

ISSN 0203-3070



ВУЛКАНО-
ПЛУТОНИЧЕСКИЕ
АССОЦИАЦИИ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ
МОНГОЛИИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО
КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ
И ГЕОХИМИИ

МИНИСТЕРСТВО
ГЕОЛОГИИ СССР

ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ,
ГЕОХИМИИ И КРИСТАЛЛОХИМИИ
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

ЗСБНХУ-ын ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

ХӨДӨЛМӨРИЙН ГАВЪЯАНЫ
УЛААН ТУГИЙН ОДОНТ
ГЕОЛОГИЙН ХҮРЭЭЛЭН

ХУДРИЙН ОРДЫН ГЕОЛОГИ,
ПЕТРОГРАФИ, МИНЕРАЛОГИ,
ГЕОХИМИЙН ХҮРЭЭЛЭН

ЗСБНХУ-ын ГЕОЛОГИЙН ЯАМ

ХОВОР ЭЛЕМЕНТИЙН МИНЕРАЛОГИ,
ГЕОХИМИ, КРИСТАЛЛОХИМИЙН
ХҮРЭЭЛЭН

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE USSR

ORDER
OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE

INSTITUTE OF GEOLOGY
OF ORE DEPOSITS, PETROGRAPHY
MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY

MINISTRY OF GEOLOGY
OF THE USSR

INSTITUTE OF MINERALOGY
GEOCHEMISTRY
AND CRYSTALLOCHEMISTRY
OF THE RARE ELEMENTS

АКАДЕМИЯ НАУК МНР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ

БНМАУ-ын ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

ГЕОЛОГИЙН
ХҮРЭЭЛЭН

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE MPR

GEOLOGICAL INSTITUTE



ТОВ МОНГОЛЫН ВУЛКАН-ПЛУТОН ЭВШИЛ

ХАМТАРСАН МОНГОЛ-ЗӨВЛӨЛТИЙН ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ ШИНЖИЛГЭЭНИЙ ЭКСПЕДИЦИ

Б у т э э л , ц у в р а л 50

Э Р Х Л Э Х З Ө В Л Ө Л :

*А.Б. Дергунов, Р. Барсболд, БНМАУ-ын ШУА-ийн академич Б. Лувсанданзан,
ЗСБХУ-ын ШУА-ийн сурвалжлагч гишүүн А.Л. Книппер,
академич А.Л. Яншин, Н.С. Зайцев, В.Г. Гербова*

Х А Р И У Ц Л А Г А Т А Й Э Р Х Л Э Г Ч

ЗСБХУ-ын ШУА-ийн сурвалжлагч гишүүн *В.И. Коваленко*

МОСКВА

"НАУКА"

1991

ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

СОВМЕСТНАЯ
СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Т р у д ы , в ы п у с к 5 0

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

*А.Б. Дергунов, Р. Барсболд, академик АН МНР Б. Лувсанданзан,
член-корреспондент АН СССР А.Л. Книппер,
академик А.Л. Яншин, Н.С. Зайцев, В.Г. Гербова*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

Член-корреспондент АН СССР, В.И. Коваленко

МОСКВА

"НАУКА"

1991

Авторы:

С.П. ГАВРИЛОВА, А.И. ЛУЧИЦКАЯ, Д.И. ФРИХ-ХАР,
Д. ОРОЛМАА, Ж. БАДАМГАРАВ

УДК 551.21/22:522.3(517.3)

VOLCANO-PLUTONIC ASSOCIATIONS CENTRAL MONGOLIA

THE JOINT
SOVIET-MONGOLIAN
SCIENTIFIC RESEARCH
GEOLOGICAL EXPEDITION

Transactions, vol. 50

Editorial board

*A.B. Dergunov, R. Barsbold, academician of the MPR Academy of Sciences B. Luwsandanzan,
corresponding member of the USSR Academy of Sciences A.L. Knipper,
academician A.L. Janshin, N.S. Zaitsev, V.G. Gerbova*

Responsible editor

Dr. V. I. Kovalenko

Вулкано-плутонические ассоциации Центральной Монголии / С.П. Гаврилова, А.И. Лучицкая, Д.И. Фрих-Хар, Д. Оролмаа, Ж. Бадамгарав. — М.: Наука, 1991. — 232 с. — ISBN 5-02-002717-0.

Приведены новые данные по расчленению, составу, строению и структурной позиции вулканогенных и интрузивных комплексов позднего палеозоя и мезозоя континентальных вулканических поясов Центральной Монголии. Рассмотрены вопросы комагматичности вулканогенных и гранитоидных серий, геологические и геохимические признаки объединения их в вулкано-плутонические ассоциации. Обсуждается специфика магматизма очаговых концентрических структур и шовных зон, латеральная изменчивость вулкано-плутонических ассоциаций и положение в возрастных и латеральных рядах вулкано-плутонических ассоциаций щелочных гранитов и малых интрузий, сопровождающихся молибден-медным и редкометально-флюоритовым оруденением.

Табл. 36. Ил. 71. Библиогр.: 82 назв.

The work contains new data on separation, composition, structure and structural position of volcanogeneous and intrusive complexes of Late Paleozoic and Mesozoic continental volcanic belts of Central Mongolia. It considers the problems of comagmatic relations of volcanogeneous and granitoid series, geological and geochemical features of their mergence into volcano-plutonic associations. It is discussed the specific features of magmatism of focus-like concentric structures and sutural zones, lateral variability of volcano-plutonic associations and situation in age and lateral series of volcano-plutonic associations of alkaline granites and small intrusions, accompanied by molybdenum—copper and rare-metal-fluorite mineralization.

1804020000-123
В 042(02)-90 350-91 I полугодие

© Издательство "Наука, 1991

ISBN 5-02-002717-0

ПРЕДИСЛОВИЕ

В литературе обсуждаются различные варианты пространственно-временных соотношений вулканогенных и гранитоидных интрузивных серий и степени соответствия их состава. Относительно пространственно-временных соотношений эффузивного и интрузивного магматизма высказываются три точки зрения: на основе наблюдаемых переходов вулканогенных пород в фанеритовые плутонические породы рассматриваются как глубоко эродированные зоны вулканических построек; на основе документированных интрузивных контактов плутонических пород с вулканогенными устанавливается, что в конкретных эффузивно-интрузивных комплексах более или менее крупные интрузивы образуются в конце или после завершения эффузивной деятельности; вулканические и плутонические процессы характерны для разных режимов и сменяют друг друга во времени.

Что касается степени соответствия состава вулканогенных и интрузивных членов вулкано-плутонических ассоциаций, наиболее распространены следующие представления: 1) в средних химических составах эффузивных и интрузивных пород существенных различий нет, а незначительные вызваны более полной дифференциацией интрузивных магм; 2) в конкретных эффузивно-интрузивных комплексах средний состав интрузивов бывает более кислым и (или) щелочным по сравнению со средним составом комагматических эффузивов, что связано с более длительной и глубокой эволюцией магматического очага ко времени проявления интрузивного магматизма; 3) эффузивы обычно богаче щелочами и кремнеземом, а также магнием и железом, чем соответствующие им плутонические породы, вследствие флюидонасыщенности магматических камер основания вулканов; 4) соотношение химизма интрузивных и вулканогенных членов вулкано-плутонических ассоциаций меняется в зависимости от их состава: в андезит-гранодиоритовых ассоциациях интрузивная серия кислее вулканогенной, в риолит-гранитовой они идентичны.

Для изучения состава и строения вулкано-плутонических гранитоидных ассоциаций, их геологической позиции, металлогении и других вопросов прекрасным полигоном является территория Монголии, где широко распространены разновозрастные и разнообразные ассоциации вулканических и интрузивных пород.

В течение последних двух десятилетий фанерозойский магматизм Монголии целенаправленно изучают сотрудники Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР. Вопросы вулканизма, плутонического и вулкано-плутонического магматизма среднего и позднего палеозоя освещены в работах И.В. Гордиенко, А.В. Горегляда, В.И. Коваленко, В.В. Кепежинскас, Б. Лувсанданзана, И.В. Луцицкого, А.А. Моссаковского, А.Т. Матреницкого, В.А. Павлова, О. Томуртоого, В.В. Ярмолюка, Р.М. Яшиной;

мезозоя — в работах В.И. Коваленко, П.В. Ковалю, М.И. Кузьмина, О. Гэрэл, А.В. Горегляда, В.С. Самойлова, А.Я. Салтыковского. Исследования авторов по выявлению характера взаимосвязи вулканогенного и интрузивного магматизма были начаты по инициативе И.В. Лучицкого и проводились под руководством И.В. Лучицкого и В.И. Коваленко при неизменной поддержке начальника экспедиции Н.С. Зайцева.

Цель данной работы — рассмотреть вулканические и связанные с ними интрузивные образования в нескольких аспектах: строение, состав, возрастные соотношения, зависимость состава и строения вулканических и интрузивных серий от типа структур, возрастные ряды, латеральная изменчивость, эволюция состава. Эти вопросы освещены на примере Центральной Монголии, где вулканоплутонический магматизм проявлялся в позднем докембрии, палеозое и мезозое. Работа посвящена позднепалеозойскому и раннемезозойскому магматизму, имеющим много общих черт.

В работе приведен большой оригинальный аналитический материал, выполненный в лабораториях ИМГРЭ АН СССР и Мингео СССР, МОМГЭ, БГГЭ и Укрчермета, а также ГИН АН СССР и Института геохимии СО АН СССР им. А.П. Виноградова.

В полевых исследованиях оказали большую помощь авторам Е.М. Камшилина, В.Б. Семенов, Д. Ариунбилэг, Н.А. Ашихмина. В обсуждении материалов принимали участие: Л.С. Бородин, Ю.С. Геншафт, И.В. Гордиенко, А.Я. Салтыковский, Р.М. Яшина, В.В. Ярмолюк. Авторы признательны всем коллегам, способствовавшим выполнению работы.

Глава 1

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ РЕГИОНА

Территория Монголии соответствует узкому субширотному отрезку палеозойд Центрально-Азиатского складчатого пояса. Складчатые и сопряженные с ними продольные разрывные структуры образуют здесь систему пологих дуг, открытых на север. Центральная Монголия находится на широтном отрезке дуги. Восточное крыло дуги с северо-восточным направлением структур включает Монголо-Забайкальский регион, западное крыло с северо-западным направлением структур — каледониды Алтая и ранние каледониды Озерной тектонической зоны (Котловина Больших озер). Продольные структуры пересечены поперечными и диагональными трансструктурными разломами. Участок изменения генерального направления структур Центральной Азии трассируется меридиональным трансзиатским линеamentом, известным как Великий геораздел Азии.

На севере Монголии, в соседних районах Юго-Восточной Тувы и Восточного Саяна распространены докембрийские структуры, которые принято объединять в Тувино-Монгольский массив. К нему с юга примыкают докембрийские структуры субширотного Центрально-Монгольского массива, имеющего сложное гетерогенное строение. Тувино-Монгольский и Центрально-Монгольский массивы сочленяются по Хангай-Селенгинской шовной зоне разломов, где в виде прерывистой узкой полосы прослеживаются фрагменты складчатых комплексов ранних каледонид, которые к востоку и западу переходят в ранние каледониды соответственно Джидинской и Озерной зон. С запада и юго-запада Центрально-Монгольский массив оконтурен ранними каледонидами Озерной зоны, а они, в свою очередь, — каледонидами Монгольского Алтая.

Разновозрастные складчатые сооружения с юга обрамлены поясом Южно-Монгольских герцинид, в пределах которого есть структуры, развивавшиеся на коре океанического типа. Северная Гоби-Алтайская—Сухэ-Баторская внешняя зона герцинид наложена на архейско-каледонский фундамент. Южно-Монгольские герциниды отделены от расположенных южнее поздних герцинид—ранних мезозойд Внутренней Монголии Южно-Гобийской системой древних поднятий, где распространены докембрийские, раннекаледонские и более локально — каледонские образования.

Центрально-Монгольский массив имеет гетерогенное строение: в его пределах сложно сочетаются архейско-протерозойские, рифейские, раннекаледонские и каледонские структуры. В центре его расположена Хангай-Хэнтэй-Даурская система герцинских прогибов, выполненных мощными кремнисто-терригенными толщами девона и терригенными-карбона. По мнению многих исследователей [17, 31], эти прогибы представляли собой западную периферию крупного внутриконтинентального Монголо-Охотского моря, соединявшегося с Тихим океаном. В его обрамлении в девоне и нижнем карбоне возникали короткоживущие морские прогибы. Сходное строение в девоне имела территория Монгольского Алтая, служившая континентальной окраиной Зайсано-Южно-Монгольского бассейна и расчлененная на серию поднятий и прогибов, выполненных сероцветными песчано-алевролитовыми толщами. В пермскую

эпоху Хангай-Хэнтэй-Даурская система прогибов на значительной территории трансформировалась в сводовые поднятия с гранитоидным магматизмом, неоднократно возобновлявшимся в мезозое. Морской терригенный прогиб в поздней перми—раннем триасе сместился в юго-восточном направлении и выделяется как Агинско-Предхэнтэйская составляющая Монголо-Охотского моря [42, 69]. После его отмирания вся территория Монголии оформилась как континентальная структура. В истории ее развития во второй половине палеозоя и в раннем мезозое сосуществовали две главные тенденции — смещение центров активных тектонических процессов в южном и в восточном направлениях.

Континентальный режим развития начался: в отдельных структурах Центральной и Северной Монголии в рифее, на значительной части площади этих регионов — с конца кембрия, на западе и в отдельных структурах на востоке и юго-востоке страны — с позднего ордовика и конца силура, на юге — с нижнего карбона, в центре Монголии — с верхнего палеозоя. Эти территории неоднократно являлись ареной вулканической деятельности, в результате которой были сформированы рифейские, ордовикские, силурийские, девонские, каменноугольные, пермские, ранне- и позднемезозойские, кайнозойские вулканические ареалы. Широкое развитие вулканоплутонические гранитоидные ассоциации получили в девоне, карбоне, перми и в раннем мезозое.

В последние годы выполнен ряд исследований, посвященных анализу геодинамических обстановок различных этапов формирования структур Центральной Азии. А.А. Моссаковский [52] показал, что девонские и верхнепалеозойские вулканические и вулканоплутонические ассоциации Евразийского континента, и Монголии в том числе, развивались на активных континентальных окраинах палеоокеанических структур. В работах Л.П. Зоненшайна, В.И. Коваленко, М.И. Кузьмина, П.В. Ковалю, М.С. Нагибиной и др. [33, 48] особенности мезозойского магматизма и металлогении Монголии связываются с тектоническими событиями палеотихоокеанской окраины. В.В. Ярмолюк [39, 79] рассмотрел геодинамические условия формирования континентальных вулканитов карбона и перми. Геодинамические условия развития палеозойского магматизма для востока Центрально-Азиатского складчатого пояса проанализировал И.В. Гордиенко [16], геодинамические обстановки палеозоя и мезозоя для восточной половины Монголии — И.Б. Филиппова, О.Д. Суетенко, Р.А. Хасин [69, 74]. Основным геодинамическим этапам развития территории Монголии и их металлогенической специфике посвящена статья В.И. Коваленко, Н.С. Зайцева, В.В. Ярмолюка с соавторами [31].

В результате этих работ сформировалась система представлений (сходная в целом, но различающаяся в деталях) о том, что орогенный вулканоплутонический гранитоидный магматизм и сопряженный с ним по латерали плутонический гранитоидный магматизм типичны для активных окраин континентов прошлого и для зон рифтогенеза, близких по времени к орогенному магматизму.

В девонскую эпоху кислые вулканиты, ассоциирующие с гранитоидами, проявлены на поднятиях всей орогенной области от северного края Южно-Монгольских герцинид до Сибирской платформы. Поля вулканитов распределены по площади неравномерно. Они сгруппированы в пояса и ареалы, размещение которых контролируется разломами, структурными узлами и кольцевыми структурами разных рангов. На монгольской территории наиболее широко девонские вулканиты распространены в структурах Монгольского Алтая и в северной части Котловины Больших Озер, в северном и западном обрамлении Хангай-Хэнтэйской системы прогибов, в Хангай-Селенгинской шовной зоне, они известны также в южном и юго-восточном обрамлении Хангай-Хэнтэйских прогибов. Истинный масштаб девонского вулканизма и гранитоидного

магматизма в Северной и Центральной Монголии установить трудно, поскольку значительные площади здесь перекрыты верхнепалеозойскими и мезозойскими осадочными и вулканогенными толщами. Во внутренней зоне орогена среди девонских магматитов преобладают натриево-калиевые и калиевые риолиты, а также крупные гранит-лейкогранитовые массивы. Роль основных вулканитов увеличивается во внешней зоне орогена, прилегающей к Сибирской платформе, где значительные объемы субщелочных и щелочных базальтов накапливались в Минусинской и Рыбинской впадинах.

Карбоновые вулканогенные и связанные с ними гранитоидные комплексы пород сконцентрированы на юге Монголии, где они составляют субширотный Южно-Монгольский вулканический пояс. Основанием его являются герцинские и частично каледонские образования. По мнению В.В. Ярмолюка [39], детально изучившего вулканы Южно-Монгольского пояса, он располагался вдоль южной границы Евразийского материка с океаном палео-Тетис.

Севернее карбоновый вулканизм имел ареальный характер. В небольших масштабах вулканы распространены: на Монгольском Алтае, в Котловине Больших Озер, в зоне Баянхонгорских разломов, на юго-западе Хангайского нагорья, в Среднегобийском районе, в северном обрамлении Хангайских прогибов и в зоне Хангай-Селенгинских разломов. Для этого времени более характерен плутонический гранитоидный магматизм — крупные гранитоидные массивы формировались по периферии Южно-Монгольских герцинид, на Алтае, по периферии Хангай-Хэнтэй-Даурских прогибов; реоморфические гранитоиды выявлены по данным абсолютного возраста в Забайкалье, где протягиваются цепочками севернее Монголо-Охотского линеамента параллельно ему.

В пермскую эпоху формировались разнообразные вулкано-плутонические ассоциации. К этому времени на большей части территории Монголии были образованы структуры с гранитно-метаморфическим слоем земной коры. Продукты пермского вулкано-плутонического магматизма сконцентрированы в трех субширотных вулканических поясах — Южно-Монгольском, Центрально-Монгольском и Северо-Монгольском. Для Южно-Монгольского пояса пермский магматизм был завершающим, для двух других — главным, определяющим их состав и строение. Северо-Монгольский и Центрально-Монгольский вулканические пояса развивались в перми синхронно с превращением Хангай-Хэнтэй-Даурских прогибов в систему сводовых поднятий с гранитоидным магматизмом. Они оконтуривают эти поднятия в виде субширотной петли, замкнутой на западе. Начало развития этих структур в качестве отдельных вулканических ареалов и поясов намечается в разных районах в силуре, девоне, карбоне. Северо-Монгольский пояс контролируется Хангай-Селенгинской шовной зоной и далее прослеживается на территории СССР параллельно Монголо-Охотскому линеamentу к северу от него. Он выделен здесь под названием Селенгино-Витимского пояса.

Разным аспектам пермского вулканизма и интрузивного магматизма посвящено большое количество работ сотрудников Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР, АН МНР: В.В. Кепежинский и И.В. Лучицкого [28], А.А. Моссаковского и О. Томуртоого [53], В.И. Коваленко [30], А.В. Горегляда, А.Я. Салтыковского [60], М.Е. Федоровой [72], В.В. Ярмолюка [79], Р.М. Яшиной [82], В.В. Павлова [18], Р.М. Яшиной и А.Т. Матреницкого [81].

Мезозойские вулкано-плутонические гранитоидные ассоциации формировались в континентальных условиях с позднего триаса и до раннего мела включительно. Они являются составными частями вулканогенных систем, формировавшихся на гетерогенном складчатом основании в пределах обширной территории от Байкала до Тихоокеанского побережья в связи с интенсивным проявлением магматизма, связанного с процессами тектономагматической активизации под влиянием интенсивных тектонических движений в Тихоокеанском подвижном поясе.

Структуры раннемезозойской тектоно-магматической активизации рассматриваемой области, по данным М.С. Нагибиной [48], образуют систему прогибов и впадин, выполненных молассоидными, терригенными и вулканогенными образованиями поздне триасово-раннеюрского и ранне-среднеюрского возраста, которые вытягиваются в пояса, обрамляющие Хэнтэйское сводовое поднятие. Эти пояса наследуют положение вулканических поясов позднего палеозоя, однако ареалы интенсивного мезозойского вулканизма в их пределах смещены в восточном направлении. Севернее Хэнтэйского поднятия расположена Орхон-Селенгинская система раннемезозойских вулканических и вулcano-плутонических структур (поздне триасовых, поздне триасово-раннеюрских и ранне-среднеюрских). Они продолжаютсЯ далее на территорию Западного Забайкалья, трассируя систему крупных региональных разломов северо-восточного направления, и образуют протяженный Селенгино-Витимский вулканический пояс. Южнее Хэнтэйского поднятия расположен Северо-Гобийский вулканический пояс, объединяющий разнообразные по форме впадины, сложенные вулканитами позднего триаса.

