранитным пегматитам происходит накопление лития, цинка, олова, ниобия, тантала, циркония, гафния, РЗЭ, в меньшей степени бериллия, рубидия и фтора. Увеличение содержания лития и рубидия наблюдается также и в центральных раскристаллизованных участках субвулканических тел щелочных гранитов по сравнению с их эндоконтактовыми аналогами. В щелочных сферолитовых порфириновых риолитах отмечено накопление в основной массе олова, свинца, бериллия, фтора. В связи с этим можно полагать, что обогащение поздних пород щелочногранитных массивов многими редкими элементами связано с накоплением этих элементов в остаточных расплавах. Поскольку петрохимическая эволюция пород массивов щелочных гранитов направлена в сторону увеличения щелочности, то накопление редких элементов идет параллельно с повышением щелочности пород. В этом же направлении в щелочных гранитоидах растет отношение содержаний цериевых РЗЭ к иттериевым и нередко ниобия к танталу, циркония к гафнию.

## ГЛАВА 6. ВАЖНЕЙШИЕ РУБЕЖИ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ И РЕКОНСТРУКЦИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК МОНГОЛЬСКОГО СЕКТОРА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Данные по геологическим формациям различных стадий геологического развития территории Монголии широко используются для решения проблем геологического развития и геодинамики Центральной Азии [Тектоника МНР, 1973; Мезозойская и кайнозойская..., 1974; Моссаковский, 1975]. Здесь мы рассмотрим приложение этих данных к вопросам: 1) эволюции геологических формаций в процессах становления и преобразования континентальной коры; 2) определения геодинамических обстановок проявления различных формаций; 3) основные закономерности строения и формирования современной литосферы региона.

Монгольский сегмент крупнейшего долгоживущего Центрально-Азиатского складчатого пояса расположен между Сибирской платформой на севере и Северо-Китайской и Таримской платформами на юге. Наиболее важным процессом эволюции геологических структур в регионе с архея до кайнозоя являлось формирование и преобразование континентальной коры, что привело к последовательному приращению к Сибирскому кратону все более молодых складчатых областей вплоть до его консолидации с кратонами Южной Азии. Геологические формации — важнейшая составная часть этих структур, и их формирование отражает процессы образования континентальной коры и ее тектонической переработки. Это обстоятельство открывает возможность для освещения поставленных выше вопросов.

### ВАЖНЕЙШИЕ РУБЕЖИ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ МОНГОЛИИ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Континентальная кора складчатых областей образуется в процессе длительной эволюции тектонических структур, начиная с океанической, через переходную к континентальной стадии [Тектоника Евразии, 1980]. Индикаторами зрелости коры в процессе ее эволюции являются структурно-формационные комплексы определенного вещественного содержания. Для наиболее зрелой континентальной стадии (орогенная, платформенная) эволюции тектонических структур характерны грубообломочная верхняя моласса, парагенетически связанные с ней окраинно-континентальные вулcano-плутонические пояса, плутонический гранитоидный магматизм сводовых поднятий [Моссаковский, 1975; Тектоника Евразии, 1980]. Эти индикаторные формации структурно-формационных комплексов континентальной стадии образуются в результате “тектонического сгущивания, метаморфизма и гранитизации блоков коры более ранних стадий эволюции, когда происходит перемещение на новые уровни границ раздела основных слоев коры, возникают глубокие сиалические корни, что ведет к изостатическому поднятию территории и формированию горного рельефа” [Федоровский, 1985, с.170]. К перечисленным выше формациям — индикаторам континентальной стадии — для докембрия добавляется анортозит-рапакиви-гранитная [Федоровский, 1985]. Использование этих индикаторных характеристик показывает, что континентальная кора Монголии частично возникла в глубоком докембрии, для Северного мегаблока — к среднему палеозою, для большей части Южного мегаблока — к началу позднего палеозоя, для самой южной части этого мегаблока — Солонкерской зоны — в поздней перми, возможно, начале триаса [Коваленко, Ярмолюк, Моссаковский, 1989].

Как было показано, в основу расчленения дорифейского основания в Монголии было положено изучение вещественного состава пород и их возраста и определение эндогенной цикличности. На этом основании было выделено четыре структурно-формационных комплекса: 1) в значительной степени предположительный раннеархейский; 2) позднеархейский; 3) раннепротерозойский и 4) раннесреднерифейский. Эти комплексы соответствуют тектонометаморфическим циклам и характеризуются принципиально единой схемой развития процессов магматизма и ультраметаморфизма. Начало циклов фиксируется внедрениями даек основного состава. Кульминацию циклов отмечают процессы регионального метаморфизма и складчатости, сопровождаемые гранитоидным магматизмом. Среди гранитоидов выделяются ранне-, поздне- и постскладчатые. Общей тенденцией изменения их состава в течение цикла является увеличение содержания  $K_2O$  и общей щелочности (от плагиогранитов к гранитам, граносиенитам и пегматитам).

Таким образом, континентальная кора как сиалическое образование в дорифейском кристаллическом основании изученных дорифейских блоков МНР образовалась по крайней мере не

позднее конца архея. Однако характер индикаторных формаций, фиксирующих наиболее ранние процессы формирования континентальной коры на территории МНР, с наших позиций, трудно сопоставим с перечисленными выше индикаторами структурно-формационных комплексов континентальной стадии. Эти трудности связаны, в частности, со все еще недостаточной изученностью докембрия Монголии, а также с принципиально разными подходами к процессам формирования раннедокембрийской континентальной коры в пределах складчатых поясов. Не вдаваясь в дискуссию по этой проблеме, подчеркнем только следующий вывод, выходящий за рамки различных представлений.

Если опираться на упомянутые выше крайне скудные изотопные датировки докембрийских пород МНР, можно полагать, что к рубежу 2 млрд лет (конец раннего протерозоя) континентальная кора в этих докембрийских блоках приняла достаточно зрелый облик. По данным Ф.П. Митрофанова с соавторами [1981], зрелость этой континентальной коры фиксируется не только по широкому развитию нормальных известково-щелочных гранитоидов, но также по смене сравнительной пластичной, видимо прогретой, древней коры более жесткой, более мощной и холодной корой, способной к ее последующему расколу в рифее. Начиная примерно с рубежа 2 млрд лет, все большую роль приобретают процессы деструкции континентальной коры, магматическим индикатором которой являлись дайковые пояса базилитов. Видимо, признаком зрелости континентальной коры в это время являлось также формирование анортозитовых массивов возрастом около 1,7 млрд лет [Анортозиты Земли и Луны, 1984]. Не исключено, что упомянутые дайковые пояса могли фиксировать эмбриональные рифтогенные зеленокаменные пояса [Федоровский, 1985], широко развитые в более жестких структурах щитов.

Для фанерозоя удается более полно проследить процесс формирования континентальной коры с фиксацией структурно-формационных комплексов океанической, переходной и континентальной стадий.

Впервые океанические комплексы появились в связи со становлением каледонских структур. Изучение состава и строения, вертикального и латерального рядов каледонских формаций позволило выявить ассоциации формаций, которые возникли в срединной, краевой и континентальной частях каледонского палеоокеанического бассейна, а также на его эпиконтинентальном шельфе (в пределах Тувино-Монгольского массива). В западной части Монголии в пределах Озерной зоны, где наиболее широко проявлены эти формации, в едином латеральном ряду с запада на восток сменяют друг друга следующие наиболее характерные близкие по возрасту позднерифейские-раннекембрийские формации [Дергунов, 1989]: зеленокаменных базальтов и кремнисто-сланцевая туффитовая, спилито-кератофировая и кремнистая (фтанитовая), базальт-андезит-риолитовая и туфогенно-терригенная, а затем терригенно-карбонатная и кремнисто-карбонатная фосфоритоносная. Последние формации соответствуют эпиконтинентальному шельфу. Особое место среди этих формаций принадлежит олистостромам, роль которых увеличивается по мере приближения от срединной к краевым частям бассейна.

Собственно океаническую стадию каледонид представляют офиолитовые ассоциации позднего рифея-раннего кембрия (600 млн лет): зеленокаменные базальты, спилиты и кератофиры, ассоциирующиеся с гипербазитами и кремнистыми сланцами. Среди офиолитовых магматических ассоциаций, по данным К.Б. Кепежинскас и др. [1987], выявлены породы толеитовой и известково-щелочной серий, а также бониниты и марианиты. Подобные ассоциации пород типичны для современных островных дуг и окраинных морей. Это заставляет пересмотреть однозначную геодинамическую интерпретацию офиолитов как океанической коры геологического прошлого, сформированной в палеозонах срединно-океанических хребтов (СОХ). По вещественным параметрам океанический характер этой коры не подвергается сомнению, но ее геодинамическая интерпретация несколько меняется. По индикаторным магматическим ассоциациям она приближается к переходной стадии и фиксирует условия не только растяжения, но и сжатия. Чтобы не вносить неопределенности в установившиеся понятия стадий формирования континентальной коры, мы сохраняем термин "океаническая стадия" для офиолитов, но смысл его дополняем: это не только процесс деструкции более ранней коры и новообразование океанической, как это бывает в системах СОХ, но и новообразование континентальной коры по пути, известному в юных океанических островных дугах.

Океаническая стадия позднего рифея-раннего кембрия в раннем палеозое сменяется переходной стадией, индикаторами которой являются терригенные формации олигомиктовых флишоидных турбидитов большой (5-6 км) мощности, ранние молассы, а также тоналит-плаггиогранитная, гранодиоритовая и гранодиорит-гранитовая магматические формации. Терригенные формации отвечают заключительным стадиям развития раннекаледонского морского бассейна и распро-

странены в пределах Монгольского и Гобийского Алтая. В окраинах этого реликтового бассейна известны олистостромы, указывающие на проявление значительных горизонтальных движений, особенно в конце кембрия. Магматические формации распространены в участках, где отсутствовала морская седиментация. Массивы тоналит-плагиогранитовой формации тяготеют исключительно к Озерной зоне с предшествующей океанической корой, а две другие — к крайним участкам блоков с континентальной корой, граничащей с офиолитами. Магматизм переходной стадии Озерной зоны в раннем палеозое ближе всего к магматизму обстановок развитых островных дуг, а магматизм континентальных блоков — к обстановкам зрелых островных дуг и активных континентальных окраин (АКО) с поясами батолитообразных гранитоидов. Магматические ассоциации раннего палеозоя фиксируют полное прекращение условий растяжения в пределах прежних бассейнов на месте офиолитов даже в пределах окраинных морей и смену их условиями сжатия. В конце раннего палеозоя (ордовик) на всей территории Северного мегаблока наступает континентальная стадия со всеми ее признаками, обоснованными А.А. Моссаковским [1975]. Начало ее в магматическом аспекте фиксируется внедрением упоминавшихся громадных массивов пород гранодиорит-гранитовой формации. Этим, видимо, завершился первый полный цикл формирования континентальной коры на территории МНР, приведший к приращению Северного мегаблока к Азиатскому Палеоконтиненту.

Второй такой цикл привел к континентализации почти всего Южного мегаблока. Однако особенность этого цикла заключается не только в последовательном превращении океанической коры герцинид Южной Монголии в континентальную, но и в относительно синхронной с этими стадиями и последовательной переработке континентальной коры Северного мегаблока.

Развитие Южно-Монгольских герцинид в общем виде сводится к следующему [Руженцев, Бадарч, Вознесенская, 1985]. В ордовике южный край каледонского континента был раздроблен системой прогибов. В Гобийском Алтае эти прогибы формировались на ультрабазитовом основании и заполнялись олигомиктовыми терригенными формациями. На обрамляющих поднятиях накапливались мелководные органогенные известняки. Близкое строение имела и Южно-Гобийская зона. Разделяющая эти зоны Заалтайская зона в ордовике и раннем силуре представляла палеоокеанический, прогиб, выполненный офиолитовым комплексом. Реликты этого комплекса, соответствующие океанической коре этого времени, сохранились местами в виде меланжа, трансгрессивно перекрытого силурийско-девонскими вулканогенно-кремнистыми отложениями.

Начиная с конца силура в пределах герцинской области условия растяжения сменяются обстановками сжатия, и территория вступила в переходную стадию развития. Эта стадия фиксируется проявлениями базальтовой, андезитобазальтовой, андезитовой и гранодиоритовой формаций, ассоциирующихся местами с терригенными формациями и возникших в условиях островных дуг. В междугубых бассейнах накапливались терригенные (чаще граувакки), туфагенно-терригенные и флишевые (вулканомиктовые) формации.

Синхронно с процессами переходной стадии в Южной Монголии отмечается интенсивный магматизм и формирование континентальной молассы в Северном мегаблоке. Большая часть зоны перехода между Южным и Северным мегаблоками была практически амагматичной, что, возможно, обусловлено проявлением здесь условий растяжения, фиксируемых, в частности, в раскрытии морского Хангай-Хэнтэйского прогиба с терригенным выполнением. В районе Монгольского Алтая формировался краевой магматический пояс с известково-щелочным магматизмом, а в северной части Западной Монголии образовались локальные континентально-рифтогенные структуры с субщелочным и щелочным магматизмом. Магматические комплексы повсеместно ассоциируют с красноцветной молассой. Соотношения терригенных и вулканогенных пород обычно сильно варьируют по площади.

К концу раннего карбона континентальная стадия охватила почти всю территорию Южной Монголии, за исключением позднегерцинской Солонкерской зоны. Формирование континентальной коры в ее пределах охватывает третий цикл. В ее пределах структурно-формационный комплекс океанической стадии представлен вулканогенной-яшмовой толщей (офиолитовый комплекс) конца карбона-начала перми. На протяжении большей части пермского периода зона развивалась в режиме переходной стадии. В это время здесь возникли терригенные, карбонат-терригенные и олистостромовые формации. В континентальную стадию регион вступил в конце перми после формирования в его пределах покровно-складчатой структуры.

Синхронно с развитием Солонкерской зоны в пределах Северного мегаблока протекали бурные магматические процессы. Они были типично континентальными и привели к образованию окраинных магматических поясов, сводовых поднятий и крупных гранитных батолитов. Одновременно с магматизмом на обширных площадях происходило накопление терригенных

континентальных отложений, нередко в переслаивании с вулканическими породами. Принципиально новым дополнением к этим индикаторам континентальной стадии явился бимодальный базальт-комендин-щелочногранитоидный магматизм континентально-рифтогенных структур, очень широко развитый в позднем палеозое и сменяющий во времени известково-щелочные серии окраинных магматических поясов. Этим циклом завершился процесс формирования континентальной коры в Монголии. В мезазое происходила только ее тектоно-магматическая переработка.

Таким образом, образование континентальной коры, фиксируемое по наступлению континентальной стадии в зонах с корой океанического типа, в основании, сопровождается, начиная с девона, интенсивным континентальным магматизмом в прилегающих стабильных областях с широким развитием известково-щелочных магматических серий окраинных поясов и столь же широким распространением терригенной молассы. Они сменяются во времени более распространенными базальт-комендит-щелочногранитоидными ассоциациями континентальных рифтов и широко развитыми гранит-лейкогранитовыми формациями нормального и субщелочного рядов.

Начиная с позднего палеозоя, практически вся территория Монголии развивалась в континентальном режиме.

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ОБРАЗОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ В ФАНЕРОЗОЕ МОНГОЛЬСКОГО СЕКТОРА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Докембрийская история Монголии изучена еще недостаточно, поэтому мы здесь остановимся на характеристике геодинамических обстановок для фанерозойских геологических формаций с привлечением данных по сопредельным территориям [Коваленко, Зайцев, Ярмолюк и др., 1983; Коваленко, Ярмолюк, 1990].

Фанерозойская история Монголии начинается с венда или конца позднего рифея. Как было показано выше, именно в это время докембрийское кристаллическое основание было расколото и между его фрагментами возникли океанические бассейны, фиксируемые в современной структуре Северной Монголии многочисленными офиолитовыми поясами. В пределах бассейнов изливались базальты, накапливались кремнистые сланцы, но также формировалось их меланократовое основание, показателями которого служат гипербазиты, габброиды полосчатого комплекса и комплексы параллельных даек. В последние годы в составе офиолитовых ассоциаций наряду с породами толеитовой серии были обнаружены известково-щелочные породы и бониниты [Кепежинскас, Кепежинскас, Зайцев, 1987]. Как известно, эти породы являются индикаторами обстановок окраинный бассейн-юная островная дуга, в которых формируются не только океаническая, но и первая континентальная кора. Таким образом, около 600 млн. лет назад в регионе существовали окраинные моря и островные дуги и разделяющие их микроконтиненты с дорифейской корой.

Ранний палеозой. К началу раннего палеозоя произошло замыкание раннекаледонских офиолитовых прогибов в Северной Монголии с формированием на их месте формаций переходной стадии развития земной коры: терригенных формаций в остаточных бассейнах, ранней молассы, а также магматических формаций — тоналит-плагиогранитовой, гранодиоритовой и гранодиорит-гранитовой. Интрузивные массивы магматических формаций часто размещаются в виде поясов по обрамлению закрывшихся прогибов. Имеется определенная аналогия таких поясов с магматическими поясами современных активных континентальных окраин, что позволяет предполагать существование в это время зон субдукций, погружавшихся под континентальные блоки. Таким образом, в раннем палеозое магматизм фиксирует появление более зрелой по сравнению с юными островными дугами сиалической коры на месте и особенно по обрамлению древних океанических (офиолитовых) бассейнов. К раннему палеозою относится также начало формирования бассейнов с океанической корой в Южной Монголии.

Средний палеозой. В это время на территории Монголии четко обособились два блока (рис.38): континентальный (Северная Монголия) и океанический (Южная Монголия). Завершающая стадия формирования континентальной коры в Северной Монголии (каледонские структуры) относится к рубежу силура и девона [Моссаковский, 1975]. Для этого рубежа характерны интенсивные проявления складчатости, метаморфизма, гранитизации, а также покровные перемещения, факт которых установлен по крайней мере для юго-восточной части Алтае-Саянской складчатой области [Моссаковский, Дергунов, 1983]. В геодинамическом плане эта складчатость была вызвана процессами, которые происходили в сопряженных океанических бассейнах — в новообразованном среднепалеозойском Иртыш-Зайсанском и в пределах Южно-

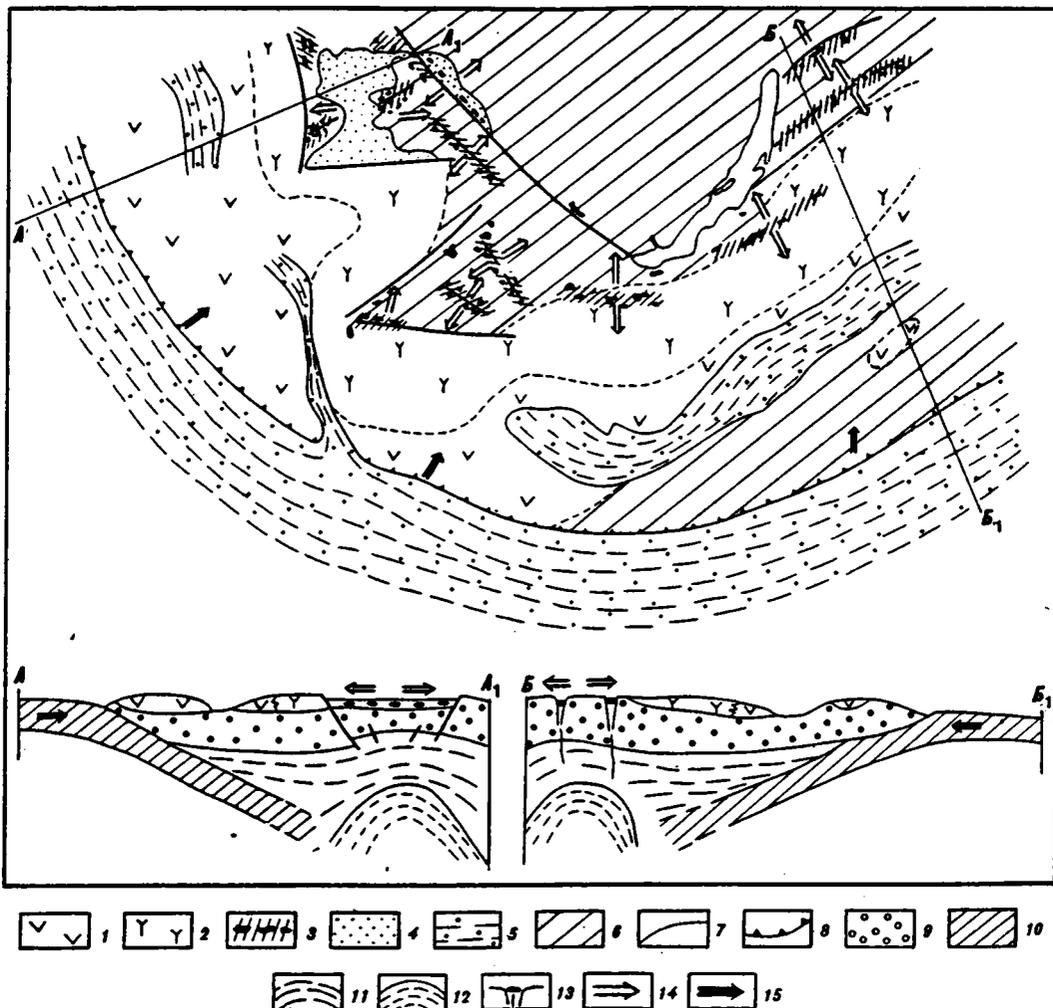


Рис. 38. Палеогеодинамическая схема Центрально-Азиатского пояса для среднего палеозоя.

1-4 - ареалы распространения магматических пород: нормального (1), субщелочного (2), щелочного (3) рядов, 4 - субщелочного и щелочного рядов, нерасчлененных, 5 - области морской седиментации; 6 - области, развивавшиеся в континентальном режиме; 7 - границы магматических областей; 8 - граница активной континентальной окраины; 9 - континентальная литосфера; 10 - океаническая литосфера; 11 - астеносфера; 12 - мантийный диапир; 13 - континентальные рифты; 14,15 - векторы: 14 - растяжения, 15 - сжатия.

Монгольской ветви Палеотетиса. Окончательное формирование континентальной коры в Северной Монголии произошло в девоне и было связано с процессами ширококомасштабного магматизма и интенсивного континентального осадконакопления (красноцветной массы). В результате здесь вдоль границ с палеоокеаническими бассейнами возник крупный краевой вулканоплутоновый пояс. Этот пояс характеризуется зональным распределением пород различной щелочности, типичным для активных континентальных окраин (АКО) андийского типа. Данные по размещению в этом поясе пород близкого состава, но с разными содержаниями  $K_2O$ , позволили И.В.Гордиенко [1987] по методу В.Диккинсона и Т.Хазертон реконструировать зону субдукции. Она погружалась под континент со стороны морских бассейнов до глубин в 250-300 км под тыловыми участками АКО. Процессы субдукционного магматизма завершили формирование каледонской континентальной коры и обусловили зрелое (жесткое) состояние последней. В результате кора приобрела способность к крупным деформациям. Ими, в частности, обусловлен раскол в тыловой части краевого пояса, возникновение здесь континентальных рифтовых структур со щелочным магматизмом и крупными накоплениями красноцветных обломочных пород.