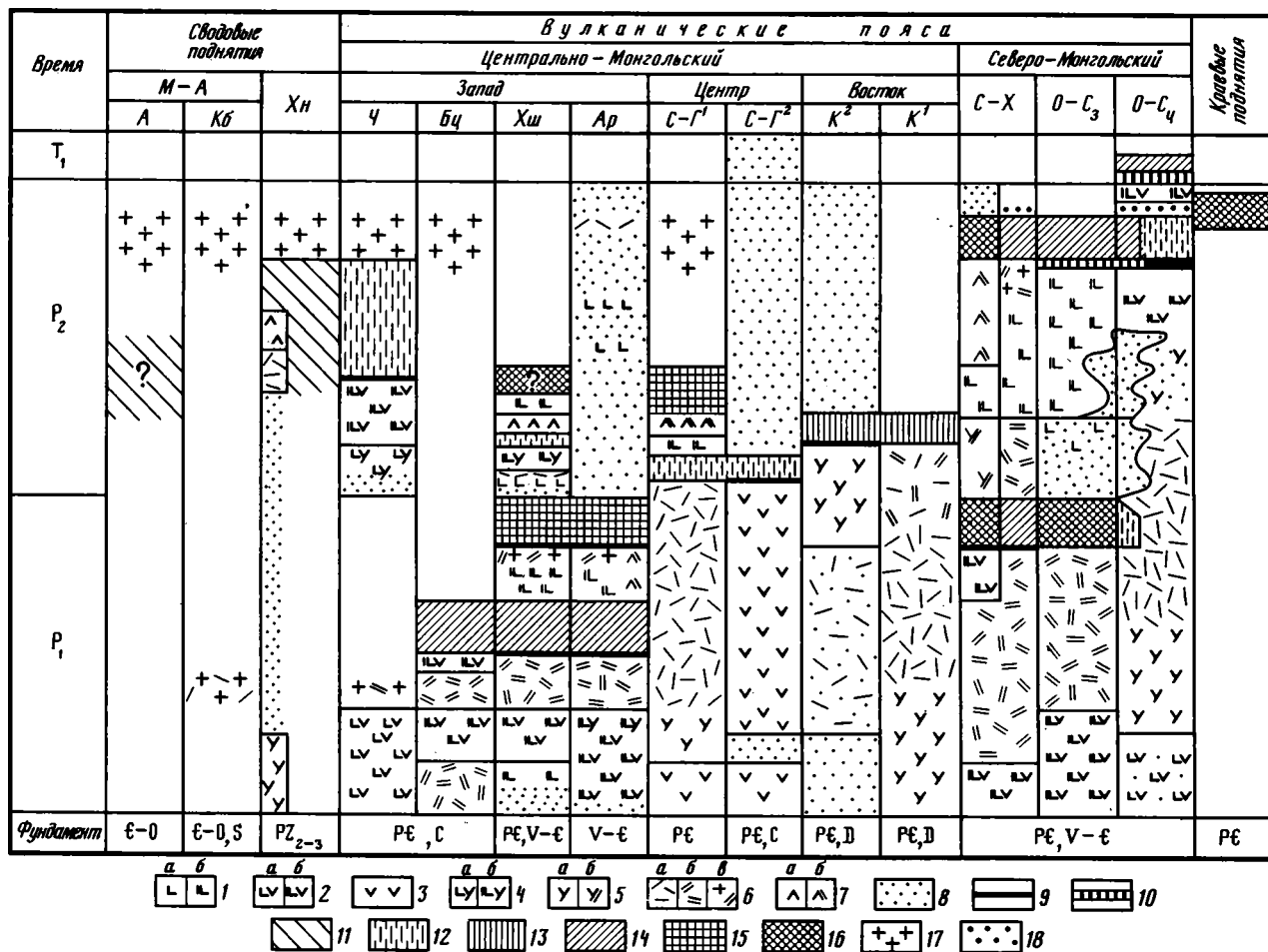
Позднемезозойские (позднеюрско-раннемеловые и раннемеловые) вулcano-плутонические и вулканические образования слагают обширные поля к юго-востоку от Хэнтэйского сводового поднятия. К югу от Хангайского сводового поднятия расположен ареал развития позднемезозойских (позднеюрских, позднеюрско-раннемеловых и раннемеловых) вулканогенных и вулcano-плутонических структур, приуроченный к Главному Монгольскому линеamentу и южному обрамлению Гоби-Алтайского поднятия.

Глава 2

ПЕРМСКИЕ АССОЦИАЦИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ И ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД ЮГО-ЗАПАДНОГО ХАНГАЯ

Пермские вулcano-плутонические ассоциации рассматриваются на примере структур западной части Центрально-Монгольского и восточной части Северо-Монгольского вулканических поясов. Центрально-Монгольский и Северо-Монгольский вулканические пояса в виде двух гигантских субширотных дуг, соединяющихся на западе, обрамляют Хангай-Хэнтэй-Даурскую систему сводовых поднятий (рис. 1). Оба пояса заложены на докембрийском и раннекаледонском складчатом основании. Центрально-Монгольский пояс расположен между позднепалеозойскими Хангай-Хэнтэйским и Гоби-Алтайско-Сухэ-Баторским поднятиями, для которых типичен плутонический магматизм гранодиорит-гранит-лейкогранитового ряда. Северо-Монгольский пояс является периферическим в структуре позднепалеозойского орогена. К северу от него в древних структурах Северной Монголии, Тувы, Восточного Саяна и Забайкалья известны небольшие массивы субщелочных и щелочных гранитов (танзекский, сейбинский, джугоякский комплексы). Часть щелочных риолитов этих регионов, традиционно относимых к девонским, может иметь пермский возраст.

Протяженность вулканических поясов составляет 1700—2000 км, ширина изменяется от 60—180 до 300 км. Вулканогенные толщи выполняют крупные впадины (Северо-Гобийская, 300×180 км), узкие шовные прогибы и грабены (Орхон-Селенгинский, Хантайшир-Аргалантинский, 400×(200—70) км), более мелкие приразломные грабены, мульды и отдельные вулканические поля на поднятиях. Эти структуры различаются мощностью, составом вулканогенных толщ и ассоциирующих с ними гранитоидных интрузивов, полнотой возрастного ряда вулканических серий и вулcano-плутонических ассоциаций, количественными соотношениями продуктов вулканического и плутонического магматизма,



Р и с. 2

петро- и геохимическими особенностями вулканогенных и интрузивных пород и их металлогенической специализацией. На корреляционной схеме (рис. 2) показана последовательность эффузивных и интрузивных событий в наиболее крупных структурах Северо-Монгольского и Центрально-Монгольского вулканических поясов.

На поднятиях формировались вулканические серии преимущественно кислого состава, сокращенной мощности (1,5—3,5 км), гомодромного, полиритмичного, реже антидромного строения. В структурах, где нижняя часть разреза сложена кислыми вулканитами (например, трахидацитами в Буцаганской мульде), в базальных слоях обнаруживаются маломощные покровы или пирокластика базальтов. С кислыми вулканитами ассоциируют андезиты и андезитобазальты, а также гранитоиды умеренной или повышенной щелочности в зависимости от уровня щелочности вулканитов.

В крупных шовных прогибах мощность вулканогенных и осадочно-вулканогенных толщ достигает 8—10 км при ведущей или существенной роли базальтов и андезитобазальтов. Вулканизм начинается с базальтов, иногда щелочных, сменяется высокоглиноземистыми базальтами и андезитобазальтами,

Рис. 1. Схема размещения пермских орогенных структур с плутоническим и вулcano-плутоническим магматизмом

1 — структуры с преимущественным распространением докембрийских комплексов пород; 2 — ранние каледониды; 3 — каледониды; 4 — Южно-Монгольские ранние герциниды (а — осевая зона, б — периферические зоны, наложенные на континентальную окраину); 5 — герциниды Хангай-Хантэйской системы; 6 — позднепалеозойские — раннемезозойские морские прогибы (Солонкерская зона); 7—9 — верхнепалеозойские вулканогенные и молассовые комплексы вулканических поясов (зоны развития вулcano-плутонических гранитоидных ассоциаций); 7 — вулканогенные серии умеренной и частично повышенной щелочности, 8 — вулканогенные серии повышенной щелочности и субщелочные, 9 — пермские осадочные толщи, иногда с вулканитами; 10 — щелочные граниты и сиениты (а — массивы, б — ареалы распространения за пределами вулканических поясов); 11 — сводовые и кордильерные поднятия с плутоническим гранитоидным магматизмом (а — площадь, б — контуры); 12 — разломы

Вулканические пояса и их секторы: I — Южно-Монгольский; II — Центрально-Монгольский; II_К — Керуленский сектор (II_К¹ — поднятия, II_К² — зона прогибов); II_{СГ} — Среднегобийский (II_{СГ}¹ — поднятия,

II_{СГ}² — зона прогибов), II_Б — Байдаринский; III — Северо-Монгольский (III_{С-Х} — Северо-Хангайский

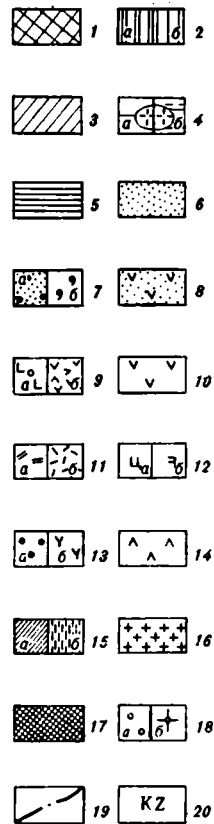
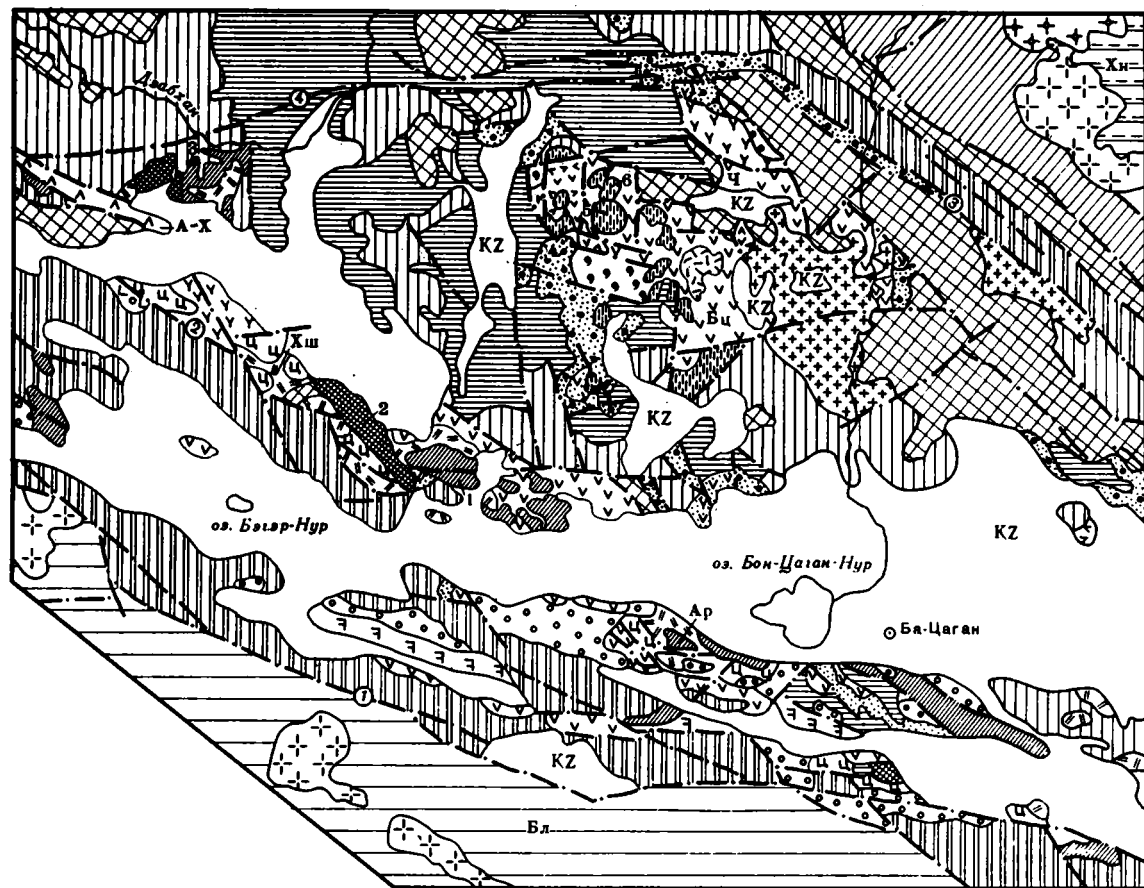
сектор). Прогибы, впадины, мулдьы, поля в пределах вулканических поясов: О-С — Орхон-Селенгинский, Жл — Желтуринский, Хн — Харанурское, Хш — Хантайширский, Ар — Аргалантинский, Бц — Буцаганская, Ч — Чандманьский, С-Г — Северо-Гобийская, Ул — Ульдзинская.

Поднятия с гранитоидным магматизмом: Хн — Хангайское, Хт — Хэнтэйское, М-А — Монгольско-Алтайское (А — Алтайское, Кб — Кобдинское), Г-А — Гоби-Алтайское, С-Б — Сухэ-Баторское, Нд — Нукутдабанское

Разломы: 1 — Главный Саянский, 2 — Бусийнгольский, 3 — Центральносангиленский, 4 — Агардакский, 5 — Хангайский, 6 — Селенгинский, 7 — Дзабханский, 8 — Шарганский, 9 — Баянхонгорский, 10 — Орхонский, 11 — Могодский, 12 — Бухангольский, 13 — Улан-Баторский, 14 — Бэрхинский, 15 — Керуленский, 16 — Эрдэнидалайский, 17 — Ихбогдинский, 18 — Цаганшибетинский, 19 — Кобдинский, 20 — Иртышско-Булганский, 21 — Заалтайский

Рис. 2. Схема корреляции пермских магматических ассоциаций

1—8 — вулканогенные толщи (а — умеренной щелочности, б — повышенной щелочности, в — субвулканические тела); 1 — базальтовые, 2 — андезитобазальтовые, 3 — андезитовые, 4 — базальт-(андезит)-дацит-риолитовые, 5 — андезит-дацит-риолитовые, 6 — дацит-риолитовые, риолитовые, 7 — контрастная повышенной щелочности; 8 — осадочные породы; 9—18 — интрузивные серии: 9 — габбро-диоритовая, 10 — габбро-сиенитовая; 11 — гранодиорит-гранитовая и адеммелит-гранитовая; 12 — монотогранодиорит-гранитовая и диорит-гранодиорит-гранитовая с граносиенитами; 13 — гранит-лейкогранитовая с гранитоидами повышенной щелочности; 14 — двупололевощпатовых кварцевых сиенитов, граносиенитов, гранитов; 15 — однопололевощпатовых кварцевых сиенитов, граносиенитов, гранитов с щелочными гранитами; 16 — щелочно-гранитовая; 17 — лейкогранитовая; 18 — малых порфировых интрузий. О-С₃, О-С_ц — западная и центральная части Орхон-Селенгинского прогиба, названия остальных структур см. на рис. 1



затем дацитами и риолитами. Дифференцированные серии надстраиваются выше трахибазальтовыми, трахиандезитобазальтовыми или контрастными трахибазальт-трахириолитовыми с комендитами и пантеллеритами. Пермским контрастным сериям посвящены исследования В.В. Ярмолюка [79]. Каждая серия — ранняя дифференцированная и поздние трахибазальтовая и контрастная — завершается становлением интрузивных массивов. В совокупности они образуют две последовательные вулканоплутонические ассоциации, соответствующие магматическому циклу. Для первой ассоциации характерны двуполевошпатовые гранитоиды, граносиениты, кварцевые сиениты, для второй — два типа массивов: габбро-монзонит-сиенит-граносиенитовые двуполевошпатовые либо однополевошпатовые субщелочные и щелочные граниты, граносиениты, кварцевые сиениты с поздней фазой микроклин-альбитовых гранитов. Вулканоплутонические ассоциации с щелочными риолитами и гранитами специально исследовались В.И. Коваленко, А.В. Гореглядом и др. [33, 180]. Есть структуры с рекуррентным характером вулканизма, соответствующим двум циклам. Так, в Хантайширском шовном прогибе Центрально-Монгольского вулканического пояса в течение ранней и поздней перми дважды проявляется дифференцированная и местами контрастная щелочно-базальтовая серия.

Центрально-Монгольский вулканический пояс подразделяется на три поперечных сектора: северо-восточный — Керуленский, центральный — Среднегобийский, западный — Байдарикский. Среднегобийский и Керуленский секторы вместе составляют восточный сегмент пояса, расположенный южнее Агинской и Хэнтэйской герцинских синклинорных структур. Ориентировка его северо-восточная, протяженность на территории МНР 1100 км, ширина от 300 км на северо-востоке до 60—180 км на юго-западе. Наиболее узкая часть приурочена к району изменения простиранья структур — переходу к Байдарикскому сектору. Керуленско-Среднегобийская часть пояса, в свою очередь, подразделяется на две продольные зоны: северо-западную — Предхэнтэйскую зону межгорных

Рис. 3. Схема размещения пермских вулканогенных и интрузивных пород в Байдарикском секторе Центрально-Монгольского вулканического пояса (Юго-Западный Хангай). Составлена на основе геологической карты МНР с дополнениями авторов, И.Т. Смирнова и В.В. Ярмолюка

1 — выступы докембрийского основания; 2 — раннекаледонские и наложенные среднепалеозойские комплексы пород (а — эпикеанические, б — на докембрийском складчатом основании); 3 — терригенные комплексы позднего кембрия; 4 — герцинские структуры с плутоническим магматизмом (а — хаменноугольного и пермского, б — пермского возраста); 5 — гранитоиды средне- и верхнепалеозойские нерасчлененные; 6 — терригенная и карбонатно-терригенная моласса верхнего девона — нижнего карбона и неуточненного возраста; 7 — терригенные тонко- и грубообломочные толщи, местами с вулканитами кислого и среднего состава: (а — нижнекарбоновые, б — средне-верхнекарбоновые и верхнекарбоновые-нижнепермские); 8 — карбоновые вулканиты среднего и кислого состава; 9—12 — свиты сэрхинульской нижнепермской серии: 9 — нижние (а — вулканогенно-осадочная, б — трахидацитовая), 10 — андезитобазальтовая, 11 — кислого состава (а — трахириолитовая, б — трахиандезит-трахириолитовая), 12 — трахибазальтовая (а — с субвулканическими телами кислых вулканитов, б — контрастная); 13 — чертинская верхнепермская серия (а — угленосная терригенная с вулканитами, б — вулканогенная); 14 — вулканиты контрастного состава; 15—17 — пермские гранитоиды: 15 — ирбистинский комплекс (а — монзониты, кварцевые сиениты, граносиениты; б — граносиениты, граниты), 16 — гранодиориты, адамеллиты, граниты, лейкограниты, 17 — уланчулутинский комплекс — субщелочные и щелочные кварцевые сиениты, граносиениты, граниты; 18 — мезозойские образования (а — базальты, конгломераты, песчаники, б — граниты); 19 — разломы; 20 — кайнозойские рыхлые отложения

Пермские наложенные прогибы, грабены, мульды: А-Х — Алтан-Хадасулинский, Хш — Хантайширский, Ар — Аргалантинский, Бц — Буцаганская, Ч — Чандманьский. Интрузивные массивы: 1 — Ирбистинский, 2 — Уланчулутинский, 3 — Бурал-Хайрханский, 4 — Хурэ-Маральский, 5 — Дзадагайамский, 6 — Дагануланский, 7 — Баян-Бурдский

Области верхнепалеозойского гранитоидного магматизма: Бл — Баянлэгская, Хн — Хангайская. Глубинные разломы (цифры в кружках): 1 — Ихбогдинский, 2 — Дзабханский, 3 — Баянхонгорский, 4 — Баянбулакский

прогибов и юго-восточную — зону поднятий. В Предхэнтэйском прогибе распространены вулканогенно-осадочные и осадочные пермские толщи, на поднятии — вулканогенные образования [13, 21].

В Керуленском секторе пермские вулканыты слагают небольшие впадины, мульды и грабены. Размер самой крупной Ульдзинской впадины 85×65 км. По данным М.В. Дуранте [21], в Северо-Керуленском блоке пермские отложения расчленены на следующие свиты: 1) харачолунская конгломерато-песчаниковая (P_1); 2) ундурханская вулканогенно-осадочная с кислыми вулканытами (P_1);

3) гадзарская андезит-дацит-риолитовая (P_2^1); 4) ульдзинская терригенная с небольшим количеством кислых вулканытов (P_2^2). Ведущую роль в составе вулканытов играют риодациты, риолиты, трахириолиты, резко подчиненную — андезитобазальты и андезиты.