Поздний палеозой характеризовался дальнейшим развитием АКО Палеотетиса. Тектонические события в конце среднего палеозоя и в самом начале позднего палеозоя привели к закрытию Иртыш-Зайсанского морского бассейна. В это же время произошла аккреция к каледонскому континенту области Южно-Монгольских герцинид, где к этому времени завершилось фор-

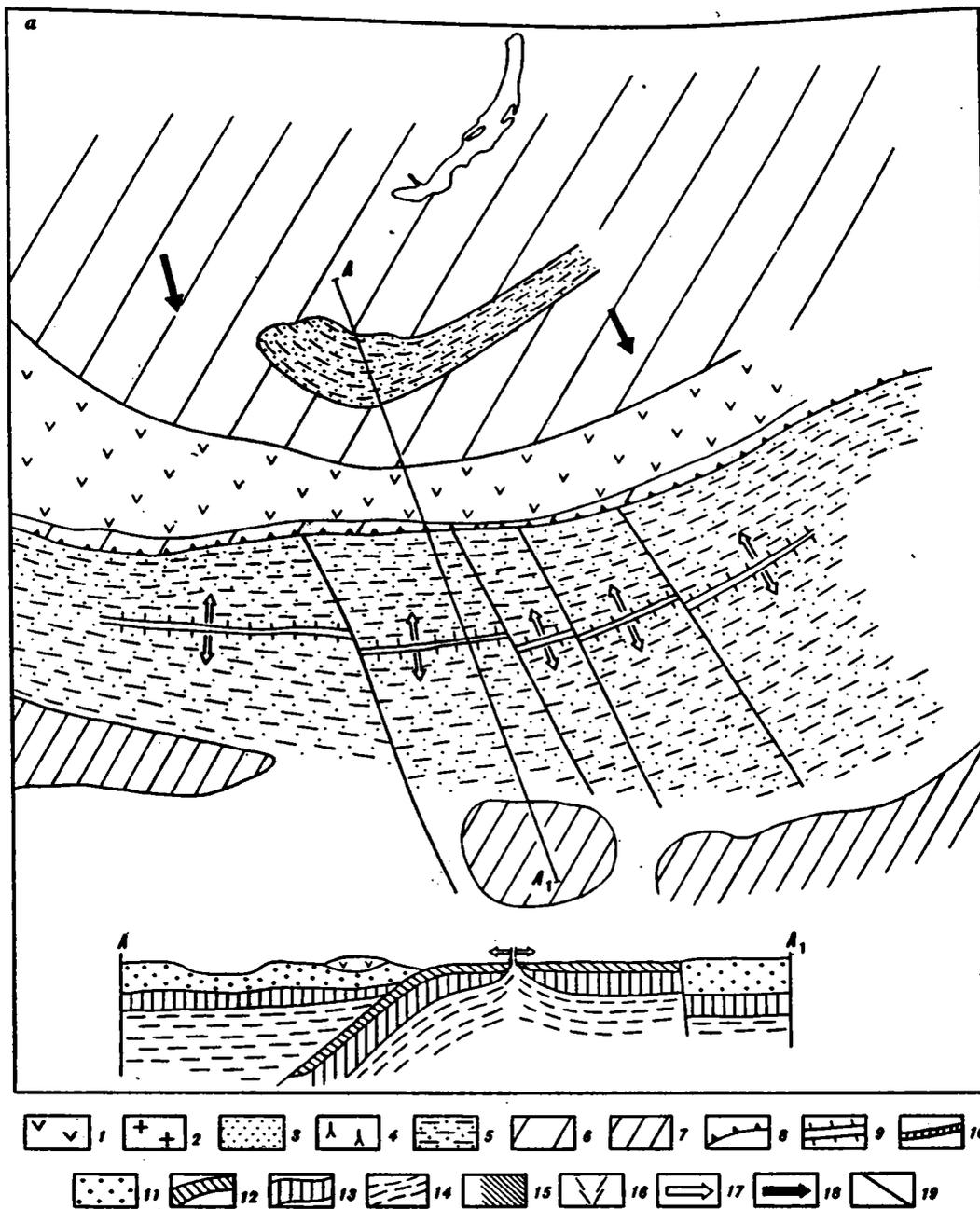


Рис. 39. Палеогеодинамические схемы Центрально-Азиатского и Монголо-Охотского поясов для позднего палеозоя и мезозоя.

а - нижний-средний карбон; б - верхний карбон-нижняя пермь; в - конец нижней перми; г - верхняя пермь; д - ранний мезозой; е - поздний мезозой; 1-5 - области распространения: 1 - вулканических полей краевых вулканических поясов; 2 - батолитового магматизма, 3 - щелочных пород (рифтогенные области), 4 - "распыленного" магматизма известково-щелочной, субщелочной и щелочной серий, 5 - морской седиментации; 6 - области, развивающиеся в континентальном режиме; 7 - срединные массивы ("микроконтиненты"); 8 - граница активной континентальной окраины; 9 - спрединговые зоны; 10 - коллизионный шов; 11 - континентальная кора; 12 - океаническая кора; 13 - литосферная мантия; 14 - астеносфера; 15 - зоны суживания; 16 - рифтовые зоны; 17, 18 - векторы: 17 - растяжения, 18 - сжатия (размеры векторов отражают относительную величину); 19 - трансформные разломы.

мирование коры переходного типа. Граница с Палеотетисом сместилась к югу и проходила по северному краю Солонкерской зоны позднепалеозойского Палеотетиса. На протяжении раннего и среднего карбона характер взаимодействия Палеотетиса и континента отвечал таковому на активных окраинах андийского типа. Это привело к образованию на территории Южной Монголии краевого вулканического пояса с породами дифференцированного комплекса (рис.39а). Параметры палеозоны субдукции, оцененные по изменению щелочности пород краевого пояса, соответствуют ее сравнительно крутому (около 45°) погружению под континент [Ярмолюк, Коваленко, 1982]. На территории Северной Монголии в это время существовал Хангай-Хэнтэйский остаточный морской прогиб.

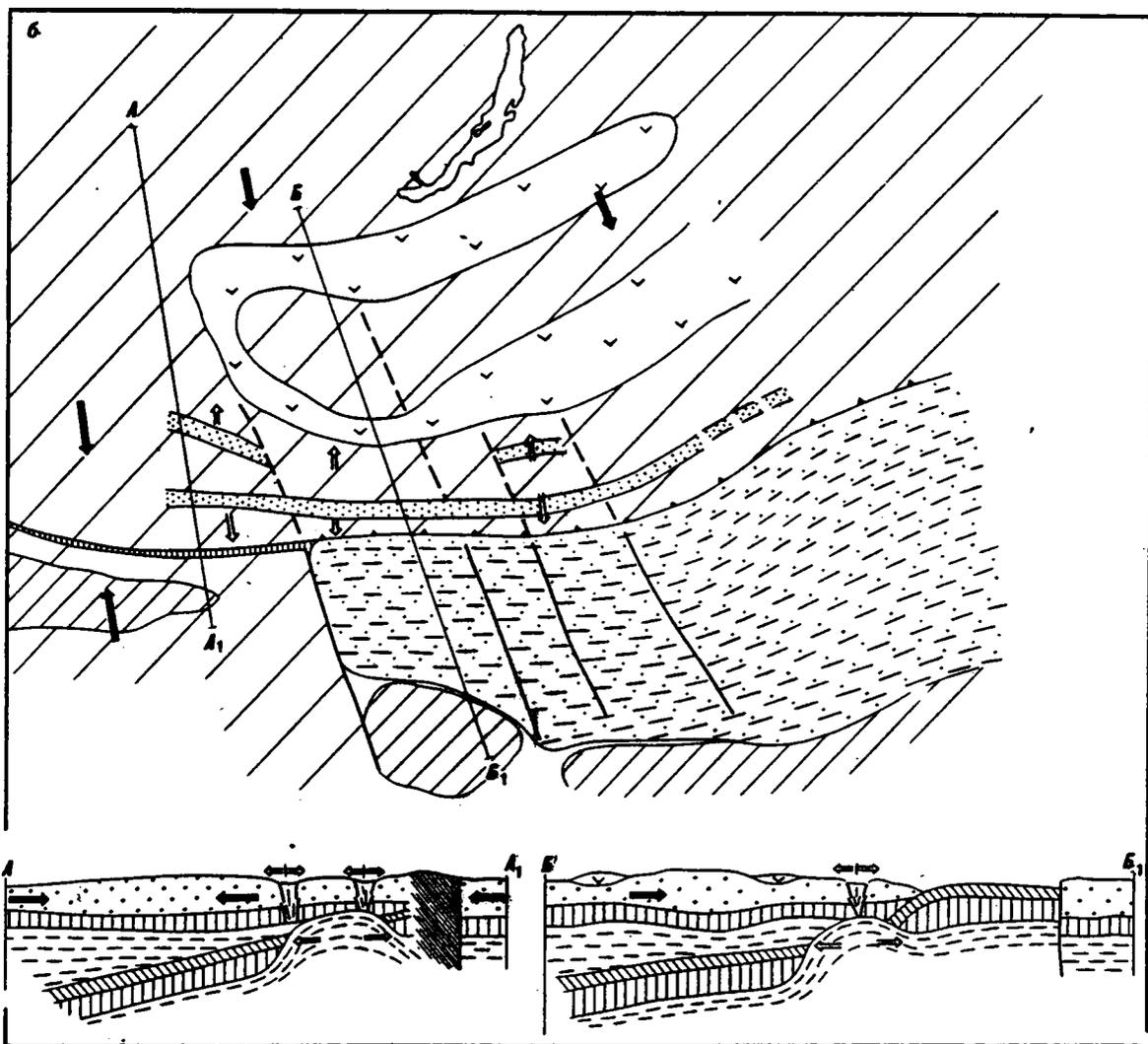


Рис. 39. (продолжение)

Как мы полагаем, в результате столкновения и последующего перекрытия палеоконтинентом срединного центра Палеотетиса [Коваленко, Моссаковский, Ярмолюк, 1983] в конце карбона обстановка на АКО изменилась. Это перекрытие распространилось прежде всего на находившуюся в северной части океанического бассейна зону субдукции океанической коры. В связи с этим в Центральной и Северной Монголии в ранней перми возникла система крупных прогибов, выполненных обломочными и вулканическими породами. Магматическая деятельность имела характер окраинно-континентального типа и представлена породами дифференцированного комплекса (рис.396). Существующая зональность в распределении различных по щелочности магматических пород в строении возникшего ареала отвечает зоне субдукции, погружавшейся под континент под углами 15-20° [Коваленко, Моссаковский, Ярмолюк, 1983; Коваленко, Ярмолюк, Моссаковский, 1989]. Особо отметим существование в пределах магматического ареала амагматичной Хангай-Хэнтэйской зоны. Она соответствовала закрывающемуся к этому времени Хангай-Хэнтэйскому ранне-среднекарбонному морскому прогибу. Мы допускаем, что большая мощность отложений в прогибе препятствовала поступлению магматических продуктов на поверхность.

Одновременно с перестройкой субдукционной системы в Южной Монголии, т.е. на самом краю континента, возникли рифтовые зоны с бимодальным и щелочногранитным магматизмом. Эти зоны рассматриваются как проекции воздействия перекрытого срединного центра. Во времени с конца позднего карбона и до поздней перми зоны проявления рифтогенного магматизма перемещались вглубь континента, по мере встречного движения Северо-Азиатской и Китайской континентальных плит и при этом прекращали проявления дифференцированного магматизма [Ярмолюк, 1983; Ярмолюк, Коваленко, 1991].

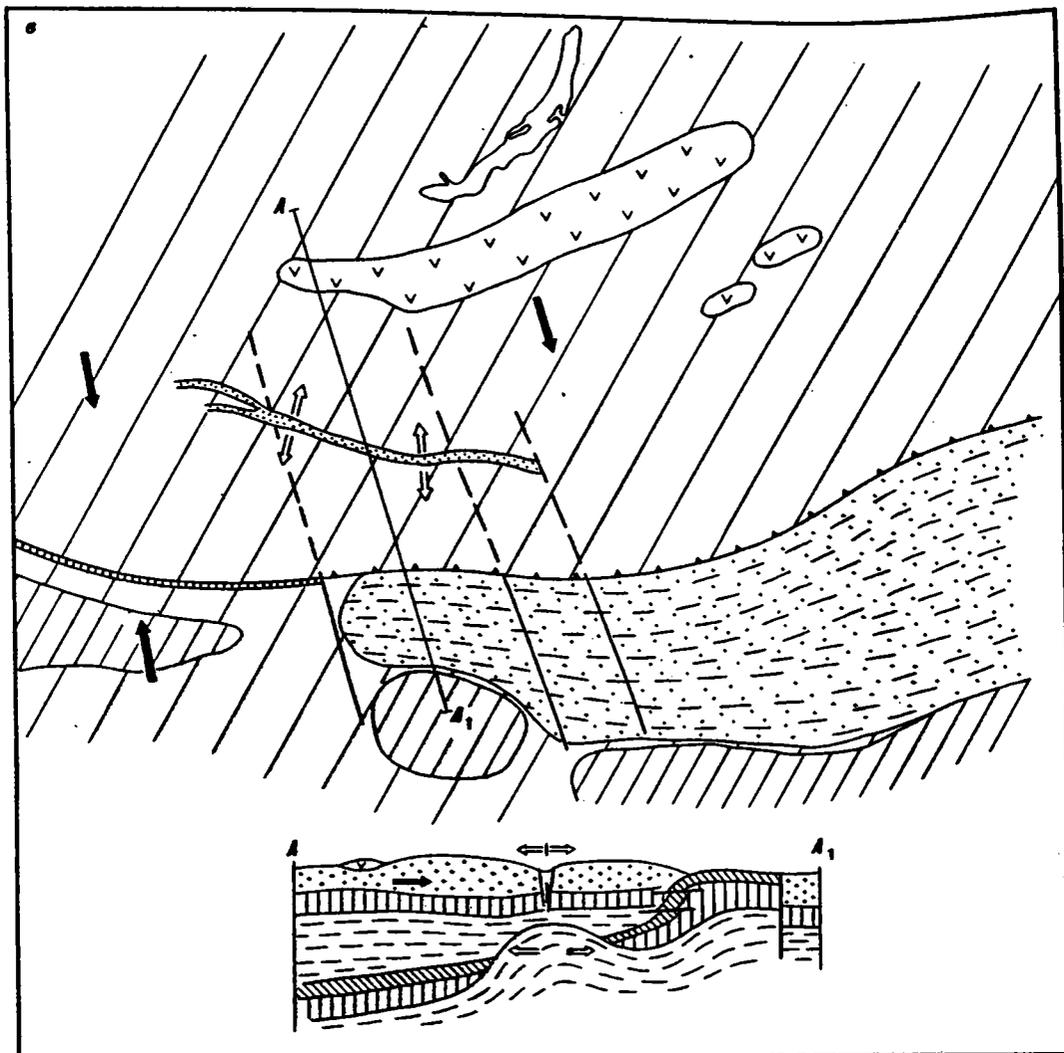


Рис. 39. (продолжение)

Таким образом, возникновение рифтовой системы было связано с продолжающейся коллизией континентальной литосферы и спредингового центра Палеотетиса, вовлеченного в зону субдукции. Развитие этой коллизионной обстановки имеет много общего с калифорнийской коллизионной обстановкой, возникшей на западе США в результате столкновения Восточно-Тихоокеанского поднятия и активной континентальной окраины материка [Christiansen, Lipman, 1972]. Вследствие этого мы рассматриваем эту обстановку как аналог калифорнийской. Возникшие рифтовые зоны с бимодальным и щелочным магматизмом сопоставляются с рифтовой областью Провинции Бассейнов и Хребтов, а Северо-Гобийская зона щелочного магматизма в Центральной Монголии, сопровождавшаяся морской седиментацией в пределах Джергалантуингольского узкого морского залива, по-видимому, может рассматриваться как аналог Калифорнийского залива.

В отличие от калифорнийской обстановки, где со стороны Тихого океана с континентом граничит океаническая плита, дальнейшее развитие событий в позднем палеозое Монголии было осложнено континентальной коллизией Северо-Азиатского и Китайско-Корейского континентов. В первую очередь оно привело к прекращению субдукции и соответственно связанного с ней магматизма тех сегментов, где произошло столкновение континентальных литосферных плит. Вероятно, континентальная коллизия произошла вначале на участке, лежащем к югу от Монгольского Алтая и Озерной зоны, где отсутствуют проявления пермского магматизма, а затем она распространилась на более восточные районы. Возможно, что отражением коллизионных процессов является формирование пермско-триассовых амагматичных молассовых прогибов (Ноенского, Баянобинского, Хара-Аргалинтинского).

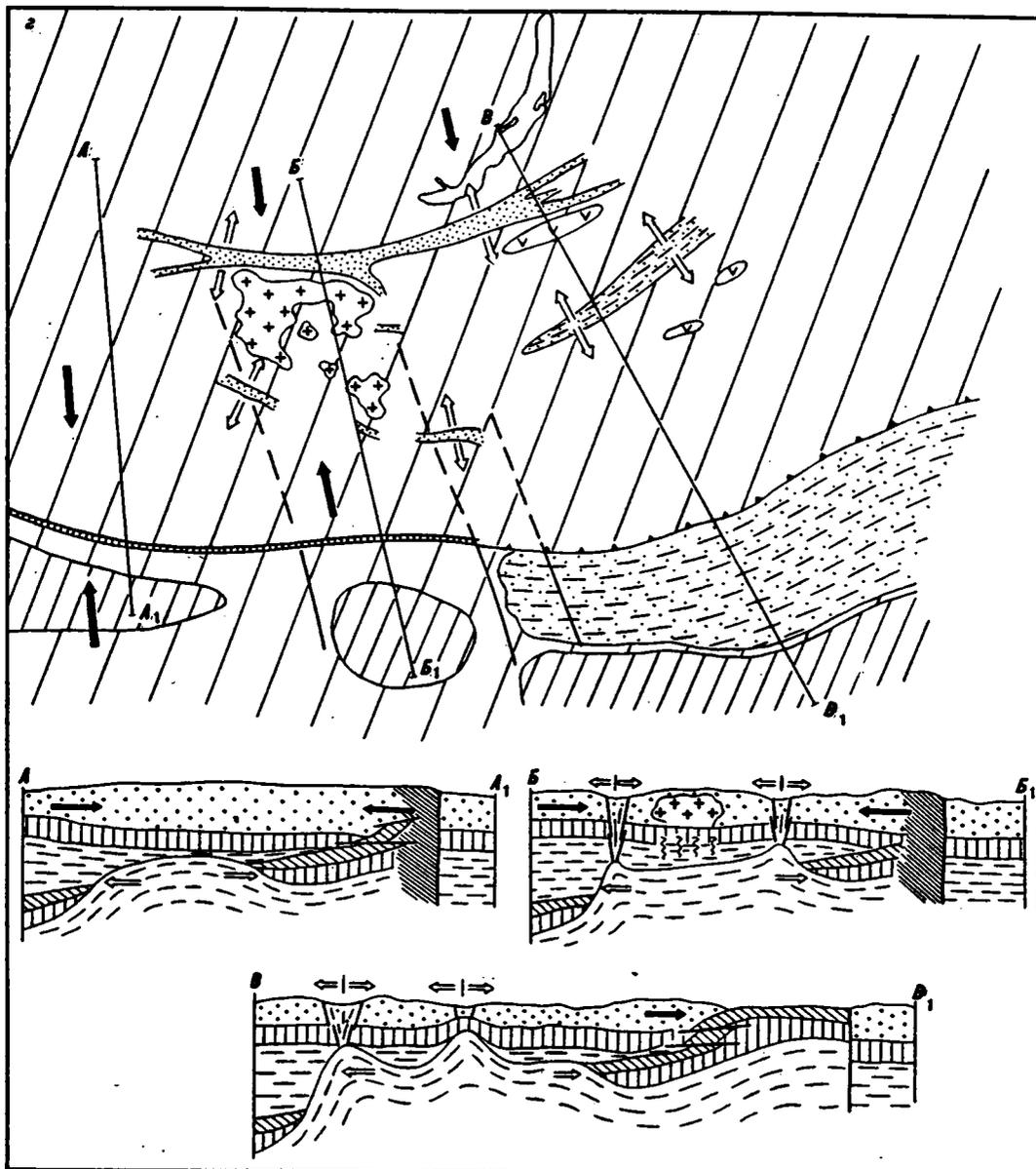


Рис. 39. (продолжение)

Процесс подобного сложного коллизионного развития, включавшего коллизию Северо-Азиатского континента со спрединговым центром Палеотетиса и Китайско-Корейским континентом, протекал с конца позднего палеозоя и в мезозое. Этот процесс, который мы рассматриваем в целом как коллизионную обстановку монголо-охотского типа, характеризовался прежде всего сегментированным развитием структуры коллизионного пояса, т.е. преобладанием того или иного типа коллизии в различных его участках. Выделяется ряд стадий, отвечающих последовательному скачкообразному сокращению области проявления магматизма в пределах пояса и соответственному усилению в остальных его участках режима собственно континентальной коллизии.

Пермская стадия (рис.39в,г). Магматические образования проявились на территории Монголии и Забайкалья в пределах сегмента, ограниченного на западе Дзавханским торцевым разломом, к западу от которого располагалась амагматичная часть коллизионного пояса (Озерная зона, Монгольский Алтай), отвечающая доминирующей континентальной коллизии. Вблизи западной границы сегмента возник крупный Хангайский батолит, к югу и северу от него протянулись субширотные вулканические пояса с известково-щелочными и субщелочными

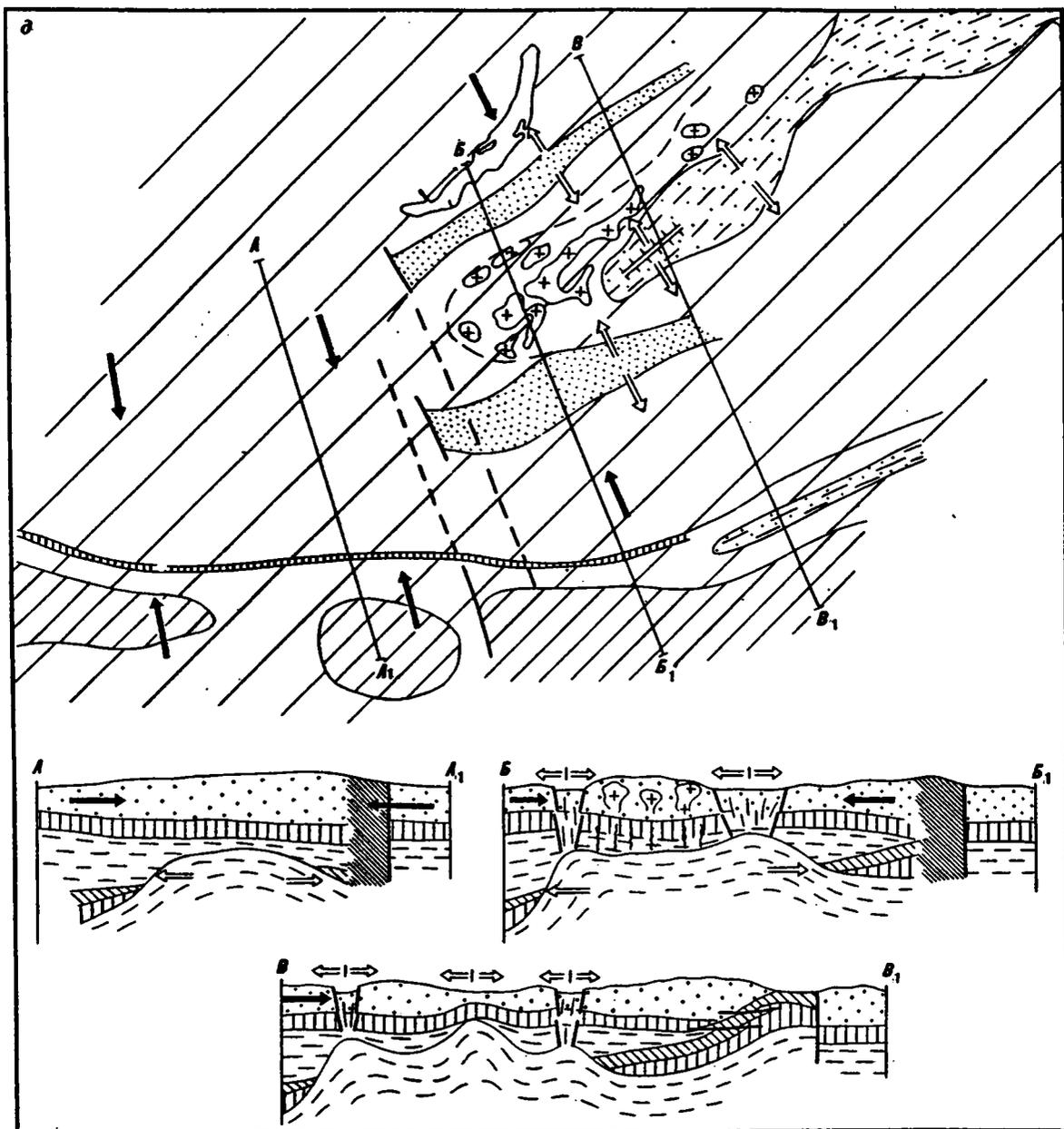


Рис. 39. (продолжение)

магматическими породами и сопровождающими их терригенными отложениями. Завершают развитие этих поясов зоны рифтогенеза со щелочными образованиями, связанные с процессами коллизии типа континент-срединно-океанический хребет. Процессы растяжения охватили и другие участки территории между вулканическими поясами к востоку от Хангайского батолита. Так, уже на восточном окончании Центрального Хангая появляются изолированные ареалы щелочного магматизма, связанные с рассредоточенными грабенами. Вдоль северного борта Северо-Гобийской впадины с морскими осадками поздней перми, непосредственно перед заложением морского прогиба, формируется пояс северо-гобийских щелочных магматических пород — комендитов, пантеллеритов, щелочных гранитов, который образовался в условиях растяжения, фиксируемого дайковыми поясами восток-север-восточного простирания. На продолжении этой структурной зоны, далее к востоку, начиная с поздней перми, закладывался и развивался Джаргалантуинский морской прогиб с контрастным вулканизмом. Эта система морских прогибов и ассоциирующих с ними щелочных и контрастных магматических серий рассматривается нами как аналог Калифорнийского залива.

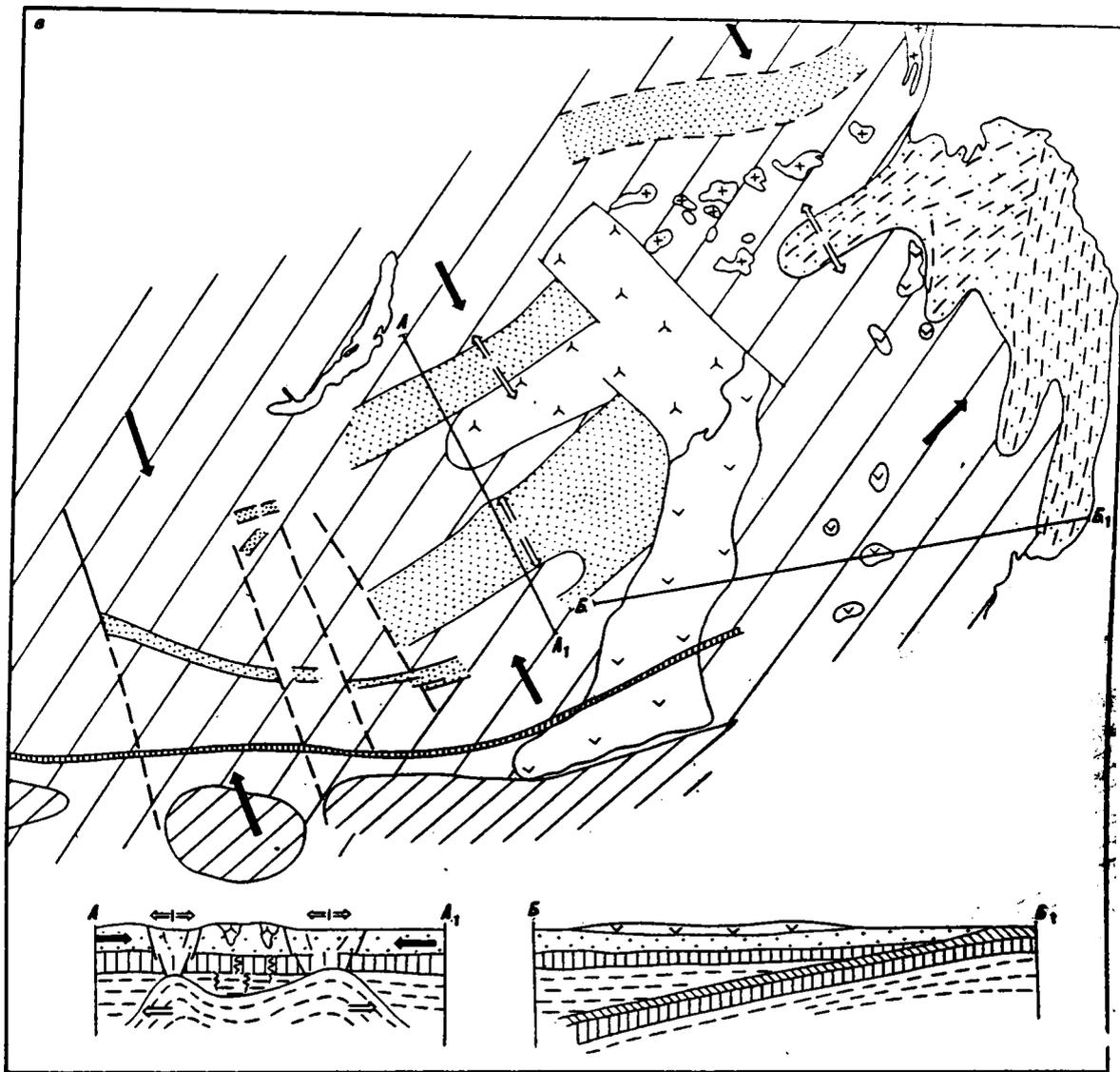
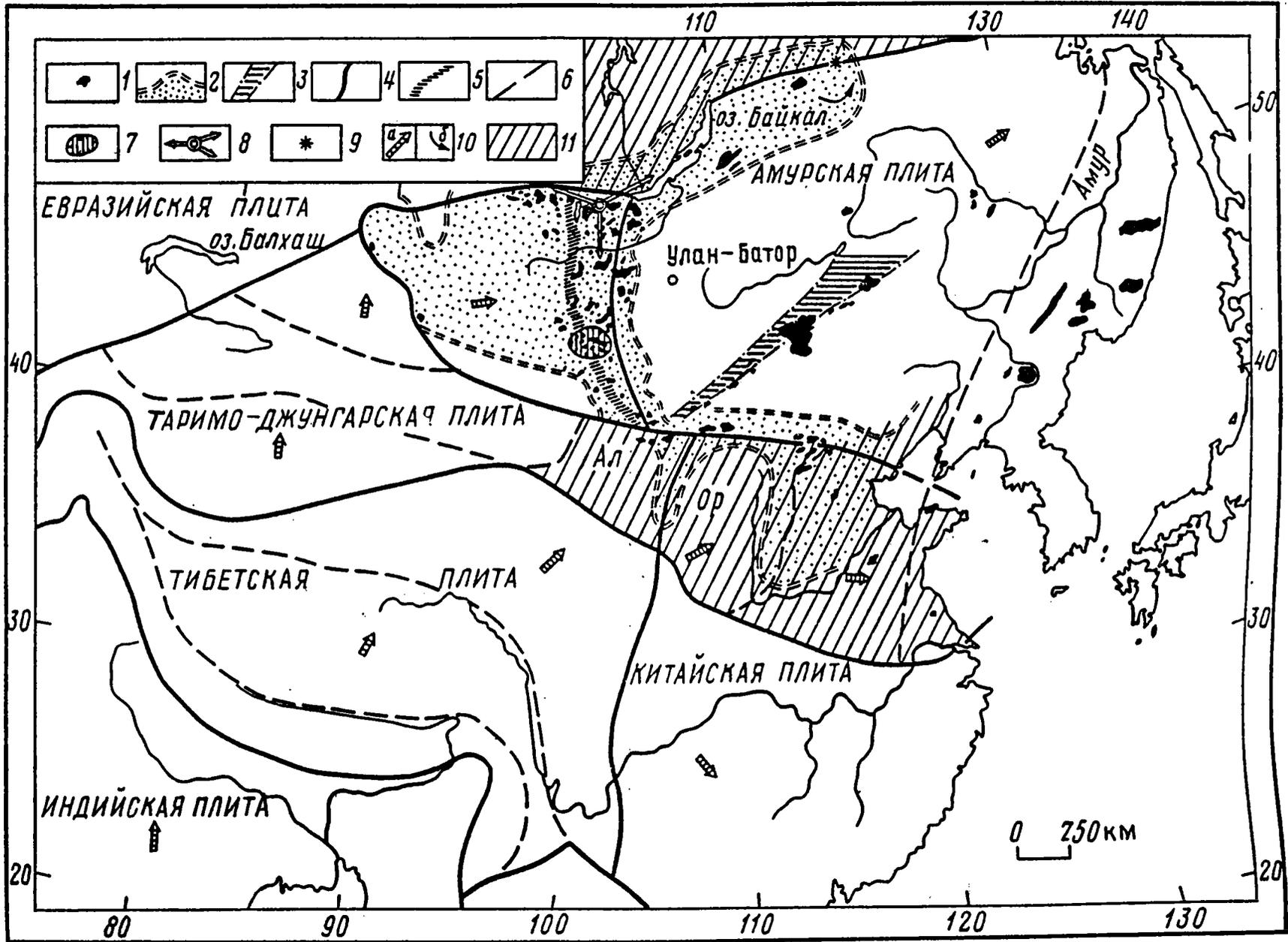


Рис. 39. (окончание)

Раннемезозойская стадия (рис.39д). Коллизия континентального типа в это время, по-видимому, преобладала на большей части Западной Монголии, ограниченной с востока Восточно-Хангайским разломом. Магматические проявления здесь отсутствовали, но существовали отдельные впадины, выполненные молассовой формацией. Восточнее Восточно-Хангайского разлома в развитии коллизионных процессов по-прежнему значительная роль принадлежала взаимодействию континентальной литосферы и перекрытому спредингового центра Палсотетиса, значение которого возрастало к востоку. Вблизи границы между этими двумя крупными секторами коллизионного пояса в это время возник Хэнтэйский батолит (известково-щелочные гранитоиды), окаймленный с севера и юга поясами известково-щелочных и субщелочных пород и во внешней зоне — поясами щелочных пород, а также авулканическими терригенными прогибами. Элементом зональности тектоно-магматического ареала является расположенный за пределами Монголии морской Ингода-Шилкинский прогиб Монголо-Охотского пояса с толлитовым вулканизмом, габбро-плагриогранитами, занимающий осевую позицию в строении восточной части раннемезозойского сегмента коллизионного пояса [Мезозойская и кайнозойская..., 1975]. Время заложения прогибов, возможно, отвечает заключительным этапам предыдущей стадии, а их возникновение, вероятно, связано с более широким раскрытием прогибов "калифорнийского" типа.

Позднемезозойская стадия (рис.39е). В позднем мезозое практически по всей территории Монголии возникла система впадин, выполненная континентальной молассой, и



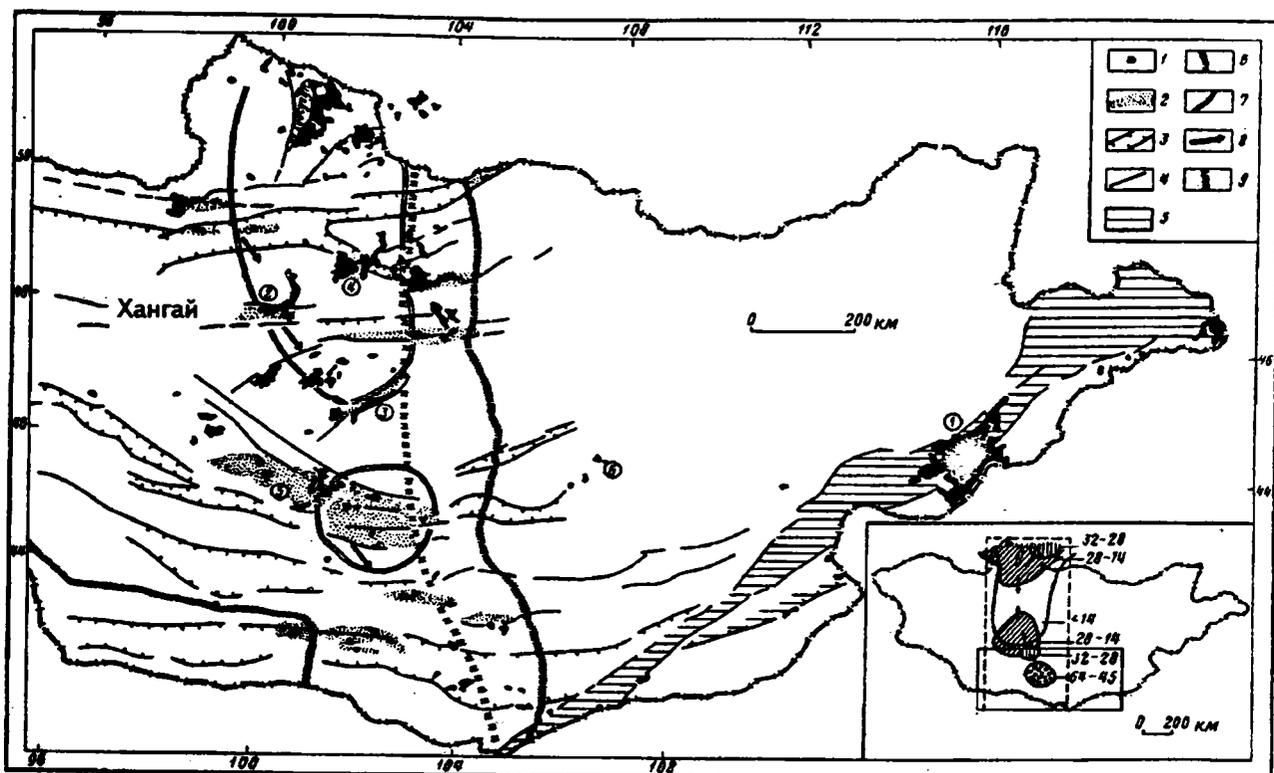


Рис. 41. Схема размещения кайнозойских базальтов на территории Монголии.

1 - базальтовые поля; 2 - позднекайнозойские долины с базальтовым магматизмом; 3 - рифтовые структуры позднего палеозоя и позднего мезозоя, фиксирующие ослабленные зоны литосферы; 4 - разломы; 5 - Дзунбаинско-Тамцагский прогиб; 6 - граница развития аномальной мантии с глубиной залегания менее 100 км, по [Зорин и др., 1988; Ма, Wu, 1987]; 7 - то же, для глубин менее 50 км [Зорин и др., 1988]; 8 - векторы перемещения, связанного с вращением Амурской плиты; 9 - современная западная граница Амурской плиты, по [Зоненшайн, Савостин, 1979].

На врезке - области разновозрастного вулканизма (показаны разным крапом). Цифрами отмечен возраст пород в млн лет, стрелками - направление перемещения центров вулканизма, пунктирным контуром ограничена площадь Рис. 42, сплошным контуром - площадь рис. 44 и 45.

разделяющих их поднятий. Магматическая деятельность проявилась в Восточной Монголии преимущественно в форме вулканических излияний. Продукты вулканизма накапливались в пределах системы северо-восточных грабенов, образуя крупный Восточно-Монгольский вулканический пояс, который протягивается на северо-восток за пределы Монголии. Этот пояс представляет юго-западный фрагмент обширного магматического ареала, который охватывал значительные пространства востока Азии и в основных чертах повторял зонально построенный раннемезозойский ареал, но только смещенный к востоку [Мезозойская и кайнозойская..., 1975]. Изменения положения магматического ареала, по нашему мнению [Коваленко, Ярмолюк, 1990], обусловлены тем, что к позднему мезозою континентальная коллизия произошла вдоль всей границы Северо-Азиатского и Китайско-Корейского материков. Усилия, связанные с их встречным движением, передавались во внутренние участки континентов и способствовали развитию континентальной коллизии уже в пределах Монголо-Охотского пояса. Преобладающее их воздействие ощущается вплоть до территории Восточного Забайкалья.

Восточнее, в Приамурье, по-прежнему существовал морской прогиб (Удский) с андезитами, габбро, гранодиоритами и гранитами.

Магматические образования этой стадии, как и на более ранних, образуют зональный ареал. В осевой его части, приходящейся на обрамление и замыкание Удского прогиба, размещены

Рис. 40. Схема размещения позднекайнозойских базальтов Центральной и Восточной Азии.

1 - поля распространения кайнозойских базальтов; 2 - область развития аномальной мантии с глубиной залегания менее 100 км, по [Зорин и др., 1988; Ма, Wu, 1987]; 3 - Дзунбаинско-Тамцагская система прогибов; 4 - границы плит и микроплит, по [Зоненшайн, Савостин, 1979; Ма, 1988]; 5 - западная граница Амурской плиты в миоцене; 6 - границы континентальных блоков; 7 - Южно-Хангайская "горячая точка"; 8 - предполагаемая Южно-Байкальская "горячая точка"; 9 - полюс вращения Амурской плиты, по [Зоненшайн, Савостин, 1979]; 10 - векторы перемещения плит относительно Евразийской плиты (а), направления вращения Амурской плиты, по [Зоненшайн, Савостин, 1979] (б); 11 - платформенное обрамление Центрально-Азиатского складчатого пояса и континентальные блоки: Ал-Алашаньский, Ор-Ордосский.

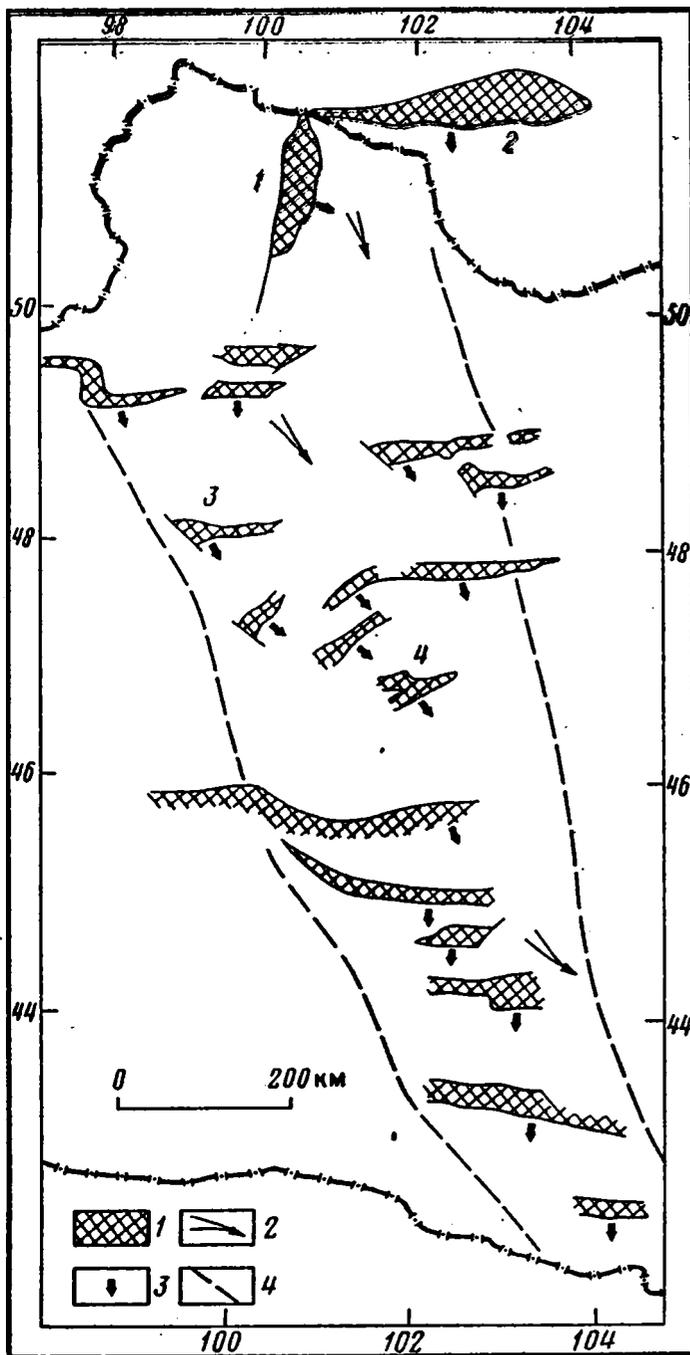


Рис. 42. Схема размещения позднекайнозойских магмоконтролирующих структур в центральной части Монголии.

1 - магмоконтролирующие грабены; 2 - направление вектора перемещения, определяемого вращением Амурской плиты; 3 - векторы перемещения бортов грабенов; 4 - граница области сдвигово-раздвиговых дислокаций. Грабены: 1 - оз. Хубсугул, 2 - Тункинский, 3 - Тариатский, 4 - Среднеорхонский.

верной и южной границ плиты (грабены Байкальский, Тункинский, Хубсугульский, системы Шаньси). несколько иная картина наблюдается вдоль западной (меридиональной) границы плиты, приходящейся на территорию Монголии (рис.41). Проявления базальтов здесь не связаны с каким-либо хорошо выраженной тектонической структурой соответствующего простирания и приурочены к эшелонированной системе грабенов субширотного и северо-восточного простира-

гранодиорит-гранитовые массивы Становика, западнее прогиба выделяется зона "распыленного" магматизма с многочисленными массивами гранитовой и лейкогранитовой формацией и проявлениями вулканизма известково-щелочной и субщелочной серий. Зона "распыленного" магматизма проникает далеко на запад, вплоть до восточной оконечности Хэнтэя. Здесь можно провести границу между западным сегментом коллизионного пояса, где континентальная коллизия препятствовала крупномасштабным магматическим процессам, и восточным, где она не получила полного завершения, в силу чего магматизм протекает здесь достаточно широко.

Особенностью этого этапа являются крупные рифтовые пояса с бимодальным и щелочным магматизмом, которые протянулись по северной и южной (Восточно-Монгольский пояс) периферии магматического ареала и уходят далеко на запад от ядра ареала. Не исключено, что обстановка в это время осложнилась, в том числе и за счет возникновения вдоль Тихого океана активной континентальной окраины. Взаимодействие коллизионных и субдукционных сил, изменение векторов относительных перемещений для внутриконтинентальных сегментов, могли вызвать расколы в пределах коллизионного пояса с образованием микроплит и проявлением рифтогенного магматизма во вторичных зонах растяжения.

Кайнозойский этап характеризуется развитием системы неотектонических структур по всей территории Центральной Азии, включая и Монголию. Их возникновение связывается со столкновением Индостанского и Евразийской литосферных плит и образованием в зоне взаимодействия материков коллизионного пояса, разделенного в результате дробления на ряд плит и континентальных блоков [Molnar, tarponieg, 1975; Зоненшайн, Савостин, 1980].

Формирование коллизионного пояса сопровождалось образованием впадин и поднятий, а также проявлением базальтового вулканизма. В системе структур коллизионного пояса они связаны с Амурской плитой и непосредственным ее обрамлением (рис.40). В строении возникшего магматического арсала вулканизм протекал на фоне грабенообразования вдоль се-

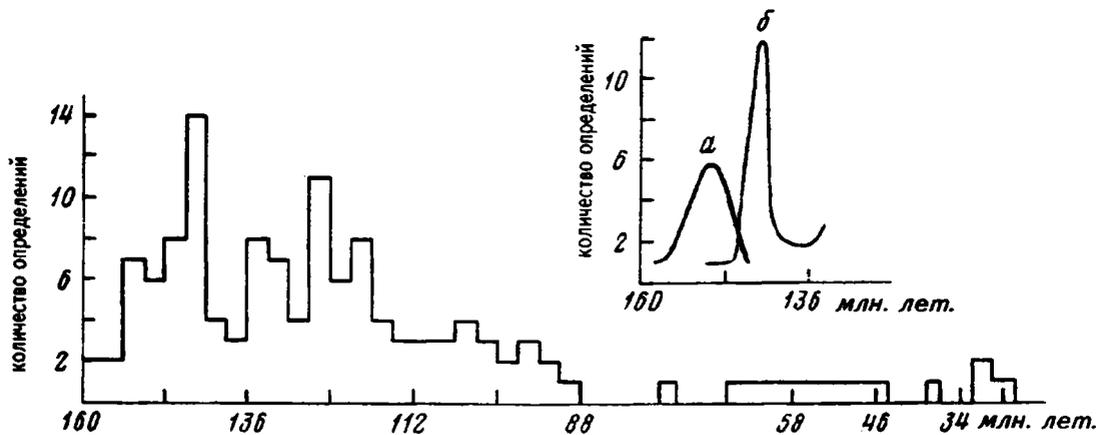


Рис. 43. Гистограмма распределения возрастов позднемезозойских-раннекайнозойских магматических пород на юге Монголии. На врезке показано распределение возрастов пород графит-латитового комплекса для районов: а - монастыря Улухда, б - колодца Мушутай-худук.

ния (рис.42). Эта система грабенов рассматривается как сдвигово-раздвиговая граница Амурской плиты, существовавшая в миоцене, т.е. во время наиболее значительных излияний [Ярмолюк, Коваленко, Самойлов, 1991]. Современная граница плиты смещена к востоку от миоценового своего выражения и представлена зарождающейся системой новейших и современных сдвиговых дислокаций.