С дацит-риолитовым вулканизмом нижней и начала верхней перми связано становление ульзагольского комплекса, формирующегося, по данным В.А. Благонравова, Ю.А. Борзаковского, Э.В. Михайлова, Р.А. Хасина [14], в следующей последовательности: ранняя фаза — габбро-диориты, тоналиты; главная фаза — биотитовые и лейкократовые граниты; поздняя фаза — граниты повышенной щелочности, граносиениты, гранит- и сиенит-порфиры. Гранитоиды прорывают кислые вулканыты начала верхней перми (гадзарская свита) и перекрыты терригенными отложениями середины и второй половины верхней перми (ульдзинская свита). По данным А.А. Моссаковского [52], грубообломочный материал этой свиты поступал с Хэнтэйского поднятия.

В Среднегобийском секторе расположена крупная Северо-Гобийская впадина (см. рис. 1), изученная А.А. Моссаковским [52], М.В. Дуранте [21], В.В. Кепежинским и И.В. Лучицким [28], В.Н. Быховером, К.А. Моссиондзом, Л.В. Никитиным и Ган-Очиром. Размер впадины 350×180 км, фундаментом ее являются рифейские, раннекаледонские и девонские толщи и гранитоиды. Верхнепалеозойские толщи Северо-Гобийской впадины расчленены на четыре комплекса: 1) среднекаменноугольный молассовый, развитый на северо-востоке и в центре впадины; 2) вулканогенный андезитобазальт-андезит-дацит-риолитовый, преимущественно нижнепермский с возможным охватом начала верхней перми; 3) верхнепермский молассовый континентальный и морской; 4) верхнепермский трахибазальт-трахириолитовый с щелочными риолитами.

С нижнепермской дифференцированной андезитобазальт-андезит-риолитовой серией, по данным Ю.М. Логинова и Ю.А. Борзаковского [14], ассоциируют многофазные интрузии мандалгобийской серии, формирующейся в последовательности: 1) габбро-диориты, сиенито-диориты; 2) адамеллиты и граниты с фациями граносиенитов; 3) биотитовые и лейкократовые кремнекислые граниты; 4) кремнекислые лейкограниты, слагающие жильные и мелкие малоглубинные тела. Интрузивы мандалгобийской серии перекрыты терригенными отложениями верхней перми и являются аналогами ульзагольского комплекса. Вторая верхнепермская вулканоплутоническая ассоциация распространена по южному обрамлению Северо-Гобийской впадины. По данным В.Н. Быховера и К.А. Моссиондза, ее вулканическая часть представлена трахибазальтами и трахиандезитобазальтами, чередующимися с трахидацитами, трахириолитами и комендитами, интрузивная часть состоит из сиенитов, граносиенитов, амфиболовых гранитов, щелочных гранитов.

Таким образом, в Средне-Гобийском секторе, в отличие от Керуленского, выделяются две вулканоплутонические ассоциации — ранняя дифференцированная умеренной щелочности и поздняя контрастная повышенной щелочности.

Наиболее сложное строение имеет западный Байдарикский сектор Центрально-Монгольского вулканического пояса. Он географически соответствует юго-

западной части Хангайского нагорья и сопредельной части Долины Озер. Южной и юго-западной границами вулканического пояса здесь служат Ихбогдинский и Дзабханский глубинные разломы, северо-восточной границей — зона Баянхонгорских разломов. Наиболее крупной пермской структурой Байдарикского сектора является Хантайшир-Аргалантинский шовный прогиб, расположенный на юго-западе. В центре находится Буцаганская мульда; на северо-востоке, в зоне Баянхонгорских разломов, — серия небольших прогибов и грабен, представляющих собой фрагменты ранее единой приразломной структуры — Чандманьского прогиба. Вулканогенные структуры разделены выступами докембрийского и раннекаледонского основания, карбоновыми толщами и разнообразными гранитоидами (рис. 3).

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

ХАНТАЙШИР-АРГАЛАНТИНСКИЙ ПРОГИБ

Хантайшир-Аргалантинский прогиб был выделен как одноименный девонский вулканический пояс или Хантайширский наложенный прогиб [13]. Только в хребте Хар-Аргалантын-Нуру Ю.М. Логинов и Н.Г. Вербицкая установили флористически охарактеризованные угленосные отложения верхней перми. В 1974 г. на юго-востоке хребта Хантайшири-Нуру Л.П. Зоненшайн обнаружил в туффитах флору ранней перми и высказал предположение о пермском возрасте значительной части вулканитов, что впоследствии подтвердилось. Пермский возраст вулканогенных толщ системы хребтов Аргалантын-Нуру и вулканических полей, расположенных далее к юго-востоку, предполагали А.Ф. Бойшенко, А.Б. Лаврухина, Н.А. Молчанов и другие исследователи, проводившие геологическую съемку масштаба 1:500 000. Однако вулканические толщи и гранитоиды оставались нерасчлененными. Авторы изучили магматические образования северо-западной и центральной частей структуры (хребет Хантайшири-Нуру и западная часть гор Аргалантын-Нуру), а В.В. Ярмолюк — юго-восточной части.

Хантайшир-Аргалантинский прогиб представляет собой узкую шовную структуру, которая на северо-западе контролируется Дзабханским, на юге и юго-востоке — Ихбогдинским глубинными разломами. Протяженность его более 400 км, максимальная ширина 70 км. Прогиб состоит из четырех кулисообразно расположенных составляющих: Алтан-Хадасулинская северо-западная, Хантайширская центральная, Аргалантинская южная и Ховдинская юго-восточная (см. рис. 1,3).

Алтан-Хадасулинский грабен и Хантайширский прогиб вытянуты в северо-западном направлении вдоль Дзабханского разлома, по которому граничат вендско-кембрийские эпикоеанические складчатые структуры Озерной зоны с докембрийскими и наложенными на них вендско-кембрийскими структурами Байдарикского блока. Алтан-Хадасулинский грабен имеет длину 60 км, ширину 5—6 км; на юго-востоке за пределами грабена ширина выходов пермских вулканитов составляет 30 км. Протяженность Хантайширского прогиба 160 км, ширина 15—30 км. На юго-западном крыле Хантайширского прогиба пермские вулканогенные толщи граничат с вендско-кембрийскими по крутым разломам и разбиты на множество блоков, смещенных относительно друг друга. Северо-восточное крыло прогиба перекрыто мощным чехлом рыхлых отложений Дэлгэрской впадины. Поперечным выступом пород докембрия в районе горы Сэрбэн-Ула прогиб разделен на две части — северо-западную и юго-восточную. Аргалантинская составляющая прогиба наложена на раннекаледонское складчатое основание Озерной зоны и прослеживается в виде субширотной полосы длиной 250 км, шириной 15—20 км, от района горы Эрдэнэ-Ула на западе до низовой р. Туйн-Гол на востоке. Южнее пермские вулканиты слагают узкие субширотные грабены среди вендско-кембрийских толщ, приуроченные к разломам Ихбог-

динской системы, отделяющим раннекаледонскую складчатую область от герцинской. Пермские вулканиты здесь перекрыты мезозойскими базальтами и осадочными толщами. На севере и востоке они перекрыты кайнозойским чехлом Долины Озер. Сочленение Хантайширского и Аргалантинского прогибов проходило по системе разломов восточно-северо-восточного направления. На юге-востоке Хантайширского прогиба вулканогенные и интрузивные породы изобилуют дайками субширотного и восточно-северо-восточного направлений, синхронными вулканизму, интрузивному магматизму и более поздними. Это направление впоследствии было унаследовано молодыми впадинами Долины Озер, образующими в данном районе коленообразный изгиб.

Хантайшир-Аргалантинский прогиб сложен пермскими образованиями, расчлененными авторами на две серии: сэрхинулинскую нижнепермскую и цэртэинскую верхнепермскую. Сэрхинулинская серия состоит из следующих свит (снизу вверх): 1) пестроцветной вулканогенно-осадочной с базальтами; 2) андезитобазальтовой; 3) трахириолитовой; 4) трахибазальтовой с секущими телами риолитов, трахириолитов, трахитов и комендитов. Цэртэинская серия распространена в хр. Хантайшири-Нуру, где подразделена на следующие свиты (снизу вверх): 1) осадочно-вулканогенную, 2) вулканитов смешанного состава, 3) лейкобазальтовую, 4) вулканитов контрастного состава, 5) основных вулканитов. В хребте Хар-Аргалантыи-Нуру к цэртэинской серии относится песчано-конгломератовая угленосная свита, перекрывающая нижнепермскую трахибазальтовую.

* * *

Сэрхинулинская серия, нижняя пермь. Особенности состава и строения сэрхинулинской серии рассмотрены ранее [57]; в данной работе приведена ее краткая характеристика.

Пестроцветная вулканогенно-осадочная свита распространена локально на юго-западном борту Хантайширского прогиба и слагает мелкие грабены среди пород офиолитового комплекса и кембрийских тоналитов. Наиболее полно свита представлена в северо-западной части прогиба в районе родника Хошу-Булак, где залегает на гипербазитах Наранского массива и вендско-кембрийских толщах. Простирание слоев субширотное, падение северное под углом 50—80°, местами запрокинутое. Разрез свиты описан В.В. Без-

Рис. 4. Строение юго-восточной части пермского Хантайширского прогиба

1—6 — основание прогиба: 1 — докембрийские толщи; 2 — гипербазиты, серпентиниты, листвениты; 3 — серпентинитовые конгломераты и песчаники; 4 — вендско-кембрийские толщи Озерной зоны; 5 — нижнепалеозойские гранитоиды Озерной зоны (а — кварцевые диориты, тоналиты, б — плагиограниты); 6 — песчано-конгломератовая толща не установленного возраста с остатками ороговикованной флоры, возможно позднекарбоновая; 7—10 — свиты сэрхинулинской нижнепермской серии: 7 — вулканогенно-осадочная, 8 — андезитобазальтовая, 9 — трахириолитовая, 10 — трахибазальтовая; 11 — цэртэинская верхнепермская серия, вулканиты смешанного состава (а — андезитобазальты, б — дациты, в — риолиты и их туфы); 12 — нерасчлененные вулканиты; 13—15 — пермские субвулканические образования: 13 — дайки кислого, реже основного состава — корни вулканов; 14 — риолиты, трахириолиты, трахидациты; 15 — трахиты, трахидациты, трахириолиты, ортофиры, комендиты (а — тела, б — мелкие пластовые тела в трахибазальтовой свите); 16—17 — ирбинстинский комплекс (Ирбинстинский массив): 16 — сиенитодиориты ранней фазы, 17 — амфибол-биотитовые кварцевые сиениты и граносиениты (а — крупно- и среднезернистые, б — мелкозернистые, резко порфиroidные); 18—20 — уланчулутинский комплекс: 18 — однополевошпатовые кварцевые сиениты, граносиениты, граниты субщелочные и щелочные; 19 — однополевошпатовые щелочные граниты и граносиениты поздней фазы; 20 — зоны фельдшпатизации базальтов, пироксеновых и амфиболовых габбро с инъекциями и жилами сиенитов, граносиенитов, гранитов; 21 — роевые скопления даек разного состава; 22—24 — породы: 22 — вулканиты основного и среднего состава; 23 — трахидациты, трахириолиты, комендиты (а — лавы, б — туфы); 24 — туфогенно-осадочные и осадочные породы (а — конгломераты, б — песчаники, алевролиты); 25 — элементы залегания; 26 — разломы; 27 — кайнозойский рыхлый чехол

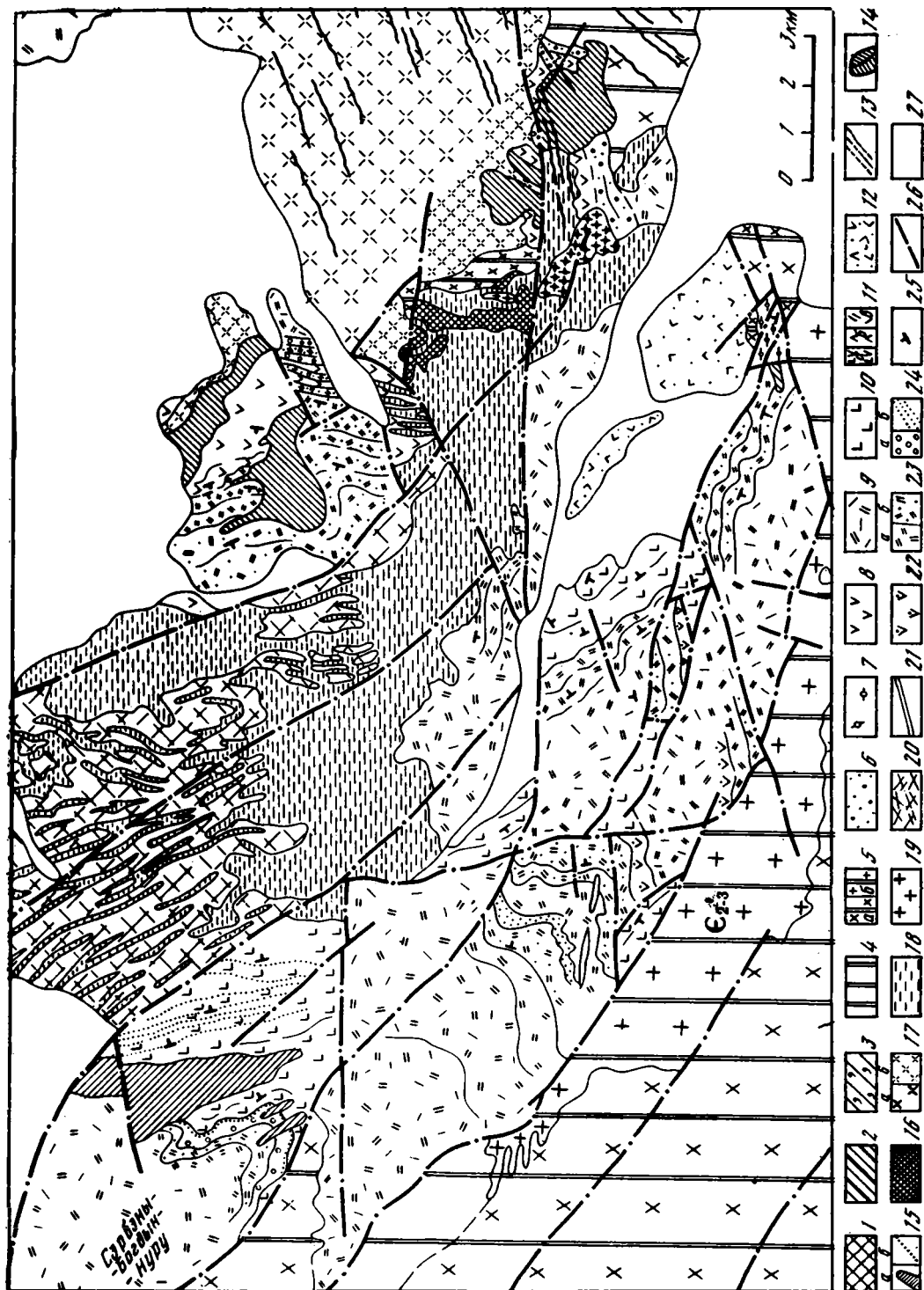




Рис. 5. Залегание трахириолитовой свиты на породах андезитобазальтовой свиты. Геологический разрез в районе урочища Хусийн-Тал, сэрхинулинская серия

1 — риолиты, трахириолиты, трахидациты (а — флюидалльные, б — игнимбриты); 2 — туфы кислого состава; 3 — валунные конгломерато-брекчин; 4 — туфогравелиты, туфопесчаники, туфо-алевролиты; 5 — трахибазальты, трахандезитобазальты (а — пироксен-плагиоклазовые, б — крупнолейстовые плагиоклазовые)

зубцевым [13], который отнес ее к нижнему—среднему девону. Уточнение разреза позволило выделить здесь две подсвиты: нижнюю красноцветную песчано-конгломератовую и верхнюю пестроцветную вулканогенно-осадочную.

Песчано-конгломератовая подсвита имеет мощность около 1200 м и состоит в нижней части из валунных и крупногалечных конгломератов, выше из песчанников и алевролитов. Обломочный материал представлен гипербазитами, известняками и вулканитами венда—кембрия, габброидами и гранитоидами среднего—верхнего кембрия.

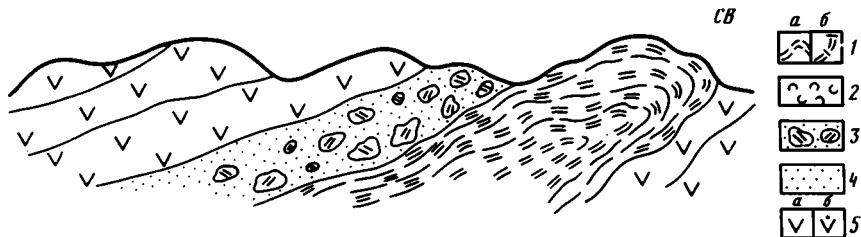
В вулканогенно-осадочной подсвите мощностью около 750 м около половины разреза составляют вулканогенные породы, в том числе лавовые — пятую часть. Базальты образуют покровы мощностью 1—10 м, разделенные туфогенно-осадочными горизонтами. Покровы нижних горизонтов отвечают щелочным базальтам, более высоких — оливиновым базальтам и трахибазальтам. В последних присутствуют вкрапленники плагиоклаза. Около четверти разреза сложено пирокластическими образованиями и продуктами их переотложения. Типичны туфы, сцементированные известняковым материалом, и маломощные прослои известняков, содержащих обломки базальтов. Они чередуются с серо-цветными и красноцветными песчано-конгломератовыми горизонтами.

Возраст свиты не установлен; она отнесена к нижнепермским образованиям условно, поскольку маркирует положение юго-западного борта Хантайширского прогиба при его заложении. Источником сноса грубообломочного материала служили главным образом породы вендских и кембрийских комплексов Озерной зоны. Вулканическая деятельность происходила на фоне частой смены континентального осадконакопления мелководным. Она началась с излияния щелочных базальтов, которые сменились оливиновыми базальтами и плагиоклазовыми трахибазальтами.

Андезитобазальтовая свита широко распространена в Хантайшир-Аргалантинском прогибе, слагает значительную часть Буцаганской мульды и вулканических полей зоны Баянхонгорских разломов. На западе ареал ее развития не ограничивался современными контурами выходов. В хребте Хантайшири-Нуру среди вендско-кембрийских толщ, гранитоидов и гипербазитов встречаются крутопадающие дайки плагиоклазовых крупнолейстовых порфиритов, представляющих собой подводящие каналы несохранившихся покровов.

Андезитобазальтовая свита на западном фланге Аргалантинского прогиба без видимого несогласия залегает на пестроцветной карбонатно-терригенной толще, содержащей флористические остатки девона — нижнего карбона. На юго-западном крыле Хантайширского прогиба в районе горы Томур-Хайрхан-Ула андезитобазальтовая свита залегает на ороговикованных конгломератах молассоидной толщи не установленного возраста (рис. 4). В хребте Хар-Аргалантын-Нуру на юго-западных склонах горы Аргалантын-Шовх в низах видимой части разреза свиты содержатся флористические остатки нижней перми.

В составе свиты преобладают лавы и пирокластическая высокоглиноземистых ба-



зальтов, андезитобазальтов и их аналогов повышенной щелочности. Для пород типично 25—40% вкрапленников плагиоклаза. В резко подчиненном количестве присутствуют андезиты, дациты и риолиты, встречаются субвулканические тела, редко — покровы трахидацитов, трахириолитов и прослои пирокластики кислого состава. Количество их увеличивается в составе верхних горизонтов свиты.

На юго-востоке Хантайширского прогиба на его северо-восточном крыле, в районе урочища Хусийн-Тал, андезитобазальтовая свита однородна по составу. Около трети ее представлено серыми и фиолетово-серыми пироксен-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми базальтами и андезитобазальтами, содержащими до 30—40% вкрапленников плагиоклаза размерами 0,1—1 см. Более распространены глыбовые андезитобазальты и нагромождения пирокластики. Верхняя часть свиты мощностью около 600 м состоит из покровов трахибазальтов и трахиандезитобазальтов с синхронными им экструзивными телами флюидално-полосчатых трахидацитов. Склоны экструзивных тел фиксируются валунными и среднеобломочными конгломерато-брекчиями трахидацитов, которые перекрыты потоками базальтов (рис. 5). В продольном сечении Хантайшир-Аргалантинского прогиба происходит заметное изменение состава андезитобазальтовой свиты. На северо-западе в Алтан-Хадасулинском грабене она имеет контрастный состав благодаря чередованию базальтов и андезитобазальтов с экструзивными телами риолитов, в том числе высококремнекислых, и продуктами их размыва. На северо-западе Хантайширского прогиба ведущую роль играют базальты и андезитобазальты. На юго-западе того же прогиба в одних участках свита представлена базальтами, в других — базальты и андезитобазальты в верхних частях разреза сменяются породами контрастного состава, в третьих — в нижней части разреза появляются андезиодациты и дациты. На западе Аргалантинского прогиба свита приобретает пестрый состав с участием базальтов, андезитов, дацитов и риолитов.