Существующие корреляции между структурами коллизионного пояса и распределением кайнозойских базальтов выдвигают вопрос об их причинно-следственных соотношениях. Для ответа на него необходимо учесть, что на территории Монголии, в особенности в ее южной части, базальтовый магматизм, в том числе и в ассоциации с иными породами, протекал без перерывов с поздней юры (рис.43,44). Напомним, что в позднем мезозое он формировался в рамках Южно-Гобийского ареала, а в кайнозое его проявления постепенно смещались к северу на территорию Хангая (см. рис.41, врезка, рис. 45). Наблюдаемая картина распределения разновозрастных пород соответствует закономерностям развития магматизма в областях, связанных с деятельностью горячих точек мантии. Соответствующему источнику магматических расплавов отвечает также состав магматических ассоциаций, определяемый щелочными и субщелочными (преимущественно базальтами) породами.

Отметим следующую особенность этого магматизма. Его продукты связаны с наиболее ослабленными зонами континентальной литосферы, фиксируемыми древними сутурами и древними (позднепалеозойскими) рифтовыми разломами [Ярмолюк, 1986]. Из этого следует слабая активность "горячей" точки и зависимость распределения продуктов ее деятельности от размещения ослабленных зон литосферы. Слабой активностью горячей точки, по-видимому, можно объяснить в целом незначительный объем вулканических продуктов, в особенности позднемеловых-раннемезозойских, и импульсный характер ее развития с относительными максимумами вулканической деятельности в начале раннего мела и в позднем олигоцене-первой половине миоцена. В структуре литосферы, отраженной на рис. 41 по данным Ю.А.Зорина с соавторами [1987], под южным обрамлением Хангая выделяется локальный выступ астеносферы, достигающий основания коры. Его позиция согласуется с установленным здесь ареалом размещения позднеолигоценых и раннемиоценовых базальтов. В этом месте горячая точка в наибольшей степени прожгла литосферу и поэтому мы ее назвали Южно-Хангайской.

Формирование кайнозойского коллизионного пояса началось около 40 млн.лет назад [Molnar, Tarporieg, 1975] и к этому времени, по-видимому, относится и оформление Амурской плиты. Вращение плиты против часовой стрелки [Зоненшайн, Савостин, 1980] привело в первую очередь к ее отколу от Сибирской и Китайской платформ. Вдоль границ возникли зоны растяжения, которые обусловили образование литосферного окна и подъем аномальной мантии. Нам представляется, что в формировании западной границы плиты важную роль сыграла Южно-Хангайская горячая точка. Она нарушила сплошность литосферы в пределах коллизионного пояса и тем самым определила благоприятное место для заложения границы плит.

Роль горячей точки этим не ограничилась. Она, по-видимому, приобрела значение определяющего фактора в формировании активного мантийного диапира в этой части Центральной Азии. Динамику формирования диапира, по-видимому, можно восстановить, исходя из данных о размещении олигоценых-позднекайнозойских базальтов в меридиональной зоне Монголии.

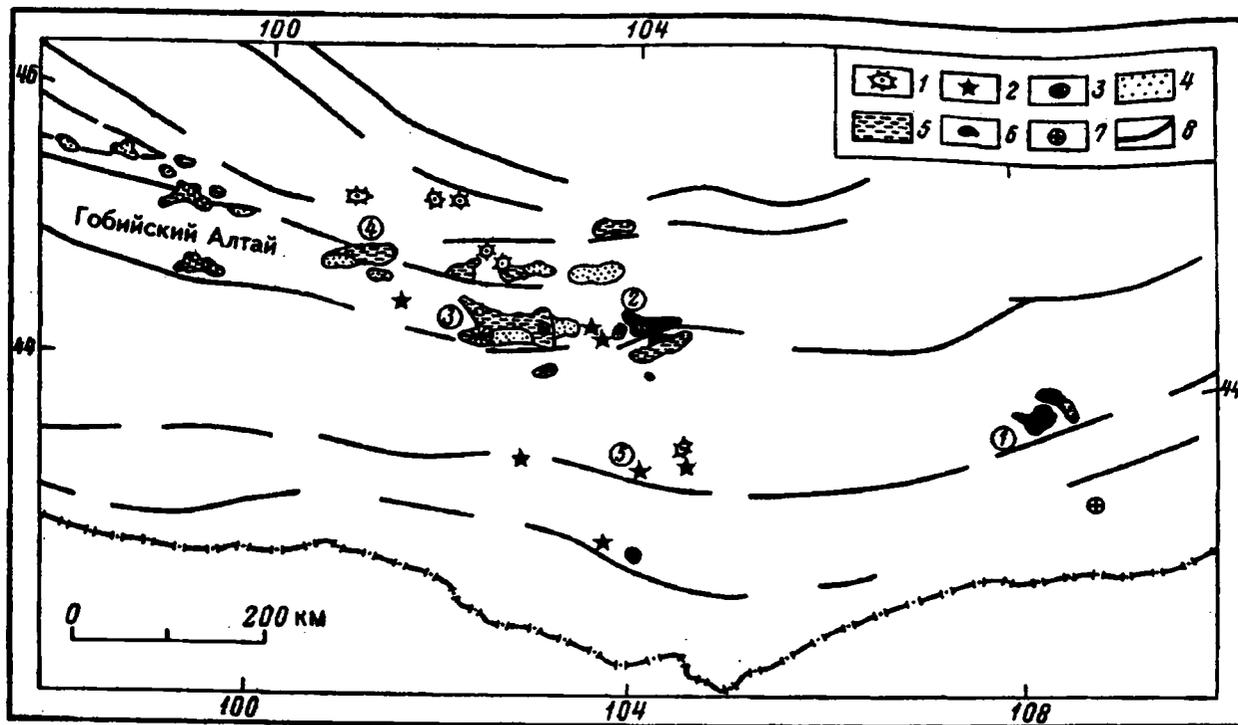


Рис. 44. Схема размещения позднемезозойских-раннекайнозойских магматических пород на юге Монголии.

1-7 - возрастные группы изверженных пород: 1 - олигоценая, 2 - раннекайнозойская, 3 - позднемеловая, 4 - верхняя меловая (дзунбаинская), 5 - низов меловая (цаганцабская), 6 - позднеюрская, 7 - раннемезозойская (Лугингольский массив псевдолейцитовых сиенитов); 8 - разломы, фиксирующие границы позднепалеозойских рифтовых зон.

Наиболее древние олигоценые (32-28 млн. лет) базальты распространены в Восточном Прихубсугулье, где также выделяется горячая точка мантии [Ярмолюк, Коваленко, Богатиков, 1990] и у северной границы Гобийского Алтая в связи с Южно-Хангайской горячей точкой (см. рис. 41, врезка). Позднеолигоценые-раннемиоценовые базальты распространены между этими крайними районами и образуют вытянутые навстречу друг другу новые ареалы. Более молодые проявления вулканизма охватили всю центральную часть этой территории от Хангая до Тункинской впадины.

Таким образом, по-видимому, в конце раннего миоцена произошло оформление западной границы Амурской плиты в районе Хангая, которая связала северную (Байкальскую) и южную (Ордосскую) границы плиты в единое целое. Почти на всем своем протяжении эта система границ развивалась как зона растяжения, вызванного отходом краев плиты от окружающих континентальных блоков в результате вращения. Участие горячей точки в формировании литосферных границ вело к образованию активных мантийных диапиров под этими границами. Эти диапиры явились источником базальтового вулканизма.

В заключение хотелось бы отметить следующее. На территории Монголии характер геологических формаций и их ассоциаций, а также изменения таких ассоциаций во времени определялись последовательной сменой геодинамических обстановок. В условиях океанической стадии в обстановке растяжения возникали низкокальциевые (толеитовые) базальты и сопровождающие их кремнистые породы. В обстановках переходной стадии, характеризующихся условиями чередующихся региональных сжатий и растяжений возникали островные дуги и междугубые бассейны. В островных дугах преобладали процессы базальтового и андезитового вулканизма, а на зрелых стадиях развития — дацитового и гранодиоритового магматизма. На склонах дуг накапливались обломочные формации, в том числе и олистостромы. В междугубых бассейнах, в зависимости от их раскрытия накапливались вулканические ассоциации, типичные для окраинных морей или же существенно терригенные сравнительно тонкообломочные породы.

Главным формационным содержанием континентальной стадии было образование терригенных и вулканогенных моласс и формирование широкой гаммы plutonic пород. Состав терригенной молассы определялся размерами возникших прогибов и поднятий, связью или отсутствием таковой прогибов с морскими бассейнами и климатическими факторами.

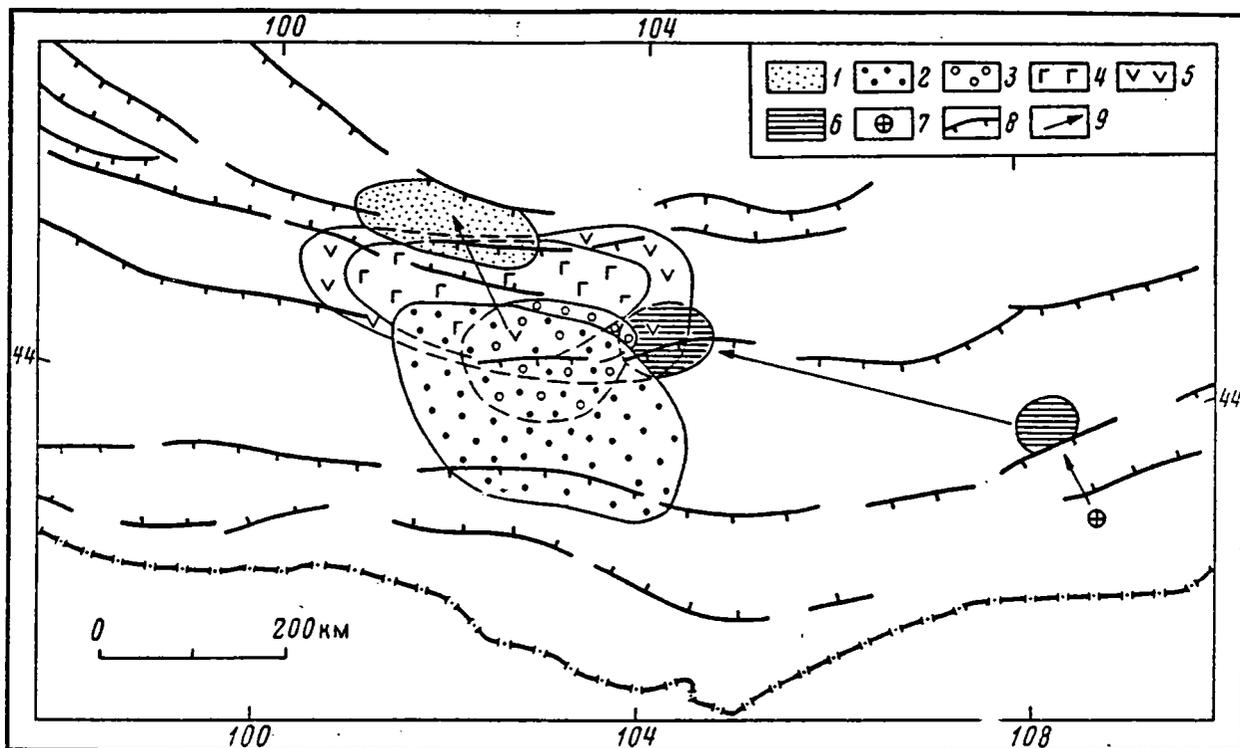


Рис. 45. Схема размещения разновозрастных ареалов магматических пород на юге Монголии в позднем мезозое-раннем кайнозое.

1-7 - магматические ареалы: 1 - олигоценый, 2 - ранне-кайнозойский, 3 - поздне меловой, 4 - дзунбаинский, 5 - цаганцабский, 6 - позднеюрский, 7 - раннемезозойский; 8 - границы рифтовых зон позднего палеозоя; 9 - направление смещения центров вулканизма.

Состав магматических образований и закономерности их размещения в структурах страны в значительной степени определялись сменой геодинамических обстановок, в условиях которых происходила переработка континентального основания. В обстановках окраин андийского типа формировались зонально построенные магматические ареалы с преимущественным развитием пород дифференцированного комплекса различной щелочности, а также щелочных ассоциаций в тыловых, охваченных рифтогенезом, участках ареалов. В обстановке калифорнийской окраины ассоциации дифференцированного комплекса во времени сменяются бимодальными ассоциациями, фиксирующими смену режима сжатия режимом растяжения.

В геологической истории Монголии наиболее продолжительно континентальный магматизм контролировался обстановками континентальной коллизии Монголо-Охотского типа. Общей особенностью всех стадий этой обстановки является формирование зонально построенных магматических ареалов. В осевой части ареалов для каждой стадии вблизи из западной границы размещались гранитные батолиты, а в более восточных районах — линейные морские прогибы с базитовым, иногда андезитовым и габбро-плагиигранитным магматизмом. По обрамлению осевой зоны развиты поля известково-щелочных и субщелочных вулканоплутонических комплексов, а на периферии ареалов распространены разнообразные щелочные породы. Последние связаны с рифтогенными структурами. В  $PZ_3$  и  $MZ_2$  такие зоны растяжения протягивались и за границы зональных ареалов.

Формирование Монголо-Охотского коллизионного пояса, как уже отмечалось, происходило в виде последовательного скачкообразного смещения западной границы магматических ареалов отдельных его стадий к востоку. В самом начале возникновения обстановки монголо-охотского типа, в начале ранней перми, был "включен" Монголо-Алтайский Озерный сегмент, в раннем мезозое — Хангайский, в позднем мезозое — Хэнтэйский. При этом характер тектонических деформаций не менялся [Моссаковский, 1975]. Следует также подчеркнуть, что в восточной части тектоно-магматических ареалов каждого этапа существовали морские прогибы, окончания которых во времени также смещались к востоку, а сами они сокращались. Поэтому можно предположить, что коллизионный пояс возник в результате последовательного схождения материков к востоку, когда их плотное спаивание вело к прекращению магматизма зон субдукции. В пределах таких "спаянных" сегментов проявлялся только рифтогенный магматизм, отражавший

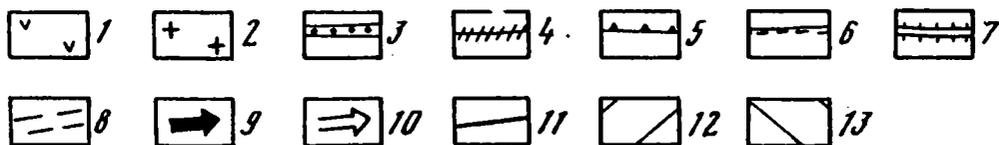
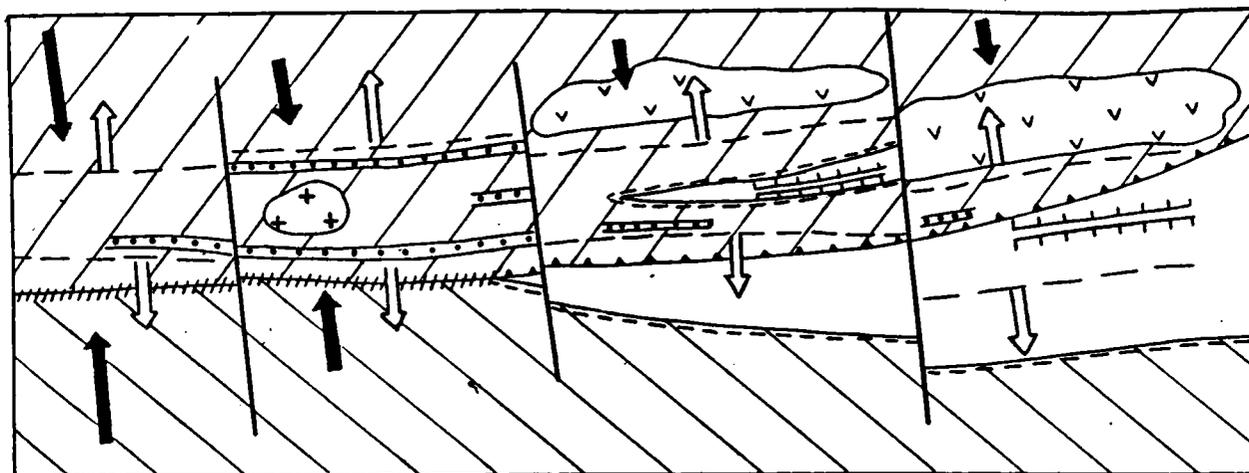


Рис. 46. Модель развития Монголо-Охотского коллизионного пояса.

1 - краевые вулканические пояса; 2 - батолиты; 3 - континентальные рифты; 4 - коллизионный шов; 5 - граница активной континентальной окраины; 6 - граница пассивной континентальной окраины; 7 - спрединговая зона; 8 - граница области подлитосферного растяжения; 9, 10 - векторы: 9 - сжатия, 10 - растяжения (размеры векторов отражают относительную величину); 11 - трансформные разломы; 12 - Северо-Азиатский палеоконтинент; 13 - Китайско-Корейский палеоконтинент.

их реакцию на эндогенные процессы, протекавшие в соседних активных сегментах коллизионного пояса, а также на воздействие мантийных диапиров, перекрытых спрединговых систем.

В целом предлагается следующая модель (рис.46) развития коллизионного пояса монголо-охотского типа [Коваленко, Ярмолюк, 1990]. Встречное движение материков приводит к закрытию позднепалеозойского Палеотетиса и в конечном итоге к спаиванию континентальных блоков. Закрытие Палеотетиса происходило в виде субдукционного погружения океанической плиты под Северо-Азиатский континент. В зону субдукции была вовлечена и спрединговая система Палеотетиса. С коллизии спрединговой системы и активной континентальной окраины (обстановкам калифорнийского типа) начинается формирование коллизионного пояса. Второй важной составной частью обстановки монголо-охотского типа является коллизия континентальных плит. Совокупное действие этих двух коллизионных процессов определяет все своеобразие геодинамического развития Монголо-Охотского пояса.

Так, обстановка калифорнийского типа вызвала раскалывание континентальной плиты по ослабленным зонам в тех же сегментах, которые еще не вступили в обстановку континентальной коллизии. Раскол принял характер крупноамплитудного раздвига с образованием морского прогиба ( типа Калифорнийского залива) в зоне Монголо-Охотского линеймента уже в конце позднего палеозоя. Продолжавшееся схождение материков вызвало последовательное закрытие морского прогиба. Наиболее активные магматические события протекали в участках наиболее близкого схождения материковых блоков, представляя собой совокупный эффект действия субдукционных, коллизионных (особенно в связи с закрытием внутриконтинентальных морских прогибов) и спрединговых процессов, которые в этих участках фокусировались на сравнительно ограниченном участке континентальной литосферы. Возможно, что такое совокупное действие разнонаправленных сил объясняет также появление в зонах коллизии большого количества микроплит с характеристиками внутриплитного и субдукционного магматизма.

Другой тип коллизионной обстановки характерен для кайнозоя. Для этой обстановки в большей степени типично дробление континентальной литосферы на микроплиты и континентальные блоки в пределах громадного по своим масштабам коллизионного пояса. На удалении от линии взаимодействия столкнувшихся континентов, по-видимому, не возникало условий для проявления магматизма, о чем свидетельствуют огромные амагматичные пространства коллизионного пояса. Магматические процессы проявлялись только в обстановке сложного сочетания коллизионных и внутриплитных процессов. Структуры коллизионного пояса при-

Стадии и этапы формирования континентальной коры			Южно-Монгольская	Центрально-Монгольская	Хангай-Хэнтейская		Северо-Монгольская
					Хангай	Хэнтей	
Континентальная	Зрелый	KZ					
		MZ <sub>2</sub>					
		MZ <sub>1</sub>					
		P <sub>2</sub>					
		C <sub>3</sub> -P <sub>1</sub>					
	Начальный	C <sub>1-2</sub>					
		D <sub>1-2</sub>					
Переходная							
Океаническая							

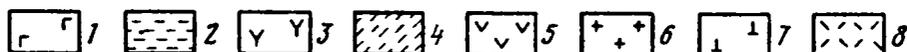


Рис. 47. Схема эволюции магматизма в процессе формирования земной коры в различных структурно-формационных зонах Монголии

Формационные комплексы: 1-2 - океанической стадии: 1 - офиолитовой 2 - кремнисто-сланцевый; 3-4 - переходной стадии: 3 - известково-щелочных пород островодужных ассоциаций, 4 - преимущественно карбонатно-терригенных пород; 5-8 - континентальной стадии: 5 - известково-щелочных и субщелочных пород краевых поясов; 6 - гранитных батолитов, 7 - преимущественно субщелочных пород зон распыленного магматизма, 8 - щелочно-бимодальных ассоциаций рифтовых зон.

способливались к перфорированным горячими точками участкам литосферы. В свою очередь, горячие точки способствовали возникновению активных диапиров вдоль границ микроплит. Эти диапиры явились источником внутриколлизийного вулканизма.

Эволюция геологических формаций четко коррелирует с общей эволюцией коры региона. В ряду осадочных формаций наблюдается смена кремнистых и тонкообломочных кремнисто-сланцевых отложений, свойственных структурно-формационным комплексам океанической стадии, пестрым набором обломочных и карбонатных формаций, возникшим в условиях расчлененного рельефа морского дна в переходную стадию развития коры. В континентальную стадию возникают формации обломочных пород, состав и строение которых определяются составом пород областей размыва и их размерами, климатическими факторами, а также размерами областей аккумуляции.

Принципиальная возрастная последовательность магматических событий в ходе эволюции коры для различных структурно-формационных зон Монголии приведена на рис. 47. Достаточно наглядно устанавливается одинаковая направленность изменения составов магматических комплексов в процессе трансформации океанической коры в континентальную. Она сравнительно простая на океанической и переходной стадии и обусловлена сменой в разрезах офиолитовых комплексов (океаническая стадия) комплексами известково-щелочных пород переходной стадии (формации базальтовая, андезитовая, гранодиоритовая и т.д.). Специфической особенностью магматизма континентальной стадии является его многократное и многообразное проявление. На раннем этапе этой стадии формируются преимущественно дифференцированные известково-щелочные магматические ассоциации. Магматическая деятельность стабилизирует кору во всем ее объеме и приводит ее в жесткое состояние. Благодаря этому на зрелых этапах континентального развития жесткая кора приобретает способность к расколам и рифтообразованию. В результате все большее распространение приобретает магматизм внутриплитной специфики — щелочной, бимодальной, субщелочной базальтовый.

# ГЛАВА 7. ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ МОНГОЛЬСКОГО СЕКТОРА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА И ЕЕ КОРРЕЛЯЦИЯ С ЭВОЛЮЦИЕЙ КОРЫ И ОБРАЗОВАНИЕМ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Территория Монголии представляет уникальную возможность связать образование по крайней мере некоторых геологических формаций с процессами, происходившими в мантии региона. К числу формаций, источники которых традиционно связываются с мантией, относятся формации основных и значительной части щелочных пород. В связи с этим наиболее мощные вспышки базитового и щелочного магматизма, проявленные в земной коре, должны быть зафиксированы в эволюционной истории мантии. До последних лет этот вывод мало давал в практическом отношении, поскольку существовала масса неразрешенных проблем в изучении геохимической и изотопной эволюции мантии. В последние годы в связи с разработкой высокочувствительных методов исследования геохимии радиогенных изотопов даже в таких бедных литофильными элементами породах, какими являются ультраосновные породы мантии, а также с разработкой методов очистки мантийного материала от наложенного, более позднего контаминирующего вещества появились возможности проследить эпизоды нарушения радиогенных равновесий в Rb-Sr и Sm-Nd системах в нодулях перидотитов, отторгнутых непосредственно из мантии. Такие нодули широко распространены в кайнозойских базальтах Монголии и сопредельных территорий [Кележинская, 1979].

## РУБЕЖИ ЭВОЛЮЦИИ МАНТИИ.

Нами [Коваленко и др., 1990] были изучены образцы мантийных перидотитов в щелочных базальтоидах Монголии (вулкан Шаварын-Царам в Тарятской впадине и на плато Дариганга), а также Витимского плато, СССР (рис.48). Местонахождение их "опробуют" мантию трех главных тектонических структур Центральной Азии: ближайшего обрамления Сибирской платформы, каледонид и герцинид.

Таблица 22.

ИЗОТОПНЫЕ ОТНОШЕНИЯ Sr и Nd в ПОРОДАХ КСЕНОЛИТОВ И ИХ МОДЕЛЬНЫЕ ВОЗРАСТА В Rb-Sr И Sm-Nd СИСТЕМАХ

Номер образца	Порода	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$T_{\text{UR}}^{\text{Sr}}$ млрд. лет	$T_{\text{CHUR}}^{\text{Nd}}$ млрд. лет
Вулкан Шаварын-Царам					
МНО-1	Шпинелевый лерцолит	0,70203	0,51320	2,14	2,21
МНР 79/2	То же	0,70240	0,51316	1,85	2,02
МНР 79/4	—"	0,70229	0,51333	1,93	2,05
Мо 22	—"	0,70380	0,51281	0,73	5,70
ШЦ 4230/9	—"	0,70203	0,51323	2,16	1,96
ШЦ 4230/12	—"	0,70388	0,51288	0,66	1,60
ШЦ 4230/13	—"	0,70288	0,51314	1,94	1,87
ШЦ 4230/17	—"	0,70352	0,51296	0,95	1,12
ШЦ 4234/11	Гранат-шпинелевый лерцолит	0,70321	0,51309	1,20	0,44
ШЦ 4500/24	Гранат-шпинелевый вебстерит	0,70220	0,51322	2,00	0,34
Плато Дариганга					
Дар 8505/6	Шпинелевый лерцолит	0,70513	0,51324	—	1,79
Дар 8515/3	То же	0,70306	0,51331	1,32	1,05
Витимское плато					
Ви 313-1	Гранатовый лерцолит	0,70259	0,51345	1,69	1,45
Ви 313-2	То же	0,70238	0,51410	1,85	0,72
Ви 313-3	—"	0,70217	0,51338	2,02	2,30
Ви 313-4	—"	0,70394	0,51279	0,62	0,32
Ви 313-6	—"	0,70235	0,51340	1,88	2,21
Ви 313-8	—"	0,70256	0,51309	1,71	1,71
Ви 313-37	—"	0,70193	0,51371	2,21	3,50
Ви 313-54	—"	0,70214	0,51340	2,05	2,50
Ви 314-6	Шпинелевый лерцолит	0,70402	0,51310	0,55	1,79
Ви 86-1	То же	0,70224	0,51347	1,977	2,78

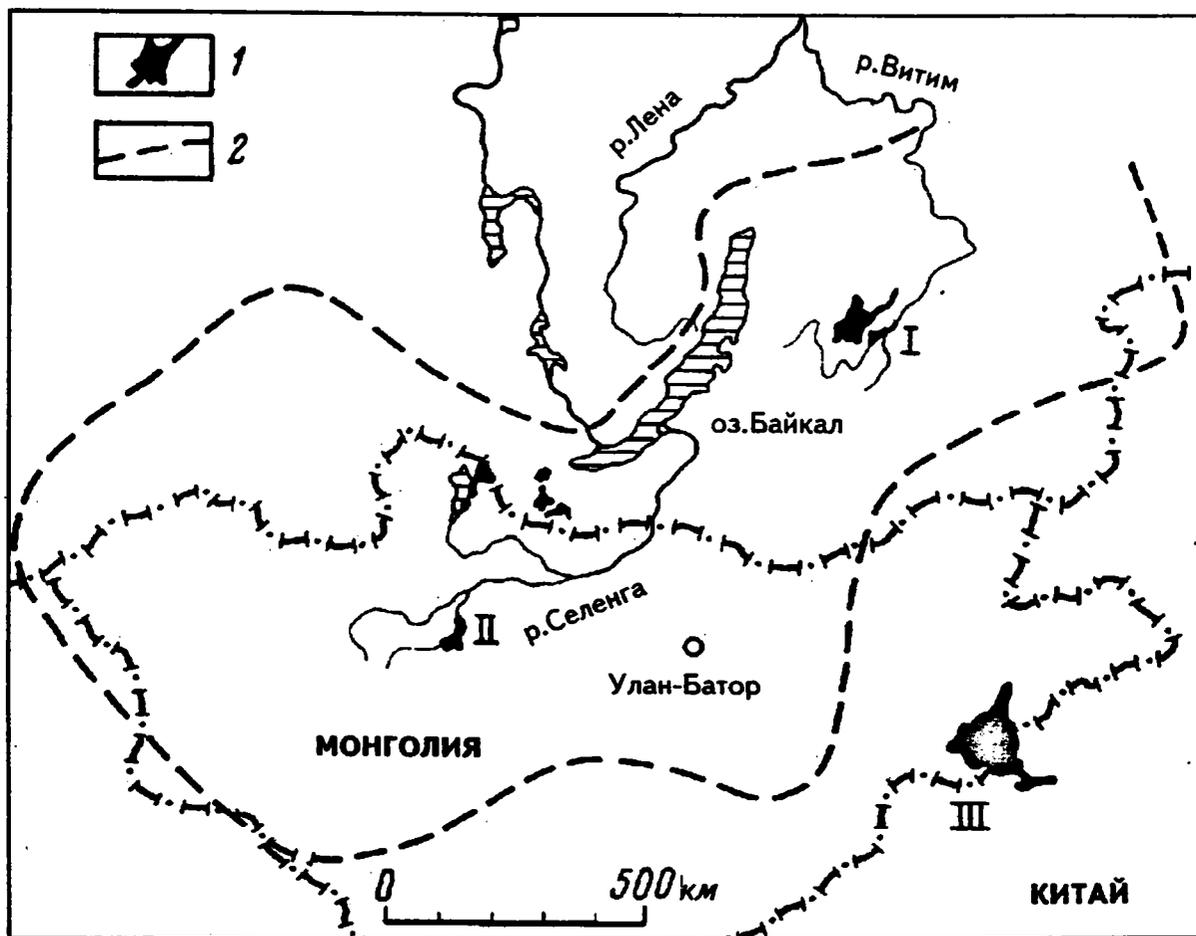


Рис. 48. Географическое положение местонахождений изученных ксенолитов

1 - область распространения молодых щелочнобазальтоидных пород; 2 - граница области аномальной мантии (по данным В.А.Рогожиной). I - Витимского плато, II - Тарятская впадина, III - плато Дариганга.

По изотопному составу Sr и Nd все изученные образцы, кроме двух-трех, попадают в область резко истощенной мантии (табл.22, рис.49). Ксенолиты из Монголии в основном ложатся в поле базальтов срединно-океанических хребтов (СОХ) и океанических островов [Stosch, Lugmair, Kovalenko, 1986], тогда как большинство витимских имеют очень высокие отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ( $\epsilon_{\text{Nd}}=14-27$ ) и на графике  $\epsilon_{\text{Nd}}-\epsilon_{\text{Sr}}$  проектируются выше полосы мантийной корреляции [Ионов, Ягуц, 1989]. Эти данные свидетельствуют о достаточно давнем во времени обеднении несовместимыми элементами преобладающей части материала верхней мантии трех удаленных районов Байкало-Монгольского региона.

Главный интерес представляет возможность оценить возраст процессов истощения и обогащения мантийных перидотитов несовместимыми элементами, которое, по существующим представлениям, было результатом выплавления базальтоидных магм из первичных перидотитов.

Существует несколько возможностей оценить возраст геологических событий в мантии на основе изотопных данных по ксенолитам. Первая — попытаться обнаружить изохронные отношения между изученными образцами в Sm-Nd-системе, поскольку крайне низкие значения отношения Rb-Sr в деплетированных перидотитах практически не могут быть использованы для установления их изохронного возраста. Такой подход основывается на допущении, что все эти перидотиты образовались из одной материнской породы при ее частичном плавлении, возможно, с локальным автоматоматозом.

К сожалению, однозначных изохронных отношений для Sm-Nd-системы в изученных образцах нет (рис.50). Однако время деплетирования мантии изохронным методом по большинству изученных ксенолитов может быть оценено. Впервые эта оценка произведена нами для мантии под вулканом Шаварын-Царам [Stosch, Lugmair, Kovalenko, 1986]. Для всех изученных из этого проявления образцов перидотитов, кроме Мо-22 (см. табл.21), изохронный возраст деплетирования мантии составляет 2 млрд.лет (см. рис.50). При этом изохрона проходит через точку среднего

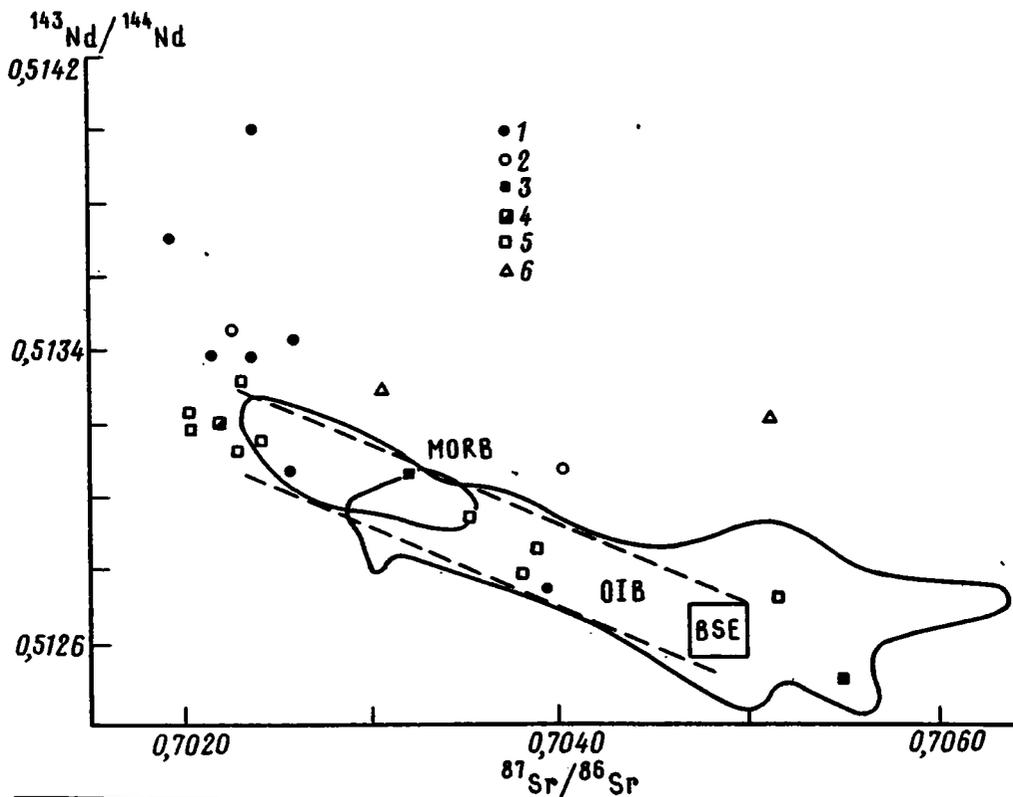


Рис. 49. Корреляция изотопного состава Sr и Nd в клинопироксенах лерцолитовых ксенолитов некоторых районов Центральной Азии.

1,2 - Витимское плоскогорье: 1 - гранатые лерцолиты, 2 - шпинелевые перидотиты; 3-5 - Шаварын-Царам, Монголия: 3 - гранат-шпинелевые лерцолиты, 4 - гранат-шпинелевый вебстерит, 5 - шпинелевые лерцолиты, 6 - шпинелевые лерцолиты плато Дариганга, Монголия. Пунктирной линией показаны границы поля мантийной корреляции, сплошной - поля составов базальтов: срединно-океанических хребтов (MORB), океанических островов (OIB); квадрат - средний состав силикатного материала Земли (BSE).

состава Земли (хондритов), а  $\epsilon_{Nd}$ , естественно, равен нулю. Это значит, что деплетированию в этот момент подвергалась примитивная (хондритовая) мантия. Менее очевидна принадлежность к этой изохроне составов мантийных перидотитов из Витимского плато и плато Дариганга, дающих на графике  $^{143}Nd/^{144}Nd$ - $^{147}Sm/^{144}Nd$  заметный разброс вокруг изохроны (см. рис.51). Для определения их возраста необходимы иные методы.

Другая возможность для оценки возраста мантийных событий заключается в использовании модельных возрастов для каждого отдельного образца относительно материала исходной примитивной мантии. В качестве последнего используются оценки среднего состава недифференцированного материала Земли (той же примитивной мантии), основанные на изучении состава хондритовых метеоритов (CHUR для Sm-Nd-системы и UR для Rb-Sr) [Rare earth..., 1984]. При этом предполагается, что данная порода образовалась в результате либо одностадийного, либо двухстадийного процесса истощения или обогащения примитивной мантии. При этом важная информация заключается в сравнении модельных Rb-Sr и Sm-Nd-возрастов. Коэффициент распределения Rb между любыми минералами безводных мантийных перидотитов и равновесными с ними расплавами очень мал, в результате чего уже самый первый эпизод частичного плавления приводит к практически полному удалению рубидия из мантийной породы и к "замораживанию" установившегося к этому времени изотопного отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$ , если в твердом остатке не присутствует слюда или амфибол и в дальнейшем порода не подвергалась метасоматозу. Таким образом, в случае неоднократных эпизодов частичного плавления мантии модельные Rb-Sr-датировки могут быть самыми древними и дают оценку возраста самого раннего из этих эпизодов, а Sm-Nd-датировки показывают значения, промежуточные между возрастными наиболее древнего и самого молодого этапов деплетирования [Stosch, Lugmair, Lovalenko, 1986]. Совпадение модельных Sm-Nd и Rb-Sr-возрастов указывают на одностадийность процесса деплетирования и

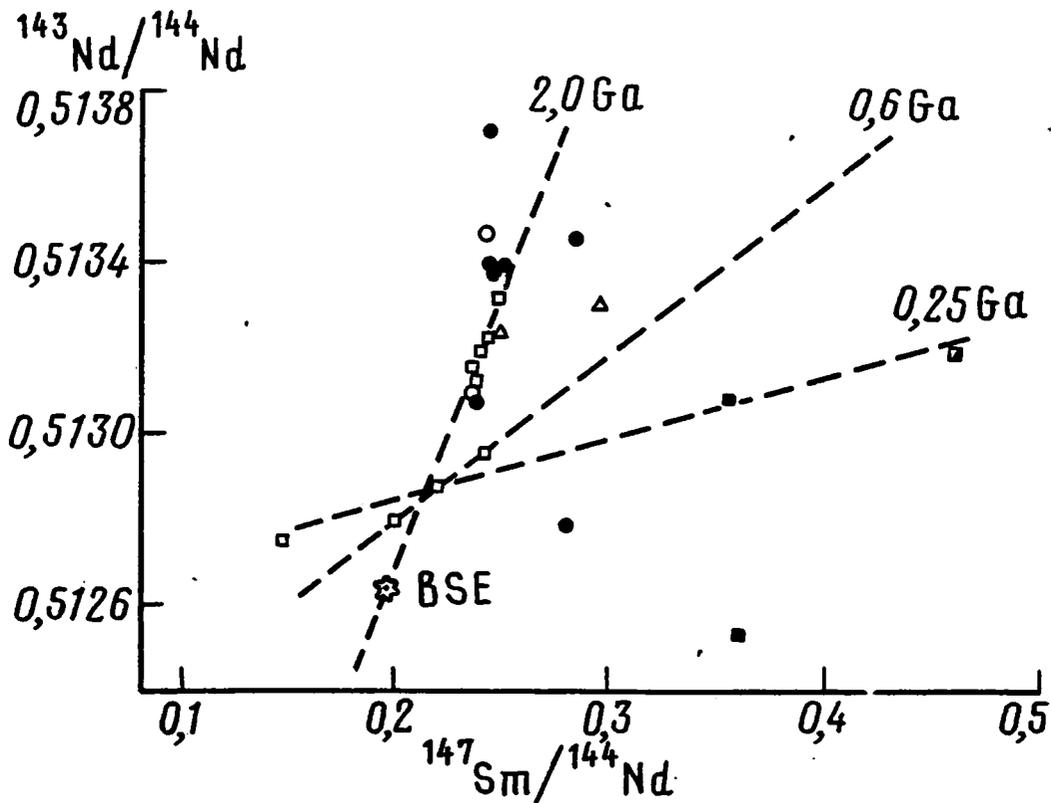


Рис. 50. Изохронная диаграмма в Sm-Nd системе для пород ксенолитов

Условные обозначения см. на Рис. 49. Изохрона 2 млрд.лет соответствует главному эпизоду истощения примитивной мантии состава BSE: изохроны 0,6 и 0,25 млрд.лет - локальным эпизодам повторной дифференциации ранее деплетированного мантийного материала.

может рассматриваться как свидетельство надежности модельных датировок. К сожалению, эти посылки могут накладываться на трудно контролируруемую высокую подвижность рубидия в мантийных флюидах.

Модельный Sm-Nd и Rb-Sr-возраст для большинства изученных нами безводных перидотитовых ксенолитов попадает в интервал 1,7-2,3 млрд.лет (табл.22). При этом для всех, кроме двух, образцов шпинелевых лерцолитов севера МНР (Шаварын-Царам) разница между Sm-Nd и Rb-Sr-возрастом составляет менее 0,2 млрд.лет и это позволяет считать, что они подвергались лишь однократному деплетированию примерно в одно и то же время [Stosch, Lugmair, Kovalenko, 1986]. Несколько больше различаются древние модельные Sm-Nd и Rb-Sr-возраста для витимских гранатовых перидотитов, однако для четырех ксенолитов значения модельного Sm-Nd-возраста попадают в интервал 1,7-2,2 млрд.лет, который согласуется с установленным по изохроне рубежом. В других трех оценки Sm-Nd-возраста заметно выше (2,5-3,5 млрд.лет), чем Rb-Sr, что не может быть реализовано в рамках модели одностадийной дифференциации мантии. При этом возможны разные варианты эволюции химического и изотопного состава этих пород. Так, повышение Sm/Nd-отношения в результате недавнего (кайнозойского) эпизода мантийного метасоматоза перидотитов, деплетированных около 2 млрд.лет назад, могло бы привести к "удревнению" модельного Sm-Nd-возраста этих ксенолитов, но возможны и другие модели. На изохронной диаграмме в координатах  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (см. рис.51) все три ксенолита севера МНР, в которых наблюдается дисбаланс Rb-Sr и Sm-Nd-возрастов, ложатся на прямую, которую можно интерпретировать как изохрону с возрастом 0,6 млрд.лет [Stosch, Lugmair, 1988]. Эта изохрона соответствует повторному истощению в это время ранее деплетированной мантии с  $\epsilon_{\text{Nd}} \sim 3-4$  (при этом первый этап истощения мог иметь место  $\sim 2$  млрд.лет назад) и мантийному метасоматозу с возрастанием Nd/Sm для этих образцов. Витимский гранатовый лерцолит с наиболее высоким отношением  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  также попадает на эту изохрону, т.е. эволюция его изотопного состава может быть описана в рамках аналогичного сценария. В этом случае его модельный Rb-Sr-возраст (1,86 млрд.лет) отвечает первому этапу деплетирования, а изохронный Sm-Nd — второму.

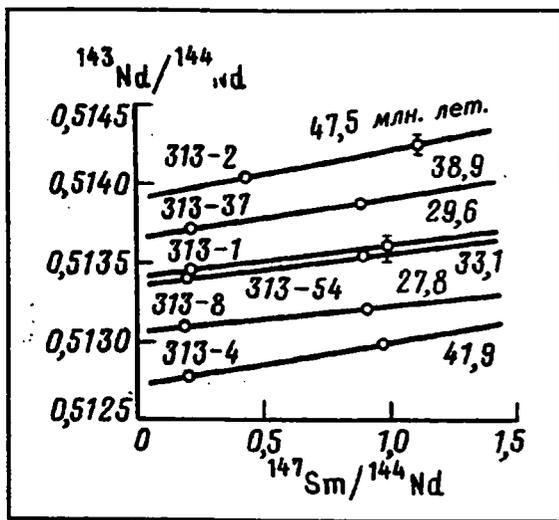


Рис. 51. Sm-Nd изохроны для пар клинопироксен (слева) - гранат (справа). Номера образцов и изохронный возраст по [Ионов, Ягуц, 1988]

Таким образом, полученные изотопные данные в Rb-Sr и Sm-Nd-системах дают следующие рубежи эволюции мантии Центральной Азии: ~ 2 млрд.лет (широкомасштабное деплетирование первичной примитивной мантии с  $\epsilon_{Nd} > 0$ , зафиксированное в изотопных составах мантийных перидотитов из Шаварын-Царама, Витимского и Даригангского плато), ~ 0,6 млрд.лет (повторное частичное плавление отдельных блоков деплетированной мантии с  $\epsilon_{Nd} > 0$  и метасоматоз), 0,25 млрд.лет (один из локальных эпизодов деплетирования), < 0,06 млрд.лет (мантийный метасоматоз).

Хотя теоретически изученные образцы пород мантии (и, следовательно, ее эволюция) могут быть связаны с залегающей над ней корой, представляя, например, выступы астеносферы, существует достаточно аргументированное предположение о комплементарности составов и взаимосвязи процессов эволюции мантии и коры литосферы. Они основаны на корреляции важнейших коровых процессов с зафиксированными рубежами преобразования вещества мантии на уровнях ~ 2,0, ~ 0,6, ~ 0,25, < 0,05 млрд.лет [Коваленко и др., 1990].

## КОРРЕЛЯЦИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ

Наиболее ранний этап деплетирования мантии под Северной Монголией (2 млрд.лет назад) коррелируется с моментом созревания континентальной коры в регионе. В это время в пределах южного обрамления Сибирской платформы протекали процессы тектонического скупивания, регионального метаморфизма, гранитизации и однотипного гранитоидного интрузивного магматизма. Радиологические датировки, полученные разными методами, определяют возраст метаморфизма и гранитообразования в узком интервале времени. Так, в цирконах байдарагинского и бумбургерского комплексов Центральной Монголии термоизохронным Pb-Pb методом фиксируются нарушения равновесия изотопных систем начиная с 2000 млн.лет [Козаков, 1986]. Этой датировке близок K-Ar возраст (1900-1700 млн.лет) флогопита из мраморов бумбургерского комплекса и U-Pb возраст гиперстен-гранатовых диоритов, прорывающих гнейсы байдарагинского комплекса [Козаков, 1986]. К ним тесно примыкает U-Pb возраст (млн.лет) цирконов [Бибикина и др., 1989; Бибикина и др., 1987] из: 1) метаморфизованных вулканитов сарминского комплекса в западном Прибайкалье ( $1835 \pm 8$ ) и прорывающих их гранитов ( $1910 \pm 30$ ); 2) гранитов кокринского комплекса ( $1910 \pm 30$ ) в юго-западном Прибайкалье; 3) гранулитов алданского комплекса и рвущих их гранитов (2100-1900), постметаморфических гранитов рапакиви (2000-1800). Импульс этих эндогенных процессов в коре Центральной Азии хорошо коррелируется с максимумом процессов деплетирования в мантии.

Таким образом, на протяжении сравнительно узкого времени — между 2000 и 1800 млн.лет — территория южного обрамления Сибирской платформы была охвачена разнообразными геологическими процессами, которые распространились на всю мощность коры. Как отмечает В.С.Фе-

Некоторые ксенолиты севера МНР (гранатовый пироксенит, гранатовый, шпинелевый и слюдястый лерцолиты) ложатся на другую Sm-Nd изохрону с возрастом ~ 0,25 млрд.лет. Эту изохрону, по-видимому, также можно истолковать как результат эпизода плавления и метасоматоза ранее деплетированной мантии.

Наконец, самые молодые возраста, фиксируемые в изотопных составах мантийных ксенолитов, оцениваются по внутренним клинопироксен-гранатовым, клинопироксен-слюдяным изохронам и датируют мантийные процессы, которые происходили в кайнозойе, не древнее 60 млн.лет назад (рис.51). Оценка этих молодых возрастов производилась также по анализу изотопного состава Sr и Nd в сосуществующих минералах шпинелевых лерцолитов [Stosch, Jugmair, Kovalenko, 1986]. Этот наиболее молодой этап трансформации верхней мантии региона проявился в метасоматических изменениях мантийных перидотитов, которые, вероятно, непосредственно связаны с молодым кайнозойским базальтовым вулканизмом Центральной Азии.