Трахириолитовая свита залегает на породах андезитобазальтовой свиты (см. рис. 4, 5), а местами непосредственно на древних породах. Выступ докембрийских пород горы Сэрбэн-Ула пронизан многочисленными дайками трахириолитов с азимутом простирания 50—60° и 290°, которые сливаясь, образуют поле кислых вулканитов (рис. 6). Здесь же встречаются редкие жилы плагиоклазовых порфиритов. Среди кембрийских гранитоидов на юго-западном склоне хребта Хантайшири-Нуру встречаются роевые скопления даек полевошпатовых трахириолитов, аналогичных породам свиты, представляющие собой зоны подводящих каналов несохранившихся покровов. Крупные поля кислых вулканитов в юго-восточной половине Хантайширского прогиба слагают горные массивы Аверьян-Обо, Сэрбэн-Ула, хребты Сэрбэн-Богдын-Нуру и Шоройтын-Нуру с высотами 2700—3155 м (см. рис. 4, 6), а на западе Аргалантинского прогиба — значительную часть хребта Хар-Аргалантын-Нуру.

На юго-востоке Хантайширского прогиба кислые вулканиты слагают крылья разбитой на блоки Улан-Хамарынгольской синклинали (см. рис. 4). На западе Аргалантинского прогиба трахириолитовая свита образует северное крыло Хар-Аргалантинской синклинальной структуры [39]. Осевая часть синклинальных

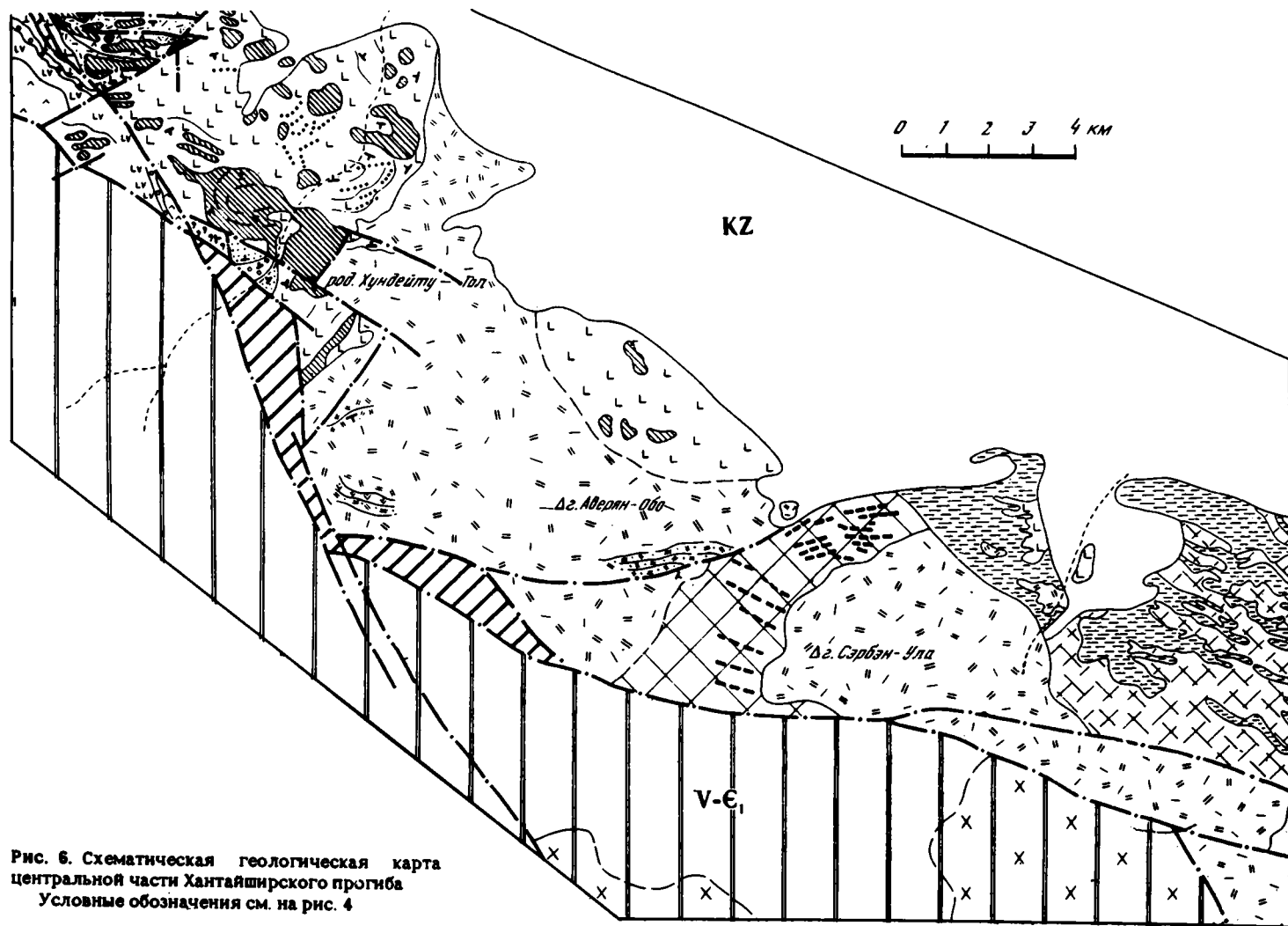


Рис. 6. Схематическая геологическая карта
центральной части Хантайшурского прогиба
Условные обозначения см. на рис. 4

структур сложена породами трахибазальтовой свиты. Повсеместно участки развития трахириолитовой свиты разбиты на блоки, смещенные относительно друг друга. Судя по мощности ее фрагментов в отдельных блоках, мощность свиты достигает 2—2,5 км.

Свита представлена пирокластическими, покровными и субвулканическими фациями риолитов, трахириолитов, трахидацитов, реже трахитов, пантеллеритов, комендитов, широко распространены игнимбриты. Преобладают амфибол-биотитовые и биотитовые, встречаются рибекитовые разности кислых вулканитов; для лавовых и особенно пирокластических фаций вулканитов характерен флюорит. Типичны туфовые брекчии кварц-калишпатовых, калишпатовых, плагиоклаз-кварц-калишпатовых и афировых трахириолитов от грубообломочных (1,5—2 м) до средне- и мелкообломочных (1—5 см); встречаются участки дезинтегрированных лав и покровы того же состава. Характерны линзы, прослои и горизонты гравелитовых и псаммитовых слоистых туфов трахириолитов и трахидацитов. В верхней части разреза наблюдались трахитовые лавы и пирокластическая. На одних участках свита имеет слоистое строение — покровы кислых вулканитов чередуются с туфовыми и осадочными прослоями; на других — состоит из покровов игнимбритов; на третьих — преобладают туфовые и лавовые брекчии, сочетающиеся с экструзивными телами. Наблюдаются прослои, пакки и линзы конгломератов, гравелитов и песчаников мощностью до 50—100 м. Они имеют вулканомиктовый, осадочный и смешанный состав. Встречаются конгломераты с галькой кислых вулканитов, порфиритов, кембрийских тоналитов и плагиогранитов, докембрийских гранитогнейсов и мусковитовых гранитов.

Среди полей кислых вулканитов в подчиненном количестве присутствуют секущие тела, покровы и прослои пирокластических пироксен-плагиоклазовых и плагиоклазовых, нередко крупнолещистых, трахибазальтов и трахиандезитобазальтов.

Трахибазальтовая свита слагает синклинальные складки, их фрагменты и грабены в осевой части Хантайшир-Аргалантинского шовного прогиба (см. рис. 4). Углы падения слоев изменяются от пологих (5—10°) до крутых (50—70°), обычно они составляют 25—40°.

Соотношения трахириолитовой свиты с трахибазальтовой видны в долине левого притока сухой р. Улан-Хамарын-Гол на юго-востоке гор Сэрбэн-Богдын-Нуру (см. рис. 4). Здесь на пачке кварцевых порфиров, их туфовых брекчий и туфопесчаников залегает грубослоистая пачка мощностью 35—45 м, состоящая из крупнообломочных (до 10—15 см) и мелкообломочных конгломерато-брекчий кислых вулканитов, гравелитов и песчаников. Выше она постепенно сменяется тонкослоистой пачкой мощностью 15—25 м, в которой чередуются гравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, кремнистые туффиты (туфогенный материал кислого состава) и углистые алевролиты, содержащие остатки флоры. Из сборов С.П. Гавриловой и О. Томуртоого, М.В. Дуранте определены *Cordaites* sp., *Ruffordia* cf. *meyenii* Gluch., *R. aff. teodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen, свидетельствующие о раннепермском возрасте пород самой верхней части разреза трахириолитовой свиты. На тонкослоистой пачке, частично срезая ее, залегает покров базальтов, надстраивающийся выше сходными базальтами трахибазальтовой свиты (рис. 7). Тот же покров южнее перекрывает грубослоистую обломочную пачку. Выше по разрезу трахибазальтовой свиты в прослоях туффитов мощностью 0,5—1,5 м Л.П. Зоненшайн собрал остатки флоры, по заключению М.В. Дуранте, нижнепермского облика.

В бассейне р. Бидерин-Гол на северо-западе Хантайширского прогиба трахириолитовая свита также заканчивается пачкой туфопесчаников и туфоалевролитов, которые прорваны и перекрыты афировыми оливиновыми базальтами.

На северном склоне седловины, расположенной между хребтами Хар-Аргалантын-Нуру и Дунд-Аргалант, В.В. Ярмолюк наблюдал в основании разреза тра-

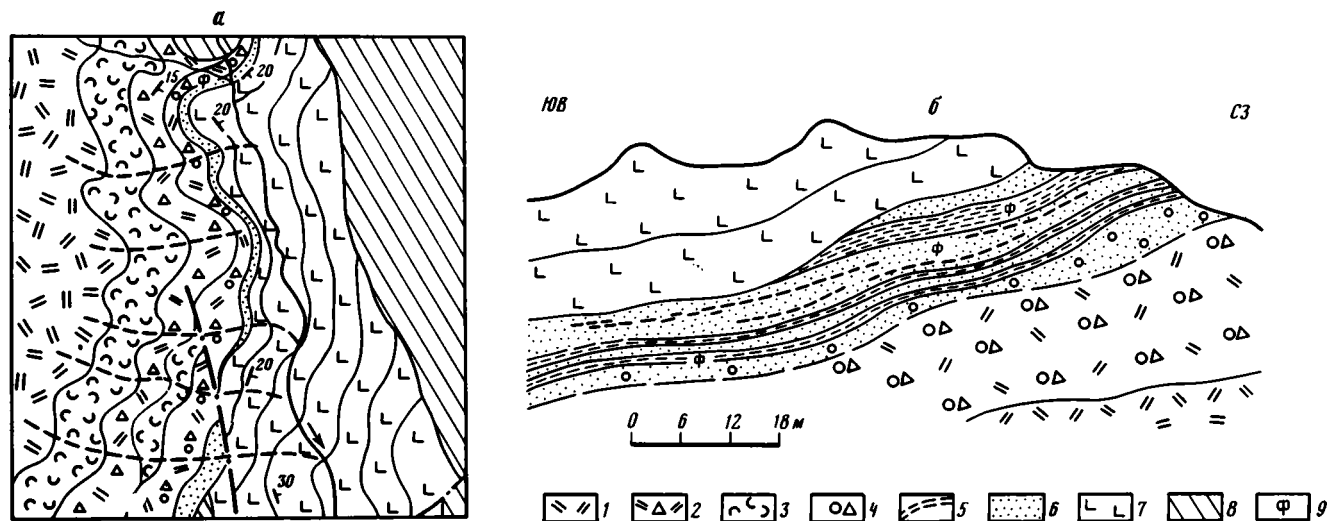


Рис. 7. Соотношение трахибазальтовой и трахириолитовой свит сэرخинулинской серии в плане (а) и в разрезе (б). Северный борт долины р. Улан-Хамарин-Гол

1—5 — трахириолитовая свита: 1 — кислые лавы, 2 — туфовые брекчии, 3 — туфы, 4 — конглобрекчии, 5 — углистые алевролиты и аргиллиты с остатками флоры; 6 — туфопесчаники, гравелиты с галькой кислых вулканитов; 7 — оливиновые базальты, трахибазальтовая свита; 8 — тела трахидацитов; 9 — места находки остатков флоры

хибазальтовой свиты конгломераты с галькой и валунами красных двуполовошпатовых граносиенитов и биотит-амфиболовых гранитов, представляющих собой продукт разрушения расположенного рядом массива. Подобные гранитоиды восточнее прорывают вулканогенную толщу смешанного состава, являющуюся фациальным аналогом андезитобазальтовой свиты, а на юго-востоке хребта Хантайшири-Нуру они имеют интрузивные контакты с породами андезитобазальтовой и трахириолитовой свит.

Трахибазальтовая свита имеет однообразный состав. Ее слагают базальтовые покровы мощностью 3—10 м, центральные части которых состоят из черных и буровато-черных оливинowych базальтов долеритовой структуры. В приповерхностных участках покровов базальты фиолетово-серые дезинтегрированные, в обнажении часто рыхлые, сыпучие, содержат миндалины, выполненные хлоритом, халцедоном и цеолитами. По химическому составу они отвечают оливиновым базальтам и трахибазальтам. Редко встречаются базальты с вкрапленниками плагиоклаза. В небольшом количестве присутствуют прослои песчаников и туффитов. На южных склонах хребта Хар-Аргалантын-Нуру прослеживаются редкие прослои конгломератов мощностью 5—8 м с галькой тех же базальтов и кислых вулканитов. В верхней части разреза в этом районе наблюдался пласт базальтовых туфов, сменяющихся выше мелкогалечными конгломератами, гравелитами и песчаниками. Мощность свиты оценить трудно из-за фрагментарности ее выходов. Видимая мощность ее в хребте Хар-Аргалантын-Нуру составляет 2,1—2,5 км, на юго-востоке хребта Хантайшири-Нуру — 1,5 км, на северо-западе его около 2,5 км.

В полях развития трахибазальтовой свиты присутствуют дайки и штоковидные субвулканические тела кислых вулканитов (см. рис. 6). Протяженность даек до 3—4 км, мощность 3—15 м (наиболее крупных — 100—200 м). Контакты их падают под углом 50—90°. По восстанию и простиранию дайки выклиниваются, ветвятся, реже соединяются между собой. Штоки крутопадающие и вертикальные, размер их до 1,5 × 4 км и 8 × 1 км. Встречаются тела сложной формы, в которых сочетаются секущие и согласные контакты, а также послонные жилы. Субвулканические тела сложены риолитами, трахириолитами, реже комендитами и трахитами серо-фиолетового, красновато-фиолетового и бордового цвета. Текстуры пород флюидально-полосчатые, игнимбритовые, брекчиевидные, массивные; структуры афировые и порфиоровые. Во вкрапленниках часто присутствуют калий-натриевый полевой шпат; цветные минералы — биотит, субщелочной амфибол либо щелочной амфибол, образующий также тонкий спутанно-волоконистый агрегат в ткани пород. В эндоконтактах наблюдаются зоны закалки, где породы приобретают голубовато-зеленую окраску, либо появляется ориентированное расположение вкрапленников полевого шпата.

Существует, по крайней мере, два поколения кислых пород. Породы первого поколения распространены преимущественно среди трахибазальтов. Они пересечены породами второго поколения, представленными дайками кислого состава и телами массивных калишпатовых порфиров. Ареал распространения последних выходит за пределы трахибазальтовой свиты, причем поздние калишпатовые порфиры секут верхнепермские вулканиты, перекрывающие трахибазальтовую свиту.

* * *

Цэртэинская серия, верхняя пермь. Флористически охарактеризованные песчано-конгломератные отложения верхней перми в Аргалантинской части Хантайшири-Аргалантинского прогиба описаны Ю.М. Логиновым и Н.Г. Вербицкой [13]. В 1982 г. авторами обнаружена верхнепермская флора в вулканогенных толщах центральной части Хантайширского прогиба, расположенной напротив сомона Дэлгэр.

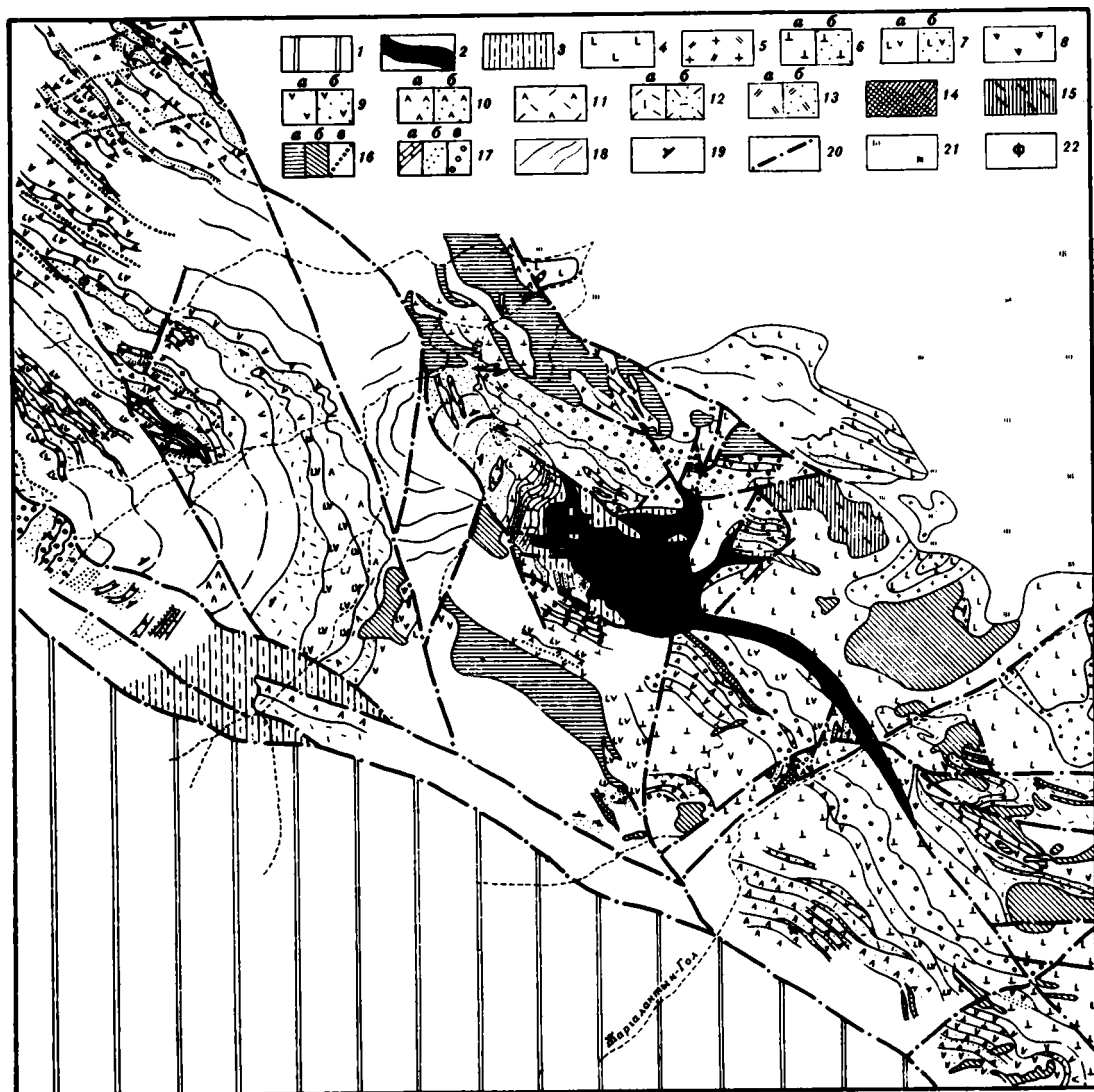


Рис. 8. Геологическая карта района бассейна р. Жаргалын-Гол в центральной части Хантай-ширского прогиба. Строение верхнепермской цэртэинской серии

1, 2 — породы комплекса основания: 1 — вендско-кембрийские образования, 2 — серпентинизированные гипербазиты; 3 — зоны лиственитизации, 4, 5 — трахибазальтовая свита сэркинулинской серии нижней перми: 4 — афировые базальты, 5 — трахиты, трахидациты, трахириолиты афировые и порфировые, секущие и пластовые тела; 6—13 — вулканогенные породы цэртэинской серии верхней перми: 6 — пироксеновые и плагноклаз-пироксеновые базальты (а — лавы, б — туфы), 7 — базальты, андезитобазальты диабазовой структуры (а — лавы, б — туфы), 8 — крупнолещистые обильнопорфировые лейкобазальты, 9 — андезиты (а — лавы, б — туфы), 10 — дациты (а — лавы, б — туфы), 11 — дациты и риолиты, 12 — риолиты (а — лавы, б — туфы), 13 — трахидациты, трахириолиты (а — лавы, б — туфы); 14—16 — субвулканические образования цэртэинской серии: 14 — габбро-диабазы, 15 — трахиандезиты, 16 — кислые породы (а — дациты и риолиты массивные, брекчиевидные, игнибритоподобные, б — сиенит- и граносиенит-порфиры, в — дайки); 17 — осадочные и туфогенно-осадочные породы цэртэинской серии (а — известняки, песчаные известняки, б — песчаники, гравелиты, в — конгломераты); 18 — фрагменты простираения толщ; 19 — элементы залегания; 20 — разломы; 21 — кайнозойские рыхлые отложения; 22 — точки сбора флоры

Район развития верхнепермских толщ представляет собой наиболее сложно построенную и деформированную часть структуры. Ширина полосы выходов пермских образований изменяется от 6—8 км до 12—15 км. По системе крутопадающих разломов они граничат с породами венда и нижнего кембрия; в пограничной зоне развиты серпентинизированные гипербазиты, серпентиниты, листвениты и обломочная толща, состоящая из серпентинитовых конгломератов, гравелитов и песчаников. Пермские толщи разбиты разломами северо-западного, северо-северо-западного, северо-восточного и меридионального направления. В зоне Жаргалантынгольского северо-западного разлома локализована узкая протрузия серпентинитов длиной 6,5 км со сложными очертаниями в широкой (1,5 км) северо-западной части (рис. 8). Мелкие линзы серпентинитов встречаются также в других северо-западных разломах. Они свидетельствуют о продолжении Наранского гипербазитового массива под северо-западную часть Хантайширского прогиба.

В рассматриваемом районе авторами выделено несколько свит, соотношение и последовательность формирования которых требует дальнейшего изучения: осадочно-вулканогенная с пироксеновыми базальтами; вулканогенная смешанного состава; лейкобазальтовая с типоморфными крупнолейстовыми вулканистами основного и среднего состава; контрастная; основных вулканитов. Первые две свиты залегают на афировых базальтах трахибазальтовой свиты сэрхинулинской серии.

Осадочно-вулканогенная свита тяготеет к выходам серпентинитов и вблизи них лиственитизирована. Нижняя часть свиты мощностью 350—400 м состоит из чередования известняков с бордовыми, фиолетовыми и серыми алевролитами и песчаниками, средняя — песчано-конгломератовая имеет мощность 500—600 м. Обломочный материал песчаников и конгломератов состоит главным образом из розово-малиновых и серых вулканитов кислого состава. На разных уровнях разреза присутствуют секущие пластовые тела и покровы пироксеновых, реже пироксен-плагиоклазовых и афировых базальтов, а также плагиоклазовых и афировых дацитов. Верхняя вулканогенная часть свиты имеет мощность 1800—1000 м и состоит из пироксеновых, плагиоклаз-пироксеновых базальтов и их пирокластики, андезитов и дацитов с подчиненным количеством осадочных пород; вверх по разрезу увеличивается доля вулканитов кислого состава. Нижние горизонты осадочно-вулканогенной свиты облекают широкую часть серпентинитовой протрузии, образуя вокруг нее антиклинальную складку (см. рис. 8).

Северо-западнее родника Хундзйту-Гол на правом берегу безымянной сухой долины наблюдается перекрытие нижнепермской трахибазальтовой свиты породами осадочно-вулканогенной свиты (см. рис. 6). Зона контакта осложнена разломами с азимутом простирания 10—15°. Базальные слои мощностью 1 м представлены зеленовато-серыми конгломератами с плохо окатанной галькой светлых риолитов и кремнистых пород. Выше наблюдается чередование фиолетовых и серых гравелитов, песчаников, алевролитов с известковистыми песчаниками и песчанистыми известняками. Мощность пачки около 130 м. Верхняя осадочная пачка мощностью около 500 м состоит из бордовых и розовых песчаников, гравелитов и конгломератов, в обломочном материале и цементе которых преобладают кислые вулканиты. Среди осадочных пород присутствуют дайки, штоки и пластовые тела крупнопорфировых пироксеновых базальтов, диабазов и плагиоклазовых дацитов, представляющие собой подводящие каналы залегающих выше покровов вулканитов.

Вулканиты близкого состава распространены в бассейне р. Жаргалантын-Гол южнее одноименного разлома с серпентинитами, где снизу вверх залегают:

1. Темно-серые пироксеновые базальты с вкрапленниками пироксена до 2 см, в верхней части пачки среди них встречаются линзы и прослои мощностью 5—10 м тонкослоистых туфогенно-осадочных пород и конгломератов.....	180
2. Конгломераты мелко- и крупногалечные с прослоями песчаников и кремнистых алевролитов.....	30—70
3. Плитчатые базальты с редкими вкрапленниками плагиоклаза.....	70
4. Пироксен-плагиоклазовые и пироксеновые базальты зеленовато-серые и серые, массивные с прослоями лавовых брекчий и туфов того же состава.....	210
5. Туфобрекчин светло-серых кварцевых риодацитов с линзами риодацитов лав.....	40—50
6. Дацитовые игнимбриты, перекрытые слонистой пачкой светло-серых мелкозернистых туфов и туфопесчаников с обломочным материалом андезитового и дацитового состава.....	100—120
7. Серые плагиоклазовые дациты.....	Видимая 40

Мощность разреза около 850 м. Среди пород данной свиты развиты субвулканические тела, дайки и пластовые залежи диабазов, реже плагиоклазовых крупнолейстовых андезитобазальтов. Наряду с ними развиты экструзии брекчиевидной-игнимбритовых риодацитов. Все породы пересечены ортофирами, образующими штоки, дайки и пологие тела.

Возраст свиты требует уточнения. На юго-западе рассматриваемого района в двух километрах к северо-западу от родника Хойт-Уирт-Булак в туфопесчаниках, заключенных внутри пачки дацитовых лав и туфов авторами собраны флористические остатки, по заключению М.В. Дуранте, типичные для начала верхней перми. Выходы этой пачки расположены между полями развития осадочно-вулканогенной свиты и крупнолейстовых андезитобазальтов лейкобазальтовой свиты и отделены от тех и других задернованными саями. В районе родника Хойт-Уирт-Булак с востоко-юго-востока на западо-северо-запад снизу вверх по разрезу наблюдаются:

Мощность, м

1. Переслаивание бордовых песчаников и известняков, содержащих согласные тела и покровы пироксеновых базальтов.....	Видимая 200
2. Песчаники и алевролиты светло-серые карбонатные, а также фиолетовые и белые кварцитовидные с плавающей галькой, пироксеновые базальты массивные и миндалекаменные.....	150
3. Розовые, бордовые, розовато-серые конгломераты, гравелиты, песчаники с риолитовым, реже кварцевым обломочным материалом с редкими телами пироксеновых базальтов и плагиоклазовых дацитов (300 м); в верхней части (150 м) конгломераты содержат окатанную гальку серых риодацитов размером до 5—10 см и линзы брекчиевидных голубовато-зеленых кремнистых пород.....	450
Около 300 м задерновано.	
4. Серые и фиолетово-серые плагиоклазовые андезиты, их туфовые брекчин.....	Видимая 100
5. Риодациты плагиоклазовые и с редкими вкрапленниками кварца и их автобрекчин.....	Видимая 200
Около 300 м задерновано.	
6. Туфопесчаники, туфоалевролиты табачно-зеленые и зеленовато-серые с остатками флоры, среди которых М.В. Дуранте определены <i>Lamioptesis</i> sp. мелколистный, <i>Clotophyllum</i> sp. очень мелкий, <i>Crassinervia</i> aff. <i>minima</i> Such., <i>Cordaites</i> cf. <i>gracilentus</i> (Gorel.) S. Meyen, <i>Cordaites</i> cf. <i>singularis</i> (Neub.) S. Meyen, <i>Skokia elongata</i> (Taras.) Such.	10
7. Зеленовато-бурые псаммитовые туфы риодацитов.....	10
8. Буровато-серые кварц-плагиоклазовые риолиты.....	1,5
9. Туфопесчаники.....	1
10. Серые кварц-плагиоклазовые риодациты.....	4

Породы прорваны телами серых афировых дацитов и риодацитов мощностью около 50 м. Западнее после задернованного сая шириной 300—400 м, по которому проходит разлом, начинаются выходы крупнолейстовых плагиоклазовых андезитобазальтов лейкобазальтовой свиты. В трех и пяти километрах северо-восточнее указанного местонахождения верхнепермской флоры аналогичный комплекс флоры обнаружен авторами в ассоциирующих с дацитами терригенных пачках, расположенных в нижней и в верхней частях разреза лейкобазальтовой свиты.

Толща вулканитов смешанного состава залегает выше трахибазальтовой свиты сэрхинулинской серии и ниже лейкобазальтовой свиты.

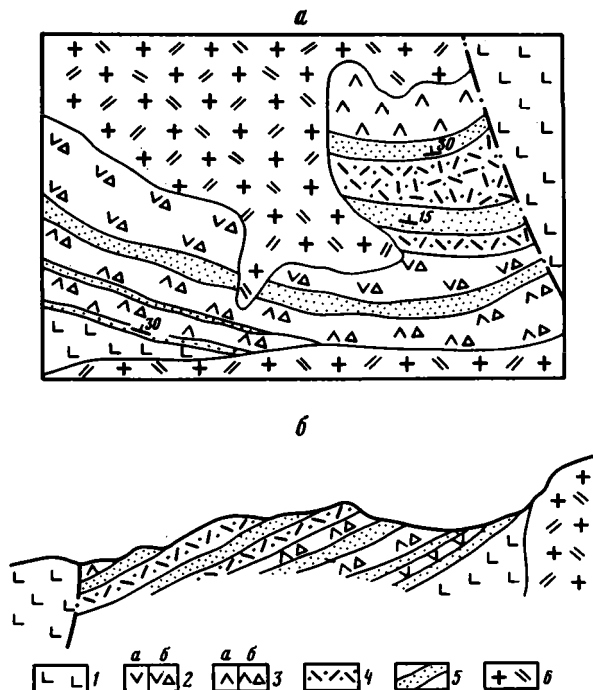


Рис. 9. Налегание толщи вулканитов смешанного состава цэртэнской серии на базальты трахи-базальтовой свиты сэرخинулинской серии на правом берегу р. Жаргалантын-Гол: а — план, б — разрез
1 — базальты; 2 — андезиты (а), их туфы (б); 3 — дациты (а), их туфы (б); 4 — туфы риолитов; 5 — туфопесчаники, туфоалевролиты, гравелиты; 6 — ортоклазовые порфиры

Ее можно выделить в качестве самостоятельной свиты либо приценить к верхней части осадочно-вулканогенной свиты. Вопрос требует дополнительного изучения.

На правом берегу р. Жаргалантын-Гол в районе выхода из гор видно перекрытие афировых базальтов толщей вулканитов смешанного состава (рис. 9). На базальтах залегают и далее вверх по разрезу следуют:

	Мощность, м
1. Туфопесчаники темно-серые мощностью 0,1 м, сменяющиеся выше туфовыми брекчиями смешанного состава, а затем туфопесчаниками, алевролитами и гравелитами	Видимая 10
2. Зеленовато-серые туфовые брекчии дацитов	5
3. Чередование фиолетовых и зеленовато-серых кремнистых алевролитов с темно-серыми туфопесчаниками и туфогравелитами, где преобладает обломочный материал основного состава	5-7
4. Бордовые брекчиевидные миндалекаменные андезитобазальты, нарушенные разломом северо-западного направления, падающим под углом 70° на юго-запад	5
5. Переслаивание туфовых брекчий риолитов, серых туфопесчаников и туфогравелитов с обломочным материалом кислого состава	18

Породы под углом 15—25° падают в северных румбах и пересечены крупным телом полевошпатовых порфиров флюидальной, массивной и брекчиевидной текстуры. Южнее за субширотным разломом продолжается разрез толщи вулканитов смешанного состава (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Зеленовато-серые крупно- и среднеобломочные туфы риолитов, переслаивающиеся с тонкослоистыми туфоалевролитами, туфопесчаниками и туфогравелитами, а также покровами плагноклазовых риолитов; породы пересечены дайками и штокверкоподобными жилами крупнолещистых	

плагноклазовых порфиритов, количество которых увеличивается в западном направлении, где эти породы слагают значительные поля Видимая 170

2. Серые и зеленовато-серые туфогенные гравелиты, песчаники, алевролиты, в верхней части пачки содержащие обломки основных вулканитов; встречаются прослои туфоконгломератов с галькой кислых вулканитов; туфоалевролиты содержат углефицированные растительные остатки (южный склон высоты 2531) 20

Разлом.

3. Плагноклазовые базальты массивные и миндалекаменные, в верхней части горизонта они содержат прослои туфопесчаников с флористическими остатками 25

4. Плагноклазовые андезиты зеленовато-серые с хлоритовыми миндалинами; среди них расположена цепочка экструзивных тел андезитов 70—130

5. Риолиты светлые зеленовато-серые с линзовидными прослоями риолитовых туфов, песчаников, гравелитов, конгломератов 50—90

6. Крупнолестовые плагноклазовые порфириты темно-серые трахитоидные, содержащие прослои (2—3 м) туфогенно-осадочных пород кислого состава 50

7. Базальты афировые и с редкими вкрапленниками плагноклаза, а затем крупный разлом с выходами серпентинитов Видимая 40

Мощность толщи вулканитов смешанного состава составляет около 550 м; выходы ее заключены между субширотными разломами. Породы полого, под углом 10—30°, падают в южном направлении. Они пересечены крутопадающими и пологими телами ортофиоров, концентрация которых характерна для бассейна р. Жаргалантын-Гол.

Лейкобазальтовая свита верхней перми распространена южнее Жаргалантынского разлома в трех километрах юго-западнее родника Асхату-Булак. По составу она сходна с рассмотренной выше нижепермской андезитобазальтовой свитой и выделяется в качестве самостоятельной свиты на основании присутствия флористических остатков нижней части верхней перми. Лейкобазальтовая свита слагает северное крыло Уиртбулакской синклинали, простираение ее 285—310°, падения южные под углом 30—35°, местами до 50°. Выше согласно залегает свита вулканитов контрастного состава, образующая приосевую часть и центриклинальное замыкание этой синклинали. Южная часть структуры не сохранилась (см. рис. 8).

В 10 км к северо-западу от р. Жаргалантын-Гол, юго-западнее одноименного разлома, отделяющего поле распространения лейкобазальтовой свиты от толщи вулканитов смешанного состава, снизу вверх наблюдаются:

1. Темно-серые лавовые брекчии плагноклазовых дацитов с обломками того же облика и состава Видимая 15

2. Туфы плагноклазовых дацитов светлые и зеленовато-бурые литокристаллокластические слоистые 3

3. Светло-серые риодациты с мелкими вкрапленниками плагноклаза, в верхней части покрова миндалекаменные 7

4. Слоистая пачка туфогенно-осадочных пород, состоящая из кремнистых алевролитов, песчаников, гравелитов буровато-серых, серых и темно-серых; в обломочном материале — плагноклазовые дациты; осадочные породы содержат флористические остатки хорошей сохранности; М.В. Дуранте определены формы, типичные для низов верхней перми, а именно *Cordaites cf. mitinaensis* (Gorel.) S. Meyen, *Cordaites ex gr. incisa* (Radcz.) S. Meyen, *Cordaites aff. gracilentus* (Gorel.) S. Meyen, *Cordaites* sp. крупномерные, *Cordaites* sp. узкие линейные, *Glottopteris* sp., *Nepropsis* sp., *Grassinervia* sp., *Skokia elongata* (Taras.) Such. 70—80

5. Чередование плагноклазовых порфиритов массивных, брекчиевидных и миндалекаменных, возможно андезитового состава (2—5 м), с тонкими (5—10 см) прослоями серых туфопесчаников 15—20

6. Базальты диабазовой структуры с редкими вкрапленниками плагноклаза 100

7. Зеленовато-серые миндалекаменные андезиты, в верхней части пачки — темно-серые кремнистые алевролиты мощностью 15—20 см 170

8. Покровы крупнолестовых плагноклазовых базальтов мощностью 2—10 м, с вкрапленниками плагноклаза размером 0,5—2 см (до 3—5 см), встречаются покровы темно-серых афировых и миндалекаменных базальтов; в верхней трети пачки отмечен прослой кремнистых туффитов мощностью 15 см и пластовое тело серых риолитов мощностью 1,5—2 м 220

9. Зеленовато-бурые плагноклазовые дациты, разделенные прослоями серых алевролитов мощностью 3—4 м Видимая 15—20

10. На плохо обнаженном склоне наблюдаются выходы базальтов диабазовой структуры афировых и с вкрапленниками плагиоклаза, есть линзы туфов..... 20
11. Зеленовато-серые и темно-фиолетовые массивные и миндалекаменные плагиоклазовые андезитодациты с 10% мелких (2—4 мм) вкрапленников плагиоклаза; в нижней части пачки прослеживается линзовидный прослой серых и табачно-зеленых кремнистых алевролитов и песчаников..... 120—130
12. Серые крупнолещистые плагиоклазовые базальты, в верхних частях покровов они имеют фиолетовую окраску и миндалекаменное строение с хлоритовым выполнением миндалин при сохранении количества и размеров вкрапленников плагиоклаза; встречаются единичные покровы афировых пород близкого состава..... 170—200
13. Серые и зеленовато-бурые андезитобазальты массивные и миндалекаменные, афировые и с редкими крупными вкрапленниками плагиоклаза..... 110
14. Серия покровов, сложенных крупнолещистыми плагиоклазовыми и афировыми базальтами с тонкими прослоями фиолетово-бурых туффитов; в верхней части пачки наблюдается чередование базальтовых покровов, зеленовато-серых песчаников, туфогравелитов и туфоконгломератов базальтового состава (мощность прослоев осадочных пород 0,15—0,5 м)..... 100
15. Серые и фиолетово-серые трахидациты с 5—10% вкрапленников полевых шпатов; в нижней части пачки они чередуются с базальтами, в верхней — содержат линзы дацитовых туфов..... 40
16. Серые и темно-серые андезитобазальты афировые и с вкрапленниками плагиоклаза, в верхней части пачки они сменяются крупнолещистыми разновидностями..... 60
17. Андезиты и базальты афировые и с редкими вкрапленниками плагиоклаза, типичны пестроокрашенные глыбовые лавы вулканитов средне-основного состава..... 105
18. Плагиоклазовые дациты серо-зеленые, массивные, брекчиевидные с хлоритовыми миндалинами сигаровидной формы..... 60
19. Пачка туфогенно-осадочных пород, в нижней части чередующихся с покровами зеленовато-серых дацитов и их туфами; она состоит из серых и светло-зеленых туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов с вулканогенным обломочным материалом кислого состава; прослой темно-серых алевролитов содержат флористические остатки; в верхних частях разреза преобладают зеленые яшмовидные породы; в юго-восточном направлении туфогенно-осадочные породы постепенно заменяются кислыми вулканитами. Из сборов авторов М.В. Дуранте определены *Rufioria cf. delicata* Durante, *Rufioria* sp., *Cordiaes cf. kuznetskianus* (Gorel.) S. Meyen..... 80—100
20. Чередование маломощных (2—5 м) покровов крупнолещистых плагиоклазовых базальтов и плагиоклазовых дацитов, прорванных экструзивным телом риолитовых автобрекчий..... 30

Далее через 100 м задернованной поверхности разрез надстраивается толщей вулканитов контрастного состава. Мощность приведенного разреза 1550 м. Соотношение различных групп пород следующее: вулканиты основного и среднего состава, преимущественно лавы — 81%, дациты и риодациты — 10%, туфогенно-осадочные породы — 9%. Для свиты характерно сочетание высокоглиноземистых базальтов, андезитобазальтов и трахиандезитобазальтов с 30—40% вкрапленников плагиоклаза размером от 0,5—2 до 3—5 см и умеренно-глиноземистых афировых базальтов диабазовой структуры.

Породы нижней и верхней части свиты содержат однотипный комплекс флористических остатков, свидетельствующий о формировании ее в начале верхней перми.

В поле распространения лейкобазальтовой свиты развиты дайки, субвулканические крутопадающие и пластовые тела афировых базальтов диабазовой структуры, пироксен-плагиоклазовых и плагиоклазовых порфиритов, плагиоклазовых дацитов, риолитов и трахидацитов с вкрапленниками калий-натриевого полевого шпата.