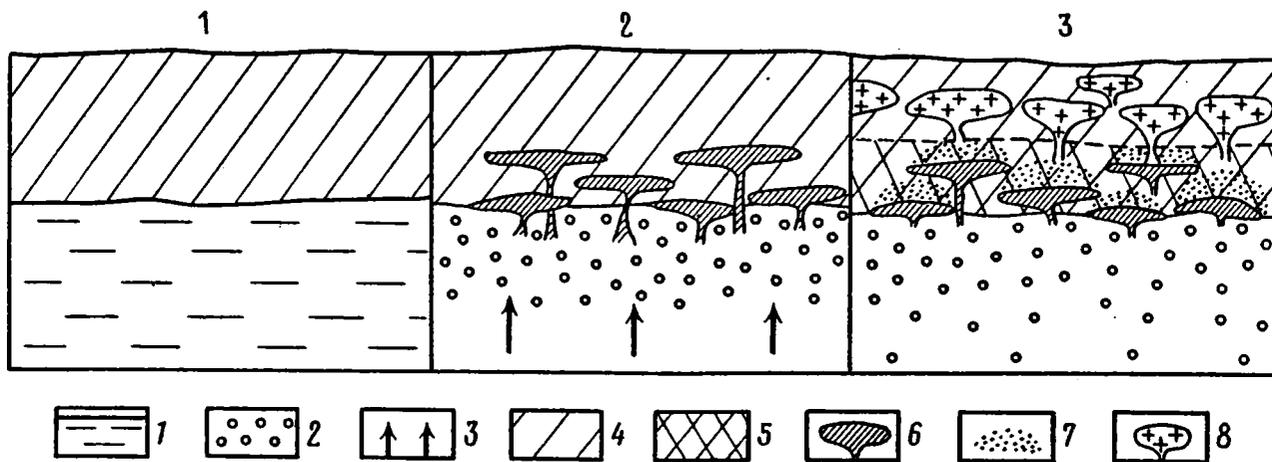


Рис. 52. Модель формирования литосферы на рубеже 2 млрд. лет

1 - примитивная мантия; 2 - деплетированная мантия; 3 - потоки вещества и тепла из нижней мантии; 4 - протокора; 5 - базифицированная кора; 6 - камеры базитовых магм; 7 - зоны гранитизации и анатексиса; 8 - перемещенные анатектические гранитоиды: 1-3 - стадии развития: 1 - до начала формирования литосферы, 2 - деплетирования примитивной мантии и перемещения базальтовых расплавов в протокуру, 3 - дифференциации протокуры на "базальтовую" и "гранитную" кору.

доровский [1985], именно в этот интервал времени произошло принципиальное изменение дораннепротерозойской коры, которая до этого времени характеризовалась чертами незрелой, видимо, пластичной коры (протокуры). Оно было связано с возобладанием условий сжатия в ранней земной коре и выразилось в ее структурно-вещественной переработке, тектонической стабилизации и в результате — преобразовании в зрелую континентальную кору с контрастно выраженными "гранитным" и "базальтовым" слоями. С учетом данных по мантии следует добавить, что в это время сформировалась не только близкая к современной континентальная кора, но и близкая к современной литосфера со слоем деплетированной мантии.

В самом общем виде в основе образования слоистой литосферы лежит обмен тепловой энергией и веществом между мантией и корой. Этот обмен породил, видимо, следующую цепь событий (рис.52). 1. Деплетирование примитивной мантии, проявившееся в выплавлении из нее легкоплавкого базальтового расплава. 2. Перемещение базальтовых расплавов в протокуру и фиксация их на границе коры и мантии и в нижней части коры в силу существовавших тектонических условий сжатия. 3. Прогрев, метаморфизм и гранитизация протокуры под действием тепла базальтовых магм и вещественная дифференциация коры (базификация нижней ее части за счет размещения в ней привнесенных из мантии базальтовых расплавов и выноса легкоплавкой гранитной составляющей в верхнюю часть). Исходное состояние в этом эволюционном ряду предполагает существование в регионе незрелой коры (или протокуры) и под ней примитивной (недеплетированной) мантии.

Рубеж ~ 0,6 млрд. лет. В структурах региона ему соответствует образование ряда позднерифейских-раннекембрийских офиолитовых поясов. Офиолиты формировались в пределах бассейнов с океанической корой, размеры которых, несомненно, превосходили современные выходы офиолитов. Возникновение этих бассейнов отвечает этапу значительной, по крайней мере для Центральной Азии, деструкции докембрийской континентальной коры. Деструкцией были охвачены и значительные пространства континентальных блоков. В их пределах, а также на значительных пространствах Сибирской платформы, в это же время (венд-нижний кембрий) возникли протяженные континентальные рифты с базальтовым и бимодальным магматизмом [Ярмолюк, Коваленко, Самойлов, 1989].

Характер магматических образований офиолитовых поясов и континентальных рифтов соответствует продуктам мантийного деплетирования. Фиксируемые в мантийных ксенолитах изотопные метки процессов истощения на рубеже 0,6 млрд. лет хорошо увязываются с деплетированным источником мантийных магматических пород.

Судя по относительной редкости мантийных ксенолитов с метками этого возраста, процесс переработки двухмиллиарднолетней мантии в это время охватил ее не в полном объеме, а лишь отдельные ее участки, которые были затронуты континентальным рифтогенезом или примыкали к окраинам микроконтинентов.

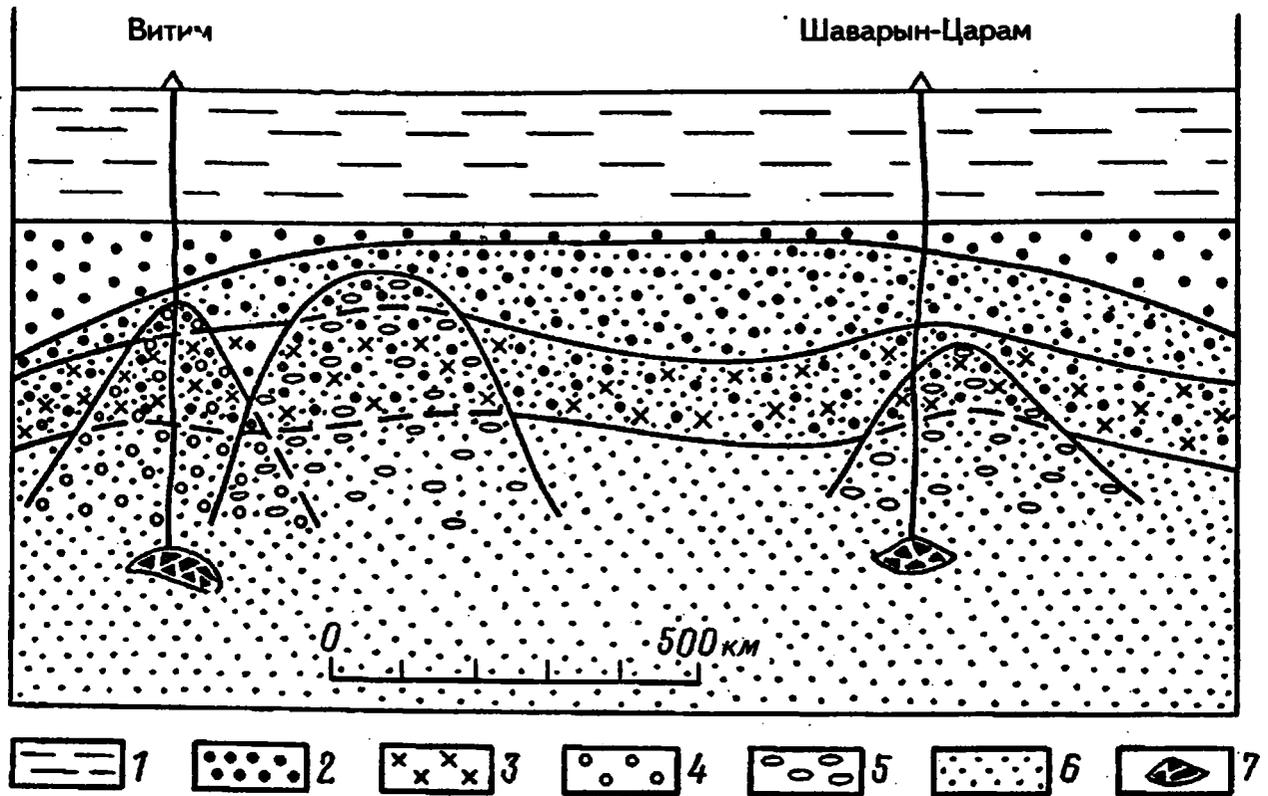


Рис. 53. Схематический разрез литосферной мантии в Северной Монголии и Восточном Прибайкалье

1 - кора; 2-6 - мантия, измененная процессами деплетирования или метасоматоза на рубежах: 2 - 2 млрд лет, 3 - 600, 4 - 400, 5 - 250, 6 - 60 млн лет; 7 - магматические очаги кайнозойских базальтов.

Рубеж ~ 0,25 млрд лет отвечает концу позднего палеозоя. На протяжении перми территория страны была охвачена разнообразными магматическими процессами. Среди них несомненно мантийную природу имели проявления рифтогенного магматизма. В Северной Монголии, где расположен вулкан Шаварын-Царам, они датируются верхней пермью с установленным Rb-Sr изохронным возрастом 249 млн лет [Ярмолюк и др., 1990]. Таким образом, устанавливается совпадение возрастов проявления рифтогенного вулканизма и процесса преобразования вещества мантии. Это приводит нас к выводу, что мантийный диапиризм, сопровождавший формирование позднемезозойской рифтовой системы, оказал определенное влияние на состав литосферной мантии в формах локального метасоматоза и еще одного деплетирования.

В кайнозое (< 0,06 млрд лет) литосферная мантия Северной, Центральной Монголии, а также ряда других районов Центральной Азии испытала воздействие глубинных мантийных диапиров. В результате в верхних горизонтах мантии возросла температура, возрос тепловой поток и в коре [Khutorskoy, Yarmolyuk, 1990]. Данные по мантийным ксенолитам показывают, что эти процессы сопровождались метасоматозом пород литосферной мантии и ее частичным плавлением. Мантийные процессы вызвали генерацию и излияние щелочнобазальтоидных магм, неотектоническое сводообразование и формирование рифтовых впадин и грабенов разного масштаба.

Мы привели здесь основные этапы геологической истории региона, в которых устанавливается корреляция процессов в коре и мантии. Но, как было показано выше, кора Монголии подвергалась рифтогенной переработке с участием мантийных источников вещества также в девоне и мезозое. Однако пока не удалось уловить эти события в метках мантийных ксенолитов. Возможно, что причиной этому служат пространственная локализация указанных рифтогенных процессов в участках территории, удаленных от мест проявления изученных мантийных ксенолитов. По крайней мере для района р. Витим (Восточное Забайкалье), где совмещены проявления девонского и кайнозойского рифтогенного магматизма, наряду с изотопными метками на уровне

2 млрд.лет и 600 млн.лет отмечены метки преобразования литосферной мантии с возрастом 410 млн.лет [Ионов, Ягуц, 1980].

На рис.53 представлен схематический разрез литосферной мантии, отражающий размещение в ней областей с разными возрастными деплетированиями и обогащениями. Из схемы следует, что состав мантийных ксенолитов зависит от того, через какие участки литосферы дренировались кайнозойские базальтовые магмы. По-видимому, эти ксенолиты повсеместно должны нести вещественные следы двух крупнейших событий, которые затронули литосферу под всем южным обрамлением Сибирской платформы (~ 2 млрд.лет и 600 млн.лет). Более поздние этапы трансформации мантии представлены в ее разрезе локально. Они, вероятно, отвечают окружению внедрившихся в литосферу на разных этапах развития территории астеносферные плюмы или диапиры.

Установленная корреляция в мантийных и коровых событиях намечает важнейшие рубежи геологической истории региона, в которые геологические процессы охватывали всю мощность литосферы и даже подлитосферной мантии. Среди них особое геологическое содержание имел рубеж ~ 2 млрд.лет. Он характеризовался особой длительностью ~ 200-300 млн.лет и привел к образованию континентальной литосферы. В геологических структурах этого времени возник широкий набор магматических формаций, указывающий на протекание эндогенных процессов во всем объеме литосферы. В настоящее время достаточно проблематично выделить какие-либо индикаторные формации, которые можно было бы связать собственно с мантийными процессами. По-видимому, основной объем продуктов мантийного плавления был законсервирован в нижней коре, как это было показано на схеме (рис.52).

Иную выраженность в поверхностных структурах имели процессы, протекавшие на рубежах 600, 400, 250, < 60 млн.лет. Они имели ярко выраженную рифтогенную природу и сопровождалась образованием формаций базальтов и щелочных пород. Рифтогенез проявился в различных геодинамических обстановках, что повлекло формирование различных породных ассоциаций.

На рубеже 600 млн.лет существовала обстановка, аналогичная современной океанической. Ей соответствовали излияния преимущественно низкокальциевых (тоеитовых) базальтов. В пределах обрамлявших океанический бассейн континентальных массивов также протекали процессы рифтогенеза, выразившиеся в образовании рассредоточенной системы рифтов в южной части Сибирской платформы и в ряде участков Тувино-Монгольского массива [Ярмолюк, Коваленко, Самойлов, 1989]. В этих рифтах в основном накапливались формации субщелочных базальтов и бимодальные, в том числе базальт-комендитовые.

В среднем палеозое (~ 400 млн.лет) продуктами мантийного происхождения явились формации щелочных и субщелочных базальтов, щелочных габброидов, а также их производные с участием коровой контаминации — щелочные граниты и сиениты. Они ассоциируют с системой рассредоточенных грабенов, возникшей в обстановке тылового рифтогенеза. О мантийной природе этих ассоциаций пород свидетельствуют возрастные метки в мантийных ксенолитах, связанных с кайнозойскими базальтами, которые пространственно совмещены с районами девонского рифтогенеза (Витимское плато). Другие (не рифтогенные) проявления девонского магматизма (в районе вулкана Шаварын-Царам) не сопровождалась изменениями состава мантийного субстрата и, следовательно, имели иные источники.

Для позднего палеозоя, насыщенного разнообразными магматическими событиями, фиксируется возрастная метка в 250 млн.лет. Этому рубежу на территории Северной Монголии, откуда получена метка, соответствует единственный геологический процесс — континентального рифтогенеза в сложной обстановке активной окраины калифорнийского типа [Ярмолюк, Коваленко, 1991]. Рифтогенез сопровождался массовыми излияниями субщелочных базальтов и их производных — пантеллеритов и комендитов, а также внедрениями щелочных гранитоидов. Изотопный анализ пород этих ассоциаций [Ярмолюк, Коваленко, 1991] показал, что продуктами мантийного плавления являются основные породы рифтогенных ассоциаций, тогда как кислые породы (пантеллериты, комендиты, щелочные гранитоиды) формировались в результате дифференциации базальтовых расплавов с участием коровой контаминации.

Важнейшим геологическим событием последней стадии развития региона (в интервале < 60 млн.лет) стало образование Монголо-Байкальской рифтовой области. Ее развитие сопровождалось излияниями субщелочных и щелочных базальтов. Эти базальты выносят мантийные ксено-

литы и, таким образом, их мантийная природа устанавливается однозначно. Образованию этих базальтов отвечает изменение в составе мантийного субстрата с возрастом менее 60 млн. лет.

Таким образом, для фанерозойской истории региона можно выделить группу магматических формаций, происхождение которых связано с процессами мантийной переработки. Эти формации ассоциируют с разнотипным рифтогенезом, который, по-видимому, являлся единственным геологическим процессом, захватившим литосферу на всю ее мощность.

Что касается других магматических формаций, которыми так богаты разновозрастные структурно-формационные комплексы Монголии, то следует сделать вывод, что их образование не было связано с активизацией мантии. Этот вывод, в частности, относится и к базальтовым формациям, возникшим в обстановках островных дуг активных окраин андийского типа и зон континентальной коллизии. По-видимому, их возникновение в основном было связано с короткими процессами (в том числе и плавлением коры субдуцируемых плит).

Полученный вывод позволяет нам на основе данных о распространении формаций мантийного происхождения построить карту-схему строения литосферной мантии Монгольского сектора Центрально-Азиатского пояса.

## КАРТОСХЕМА ЭВОЛЮЦИИ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

В настоящее время имеются данные по изотопному датированию мантийных ксенолитов из нескольких разобренных районов Центральной Азии — из вулкана Шаварын-Царам и с плато Дариганга (оба — территория Монголии) и с Витимского плато [Коваленко и др., 1990].

Эти данные свидетельствуют о повторяемости рубежа 2 млрд. лет для ксенолитов всех районов, но также показывают региональные отличия в последующей истории развития мантии, которые согласуются с определенными геологическими рубежами. Исходя из установленных корреляционных соотношений составлена картосхема строения мантии (рис. 54) в Центральной Азии [Коваленко и др., 1990]. На карте показаны основные рубежи преобразования мантии оконтурены области распространения мантийных процессов того или иного возраста. Эти рубежи и границы устанавливаются на следующих основаниях.

1. Литосферная деплетированная мантия в регионах распространения дорифейского основания сформировалась в основном на рубеже 2 млрд. лет.

2. Раннекаледонские и герцинские складчатые структуры содержат участки с послерифейской литосферной мантией. Формирование этой мантии было связано с процессами океанского рифтогенеза, которые протекали в венде-раннем кембрии в раннекаледонском складчатом поясе и в раннем-среднем палеозое в герцинском поясе.

В венде-раннем кембрии океанский рифтогенез был частью широкомасштабных процессов деструкции, охвативших всю территорию раннекаледонского складчатого пояса. Как уже выше отмечалось, они привели к образованию рассредоточенной системы спрединговых морских бассейнов с новой океанической литосферой, а также сети континентальных рифтов. Эти процессы сопровождалась плавлением дорифейской мантии, приведшим к дополнительному ее деплетированию. Возникшая в это время океаническая литосфера была в основном поглощена в зонах субдукции и практически не сохранилась в структуре литосферы складчатого пояса. Поэтому в целом литосферная мантия каледонид сформировалась в процессе двухстадийного деплетирования на рубежах в 2 млрд. лет и 600 млн. лет.

Литосфера герцинского пояса является в основном новообразованной. Она возникла в конце раннего-начале среднего палеозоя в связи с процессами спрединга и последующей переработки океанической коры в кору континентальную. Возраст литосферной мантии пояса соответствует возрасту образования океанической литосферы, т.е. концу раннего-началу среднего палеозоя.

Континентальный рифтогенез связан с мантийными диапирами, которые метасоматически преобразуют литосферную мантию, и, кроме того, способны вызвать ее частичное плавление. Предполагается, что воздействие диапиров происходит в рамках тех объемов литосферной мантии, которые располагаются под рифтовыми грабенами. Последние фиксируют участки дробления литосферы, и именно под ними возможно проникновение в литосферу мантийных диапиров. В процессе геологического развития региона континентальный рифтогенез имел место в девоне, перми, раннем и позднем мезозое и кайнозое.

На составленной таким образом схематической карте рис. 55 показаны области мантии, в той или иной степени преобразованные разновозрастными транслитосферными геологическими процессами. Из схемы видно, что отдельные участки мантии Центральной Азии неоднократно вовлекались в процессы переработки. Границы областей трансформации состава мантии на том

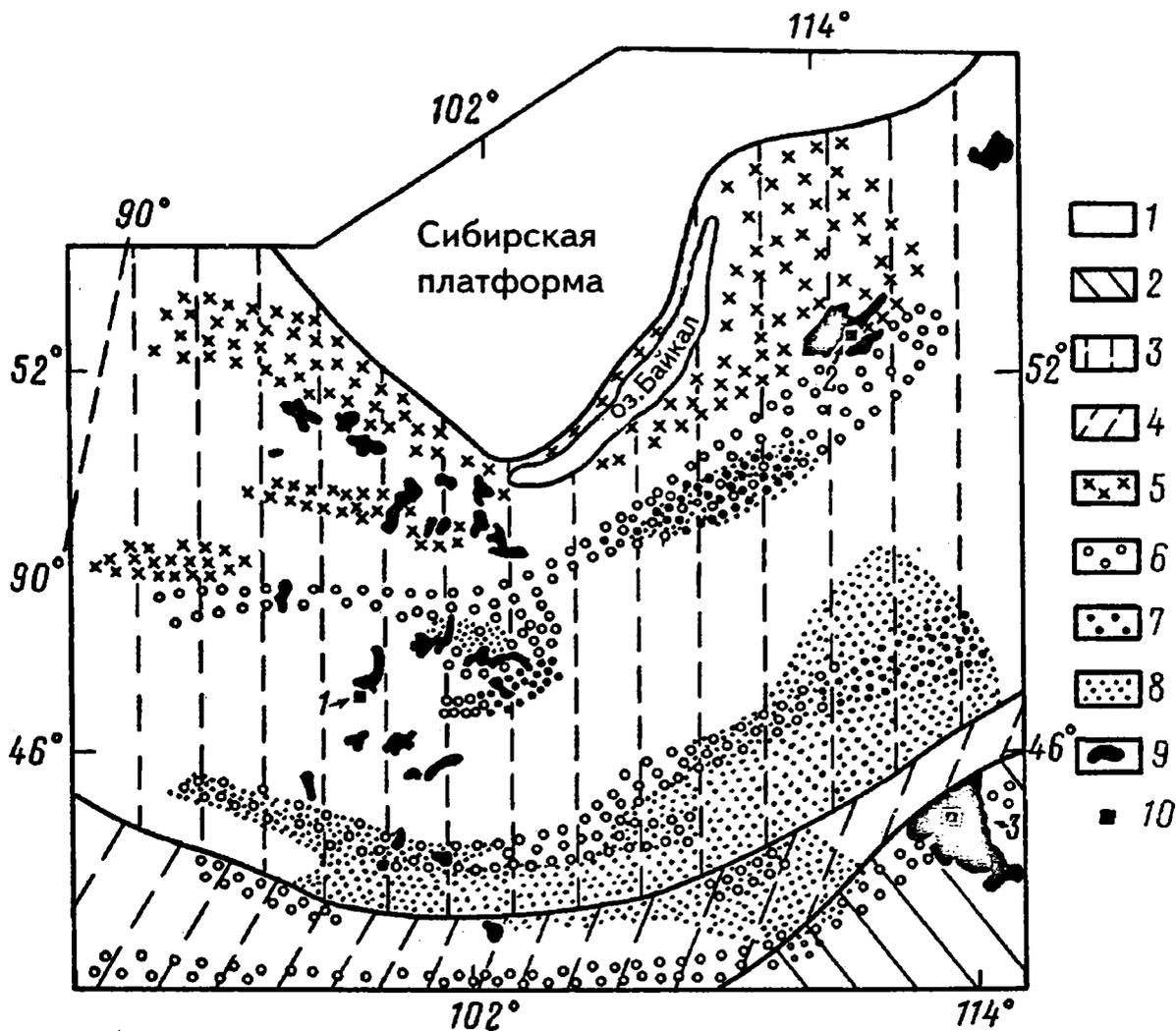


Рис. 54. Схематическая карта строения мантии Центральной Азии

1-8 - участки мантии, деплетированные и (или) метасоматированные на рубежах (в млн.лет): 1 - 2000, 2 - 2000 и 1300, 3 - 2000 и 700-550, 4 - 500-400, 5 - 400-350, 6 - 300-250, 7 - 230-180, 8 - 140-90; 9 - кайнозойские базальты; 10 - места опробования мантийных ксенолитов. 1 - вулкан Шаварын-Царам, 2 - Витимское плато, 3 - плато Дариганга.

или иным возрастном рубеже определялись с учетом изложенных выше принципов. В соответствии с ними выделяются: 1) районы Сибирской платформы и Даригангского выступа с литосферной мантией, в основном стабилизированной в раннем докембрии; 2) область раннекаледонской складчатости, в пределах которой отмечаются два региональных уровня преобразования мантии (2 млрд.лет и 0,6 млрд.лет) и более локальные преобразования, связанные с континентальным рифтогенезом; 3) область герцинской складчатости, с возрастом литосферной мантии в 500-400 млн.лет, вовлекавшей в узких зонах более молодых континентальных рифтов в процессы переработки.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В монографии обобщены результаты многолетних формационных исследований, выполненных большой группой российских и монгольских геологов и получивших отражение на Карте геологических формаций Монголии [1989]. Эти исследования проводились в разные годы, разными методами и на разном уровне изученности геологического материала и поэтому не все формации охарактеризованы в равной мере.

Наиболее важными результатами этого изучения можно считать выделение и описание многочисленных конкретных осадочных и магматических формаций и сопоставление их с типовыми формациями структурно-формационных комплексов-показателей, определяющих последовательные стадии становления земной коры — океаническую, переходную и континентальную. На основе такого формационного анализа было установлено, что в каледонской части территории Монголии (северный мегаблок) эти стадии начинались и проходили раньше: океаническая — в венде-раннем кембрии, переходная — кембрии-раннем ордовике и континентальная — позднем ордовике-девоне. В южном, герцинском мегаблоке эти же стадии проходили позднее: ордовике-раннем девоне, среднем-позднем девоне и карбоне-перми. Еще позднее сходные стадии прошли в самой южной индо-синийской Солонкерской зоне: океаническая — карбоне-ранней перми, переходная — поздней перми и континентальная — мезазое.

Реконструкция процессов формирования конкретных покровно-складчатых сооружений, слагающих эти мегаблоки, затруднена из-за принятого в данной работе раздельного изучения и описания осадочных и магматических формаций. Едва ли следует доказывать, что в реальных условиях эти процессы обычно происходят одновременно и совпадают в пространстве. Поэтому в природе осадочные и магматические формации образуют единые вертикальные и латеральные ряды, анализ которых и дает возможность реконструировать не только процессы образования самих формаций, но и процессы формирования сложных ими покровно-складчатых сооружений и структур. В данной работе такой формационный анализ провести не удалось; однако принятый здесь раздельный подход к осадочным и магматическим формациям имеет не только недостатки, но и заметные достоинства.

Так, глубокий литологический анализ осадочных формаций позволил установить почти для каждой из них условия размыва, переноса и накопления, то есть выяснить и охарактеризовать конкретную обстановку, существовавшую в бассейне седиментации. Более того, изучение таких специфических осадочных формаций как олистостромы, позволяет утверждать, что их происхождение связано с горизонтальными движениями тектонических покровов, их разрушением, размывом и захоронением. Таким путем выясняется парагенетическая осадочно-тектоническая природа олистостромов. Следует отметить также, что анализ кремнисто-карбонатной фосфоритоносной формации способствовал решению глобальной проблемы происхождения фосфоритов, а изучение цеолитоносных формаций обеспечило не только выяснение условий их образования, но и открытие огромной цеолитовой провинции в Южной Монголии. Таким образом, специальные литологические исследования осадочных формаций дали возможность раскрыть условия их седиментации, а также выяснить важные особенности процессов образования некоторых структур и полезных ископаемых.

Изучение магматических формаций, которым посвящена значительная часть монографии, позволяет судить о глубинных процессах, происходивших при преобразовании океанической и формировании континентальной коры. Каждой стадии этих процессов соответствуют магматические формации определенного состава и, как следствие, смена этих стадий обуславливает направленную эволюцию состава магматических формаций от низкокальциевых (толеитовых) базальтов на ранней океанической стадии через известково-щелочные вулканы среднего состава, характерные для переходной к кислым и особенно основным формациям повышенной щелочности, преобладающим на континентальной стадии.

Весьма важные выводы были сделаны в результате изучения состава и возраста фанерозойских формаций, занимающих определенное положение в структурах. Оно позволяет реконструировать последовательные палеодинамические обстановки, которым соответствуют определенные магматические формации, а именно: деструктивную рифтогенную, спрединговую океаническую, субдукционную и аккреционную активной континентальной окраины андийского и калифорнийского типов и, наконец, континентальной коллизии с миграцией мантийных горячих точек.

Первая, но очень важная попытка выяснения эволюции состава литосферы монгольского сектора Центрально-Азиатского складчатого пояса выполнена на новом материале специального изотопного изучения эффузивных пород и мантийных ксенолитов в кайнозойских базальтах. Она дала возможность скоррелировать эволюцию магматизма на основных стадиях развития земной коры с рядом этапов деплетирования вещества мантии. Выявленные этапы деплетирования мантии: 2 млрд лет, 600, 400, 250 и 60 млн лет сопоставляются с наиболее активными процессами метаморфизма и гранитизации, а также рифтогенезом с проявлением базальтоидного, бимодального и щелочного магматизма. Можно предположить, что последовательные этапы деплетирования мантии постепенно усиливали истощение мантии за счет оттока силикатического вещества, уходившего на построение земной коры. Это предположение увязывается с отмеченной выше направленной эволюцией состава континентальных магматических формаций в сторону выпячивания в них роли основных пород.

Учитывая, что территория Монголии занимает ключевое положение в геологической структуре Центральной Азии, авторы надеются, что приведенные в данной монографии материалы послужат необходимым дополнительным источником для исследователей, занимающихся самыми разнообразными геологическими проблемами гигантского региона.

Рудные и нерудные полезные ископаемые являются равноправными парагенетическими членами различных формационных комплексов, поэтому Карта геологических формаций МНР (1989) и представленная монография, при дальнейших разработках, могут служить основой для составления прогнозных карт на разные виды полезных ископаемых.

Монография подготовлена и издана при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 93-05-09099, 93-05-9206, 93-05-8158)

## Литература

1. Агафонов Л.В., Баярхуу Ж., Пинус Г.В., Ступаков С.И. Металлогения Монгольской Народной Республики (полезные ископаемые, связанные с альпинотипными гипербазитами). Новосибирск: Препринт, 1985.
2. Агафонов Л.В., Пинус Г.В. Родингиты офиолитовых зон восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и метаморфизм). М.: Наука, 1961.
3. Агафонов Л.В., Ступаков С.И. Петрология и минералогия базитовых, ультрабазитовых и метаморфических пород Керуленской зоны разломов // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С.71-104.
4. Алтухов Е.Н., Зайцев Н.С. Докембрий юга Сибири и севера Монголии (проблемы корреляции) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т.54. Вып. 4. С.35-48.
5. Амантов В.А., Лувсанданзан Б., Матросов П.С., Хасин Р.А. Основные черты интрузивного магматизма каледонской складчатой области Северо-Западной Монголии // Материалы по геологии МНР. М.: Недра, 1966. С.86-111.
6. Андреева Е.Д., Яшина Р.М., Гарам Д. и др. Нефелиновые породы Северной Монголии // Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М.: Наука, 1990.
7. Андреева Е.Д., Яшина Р.М., Гарам Д. О нефелиновых массивах Монголии // Докл. АН СССР, 1987. Т.294. №5. С.925-929.
8. Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. 231с.
9. Бадамгарав Ж., Луцицкая А.И., Фрих-Хар Д.И., Мартинсон Г.Г. Новые данные о нижнемеловых базальтах Монголии // Изв. АН СССР. 1986. №4. С. 44-51.
10. Беззубцев В.В. О стратиграфии докембрия и кембрия бассейна р. Дзабхан // Материалы по геологии МНР. М.: Недра 1963. С.29-42.
11. Бибикина Е.В., Байкова В.С., Гороховский Б.М. и др. Раннепротерозойский рубеж докембрия Байдарикского блока Центральной Монголии // Изв. АН СССР. Серия геол. 1990. №7. С.57-62.
12. Бибикина Е.В., Грачева Т.В., Козаков И.К. и др. Геохронологическое обоснование раннепротерозойского тектоно-метаморфического цикла в архейских образованиях каледонид Центральной Монголии // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л. : Наука, 1990. С.190-195.
13. Бибикина Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья: Геология и геохронология докембрийской платформы. Л.: Наука, 1989. С.78-99.
14. Бибикина Е.В., Кориковский С.П., Кирнозова Т.П. и др. Определение возраста пород Байкало-Витимского зеленокаменного пояса изотопно-геохронологическими методами: Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. М.: Наука, 1987. С.154-164.
15. Благоданов В.А., Зайцев Н.С., Коробов М.Н., Покровская Н.В. Первые нижнекембрийские трилобиты Монголии // Докл. АН СССР. 1971. Т.199. №6. С.1371-1374.
16. Бухаров А.А. Протоактивизированные зоны земной коры (геологическое строение, вулканизм, история развития): Автореф. дис. д-ра геол.-мин. наук Иркутск, 1986. 31с.
17. Бушинский Г.И. Древние фосфориты и их генезис. М.: Наука, 1966. с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 149).
18. Бямба Ж. Древние фосфориты Монголии // Литология и полез. ископ. 1987. №1. С.94-104.
19. Вахрамеев В.А. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и полифлористические провинции этого времени. М.: Наука, 1964. 263 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 102).
20. Вахрамеев В.А. Юрские и меловые флоры Монголии и климат того времени // Изв. АН СССР. Серия геол. 1983. №11. С.14-21.
21. Вознесенская Т.А. Субаркозовый флиш в каледонидах Западной Монголии // Литология и полез. ископ., 1980. №4. С.68-80.
22. Вознесенская Т.А., Дергунов А.Б. Строение и тектоническое положение среднекембрийско-тремадокских отложений Западной Монголии // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т.57. Вып.4. С.79-94.
23. Гаврилова С.П. Девонский вулканизм Монголии. Сравнение вулканогенных пород и их петрохимические особенности // Континентальный вулканизм Монголии. М.: Наука, 1983. С.6-28. (Тр. ССМНИГЭ. Вып. 36).
24. Гаврилова С.П., Лувсанданзан Б. Девонский вулканизм Западной Монголии // Континентальный вулканизм Монголии. М.: Наука, 1983. С.6-24. (Тр. ССМНИГЭ. Вып. 36).
25. Геологическая карта Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:1 500 000. М.: ГУГК, 1972.

26. Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1973. Т.2. 752с.
27. Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 240с.
28. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. М.: Наука, 1975. 288с.
29. Грецкая Т.А., Моссаковский А.А. Некоторые вопросы стратиграфии и структурных соотношений карбона и триаса на севере Центральной Монголии // Изв. АН СССР. Серия геол. 1969. №2. С.105-113.
30. Девяткин Е.В. Структуры платформенного этапа развития Западной Монголии // Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. С.259-262.
31. Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии. М.: Наука, 1981. 230с. (Тр. ССМНИГЭ, вып. 230).
32. Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 1989. 191с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 437).
33. Дергунов А.Б., Зайцев Н.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С. Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С.67-103.
34. Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б. Палеотектонические зоны и покровные структуры Западной Монголии // Геотектоника. 1984. №3. С.40-52.
35. Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Коробов М.Н., Хераскова Т.Н. Новые данные по стратиграфии венда и нижнего кембрия хр. Хан-Хухей (Западная Монголия) // Геология и геофизика. 1983. №3. С.43-54.
36. Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Павленко В.С. Геология Западной Монголии. М.: Наука, 1980. с.195. (Тр. ССМНИГЭ. Вып. 31).
37. Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Палей И.П., Хераскова Т.Н., Хьюпинен Т.П. О соотношении карбонатных венд-кембрийских отложений с более древними образованиями Западной Монголии // Геотектоника. 1980. №6. С.42-48.
38. Дергунов А.Б., Маркова Н.Г. Среднепалеозойские орогенные структуры Монгольского Алтая // Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. С.119-126. (Тр. ССМНИГЭ. Вып. 9).
39. Дергунов А.Б., Хераскова Т.Н. Особенности вулканизма ранней стадии развития каледонид Центральной Азии (Центральный Казахстан и юг Сибири) // Бюл. МОИП. Серия геол. 1981. Т.56. №5. С.35-53.
40. Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск. 1980. 199 с. (Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Вып.456).
41. Еганов Э.А. Фосфоритообразование и строматолиты. Новосибирск, 1988. 89с.
42. Жегалло В.И., Шевырева Н.С. Ревизия геологического строения и новые данные о фауне местонахождения Гапато (палеоцен МНР) // Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976. С.269-279.
43. Зайцев Н.С. Структурно-формационные комплексы и структуры ранних каледонид // Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. М.: Наука, 1975.
44. Зайцев Н.С. Основные черты геологии Северной Монголии и Южной Сибири // Геология местонахождения фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск, 1982. С.66-78.
45. Зайцев Н.С. Хубсугульские фосфориты Монголии // Природа. 1982. №3. С.92-101.
46. Зайцев Н.С., Благоданов В.А., Бямба Ж. Формационная характеристика раннекаледонских структур Северной Монголии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. Т.49. №4. С.57-69.
47. Зайцев Н.С., Ильин А.В. Тектоника Прихубсугульского прогиба (МНР) // Геотектоника. 1970. №5. С.3-11.
48. Зайцев Н.С., Ильин А.В. Некоторые особенности строения Буренханского месторождения фосфоритов (МНР) // Докл. АН СССР. 1981. Т.259. №2. С.430-432.
49. Зайцев Н.С., Лувсанданзан Б. Основные вопросы геологического строения и структуры Монголии // Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. 233с. (Тр. ССМНИГЭ. Вып. 220).
50. Зайцев Н.С., Лувсанданзан Б., Нягмбина М.С. Тектоника Монголии // Тектоника Азии: 27-й Междунар. геол. конгресс. Доклады. Коллоквиум К.05. М. 1984 С.33-42.
51. Зайцев Н.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Томуртоого О., Лхасурэн Б. О времени замыкания Хангайского прогиба в восточных частях Центральной Монголии // Геотектоника. 1969. №6. С.89-94.
52. Землетрясения и сейсмическое районирование территории Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1985. 324с. (Тр. ССМНИГЭ. Вып. 41).
53. Зоненшайн Л.П. Учение о геосинклинальных и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972. 222с.
54. Зоненшайн Л.П. Среднепалеозойские орогенные структуры Центральной Монголии // Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. С.130-133. (Тр. ССМНИГЭ. Вып. 9).

56. Зоненшайн Л.П. Офиолиты Монголии // Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. С. 27-35.
57. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Хангайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов // Геотектоника. 1978. №1. С.19-42.
58. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Томуртоого О., Коптева В.В. Офиолиты Западной Монголии // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С.7-19.
59. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра. 310с.
60. Зоненшайн Л.П., Томуртоого О. Офиолиты и основные закономерности формирования земной коры Монголии // Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979. С. 135-144.
61. Зоненшайн Л.П., Филиппова И.Б. Хангай-Хэнтэйская зона // Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. С.98-107. (Тр. ССМНИГЭ. Вып. 9).
62. Зорин Ю.А., Балк Т.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной областью и сопредельными регионами // Физика Земли. 1988. №7. С.32-42.
63. Изох А.Э., Баярбилэг Л. Особенности внутреннего строения и краевые фации расслоенных перидотит-широксенит-габброноритовых массивов: на примере Баянцаганского массива, МНР // Геология и геофизика. 1988. №8. С.75-86.
64. Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Баярбилэг Л. Габброидные формации Западной Монголии. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. 269с.
65. Изох А.Э., Поляков Г.В., Прутов В.П., Баярбилэг Л. Петрохимия и рудоносность Номгонского троктолит-анортозит-габбрового массива (Монголия) // Петрохимия и рудоносность габброидных формаций. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. С.54-83.
66. Ильин А.В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М.: Наука, 1973. 167с. (Тр. ССМНИГЭ. Вып. 6).
67. Ильин А.В. Вендско-кембрийские базальтоиды Северной Монголии // Изв. АН СССР. Серия геол. 1978. №5. С.60-71.
68. Ильин А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембри-кембри. М.: Наука, 1982. 116с.
69. Иванов Н.В., Черновских В.Ф., Эбум Ч. Зональность угленакопления на территории Монгольской Народной Республики // Сов. геология на территории Монгольской Народной Республики // Сов. геология. 1971. №6. С.153-158.
70. Ионов Д.А., Ягуц Э. Изотопия стронция и неодима в минералах гранатовых и шпинелевых перидотитовых ксенолитов Витимского плоскогорья — первые данные для мантийных включений СССР. Докл. АН СССР. Т.301. №5, 1988. С.1195-1199.
71. Козаков А.В. Фосфатные фации и генезис природных фосфоритов // Сов. геология. 1937. №7.
72. Козаков А.В. Фосфатные фации.: ГОНТИ, 1939.
73. Карта геологических формаций территории Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:1500000. М.: ГУГК, 1989.
74. Карта мезозойской и кайнозойской тектоники Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:1500000 М.: ГУГК, 1979.
75. Кепежинскас В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.
76. Кепежинскас В.В. Известково-щелочные параллельные дайки офиолитов как признаки интрадугового спрединга // Докл. АН СССР. 1984. Т.278. №3. С. 700-703.
77. Кепежинскас В.В., Кепежинскас К.Б., Бобров В.А., Перхоменко В.С. Геохимия вулканогенных пород метаофиолитовых формаций Монголии и условия образования палеоокеанической литосферы // Геохимия редкоземельных элементов в базитах и гипербазитах. Новосибирск, 1985 (ИГиГ). С.4-26.
78. Кепежинскас В.В., Лучицкий И.В. Пермские вулканические ассоциации Центральной Монголии // Ассоциации вулканогенных пород монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение. М.: Наука, 1973. С.71-93. (Ир. ССМНИГЭ, Вып. 6).
79. Кепежинскас В.В., Лучицкий И.В. Континентальные вулканические ассоциации Центральной Монголии. М.: Наука, 1974. 70с. (Тр. ССМНИГЭ. Вып. 8).
80. Кепежинскас К.Б., Кепежинскас В.В., Зайцев Н.С. Эволюция земной коры Монголии в докембри-кембри. М.: Наука, 1987. 168с. (Тр. ССМНИГЭ. Вып. 44).
81. Кепежинскас К.Б., Кепежинскас В.В., Томурхуу Д., Доржнамжаа Д. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Монголии // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск. Наука, 1985. С.19-33.

82. Келесжинская К.Б., Томашенко А.А., Прусевич А.А., Прусевич Н.А., Фомина Н.Л. Состав флюидных включений в кварцах метаморфических формаций докембрия-нижнего кембрия Восточного Прихубсугулья (МНР). ЗВМО, 1988.
83. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 159с.
84. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск. Наука. Сиб. отд.-ние, 1977. 250с.
85. Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Горегляд А.В. и др. Лугингольский массив псевдолейцитовых сиенитов в Монгольской Народной Республике (первая находка) //Изв. АН СССР.Серия геол. 1974. № С.38-49.
86. Коваленко В.И., Зайцев Н.С., Ярмолюк В.В. и др. Основные геодинамические этапы развития территории Монголии и их металлогеническая специфика //Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука. 1984. С.3-40.
87. Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгониты — субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. Н.: Наука, 1976. 127с.
88. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Горегляд А.В. Южнообийский пояс щелочных пород с редкометалльной минерализацией в Монгольской Народной республике //Ежегодник по работам 1970г. Иркутск, 1971. С.72-76. (Сибирский институт геохимии).
89. Коваленко В.И., Моссаковский А.А., Ярмолюк В.В. Проблема реконструкции геологических обстановок и петрохимическая зональность (на примере позднепалеозойского вулканического пояса Монголии). //Геотектоника. 1983. №6. С.13-29.
90. Коваленко В.И., Пополитов Э.И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород Северо-Восточной Тувы. М.: Наука, 1970. 255с.
91. Коваленко В.И., Самойлов В.С., Владыкин Н.В., Горегляд А.В., Писарская В.А., Конусова В.В. Редкометалльные карбонаты и Магнетит-апатитовые породы Монголии. М.: Наука, 1979. С.158-167. (Тр. ССМНИГЭ. Вып. 30).
92. Коваленко В.И., Самойлов В.С., Волчанская И.К., Баскина В.А., Владыкин Н.В., Горегляд А.В., Фаворская М.А., Зоненшайн Л.П., Шувалов В.Ф., Писарская В.А., Гормашева Г.Г. Карбонатитовые комплексы приповерхностной формации в Монгольской Народной Республике //Ежегодник 1975 (ин-т геохимии СО АН СССР). Иркутск, 1976. С.83-88.
93. Коваленко В.И., Царева Г.М., Горегляд А.В., Ярмолюк В.В., Аракелянц М.М. Геология и петрография щелочных редкометалльных гранитоидов Халдзан-Бурэгтегского массива (Монгольский Алтай) // Изв. АН СССР. Серия геол. 1989. №9. С.25-34.
94. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Моссаковский А.А. Магматизм и геодинамика континентальной стадии (на примере Монголии) //Геотектоника. 1989. №4. С.3-20.
95. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Эволюция магматизма в структурах Монголии. //Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М.: Наука, 1990. С.23-55.
96. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ионов Д.А. и др. Эволюция мантии Центральной Азии и развитие тектонических структур земной коры. //Геотектоника. №4. 1990. С.3-16.
97. Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы палеозойд Монголии. Л.: Наука., 1986. 144с.
98. Козаков И.К., Байкова В.С., Бибилова Е.В. и др. Тектоно-магматические циклы в докембрии южного обрамления Сибирской платформы //Геология и геохронология докембрия Сибирской платформ и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С.183-190.
99. Кошкин Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262с.
100. Кононова В.А., Первов В.А., Коваленко В.И., Лапутина И.П. Псевдолейцитовые сиениты, вопросы их генезиса и формационной принадлежности (на примере Лугингольского массива) //Изв. АН СССР. Серия геол. 1981. №5, С.31-40.
101. Континентальный вулканизм Монголии. М.: Наука, 1983. 189с. (Тр. ССМНИГЭ. Вып. 36).
102. Копцева В.В. Параллельные дайки и подушечные лавы офиолитов и их структурно-морфологическое взаимоотношения в Баян-Хонгорской зоне Монголии: 27-й Междунар. геол. конгресс. Тез. докл. Москва, 4-14 авг. 1984г. М.: наука, 1984. Т.3. С.265-266.
103. Копцева В.В., Кузьмин М.И., Томуртоого О. Строение верхней части разреза офиолитов Баян-Хонгорской зоны Монголии //Геотектоника. 1984. №6. С.39-54.
104. Коробов М.Н. Базистратиграфия и миомерные трилобиты нижнего кембрия Монголии. М.: Наука, 1980. С.5-108. (Тр. ССМНИГЭ. Вып. 26).
105. Коробов М.Н. Нижнекембрийские трилобиты и возраст фосфоритов Западного Прихубсугулья (Монголия) //Изв. АН СССР. Серия геол. 1980. №9. С.97-107.

106. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 199с.
107. Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П., Томуртоого О., Баранов Б.В. Положение ультраосновных-основных расслоенных пород и дайковой серии в офиолитовых разрезах Монголии //Геология и геофизика, 1983. №4. С.15-24.
108. Левина Л.М. О туфах в нижнемеловых отложениях Восточной Гоби //Геология и нефтегазоносность Средней Азии, Волго-Уральской области, Предкавказья и Прикаспия. М.: Госкомтехиздат, 1961. С.21-24. (Тр. ВНИГНИ. Вып. 30).
109. Магматические горные породы. Т.4. Кислые и средние породы. М.: Наука, 1987. 370с.
110. Магматические горные породы. Т.5. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. 440с.
111. Макарычев Г.И. Докембрийская континентальная кора Западной Монголии и проблема ее деструкции //Геотектоника. 1988. №6. С.63-75.
112. Маринов А.Н. и др. Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1973-1977. В 3-х томах.
113. Маринов Н.А., Дугэрсурэн Ж., Эзбум Ч., Будков М.М. Уголь //Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1977. Т.Ш. Полезные ископаемые. С.25-88.
114. Маркова Н.Г. Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1975. 120с. (Тр. ССМНИГЭ. Вып. 12).
115. Маркова Н.Г., Коробов М.Н., Журавлева З.А. К вопросу о вендкембрийских отложениях юго-западной Монголии //Бюл.МОИП. Отд. геол. 1972. Т.47. Вып. 1. С.72-83.
116. Мартинсон Г.Г., Сочава А.В., Барсболд Р. О стратиграфическом расчленении верхнемеловых отложений Монголии //Докл. АН СССР. 1969. Т.189. №5. С.1081-1084.
117. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 308с. (Тр. ССМНИГЭ. Вып. 11).
118. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны геологического прошлого и связанные с ними образования (статья первая) //Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1974. X, XI. Вып. 5. С.57-71.
119. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны геологического прошлого и связанные с ними преобразования (статья вторая) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1975. . Вып. 5. С.57-84.
120. Миллер Ю.В. Тектоно-метаморфические циклы. Л.: Наука, 1982. 180 с.
121. Митрофанов Ф.П., Бибилова Е.В., Грачева Т.В., Козаков И.К. И др. Архейский изотопный возраст тоналитовых "серых" гнейсов в структурах каледонид Центральной Монголии //Докл. АН СССР. 1985. Т.284. №3. С.670-674.
122. Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П. Докембрий западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука. 1981. 156 с.
123. Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 318 с. (Тр. Гин АН СССР. Вып. 269).
124. Моссаковский А.А., Дергунов А.Б. Каледониды Казахстана и Центральной Азии //Геотектоника. №2. 1983. С.16-33.
125. Моссаковский А.А., Томуртоого О. Верхний палеозой Монголии. М.: Наука, 1976. 126 с. (Тр. ССМНИГЭ. Вып. 15).
126. Нагибина М.С. Мезозойские структуры ревивации Монголии //Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975 а. С.18-82. (Тр. ССМНИГЭ. Вып. 11).
127. Нагибина М.С. Кайнозойский вулканизм Монголии //Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975 б. С.288-290.
128. Нагибина М.С. Некоторые общие закономерности пространственного размещения мезозойских и кайнозойских структур и магматических образований Монголии //Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975 в. С.290-296.
129. Нагибина М.С. Континентальный рифтогенез и вулканизм, сопровождающий его развитие //Континентальный рифтогенез. М.: Советское радио, 1977. С.31-35.
130. Нагибина М.С., Бадамгарав Ж. Новые находки раннемеловой фауны в Центральной Монголии // Докл. АН СССР. 1974. Т.214. №6. С.978-981
131. Нагибина М.С., Петрова В.В. О связи цеолитового оруденения с верхнемезозойским вулканизмом юго-восточной Монголии //Изв. АН СССР. Серия геол. 1988. №7. С.107-121.
132. Нагибина М.С., Петрова В.В., Соколова А.Л., Амарджаргал. Первые находки цеолитов в составе пермского осадочно-вулканогенного комплекса Монголии //Изв. АН СССР. Серия геол. 1989. №7. С.155-159
133. Нагибина М.С., Шувалов В.Ф., Мартинсон Г.Г. Основные черты стратиграфии и истории развития мезозойских структур Монголии //Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. С.76-91. (Тр. ССМНИГЭ. Вып. 22).