Свита вулканитов контрастного состава слагает осевую часть Уртбулакской синклинали и несколько разобщенных выходов в северо-восточных предгорьях хребта Хантайшири-Нуру. На северном крыле синклинали выше 20 пачки разреза лейкобазальтовой свиты снизу вверх следуют:

- Автобрекчии дауполевошпатовых риолитов (видимая мощность 120 м); выше риолитовые туфы, туфопесчанники, кремнистые туффиты (15 м)..... Видимая 135
- Соседний с юго-востока гребень сложен темно-фиолетовыми трахидацитами, отделенными от риолитов субмеридиональным разломом..... Видимая 20
- Плагиоклазовые базальты диабазовой структуры массивные и миндалекаменные, реже — их туфы; линзовидные прослои зеленовато-серых туфопесчанников мощностью 0,5—1 м..... 45

4. Полевошпатовые порфиры брекчиевидно-обломочной текстуры.....	25
5. На задернованной поверхности в полосе шириной 120—150 м высыпки базальтов диабазовой структуры с мелкими вкрапленниками плагиоклаза и миндалекаменных, туфовых брекчий и зернистых туфов того же состава, туфопесчаников; в верхней части пачки присутствуют крупно-лейстовые плагиоклазовые базальты.....	130
6. Чередование серых тонкослоистых песчаников и алевролитов с серыми лавобрекчиями плагиоклазовых риолитов.....	25
7. Крупнолейстовые плагиоклазовые базальты.....	1
8. Лавобрекчий плагиоклазовых риолитов.....	8
9. Афировые и плагиоклазовые базальты.....	10
Разлом.....	
10. Плагиоклазовые риолиты, их туфы и туфопесчаники.....	Видимая 40
11. Темные серо-зеленые туфогенные алевролиты, песчаники, гравелиты, в составе обломочного материала которых преобладают средне-основные вулканы, среди них покров миндалекаменных базальтов.....	15
12. Кислые вулканы; нижний покров (8 м) представлен бурыми риолитами, верхний (15 м) — серо-фиолетовыми флюидальными трахидацитами.....	23
13. Туфы риолитов, кислые туфогравелиты, туфопесчаники, кремнистые туффиты.....	5
14. Базальты, их лавовые и туфовые брекчий.....	32
15. Плагиоклазовые дациты.....	10
16. Гравелиты, песчаники, алевролиты, в которых преобладает обломочный материал кислых вулканитов.....	30
17. Покров вулканитов контрастного состава, в котором среди плагиоклазовых базальтов диабазовой структуры в виде линз, прерывистых лент, будин, мелких овальных форм обособлен темно-серый риолитовый материал афировый либо с вкрапленниками кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата; объем риолитового материала составляет около 25—30%; эти породы пересечены поздней дайкой диабазов (рис. 10).....	Видимая 2
18. Риолитовые туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты (3 м), выше риолитовые игнимбриты, среди обломочного материала которых присутствуют обломки (1—2 см) вулканитов средне-основного состава.....	13
19. Трахидациты буровато-зеленые и фиолетовые флюидальные, игнимбритоподобные с редкими вкрапленниками полевого шпата.....	8
20. Базальты.....	3
21. Кислые туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты мощностью около 7 м; по простиранию туфогенно-осадочные породы верхней части пачки выклиниваются, уступая место основным вулканитам (4 м).....	7—10
22. Фиолетовые флюидальные трахидациты.....	10

Далее расположен разлом северо-западного направления, по которому кислые вулканы граничат с конгломератами и песчаниками вулканогенно-осадочной свиты цэртэинской серии (см. рис. 8).

Мощность приведенного разреза 600 м; 42% его приходится на вулканы основного, 42% — на вулканы кислого состава; 16% — на туфогенно-осадочные породы. Контрастный состав имеет не только свита в целом, но также и отдельные покровы (см. рис. 10).

В северо-восточных предгорьях хребта Хантайшири-Нуру выходы вулканитов контрастного состава прослеживаются в трех и в 12 км к северо-западу от р. Жаргалантын-Гол. В последнем участке, расположенном севернее родника Асгатын-Шанд-Булак с севера на юг (снизу вверх по разрезу), сменяются: 1) пачка кислых вулканитов, включающая их туфы и туфопесчаники видимой мощностью 500—600 м; 2) пачка вулканитов контрастного состава мощностью 550 м, где 26% приходится на туфогенно-осадочные породы и по 37% — на вулканы кислого (трахидацитового, трахириолитового) и основного состава; 3) афировые базальты видимой мощностью 400—500 м. Простирание пород субширотное, падение южное под углом 30—50°.

Среди пород контрастной свиты залегают субвулканические тела и дайки розовых порфиров с 40—60% вкрапленников калий-натриевого полевого шпата, темно-фиолетовых трахидацитов и редкие тела амфибол-плагиоклазовых дацитов.

Свита основных вулканитов выделена авторами на северо-

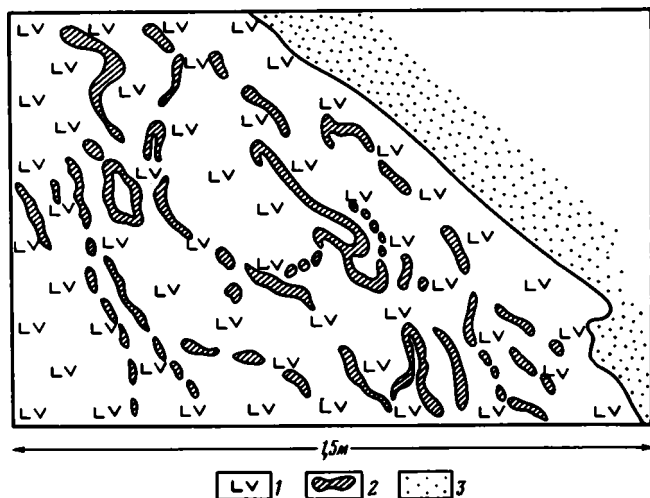


Рис. 10. Гетерогенное строение покрова в толще контрастного состава (разрез)
1 — базальты; 2 — рнолиты; 3 — туфопесчаники кислого состава

западе поля распространения верхнепермских вулканитов в 12,5—13 км северо-западнее родника Хойт-Уирт-Булак и в 3—4 км западнее родника Асгатын-Шанд-Булак. Она слагает южную часть горного массива, отделенного от основного поля вулканитов широкоим (1—1,5 км) субширотным саем. Горный массив сложен крупнолейстовыми плагиоклазовыми базальтами и андезитобазальтами лейко-базальтовой свиты. Выше залегают вулканиты контрастной свиты, переслаивающиеся с табачно-серыми туфопесчаниками и туфоалевролитами, содержащими обрывки флоры; мощность их около 500—550 м. Верхняя часть этой свиты в данном разрезе представлена пачкой табачно-зеленых гравелитов, песчаников и алевролитов, среди которых залегают два субвулканических тела амфиболовых дацитов мощностью 100—150 м. Южное тело дацитов перекрыто базальными конгломератами свиты основных вулканитов мощностью 2 м. В составе гальки конгломератов присутствуют плагиоклазовые базальты и андезитобазальты, в том числе крупнолейстовые, а также калишпатовые порфиры. Далее следует чередование базальтов с горизонтальными осадочных пород. Для осадочных пачек типично присутствие пластов розовых гравелитов и песчаников, обломочный материал которых состоит из табличек кирпичного калий-натриевого полевого шпата, характерного для кислых лав и субвулканических тел нижней и верхней перми.

Разрез свиты основных вулканитов снизу вверх:

	Мощность, м
1. Базальные конгломераты	2
2. Песчаники и гравелиты	3—5
3. Чередование темных зеленовато-серых плагиоклазовых базальтов и черных долеритов с характерными красноватыми тонами поверхности выветривания	45—50
4. Слоистая пачка с двумя покровами базальтов, мощностью 1,5 и 2 м, состоящая из чередования псаммитовых базальтовых туфов (1—2 м), розовых песчаников и гравелитов смешанного и кислого состава с характерным кирпичным калий-натриевым шпатом в составе обломочного материала (1—1,5 м), темно-серых и табачно-зеленых гравелитов, песчаников, алевролитов и кремнистых алевролитов с богатым комплексом растительных остатков, среди которых М.В. Дуранте определены <i>Cordaites ex gr. gracilentus</i> , <i>Cordaites aff. mitinaensis</i> (Gorel.), <i>Cordaites cf. incisa</i> (Radcz.) S. Meyen, <i>Cordaites sp.</i> , верхнебалахонского облика, <i>Glottophyllum sp.</i> , <i>Rufioria derzavini</i> (Neub.) S. Meyen, <i>Skokia elongata</i> (Taras.) S. Meyen, т.е. формы, типичные для первой трети верхней перми	20
5. Зеленовато-серые плагиоклазовые базальты, перекрытые чехлом рыхлых отложений	Видимая 100

Как следует из приведенных данных, вулканогенные толщи разного состава содержат однотипный флористический комплекс. По заключению М.В. Дуранте,

во всех перечисленных точках присутствуют как типично верхнепермские виды, так и немногочисленные нижнепермские формы. Подобный смешанный комплекс свойствен низам верхней перми Ангарида (кузнецкой свите Кузбасса).

Песчано-конгломератовая свита слагает несколько изолированных полей в Аргалантинском прогибе, представляющих собой пологие синклинали, их фрагменты или грабены. Контакт ее с нижнепермской трахибазальтовой свитой прекрасно обнажен на юго-западных склонах гор Хар-Аргалантын-Нуру [39]. На верхнем покрове трахибазальтов без видимого несогласия залегают базальные горизонты песчано-конгломератовой свиты, представленные валунными и среднеобломочными конгломератами с хорошо окатанной галькой, в составе которой преобладают различные вулканиты, присутствуют кремнистые сланцы; выше по разрезу появляется галька белых лейкократовых и аляскитовых гранитов. Выше конгломераты сменяются гравелитами и песчаниками табачного и желтого цвета, среди которых встречаются линзы и прослои углистых алевролитов и углей. Породы данной свиты образуют в этом районе пологую синклинальную складку, падение пород на ее южном крыле 50° , к центру синклинали наблюдается выполаживание пластов до горизонтального.

В.Ф. Шувалов [78] разделяет песчано-конгломератовую свиту на две толщи: нижнюю, конгломератовую, мощностью 250—300 м и верхнюю, песчаниковую, с прослоями алевролитов, углей и мелкогалечных конгломератов, мощность ее 750—850 м. Он отмечает присутствие среди осадочных пород прослоев базальтов, андезитобазальтов, кислых эффузивов и их туфов. По данным Ю.М. Логинова и П.Г. Вербицкой, породы содержат комплекс флористических остатков нижней половины верхней перми и верхней половины верхней перми. Угленосные отложения, описанные П. Хосбаяром, южнее сомона Бэгр, западнее Аргалантинского прогиба содержат комплекс флоры верхов нижней—низов верхней перми.

Песчано-конгломератовая угленосная толща с покровами оливиновых базальтов развита в Алтан-Хадасулинском грабене и далее к северо-западу в предгорьях хребта Хасагту, где она перекрывает щелочные граниты. На Геологической карте МНР она датирована поздней пермью [11].

А.Ф. Бойшенко отнес к верхней перми грубообломочную толщу северных склонов хребта Дунд-Аргалант. Она состоит из несортированных обломков и глыб размером до 1—3 м кислых вулканитов, пироксен-плагиоклазовых и плагиоклазовых порфиринов, красных граносиенитов и гранитов из расположенного рядом интрузива. Цементом брекчий и конглобрекчий служат зеленовато-серые брекчиевидные песчаники, реже вулканиты андезитового и трахиандезитового состава. Типичны круто- и пологопадающие дайки близкого состава.

* * *

Состав пермских толщ, их соотношение и флористическая датировка свидетельствуют о полиритмичном характере пермского вулканизма в пределах Хантайшир-Аргалантинского шовного прогиба и о сходстве вулканогенных серий нижней и начала верхней перми, суммарная мощность которых достигает 12 км. Однако верхнепермский вулканизм проявился более локально по сравнению с нижнепермским. Заложение прогиба в позднем карбоне или в начале перми сопровождалось трещинными излияниями щелочных базальтов, происходившими на фоне неоднократной смены наземных условий мелководными. Последовавшая затем мощная вспышка вулканизма охватила весь западный сектор Центрально-Монгольского вулканического пояса. В результате образовалась фациально изменчивая андезитобазальтовая глиноземистая серия пород, в которой в разных количествах присутствуют кислые вулканиты, причем к концу формирования серии — нередко повышенной щелочности. Появление их было предвестником кислого вулканизма повышенной щелочности, во время

которого становление пород средне-основного состава продолжалось, но в подавленном количестве. Кислый вулканизм проявлялся на бортах и в осевой части Хантайшир-Аргалантинского прогиба. Местами он начинался излияниями трахитов и трахидацитов, сменявшихся кислыми вулканитами повышенной щелочности и щелочными, в том числе комендитами и пантеллеритами. Затем в результате трещинных излияний, сконцентрированных в осевой части шовной структуры, образовалась мощная однородная толща, состоящая из лав оливиновых базальтов и трахибазальтов, с которыми ассоциируют субвулканические тела и дайки трахитов, трахириолитов, риолитов, комендитов.

Позднепермский этап развития прогиба маркируется накоплением на юге структуры грубообломочной и угленосной молассы с незначительными проявлениями вулканизма, на севере — вулканогенно-молассовых образований, для которых характерно чередование линз и пачек вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород разной мощности. Позднепермский вулканизм привел к формированию мощной вулканогенной серии пород смешанного состава по признакам основности, глиноземистости и щелочности. Типичны вулканиты контрастного состава и присутствие базальтов и риолитов в составе единых покровов. В целом верхнепермские вулканогенные породы обладают более низкой щелочностью по сравнению с нижнепермскими. Позднепермский этап развития Хантайширского прогиба завершился накоплением базальтов и щелочных базальтов, переслаивающихся с осадочными породами, содержащими продукты размыва вулканитов нижней и верхней перми.

БУЦАГАНСКАЯ МУЛЬДА И ЧАНДМАНЬСКИЙ ПРОГИБ

Буцаганской мульдой принято называть поля вулканитов и подстилающих их каменноугольных терригенных отложений, наложенных на докембрийское основание, которые расположены между сомоном Хурэ-Марал на западе и зоной Баянхонгорских разломов на востоке (см. рис. 1.3). Название Буцаганская мульда оставлено авторами для юго-западной части структуры, находящейся между сомоном Хурэ-Марал и горой Богдо-Ула; северо-восточная часть, прилежащая к Баянхонгорским разломам и отделенная от главного поля вулканитов выступами докембрийского основания, названа Чандманьским прогибом. Они несколько отличаются составом вулканических толщ и более значительно — составом интрузивных образований. В указанных границах размер Буцаганской мульды составляет 60 × 45 км, Чандманьского прогиба 55 × 20 км. Форма мульды угловатая благодаря многочисленным разломам, осложняющим ее строение. Меридиональными разломами она разделена на два ступенеобразных блока: северо-западный — Хурэ-Маральский размером 30 × 25 км и юго-восточный — Буцаганский размером 30 × 45 км. Характеристика пермских вулканитов этих структур приведена в специальной работе [39].

Возраст вулканитов условно считался средне-позднекаменноугольным, поскольку Ю.М. Логинов, Н.Н. Херасков и др. [13] установили, что они залегают на фаунистически охарактеризованных терригенных отложениях визе-намюра. Впоследствии выяснилось, что в данном регионе распространены разновозрастные вулканогенные образования, но преобладают пермские. На северо-западном фланге Чандманьского прогиба, в районе родника Суджин-Булак, Ю.М. Логинов наблюдал контакт терригенных пород карбона с вулканогенными. Здесь визе-намюрская толща представлена полимиктовыми и аркозовыми зеленовато-серыми гравелитами, песчаниками, алевролитами и осадочными брекчиями. В верхней части разреза среди песчаников прослеживаются три горизонта зелено-фиолетовых конгломерато-брекчий, в которых наряду с осадочным материалом присутствуют окатанные и угловатые обломки плагноклазовых порфириров размером 2—8 см, реже обломки вулканитов кислого состава. Более высокие

горизонты разреза скрыты под мощным чехлом рыхлых отложений. Карбоновый возраст вулканогенно-осадочных пород в этом районе не вызывает сомнений. В южном обрамлении Буцаганской мульды, по данным И.Г. Смирнова и Т.П. Хюпинена, вулканогенные образования составляют значительную часть разреза каменноугольных толщ.

Пермские вулканиты на юге и на западе Буцаганской мульды залегают на песчано-конгломератовой толще, считавшейся ранее нижнекарбоновой. Восточнее сомона Хурэ-Марал, в кремнистых алевролитах этой толщи, авторами собраны флористические остатки хорошей сохранности, среди которых М.В. Дуранте определены *Angaropteridium* sp., *Cardioneura*, *Cordaitea* sp., *Cordaitea* cf. *singularis* (Neub.) S. Meyen, датирующие возраст пород C_{2-3} — P_1 . В вулканогенных толщах присутствуют остатки пермской флоры.

Вулканогенные образования Буцаганской мульды расчленены авторами на три свиты (снизу вверх): трахидацитовую, андезитобазальтовую, трахиандезит-трахириолитовую [39].

Трахидацитовая свита слагает северо-западное и северо-восточное крылья Буцаганской мульды. На западе она залегает на песчано-конгломератовой толще верхнего карбона—нижней перми и занимает западную половину Хурэ-Маральского блока. Залегание пород пологое (5 — 20°). Базальные горизонты свиты состоят из туфовых брекчий и конглобрекчий дацитов и риолитов, в которых обломки лав достигают 3 — 4 м. Выше размер обломков уменьшается. Среди пирокластических пород встречаются покровы флюидалных лав того же состава, лавовых брекчий, а местами кольцеобразные вулканические постройки; их центральные части сложены флюидалными лавобрекчиями, оконтуренными туфовыми брекчиями. В подчиненном количестве присутствуют пачки и прослои туфогенных песчаников, алевролитов, зернистых туфов и единичные выклинивающиеся пласты вулканитов средне-основного состава. Породы пересечены штоковидными жилами и дайками кислых вулканитов и более редкими дайками андезитобазальтов. Выше по разрезу развиты покровы трахидацитовых игнимбритов, чередующиеся с туфами и туфовыми брекчиями. В центре Хурэ-Маральского блока переслаиваются покровы лав и лавовых брекчий дацитов, риолитов, алевролитов и псаммитовые кислые туфы петельчатой и флюидално-полосчатой текстуры, туффиты, песчаники. В составе трахидацитовой свиты этого района преобладают трахидациты, менее распространены дациты и риолиты.

На востоке свита залегает на докембрийских кристаллических сланцах, мигматитах, гнейсах, габброидах, гранитоидах, а также на палеозойских крупнопорфировидных адамеллитах и лейкогранитах. Кислые вулканиты с подчиненным количеством пироксен-плагиоклазовых и плагиоклазовых порфиритов слагают гору Богдо-Ула, где образуют сложную вулканическую постройку размером 6×9 — 10 км. Гора Богдо-Ула высотой 3012 м в поперечном сечении имеет вид пологого свода с крутыми склонами. На восточном склоне горы вскрыты подводящие каналы вулканитов. Базальные слои рассматриваемой свиты представлены полого залегающими брекчиевидными лавами пироксен-плагиоклазовых порфиритов (мощностью 5 м) с линзами туфовых брекчий дацитов (мощностью до 2 м). Выше залегают туфовые и лавовые брекчии, слагающие остальную часть горы Богдо-Ула. Они образуют сложные нагромождения и неясно стратифицированные пачки. Преобладают брекчии кислых вулканитов и смешанного (с порфиритами) состава; реже встречаются брекчии порфиритов и высококремнекислых риолитов. Размер обломков меняется в широких пределах: преобладают крупно- и среднеобломочные (1 — 15 см), характерные гигантские (4 — 7 м) и несортированные разноразмерные брекчии. Кроме лавово-пирокластических образований на горе Богдо-Ула широко развиты экструзивные тела и дайки. Присутствует несколько поколений порфировых и афировых пород дацитового и риолитового состава брекчиевидной, массивной и флюидално-полосчатой

текстуры; встречаются дайки калишпатовых порфиров, а также дайки и штоковидные тела порфиров. В последних удается выделить образования, принадлежащие дацитовой свите, и подводящие каналы покровов андезитобазальтовой свиты. Наиболее поздними являются дайки бурых гранит- и граносенит-порфиров.

В целом для трахидацитовой свиты типично резкое преобладание пирокластического материала над лавовым, причем последний проявляется чаще всего в форме глыбовых лав либо экструзивных тел. Извержения имели взрывной характер, при котором вместе с вулканогенным материалом выносились обломки кристаллического фундамента. Есть признаки синхронного выброса лав кислого и андезитобазальтового состава, а также чередования извержений дацитовой и риолитовой магмы.

Андезитобазальтовая свита составляет значительную часть площади Буцаганской мульды и Чандманьского прогиба. Она образована лавами и пирокластическими накоплениями пироксен-плагиоклазовых и плагиоклазовых базальтов, андезитобазальтов, андезитов умеренной и повышенной щелочности. Они перемежаются с тонко- и грубообломочными вулканогенно-осадочными и осадочными породами. На разных уровнях разреза присутствуют покровы брекчиевидных и массивных дацитов, а на северо-западе мульды — также трахириолитов и трахидацитов. Типично сочетание пород умеренной и повышенной щелочности. Свита сходна с андезитобазальтовой Хантайшир-Аргалантинского прогиба. В северных предгорьях горы Богдо-Ула андезитобазальтовая свита залегает на туфогравелитах и туфопесчаниках трахидацитовой свиты [39], на северном крыле Буцаганской мульды она налегает на размытую поверхность анортозитов.

Трахиандезит-трахириолитовая свита залегает на андезитобазальтах одноименной свиты и имеет ограниченное площадное распространение (рис. 11). Ее базальные горизонты состоят из песчаников, гравелитов и мелкообломочных конгломерато-брекчий кислого состава мощностью 1,5—2 м. Выше они сменяются псаммитовыми туфами риолитов, а затем — чередованием риолитовых туфов, туфовых брекчий и лав брекчиевидной и флюидалной текстуры. Характерны флюидално-полосчатые и брекчиевидные трахириолиты, которые нередко имеют признаки экструзивного внедрения, причем склоны экструзий маркируются продуктами их разрушения. Кислые вулканыты перекрыты покровами трахиандезитов и трахибазальтов мощностью 90—100 м. Восточная часть выходов свиты представлена конгломерато-брекчиями, туфами и лавобрекчиями риолитов, прорванных штоками и дайками порфиров, а местами перекрытых ими.