134. Неедов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
135. Николаева Т.В., Шувалов В.Ф. Основные этапы осадконакопления и развития рельефа Центральной Монголии в мезозое и кайнозое //Вестн. ЛГУ. Серия геол.,геогр. 1969. Вып. 3. №18. С.129-139.
136. Николаева Т.В., Шувалов В.Ф. Новые материалы по геологии кайнозоя и геоморфологии Гобийского Алтая //Вестн. ЛГУ. Серия геол.,геогр. 1979. Вып. 3. №18. С.109-112.
137. Павленко А.С., Филиппов Л.В., Орлова Л.П. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. 222 с.
138. Павловский Е.В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры //Изв. АН СССР. Серия геол. 1953. №5. С.82-89.
139. Палей И.П. Соотношение докембрийских метаморфических толщ Монголии с каледонскими офиолитами //Геотектоника. 1979. №4 С.45-51.
140. Первов В.А., Кононов В.А., Аракелянц М.М. Возраст некоторых щелочных массивов Гоби. //Изв. АН СССР. Серия геол. 1980. №5. С.3-11.
141. Перфильев А.С., Херасков Н.Н. Диабазовые комплексы и проблема тектонической расчлененности океанической коры //Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. С.64-104.
142. Петрова В.В., Бадамгарав Д., Соколова А.Л., Серебрянникова Н.Д. Новый тип цеолитов вулканогенно-лимнического генезиса //Литология и полез. ископ. 1987. №4. С.27-32.
143. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ы.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 120 с.
144. Пискунов Б.Н. Вулканизм островных дуг востока Азии — вариации состава и связь с глубинным строением //Океанический магматизм. М.: Наука, 1986. С.138-153.
145. Поляков Г.В., Богнибов В.И., Изох А.Э. и др. Перидотит-пироксенит-габброноритовая формация Восточной Тувы и Северо-Западной Монголии //Плутонические формации Тувы и их рудоносность. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. С.3-57.
146. Поляков Г.В., Изох А.Э., Богнибов В.И. и др. Раннепалеозойская формация расчлененных перидотит-пироксенит-габброноритовых массивов Северо-Западной Монголии //Геология и геофизика. 1984. №1. С.50-62.
147. Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П. Анортозитовая формация Монголии //Докл. АН СССР. 1983. Т.270. №4. С.955-959.
148. Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П., Богнибов В.И. Систематика габброидных формаций Западной Монголии //Систематика магматических формаций. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. С.4-59.
149. Редкометалльные гранитоиды Монголии. М.: Наука, 1971. 221 с.
150. Руженцев С.В. Геология Гобийского Тянь-Шаня и проблема Южно-Монгольского океана //Изв. Вузов. Геология и разведка. 1985. №6. С.12-19.
151. Руженцев С.В., Бадарч Г. Доорогенная тектоника Южной Монголии //Докл. АН СССР. 1989. Т.305. №3. С.682-685.
152. Руженцев С.В., Бадарч Г., Вознесенская Т.А. Тектоника Заалтайской зоны Монголии (хребты Гурбансайхан и Дзолен) //Геотектоника. 1985. №4. С.28-40.
153. Руженцев С.В., Бадарч Г., Вознесенская Т.А., Шаркова Т.Т. Формации и структуры варисцид Южной Монголии //Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С.101-137. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 417).
154. Салтыковский А.Я., Генштафт Ю.С. Кайнозойский вулканизм //Континентальный вулканизм Монголии. М.: Наука, 1983. С.170-179.
155. Салтыковский А.Я., Генштафт Ю.С. Мантия и вулканизм юго-востока Монголии (плато Дариганга). М.: Наука, 1984. 201 с.
156. Салтыковский А.Я., Генштафт Ю.С., Аракелянц М.М. Калиевые базальтоиды в кайнозое Монголии (вулканический ареал Утей-Нур) //Вулканология и сейсмология. 1984. №3. С.60-73.
157. Салтыковский А.Я., Генштафт Ю.С., Грачев А.Ф. и др. Петрология и петрохимия кайнозойских базальтов и глубинных включений Байкало-Монгольского региона //Комплексные исследования развития Байкало-монгольского региона в кайнозое. М.: ИФЗ АН СССР, 1981. С.5-86.
158. Салтыковский А.Я., Грачев А.Ф., Генштафт Ю.С. Некоторые закономерности пространственного распределения петрогенных элементов в базальтах Байкало-Монгольского региона //Особенности внутриконтинентального базальтового магматизма. М.: ИФЗ АН СССР, 1980. С.3-27.
159. Самойлов В.С., Аракелянц М.М. Позднемезозойский магматизм Гобийского Алтая и его структурное положение //Геотектоника. 1989. №4. С.96-104.

160. Самойлов В.С., Коваленко В.И. Комплексы щелочных пород и карбонатитов Монголии. М.: 1983. 199 с.
161. Семейкин И.Н. Стрoение разрезов позднекембрийской фосфоритонoсной формации Восточного Саяна и их корреляция с разрезом Хубсугульского месторождения МНР //Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск, 1982. С.99-110.
162. Солоненко В.Н. Сейсмичность территории МНР и положение эпицентральных зон Гоби-Алтайских землетрясений //Гоби-Алтайское землетрясение. М.: Изд. АН СССР, 1963. С.216-235.
163. Солоненко В.П., Тресков А.А., Флоренсов Н.А. Сейсмическое районирование Восточной Сибири // Геология и геофизика. 1960. №10. С.104-114.
164. Сочава А.В. Стратиграфия и литология верхнемеловых отложений Южной Монголии //Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л.: Наука, 1975. С.113-182.
165. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Из. АН СССР. Т.1. 1960. 210 с.
166. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с. (Тр. ССМНИГЭ. Вып. 9).
167. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980. 223 с.
168. Тектоническая карта Монгольской Народной Республики. М.: ГУГК, 1978.
169. Тимофеев П.П., Холодов В.Н. Эволюция бассейнов седиментации в истории Земли //Изв. АН СССР. Серия геол. 1984. №7. С.10-34.
170. Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Хворова И.В. Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах //Литология и полез. ископ. 1983. №5. С.3-23.
171. Томуртоого О. Офиолиты и формирование складчатых областей Монголии: Автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук. М.: ротопринт ГИН АН СССР, 1989. 59 с.
172. Туголесов Л.Д., Осокин Е.Д. распределение редких элементов в главных формационных типах нефелиновых сиенитов СССР //Геохимия. 1981. №6. С.904-910.
173. Федорова М.Е. Геологическое положение и петрология гранитоидов Хангайского нагорья. М.: Наука, 1977. 140 с.
174. Федоровский В.С. Нижний протерозой Байкальской горной области. М.: Наука, 1985. 180 с.
175. Филиппова И.Б. История развития Хангайского синклинория в среднем и верхнем палеозое (Центральная Монголия) //Сов. геология, 1969 а, №6. С.41-58.
176. Филиппова И.Б. Хангайский синклинорий, основные черты строения и развития //Геотектоника. 1969 б. №5. С.76-88.
177. Филиппова И.Б. Среднепалеозойские орогенные структуры северного обрамления Хангай-Хэнтэйской зоны //Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. С.129-130.
178. Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И. Позднемезозойские вулканы и связанные с ними гипабиссальные интрузивы Монголии. М.: Наука, 1978. 167 с.
179. Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И. Мезозойский вулканизм //Континентальный вулканизм Монголии. М.: Наука, 1983. С.158-170.
180. Хворова И.В. Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей //Литология и полез. ископ. 1978. №4. С.3-23.
181. Херасков Н.Н. Формации и начальные стадии развития Западного Саяна. М.: Наука, 1979. 177 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 329).
182. Хераскова Т.Н. Венд-нижнекембрийские формации каледонид Казахстана, Алтае-Саянской области и Западной Монголии //Геотектоника. 1986 а. №6. С.69-84.
183. Хераскова Т.Н. Венд-кембрийские формации каледонид Азии. М.: Наука, 1986 б. 247 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 386).
184. Хераскова Т.Н., Дацдаваа З. Кремнисто-фосфатные эксплозивные брекчии //Докл. АН СССР. 1986. Т.288. №2. С.450-452.
185. Хераскова Т.Н., Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б. Венд-кембрийские формации Западной Монголии /Проблемы геологии Монголии. Улан-Батор, 1983. С.32-56. (Тр. ГИН АН МНР. Вып. 6).
186. Хераскова Т.Н., Ильинская М.Н. Карбонато-терригенные отложения хребта Дариби (юго-западная Монголия) //Литология и полез. ископ. 1985. №3. С.101-110.
187. Хераскова Т.Н., Ильинская М.Н., Лувсанданзан Б., Дацдаваа З. Венд-нижнепалеозойские формации каледонид Северной Монголии //Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С.67-100. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 417).
188. Цветков А.А. Петрология современных базальтов рифта Асаль. Республика Джибути //Докл. АН СССР. 1982. Т.262. №1. С.181-185.

189. Череповский В.Ф. Новые угольные месторождения Шагаин-Тэг в Юго-Западной Монголии // *Материалы по геологии МНР*. М.: 1966. С.184-190.
190. Череповский В.Ф. Новые угольные месторождения Хоутин-Хонгор и Овцог-Худук Южной Монголии и их особенности // *Сов. геология*. 1968. №2. С.110-114.
191. Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей // *Совещание по осадочным породам*. Вып. 2. М.: Изд. АН СССР, 1955. С.7-100.
192. Шатский Н.С. Избранные труды. Т.Ш.М.: Наука, 1965.
193. Шувалов В.Ф. Стратиграфия мезозоя Центральной Монголии // *Стратиграфия мезозойских отложений Монголии*. Л.: Наука, 1975 а. С.50-112.
194. Шувалов В.Ф. Структура платформенного этапа развития Монголии (поздний мел-палеоген) // *Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии*. М.: Наука, 1975 б. С.243-259.
195. Шувалов В.Ф. Верхний сенон юго-востока Монголии // *Изв. АН СССР. Серия геол.* 1976. №2. С.58-62.
196. Шувалов В.Ф. Палеогеография и история развития озерных систем Монголии в юрское и меловое время // *Мезозойские озерные бассейны Монголии*. М.: Наука, 1982. С.18-80.
197. Шувалов В.Ф. Озерные бассейны аридных и гумидных областей Монголии в позднем мезозое // *Палеолимнология озер в аридных и гумидных зонах*. Л.: Наука, 1985. С.39-61.
198. Шувалов В.Ф., Николаева Т.В. О возрасте и пространственном распространении кайнозойских базальтов на юге монголии // *Вести ЛГУ. Серия геол., геогр.* 1985. №14. С.52-59.
199. Шувалов В.Ф., Решетов В.Ю., Барсболд Р. О стратотипическом разрезе нижнего палеогена на юго-западе МНР // *Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии*. М.: Наука, 1974. С.320-325.
200. Яншин А.Л., Жарков М.А. Руды плодородия. М.: Сов. Россия, 1985. 156 с.
201. Яншин А.Л., Жарков М.А. Эволюция седиментогенеза в истории Земли // *Геология и геофизика*. 1986. №7. С.33-41.
202. Ярмолок В.В. Вулканические структуры обрушения Охотско-Чукотского вулканического пояса. Новосибирск: Наука, 1973. 120 с.
203. Ярмолок В.В. Верхнепалеозойские вулканогенные ассоциации и структурно-петрологические особенности их развития. М.: Наука, 1978.
204. Ярмолок В.В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 200 с.
205. Ярмолок В.В. Структурная позиция континентальных рифтогенных зон Центральной Азии // *Изв. АН СССР. Серия геол.* 1986. №9. С.3-12.
206. Ярмолок В.В., Гордиенко И.В., Дуранте М.В., Болд Д. Новые данные о геологическом строении Идерской зоны каледонид Северной Монголии // *Геотектоника*. 1987. №3. С.22-36.
207. Ярмолок В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 200 с.
208. Ярмолок В.В., Коваленко И.В. Роль крупнейших разломов в размещении континентальных вулканических образований Монголии // *Докл. АН СССР*. Т.256. №2. 1981. С.476-480.
209. Ярмолок В.В., Коваленко В.И., Богатиков О.А. Южно-Байкальская горячая точка мантии и ее роль в формировании Байкальской рифтовой области // *Докл. АН СССР*. Т.312. 1990. №1. С.187-191.
210. Ярмолок В.В., Коваленко В.И., Самойлов В.С. Эволюция рифтогенного магматизма в геологическом цикле (на примере Монголии) // *Петрология и геодинамика рифтогенного магматизма*. М.: Наука. 1989. С.49-64.
211. Ярмолок В.В., Коваленко В.И., Горегляд А.В., Самойлов В.С. Щелочной магматизм Южной Монголии и его структурное положение // *Докл. АН СССР*. 1979. Т.247. №5. С.1244-1249.
212. Яшина Р.М. Характерные признаки щелочных формаций Северной Монголии и их металлогеническое значение // *Основные проблемы геологии Монголии*. М.: Наука, 1977.
213. Яшина Р.М. Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей. М.: Наука, 1982. 273 с.
214. Яшина Р.М., Матреницкий А.Г. Верхнепалеозойский магматизм Северной Монголии и его металлогенические особенности // *Геология и магматизм Монголии*. М.: Наука, 1979. С.96-113.
215. Bouma A.H. Sedimentology of some fish deposits, a graphis, approach to facies interpretation. Amsterdam: Elsevier Publ. Co.1962.168 p.
216. Cameron W.E., McCulloch M.T., Walker D.A. Boninite petrogenesis: chemical and Nd-Sr isotopic constraints // *Earth and Planetary Science Letters*.1983.Vol.65.N 1.
217. Christiansen R.L., Lipman P.W. 1972, Cenozic evolution of the Western United States. \*11 Late cenozic.; *Phill Trans. Roy.Soc.London.A*.vol. 271, p.249-284.

218. Ilyin A.V., Saitsev N.S., Bjamba Z. Proterozoic and Cambrian phosphites-deposits: Khubsugul, Mongolian People's Republic //Phosphate deposits of the world. Vol.1. Cambridge: Cambridge University Press. 1986.p.162-174.
219. Khutorskoy M.D., Yarmolyuk V.V.,1989,Heat flow,structure and evolution of the Lithosphere of Mongolia: Tectonophysics,v.164, p.315-322.
220. Ma Xingyuan, 1988,Lithospheric dynamics of China: Episodes, v.11, №2, p. 84-90.
221. Ma Xingyuan, Wu Daning, 1987, Cenozoic extenational tectonics in China: Tectonophysics, v.133, p.243-255.
222. Miashiro A. 1974. Volcanic rock series in island ares and active continental margins: Amer.f.Sci., v.274, №46 p7321-355.
223. Molnar P., Tapponier P., 1975, Cenozoic tectlnics of Asia: effects of a continental collision: Science, v.189, p.419-426.
224. Press S., Witt G., Seck H.A. et al, 1986, Spinel peridotite xenoliths from thr Tariat depression, Mongolia: Geochim. et cosmochim acta. v. 50, №12 p.2587-2598.
225. Rare earth element geochemistry, 1984, Amsterdam: Elsevier, 510 p.
226. Shldon R. Episodicity of phosphate deposition and deep ocean circulation — a hypothesis // Soc. of Economic Paleontol. and Mineral. Special Publication. 1980. №2. P.239-247.
227. Stosch H.G., Lugmair G.W., 1988, Trace element and Sr and Nd isotope geochemistry of periodite xenoliths from Eifel (West Gemany) and their bearing on the evolution of the Subcontinental Lithosphere.: Earth and Planet.Sci.Lett.,v.80, №3, p.281-293.
228. Stosch H.G., Lugmair G.W., Kovalenko V.I., 1986, Spinel peridotite xenoliths from the Tariat depression, Mongolia.: Geochim. et cosmochim. acta, v.50, №12, p.2601-2614.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие (А.Б.Дергунов, Н.С.Зайцев).....	5
Глава 1. Общие черты геологического строения, развития и районирования территории МНР (А.Б.Дергунов, С.В.Руженцев, М.С.Нагибина):.....	7
Глава 2. Принципы выделения формационных комплексов (В.И.Коваленко, В.В.Ярмолюк) .	14
Глава 3. Метаморфические формации (И.К.Козаков, Ф.П.Митрофанов). .....	17
Глава 4. Осадочные и вулканогенно-осадочные формации .....	20
1. Осадочные и вулканогенно-осадочные формации океанической и переходной стадии развития .....	20
<b>Группа карбонатных формаций (Н.С.Зайцев, Т.Н.Хераскова)</b>	
Кремнисто-карбонатная фосфоритоносная формация (Н.С.Зайцев).....	20
Калькаринитовая флишюидная формация (Т.Н.Хераскова, Т.А.Вознесенская).....	27
Карбонатная хемогенная формация (Н.С.Зайцев, Т.Н.Хераскова) .....	28
<b>Группа кремнистых формаций (С.В.Руженцев)</b>	
Терригенно-глинистая формация .....	29
Туффитовая (туфово-кремнистая формация) .....	29
<b>Группа терригенных формаций (Т.А.Вознесенская, С.В.Руженцев, Т.Н.Хераскова)</b>	
Песчано-алевролитово-сланцевая олигомиктовая формация .....	30
Песчано-алевролитовая (флишюидная) олигомиктовая формация .....	31
Полымяктовые терригенные (флишевые) формации .....	32
Карбонатно-терригенные формации.....	34
<b>Группа туфогенно-терригенных формаций (Т.А.Вознесенская, С.В.Руженцев, Т.Н.Хераскова).</b>	
Терригенно-кремнисто-туффитовая формация .....	35
Туффитовая флишюидная формация .....	36
Туфово-терригенная формация .....	38
2. Осадочные и вулканогенно-осадочные формации орогенной (континентальной) стадии развития). Группа молассовых формаций (М.С.Нагибина) .....	39
3. Формация платформенной стадии развития (В.Ф.Шувалов) .....	59
4. Формационные комплексы этапа новейшей активизации (Е.В.Девяткин) .....	63
Глава 5. Магматические формации .....	65
1. Формации океанической стадии.....	65
Офiolиты (О.Томуртоогоо, К.Б.Кепежинскас, В.В.Кепежинскас, В.В.Коптева) .....	65
Формации мстабазальтов (К.Б.Кепежинскас, В.В.Кепежинскас, В.В.Коптева) .....	68
Формации спилитов и кератофиров (Т.Н.Хераскова, Т.Бямба) .....	72

Формации гипербазитов (Л.В.Агафонов) .....	72
2. Формации переходной стадии .....	73
<b>А. Вулканические формации (И.В.Гордиенко)</b>	
Базальтовая, андезит-базальтовая и андезитовая .....	73
Андезит-дацитовая, дацит-риолитовая и риолитовая .....	76
<b>Б. Плутонические формации</b>	
Перидотит-пироксенит-габбровая местами с габбро-норитами (Г.В.Поляков, А.Э.Изох, А.П.Кривенко) .....	78
Тоналит-плагиогранитовая (С.П.Гаврилова) .....	80
Гранодиоритовая (В.И.Коваленко, В.В.Ярмолюк) .....	83
Гранодиорит-гранитовая и гранитовая (В.И.Коваленко, В.В.Ярмолюк) .....	85
3. Формации континентальной стадии .....	86
<b>А. Формации вулканических пород</b>	
Базальтовая, андезит-базальтовая, андезитовая (В.В.Ярмолюк) .....	87
Андезит-дацитовая, андезит-дацит-риолитовая (В.В.Ярмолюк) .....	91
Дациит-риолитовая и риолитовая (В.В.Ярмолюк) .....	93
Онгонитовая (В.И.Коваленко, В.С.Самойлов, В.В.Ярмолюк) .....	96
Базальт-трахибазальт-трахиандезитовая и трахибазальтовая (В.В.Ярмолюк, Р.М.Яшина, В.С.Самойлов, Д.И. Фрих-Хар, А.И.Лучицкая) .....	97
Трахиандезитовая и андезит-риолит-трахириолитовая местами с комендитами (В.В.Ярмолюк, Р.М.Яшина) .....	100
Риолит-трахириолитовая (В.В.Ярмолюк) .....	102
Контрастные вулканические субщелочная и щелочная (В.В.Ярмолюк) .....	104
Калиевых щелочных пород (В.С.Самойлов, В.И.Коваленко) .....	109
Щелочно-базальтоидные (А.Я.Салтыковский, Ю.С.Генштафт) .....	111
<b>Б. Формации плутонических пород</b>	
Лейкогранитовая (гранит-лейкогранитовая и литий-фтористая) (В.И.Коваленко, В.В.Ярмолюк) .....	116
Гранит-гранодиоритовая (В.И.Коваленко, В.В.Ярмолюк) .....	120
Гранит-лейкогранитовая с граносиенитами (В.И.Коваленко, В.В.Ярмолюк) .....	122
Монцонит-сиенит-граносиенитовая и гранит-граносиенитовая (В.И.Коваленко, В.В.Ярмолюк) .....	125
Субщелочных и щелочных габброидов с ийолит-уртитами и фойяитами (Р.М.Яшина) .....	126
Нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов (Р.М.Яшина) .....	129
Щелочных гранитов и сиенитов (В.И.Коваленко, В.В.Ярмолюк) .....	133
Глава 6. Важнейшие рубежи формирования континентальной коры и реконструкции геодинамических обстановок Монгольского сектора Центрально-Азиатского складчатого пояса (В.И.Коваленко, В.В.Ярмолюк, А.Б.Дергунов) .....	137
Важнейшие рубежи формирования континентальной коры и геологические формации .....	137
Геодинамические обстановки образования геологических формаций в фанерозе ..	140

<b>Глава 7. Эволюция литосферной мантии Монгольского сектора Центрально-Азиатского пояса и ее корреляция с эволюцией коры и образованием геологических формаций (В.И.Коваленко, В.В.Ярмолюк) .....</b>	<b>156</b>
<b>Рубежи эволюции мантии .....</b>	<b>156</b>
<b>Корреляция литосферных процессов .....</b>	<b>160</b>
<b>Картосхема эволюции мантии Центральной Азии .....</b>	<b>164</b>
<b>Заключение (А.Б.Дергунов, В.И.Коваленко, М.С.Нагибина, В.В.Ярмолюк, Н.С.Зайцев) .....</b>	<b>166</b>
<b>Литература .....</b>	<b>168</b>
<b>Содержание .....</b>	<b>177</b>