Поле трахиандезит-трахириолитовой свиты с севера и запада окаймлено экструзивными телами риолитов и трахириолитов флюидално-полосчатых, сферолоидных и брекчиевидных, прорывающими породы андезитобазальтовой свиты, а с юга — многочисленными дайками кислых пород. В прослое туфопесчаников обнаружены флористические остатки *Cordaitea* sp. и *Ruflorea* sp., по заключению М.В. Дуранте, пермского облика.

На северо-восточном крыле Чандманьского прогиба развиты толщи, отличающиеся от рассмотренных. В этом районе снизу вверх сменяются следующие свиты: терригенная, вулкаников смешанного состава, трахиандезитовая. Простирание толщ изменяется от северо-западного до субширотного, падение юго-западное и южное под углом 5—30°.

Терригенная свита состоит из чередования буровато-серых и табачно-зеленых песчаников и алевролитов, содержащих прослои черных углистых и светлых кремнистых алевролитов. Среди них встречаются редкие прослои плагиоклазовых дацитов, пластовые тела и дайки плагиоклазовых порфиров. Углистые алевролиты верхней части терригенной свиты содержат

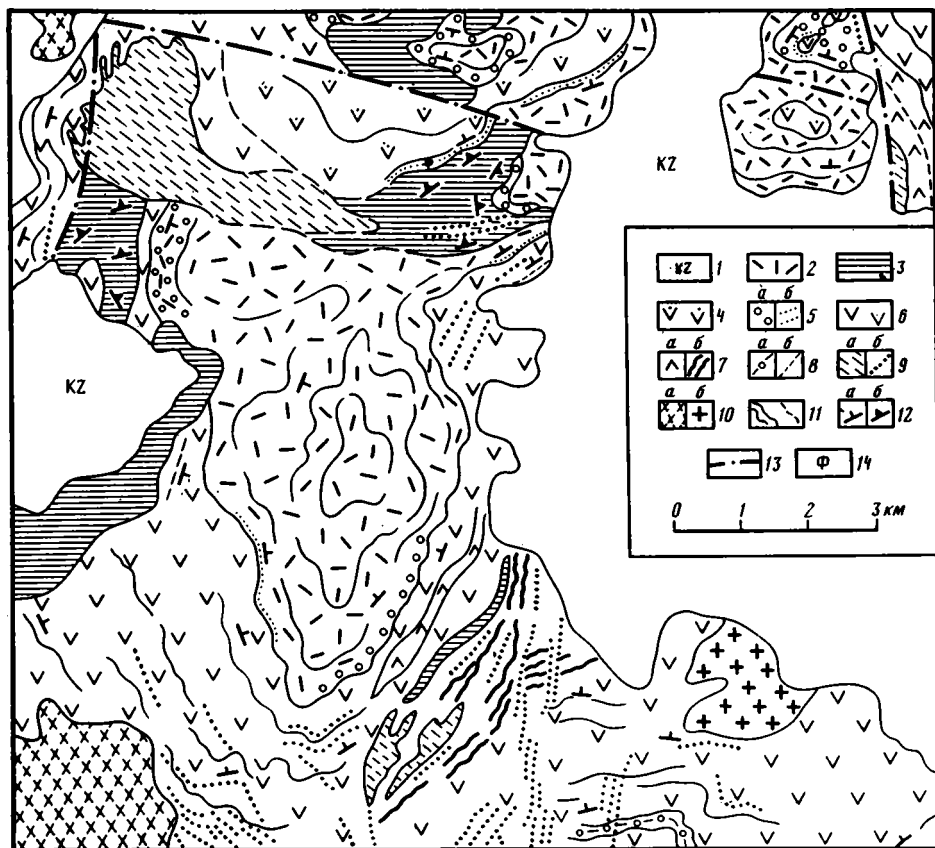


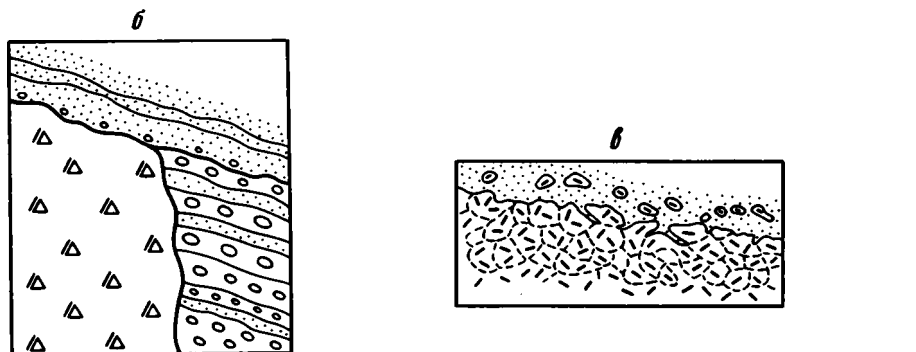
Рис. 11. Залегание трахириолитов трахиандезит-трахириолитовой свиты на базальтах и андезитобазальтах одноименной свиты (Буцаганская мульда)

1 — кайнозойские рыхлые отложения; 2—5 — трахиандезит-трахириолитовая свита: 2 — риолиты, трахириолиты; 3 — трахириолиты субвулканических тел; 4 — трахиандезиты; 5 — конгломераты и конгломерато-брекчии кислого состава (а), туфопесчаники (б); 6—8 — андезитобазальтовая свита: 6 — базальты, андезитобазальты; 7 — дациты (а — лавы, б — дайки); 8 — конгломераты (а), песчаники (б); 9 — граносиенит-порфиры (а — тела, б — дайки); 10 — ирбитинский интрузивный комплекс (а — граносиениты, б — граниты); 11 — фрагменты простираения толщ; 12 — элементы залегания (а — стратифицированных толщ, б — флюидальных текстур); 13 — разломы; 14 — места находки остатков флоры

обильные остатки флоры. М.В. Дуранте определены: *Cordaite* sp., *Paracalamites* cf. *angustus* Such., *P. sp.*, *Pecopteris* cf. *anthriscifolia* (Goepf.) Zal., *Rufloria* aff. *derzavinii* (Neub.) S. Meyen, *Samaropsis* cf. *triguetraformis* Such. В Монголии эти формы выделены М.В. Дуранте в качестве горизонта с *Cordaite kuznetskianus* низов верхней перми.

Свита вулканитов смешанного состава налегает на докембрийский фундамент, фаунистически охарактеризованные терригенные отложения карбона и угленосную терригенную верхнепермскую свиту. Ее базальные горизонты состоят из линзующихся пачек валунных конгломератов, мелкогалечных конгломератов, песчаников, покровов оливин-пироксеновых долеритов, плагиоклазовых дацитов и их туфов. Обломочный материал конгломератов и песчаников полимиктовый, состоит из докембрийских кристаллических сланцев и гранитогайсов, разнообразных терригенных пород, вулка-

Рис. 12. Соотношения вулканитов с осадочными породами: глыбы андезитов сцементированы темно-серыми кремнистыми алевролитами (а), автобрекчии лейкократовых риолитов прорывают пачку конгломератов и содержатся в обломках в перекрывающих песчаниках (разрез б), деталь верхней поверхности риолитовой экструзии (в)



нитов основного, реже кислого состава. Из горизонта песчаников М.В. Дуранте определены *Paracalamites aff. goeppertii* Radcz. и *Phyllotea sp. nov.*, сходные с членисто-стебельными формами верхней перми.

Выше чередуются вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования. Наиболее характерны для данной свиты глыбовые лавы и агломератовые туфы зеленовато-серых и фиолетово-серых плагиоклазовых андезитов и трахиандезитов, содержащих до 30% мелких вкрапленников плагиоклаза. Цементом глыбовых лав и агломератовых туфов часто служат табачно-зеленые и темно-серые песчаники и алевролиты (рис. 12). В нижней части разреза присутствуют покровы мощностью 3—5 м и пирокластика крупнолейстовых плагиоклазовых андезитобазальтов; они слагают пачки мощностью до 100 м, выклинивающиеся по простираанию.

В средней и верхней частях разреза широко представлены автобрекчии дацитов, слагающие экструзивные тела и жерловины диаметром 30—150 м. Наблюдаются переходы жерловых фаций в лавовые покровы. Встречаются грубообломочные отложения склонов вулканических построек, состоящие из несортированных глыб и обломков (0,4—1,5 м) крупнолейстовых плагиоклазовых андезитобазальтов, серо-зеленых плагиоклазовых андезитов и плагиоклазовых дацитов.

Значительную часть объема свиты занимают вулканогенно-осадочные и осадочные породы — валунные и мелкогалечные конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты. Они чередуются с вулканитами, имеют линзовидное строение, а местами образуют линзовидные раздувы мощностью до нескольких сотен метров. Верхняя часть разреза мощностью 120 м состоит из мелко- и среднезернистых зеленовато-серых песчаников и известковистых алевролитов с обрывками флоры. Среди них прослеживаются покровы пироксен-плагиоклазовых андезитобазальтов (рис. 13).

Породы свиты вулканитов смешанного состава вмещают сингенетичные и более молодые субвулканические тела. Сингенетичные тела прорывают часть разреза свиты и перекрываются, нередко с размывом, более высокими горизонтами.

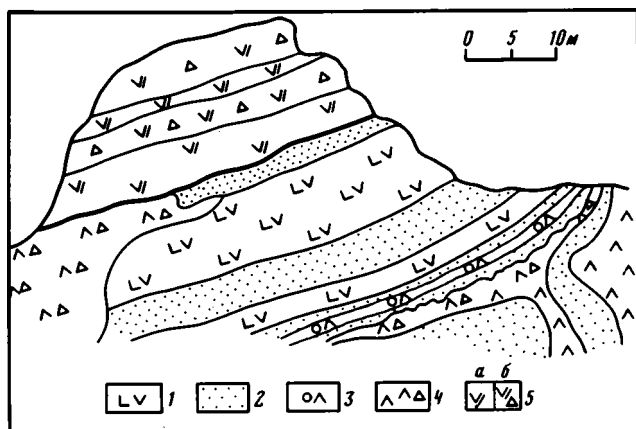


Рис. 13. Характер контакта трахиандезитовой свиты со свитой вулканитов смешанного состава (разрез)

1—4 — свита вулканитов смешанного состава; 1 — андезитобазальты; 2 — песчаники, алевролиты; 3 — мелкообломочная конгломерато-брекчия дацитов; 4 — субвулканические тела дацитов массивных и брекчиевидных; 5 — трахиандезиты (а — лавы, б — лавовые брекчии).

Несколько кулисообразно расположенных вытянутых тел белых лейкократовых риолитовых автобрекчий прослеживается вдоль северо-восточного крыла Чандманьского прогиба в нижней половине свиты. Протяженность наиболее крупного 4 км, мощность 10—70 м. Почти вертикальный восточный контакт риолитов сечет слоистость мощной конгломератовой линзы. Верхняя пологая поверхность риолитов перекрыта горизонтом мелкозернистых песчаников. Песчаники цементируют обломки дезинтегрированных риолитов, а выше — содержат их обломки (см. рис. 12). Аналогичная картина характерна для дацитовых тел и даек (см. рис. 13).

Более молодые субвулканические тела флюидално-полосчатых и игнибрированных афировых и кварц-полевошпатовых риолитов и трахириолитов прорывают породы вышележащей трахиандезитовой свиты.

Трахиандезитовая свита залегает на породах верхнепермской свиты вулканитов смешанного состава. На рис. 13 видно, как покров серофиолетовых афировых трахиандезитов мощностью 4—5 м полого перекрывает песчаники и прорывающие их брекчиевидные дациты. Выше подобные афировые и мелкокрапленные плагиоклазовые андезиты и трахиандезиты переслаиваются с их брекчиевидными разновидностями и замещают друг друга в латеральном направлении. Среди них присутствуют покровы флюидално-полосчатых плагиоклазовых андезитодацитов и прослои туфов. Встречаются горизонты и линзы частично окатанной пирокластики того же состава. Размеры обломков достигают 1,5—2 м, а уплощенных обломков глыбовых лав — 4—5 м. Свита в целом имеет субширотное простирание и южное падение под углом 5—15°.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ПЕРМСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Сопоставляя пермские вулканогенные и осадочно-вулканогенные толщи рассмотренных структур (табл. 1), можно отметить следующее. Во всех структурах развиты нижнепермские вулканогенные образования умеренной и повышенной щелочности, представляющие собой дифференцированные серии. В отличие от них, трахибазальтовый вулканизм конца ранней перми, ассоциирующий с кислым субвулканическим магматизмом повышенной щелочности и субщелочным, сосредоточен только в осевой зоне Хантайшир-Аргалантинского шовного прогиба. Проходящим для всех структур является андезитобазальтовый и следующий за ним кислый вулканизм различного состава и форм проявления.

Заметно тяготение кислых вулканитов и серий смешанного состава к относительно поднятым стабильным блокам, основного и контрастного вулканизма — к зонам глубинных разломов. В этих структурах различен также начальный вулканизм — дацитовый и трахидацитовый на поднятиях, щелочно-

Таблица 1

Сопоставление пермских толщ Байдарикского сектора Центрально-Монгольского вулканического пояса

Возраст	Чандманьский прогиб	Буцаганская мульда	Хантайшир-Аргалантинский прогиб
P ₂	Экструзии риолитов, трахириолитов Трахиандезитовая Вулканитов смешанного состава (андезито-дацитовая) Угленосная терригенная с вулканитами		Песчано-конгломератовая с щелочными базальтами Базальт-трахибазальтовая Базальт-риолитовая Лейкобазальтовая (крупно-лейстовых базальтов, андезитов, дацитов) Вулканитов смешанного состава (пироксеновых базальтов, андезитов, дацитов) Осадочно-вулканогенная
P ₁	Экструзии риолитов, трахириолитов Андезитобазальтовая	Трахиандезит-трахириолитовая Андезитобазальтовая Трахидацитовая	Дайковые пояса, экструзии трахитов, трахириолитов, комендитов, Трахибазальтовая } Контрастная серия Трахирриолитовая с комендитами Андезитобазальтовая Пестроцветная вулканогенно-осадочная с базальтами

базальтовый в шовном прогибе. Отличаются и однотипные вулканические серии. Высокоглиноземистая андезитобазальтовая серия в шовном прогибе представлена в основном базальтами и андезитобазальтами, а в Буцаганской мульде — дифференцированной базальт-андезит-дацитовой серией, причем породы шовного прогиба отличаются более высокой щелочностью.

Позднепермский вулканизм начался после накопления континентальной и мелководной морской (южная часть зоны Баянхонгорских разломов) молассы. На ранних его этапах были сформированы дифференцированные базальт-андезит-дацит-риолитовые серии, представленные свитами вулканитов смешанного состава, трахиандезитовой в Чандманьском прогибе и лейкобазальтовой в Хантайширском, а также породами осадочно-вулканогенной свиты. Более молодая базальт-риолитовая серия (свита вулканитов контрастного состава) и залегающая на ней с размывом базальт-трахибазальтовая серия (свита основных вулканитов) проявлены только в Хантайширском шовном прогибе. Весь этот сложный комплекс пород, если судить по флористическим остаткам, сформировался в начале поздней перми. В общих чертах верхнепермские вулканические серии сходны с нижнепермскими, что затрудняет их расчленение. Однако верхнепермские вулканы имеют относительно более низкую щелочность.

Таким образом, для шовных структур Байдарикского сектора Центрально-Монгольского вулканического пояса установлен рекуррентный характер вулканизма.

ГРАНИТОИДЫ

Гранитоиды занимают большие площади на юго-западных склонах Хангайского нагорья и слагают сравнительно небольшие массивы в Долине Озер. Разработанное авторами расчленение позднепалеозойских интрузивных пород показано в табл. 2. Объем данной работы не позволяет рассмотреть их подробно.

Т а б л и ц а 2

Возрастные ряды интрузивных пород вулканогенных структур
Байдарикского сектора Центрально-Монгольского вулканического пояса

Ассоциация	Чандманьский прогиб	Буцаганская мульда	Хантайшир-Аргалантинский прогиб		
			Левобережье р. Дзабхан	хребет Хантайшири-Нуру	хребет Хар-Аргалантын-Нуру
III.	—	—	—	Биотитовые адамеллиты*	—
II. Однополюсоватые гранитоиды	—	—		4. Микроклиноальбитовые пегматиты и граниты 3. Щелочные аляскиты и граниты 2. Субщелочные и щелочные кварцевые сиениты, граносиениты, граниты 1. Габброиды, диориты повышенной щелочности	до 50
			8—60**	1—50, до 330	
I. Двуполуоватые гранитоиды	6. Гранит-порфиры 5. Лейкограниты, аляскиты 4. Адамеллиты, граниты, лейкограниты 3. Гранодиориты, монцогранодиориты, адамеллиты 2. Игольчатые микродиориты 1. Габбро-диориты, диориты, сиенито-диориты >900	2. Лейкограниты, микрограниты 1. Граниты, граносиениты 10—90	3. Субщелочные лейкограниты 2. Граносиениты, монцониты, граниты 1. Сиенито-диориты, монцониты 13—60	Кварцевые сиениты, граносиениты, граниты 1. Габброиды, диориты 10—200	8—12
* Дайки					
** Площадь массивов, км ² .					

Интрузивные массивы размещены на крыльях и в складчатом обрамлении шовной структуры и только на юго-востоке Хантайширского прогиба они локализованы в его приосевой части, где трассируют зону разлома северо-западного направления. Среди них выделяются следующие три группы: 1) двуполевошпатовые кварцевые сиениты, граносиениты, граниты — ирбистинский комплекс; 2) однополевошпатовые субщелочные и щелочные кварцевые сиениты, граносиениты, граниты — уланчулутинский комплекс; 3) адамеллиты. Две первые группы имеют раннепермский возраст, третья — позднепермский.

Ирбистинский комплекс. Массивы средних размеров расположены вдоль северо-восточного крыла Хантайшир-Аргалантинского прогиба, мелкие — среди вендско-кембрийских толщ его юго-западного обрамления. Наиболее крупные массивы сосредоточены в районах сочленения кулисообразно расположенных составляющих шовной структуры в зонах влияния поперечных разломов восточно-северо-восточного направления. К ним относятся массивы юго-восточного фланга Хантайширского прогиба. Наиболее крупный, Ирбистинский, массив имеет клиновидную форму и площадь около 200 км² (см. рис. 4). На глубоких уровнях эрозионного среза массив сложен серо-розовыми кварцевыми сиенитами и граносиенитами порфировидной структуры с 25—35% вкрапленников белого плагиоклаза и фиолетово-розового калиевого полевого шпата размером 0,5—1,5 см и с мелко-среднезернистым базисом. Они содержат примерно равное количество плагиоклаза и калиевого полевого шпата, 7—15% биотита и амфибола, причем амфибол, как правило, преобладает. Для базиса пород характерны шлировидные мезократовые амфибол-плагиоклазовые обособления. На более высоких гипсометрических уровнях, в зонах эндоконтактов и в апофизах развиты резко порфировидные разновидности пород с тонкозернистыми базисом и вкрапленниками полевых шпатов, биотита и амфибола или с их агрегативными скоплениями, а также граносиенит-порфиры.

На левобережье р. Дзабхан в районе горы Бурал-Хайран-Ула массивы состоят по крайней мере из трех фаз внедрения. Мелкие (1—2 км²) тела ранней фазы — это меланократовые диориты, мезократовые и сравнительно лейкократовые сиенитодиориты состава (в %): плагиоклаз — 70, калишпат — 20, биотит — 7, амфибол — 1—5. Массивы главной фазы площадью 13—50 км² сложены амфибол-биотитовыми граносиенитами и мезократовыми кварцевыми монцонитами, в которых плагиоклаз и калишпат составляют по 35—40%, биотит и амфибол вместе — 15—20%. Дополнительные интрузии площадью 1—6 км² и жилы северо-восточного простирания представлены субщелочными двуполевошпатовыми мелкозернистыми гранитами с 2—3% агрегативного биотита.

Примером гранитного массива является почти вертикальное трещинное тело длиной 7—7,5 км, мощностью около 1 км, локализованное в разломной зоне, осложняющей контакт андезитобазальтовой и трахириолитовой свит в хребте Хар-Аргалантын-Нуру. Массив сечет габбро, габбро-диориты и кварцевые диориты. Граниты бело-розовые, розовато-серые и кирпично-красные. Состав гранитов (в %): плагиоклаз — 30—33, калишпат — 30, кварц — 30, амфибол — 4—6, биотит — 2—3. В структуре гранитов обособлены вкрапленники и мелкозернистая ткань (60—70%). Вкрапленники представлены табличками белого плагиоклаза размером 0,4—1 см (25%) и коричневатого калишпата (до 15%).

На юго-западных склонах хребта Хантайшири-Нуру расположен небольшой массив розовых и мясо-красных кварцевых сиенитов и граносиенитов. В юго-восточном контакте этого массива с вендско-нижнекембрийской карбонатно-вулканогенной толщей развиты скарны (рис. 14). Более интенсивно скарнированы известняки, менее интенсивно — прослои терригенных пород. Скарны эпи-

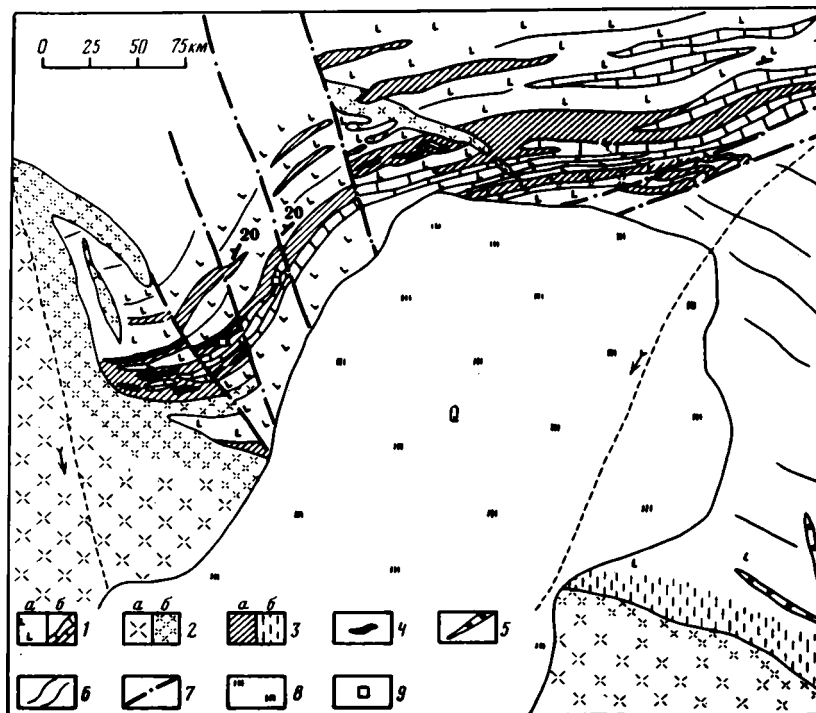


Рис. 14. Схема распространения скарнов в экзоконтакте граносиенитового массива

1 — вендско-кембрийская толща (а — порфириты, б — известняки); 2 — кварцевые сиениты и граносиениты ирбитинского комплекса (а — среднезернистые порфировидные, б — мелкозернистые); 3 — скарнированные породы и скарны (а — эпидот-гранатовые, везувиян-гранатовые, б — эпидотовые скарны по вулканитам); 4 — магнетитовые и гематит-магнетитовые скарны; 5 — кварцевые жилы; 6 — фрагменты простираения толщи; 7 — разломы; 8 — четвертичные отложения; 9 — старые выработки

дотовые, эпидот-гранатовые и везувиян-гранатовые с гнездами, линзами и полосами магнетитового, кварц-магнетитового и кварц-гематит-магнетитового состава. Последние имеют массивное, розетковидное, тонко- и грубополосчатое строение. Среди них прослеживаются тонкие прожилки с вторичными медными минералами. Скарны содержат повышенные количества вольфрама, молибдена, меди и цинка.

Интрузивные массивы, сложенные двуполевошпатовыми гранитоидами, прорывают и ороговиковывают породы нижнепермских андезитобазальтовой и трахиолитовой свит. Северо-западнее горы Бурал-Хайрхан-Ула они пересечены однополевошпатовыми граносиенитами и кварцевыми сиенитами. Обломки двуполевошпатовых граносиенитов и гранитов В.В. Ярмолук наблюдал в основании трахибазальтовой свиты на северном крыле Аргалантинского прогиба к востоко-юго-востоку от горы Ноён-Богдо-Ула. Следовательно, двуполевошпатовые гранитоиды повышенной щелочности формировались во второй половине ранней перми.

Уланчулутинский комплекс. Тела интрузивных пород данного комплекса тяготеют к тем же структурным узлам, где локализованы массивы двуполевошпатовых гранитоидов. Наиболее сложный состав и строение имеет зона развития пород уланчулутинского комплекса на юго-востоке хребта Хантайшири-Нуру. Протяженность этой зоны более 36 км, ширина около 9 км (см. рис. 4,6). На ее юго-востоке и северо-западе вскрыты породы главной интрузивной фации, представленные желтовато-серыми, светло-желтыми, розовато-серыми и

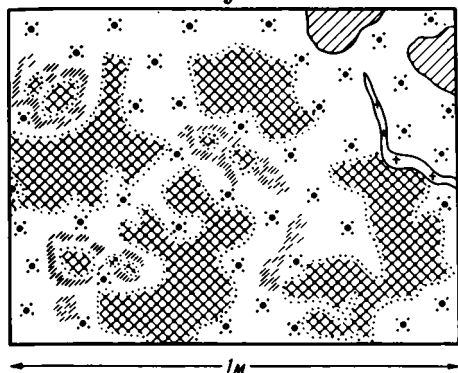
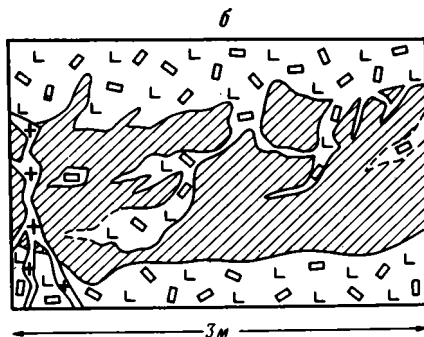
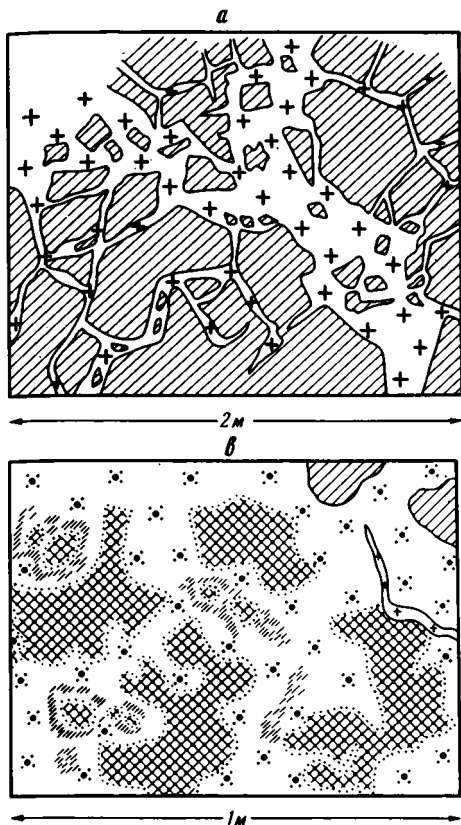


Рис. 15. Строение аликальных зон Уланчулутинского массива: инъекция гранитного материала в брекчированные базальты (а), реликты афировых базальтов в фельдшпатизированных базальтах с порфиробластами плагиоклаза (б); реликты измененных базальтов среди гибридных пород состава мезократовых монцитов (в)

розовыми кварцевыми сиенитами, переходящими в граносиениты и граниты. Породы содержат в среднем 7—10% кварца, 5—10% плагиоклаза, от 5 до 10—15% амфибола, остальное калиево-натриевый полевой шпат. Центральная часть рассматриваемой зоны представляет собой прикрывлеву зону массива. Здесь больше половины площади приходится на перекристаллизованные и фельдшпатизированные базальтоиды, среди которых распознаются породы андезитобазальтовой свиты и оливиновые долериты трахибазальтовой свиты (рис. 15). На северо-западе встречаются останцы ороговикованных трахириолитов. Для осевой части типичны габброиды и габбро-диориты, причем не всегда удастся однозначно отделить интрузивное габбро от продуктов перекристаллизации вулканитов. Эти породы пронизаны пологими, наклонными и крутопадающими ветвящимися жилами мощностью от миллиметров до сотен метров, образующими гигантской штокверк. Жилы сложены однополевошпатовыми кварцевыми сиенитами, граносиенитами и гранитами неравномернозернистыми с обособленными двумя структурными группами минералов; есть жилы, дифференцированные на мелкозернистые однополевошпатовые граниты и крупнозернистые граносиениты с пологими границами раздела даже при крутом залегании; встречаются зональные жилы и инъекции, центральная часть которых сложена призматически зернистыми граносиенитами или гранитами, периферия шириной 3—4 см до 7—10 см — двуполевошпатовыми гранитами закаленной структуры с мелкими вкрапленниками белого плагиоклаза, розового калишпата и тонкозернистым базисом; редко встречаются тонкие прожилки существенно плагиоклазовых гранитов и граносиенитов.

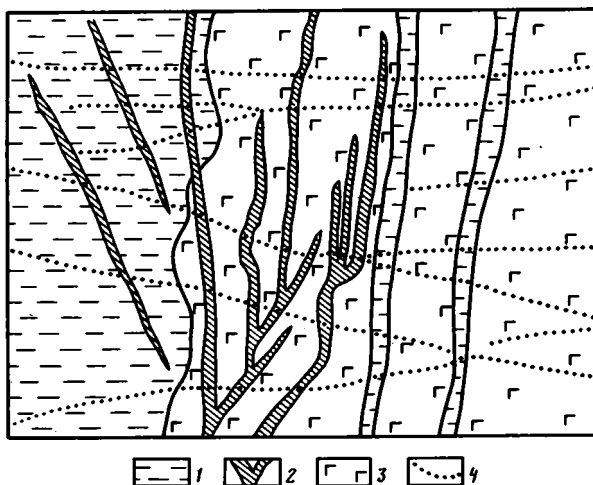


Рис. 16. Пересечение щелочных однополевошпатовых граносиенитов и гранитов жилами биотитовых адамеллитов

1 — щелочные граниты и граносиениты; 2 — адамеллиты; 3 — габбро; 4 — поздние дайки

Породы главной интрузивной фации на юго-востоке пересечены мелкими телами, штоками площадью до 2 км² и жилами. Они сложены однополевошпатовыми щелочными аляскитами с фациями амфиболсодержащих лейкокраповых граносиенитов. Широко распространены жилы микрогранитов. С щелочными аляскитами связаны эгирин-рибекитовые микроклин-альбитовые граниты и гранит-пегматиты, которые появляются в них в виде пегматоидных шлиров, тонких прерывистых прожилков, а затем обособляются в виде отдельных зон и апофиз. Характерны протяженные жилы микроклин-альбитовых гранит-пегматитов с крупным циртолитом. Все интрузивные породы, включая микроклин-альбитовые щелочные пегматиты, пронизаны многочисленными роевыми скоплениями даек лампрофиров и граносиенит-порфиров.

Массивы субщелочных и щелочных гранитов обнаружены на юго-восточном фланге Хантайшир-Аргалантинского прогиба, а также в зоне влияния Дзабханского разлома северо-западнее прогиба на северо-восточном склоне гор Хасагту-Ула. Здесь в районе заброшенного угольного рудника (пос. Цахуртын-Урхай) расположен небольшой массив однополевошпатовых щелочных гранитов; протяженность его обнаженной части 1,5—1,8 км, ширина 0,4—0,5 км. Эти среднезернистые породы призматическизернистой структуры имеют следующий состав (в %): кварц — 30, плагиоклаз — 5—10, щелочной амфибол — 7—8, остальное — калиево-натриевый полевой шпат. На западном фланге вмещающая массив молассоидная толща с апофизами щелочных гранитов перекрыта угленосной толщей, возраст которой требует уточнения. Щелочные граниты этого района сходны с развитыми на юго-востоке хребта Хантайшири-Нуру.

Наиболее молодыми гранитоидами Хантайширского прогиба являются светлосерые мелкозернистые биотитовые адамеллиты, которые пересекают однополевошпатовые граносиениты и кварцевые сиениты (рис. 16).

ГРАНИТОИДЫ БУЦАГАНСКОЙ МУЛДЫ

Гранит-граносиенитовые массивы занимают значительную часть площади Буцаганской мулды (см. рис. 3) и принадлежат ирбистинскому комплексу. Они прорывают породы трахидацитовой и андезитобазальтовой свит. Размещение массивов контролируется кольцевыми структурами и разломами. Граносиениты

слагают мелкие (10—90 км²) изометричные и линзовидные штоки. Контакты их с вмещающими породами крутые, местами падают под массив. Крутое залегание контактов подчеркивается соответствующим залеганием отдельности, расслоенности граносиенитов и ориентировкой ксенолитов. В глубине массивов все структурные элементы приобретают субгоризонтальное залегание или полого падают к центру тел. Глубоко эродированные массивы или участки массивов сложены массивными крупнозернистыми или порфиризовидными граносиенитами и гранитами, содержащими примерно равное количество плагиоклаза и калишпата и около 10—15% амфибола и биотита, причем амфибол обычно преобладает. В базисе пород присутствует мелкие мезократовые амфибол-плагиоклазовые шлировые обособления. Крупнозернистые граниты Дзадагайамского массива, расположенного в центре мульды, имеют состав (в %): белый плагиоклаз — 25—30, розовый калишпат — 38—40, серый кварц — 25—28, амфибол — 3, биотит — 4. Полевые шпаты обладают одинаковой степенью идиоморфизма. Среди гранитов встречаются шлировидные обособления биотит-амфиболовых граносиенитов. Мелкие жилы в этом массиве сложены микрогранитами с вкрапленниками полевых шпатов, биотита и кварца.

Наблюдаются постепенные переходы от крупнозернистых гранитов и граносиенитов глубинных зон массивов через средне- и мелкозернистые разновидности к граносиенит-порфирам, интрузивным трахидацитам и трахириолитам, развитым в приконтактных частях тел, апофизах и на высоких гипсометрических уровнях рельефа. Аналогичные скрытокристаллические разности пород оконтуривают некоторые массивы или части массивов в виде системы кольцевидных либо серповидных даек и слагают приразломные рои даек. Интрузивные трахидациты и трахириолиты к юго-востоку от сомона Хурз-Марал пересечены мелкозернистыми лейкократовыми гранитами.

В Дзадагайамском массиве известна незначительная сульфидная минерализация с молибденитом, приуроченная к мезократовым шлирам, и вкрапленность молибденита в узкой зоне протяженностью 5—6 м. В шлихах из этого района отмечены в единичных знаках шеелит, касситерит, киноварь, базобисмутит, оранжит.

ГРАНИТОИДЫ ЧАНДМАНЬСКОГО ПРОГИБА

Южную часть Чандманьского прогиба занимает северная часть Байдарикского плутона, названная Баян-Бурдским массивом. Это крупное межформационное тело площадью более 1000 км², приуроченное к контакту докембрийских пород с пермскими вулканитами (рис. 17). В его составе выделяются породы следующих фаз внедрения: 1) среднезернистые пироксен-амфиболовые и амфиболовые габбро-диориты, диориты, реже сиенитодиориты, массивные и гнейсовидные; в верховьях р. Уртын-Гол они слагают приразломное прямолинейное меридиональное тело размером 5,5 × 1 км и несколько небольших линзовидных тел площадью до 1 км²; 2) игольчатые микродиориты; их серповидные выходы размером 2,5 × 0,5 км и 1,3 × 0,3 км подчеркивают элементы внутренней овально-кольцевидной структуры массива; 3) гранитоиды повышенной основности — плагиограниты, гранодиориты, адамеллиты среднезернистые, крупнозернистые и крупнопорфиризовидные с порфиризовидными выделениями плагиоклаза и калишпата размером 1—2,5 см; их эндоконтактные фации представлены среднезернистыми, мелкозернистыми и порфировыми гранодиоритами, монцогранодиоритами, реже граносиенитами; 4) биотитовые адамеллиты и граниты, переходящие в лейкограниты, овальные и округлые выходы которых размерами 3 × 2,5, 8 × 5, 15 × 15 км обособлены среди гранитоидов повышенной основности; контакт адамеллитов с последними не четкий, а биотитовых гранитов с зоной заделки — четкий; граниты здесь двух типов — биотитовые (7—10%) с некоторым

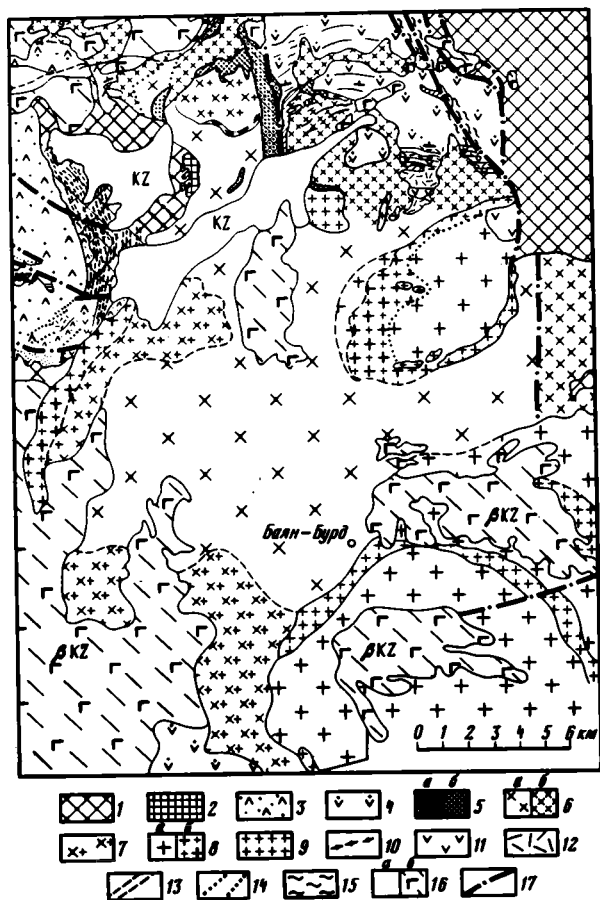


Рис. 17. Схема строения северной части Баян-Бурдского массива

1, 2 — выступы докембрийского основания: 1 — гранитизированные кристаллические сланцы, метаморфические сланцы; 2 — габбро; 3, 4 — свиты пермских образований: 3 — трахидацитовая, 4 — андезитобазальтовая; 5–10 — породы Баян-Бурдского массива: 5 — габбро-диориты, диориты (а — I фазы, б — II фазы), 6 — гранодиориты, монцогранодиориты III фазы (а — крупнозернистые, крупнопорфировидные, б — мелкозернистые), 7 — адалеллиты III фазы, 8 — биотитовые адалеллиты, граниты IV фазы (а — средне-, крупнозернистые, крупнопорфировидные, б — мелкозернистые порфировидные), 9 — лейкократовые и мусковитовые граниты V фазы, 10 — дайки фельзитов повышенной щелочности; 11 — базальты, андезитобазальты; 12 — дациты, риолиты; 13 — дайки разного состава — корни вулканов; 14 — гранит- и граносиенит-порфиры; 15 — зоны низкотемпературных гидротермальных изменений; 16 — кайнозойские образования (а — рыхлые породы, б — базальты); 17 — разломы

преобладанием плагиоклаза над калишпатом и более лейкократовые (биотит 5%) с незначительным преобладанием калишпата и тенденцией к сегрегации изометричного кварца в цепочки; 5) лейкократовые двуполевошпатовые граниты средне- и мелкозернистые, аплитовидные граниты; с ними ассоциируют пегматоидные, полевошпато-кварцевые жилы и грейзены; граниты обнаруживают тенденцию к образованию узких кольцевидных тел, обрамляющих овальные и округлые выходы гранитов предшествующей фазы; 6) граносиенит-порфиры и фельзиты повышенной щелочности имеют серповидную форму, встречаются редко.

Гранитоиды Баян-Бурдского массива имеют интрузивные контакты с породами андезитобазальтовой свиты (см. рис. 17). Их верхний возрастной предел не установлен.

Гранитоидная серия Баян-Бурдского массива в целом близка возрастному ряду гранитоидов расположенного поблизости Хангайского сводового поднятия, который включает крупные массивы кварцевых диоритов и тоналитов тарбагатайского комплекса, гранодиоритов, адалеллитов и гранитов хангайского комплекса, штоки и межформационные тела гранитов и лейкократовых гранитов шараусгольского комплекса. Граниты хангайского и шараусгольского комплексов ороговиковывают флористически охарактеризованные терригенные толщи верхней перми.

А.Д. Червинская изучила распределение акцессорных минералов в гранитоидах Хантайширского прогиба и Буцаганской мульды. Она установила, что ведущими акцессорными минералами гранитоидов являются магнетит, ильменит, сфен и апатит. В количественном отношении преобладают магнетит и ильменит. Однополевошпатовые гранитоиды отличаются более низкими содержаниями апатита, сфена, более высокими — ильменита, присутствием циртолита и небольшого количества других редкометалльных минералов.

Характерно наличие пирита, халькопирита, галенита, сфалерита, арсенопирита, киновари, а в граносиенитах Буцаганской мульды, кроме того, молибденита, шеелита, касситерита и турмалина. Полиметаллическая специализация гранитоидов реализуется связью с гранитоидами ирбистинского комплекса магнетитовых скарнов с повышенными содержаниями меди, цинка и вольфрама на юго-западном склоне хребта Хантайшири-Нуру и вкрапленной молибденовой минерализации в гранитоидах Буцаганской мульды.

В обоих комплексах встречаются гранитоиды поздних фаз, в которых вместо апатита или наряду с ним в значимых количествах присутствует флюорит. В них содержание магнетита резко падает, и он становится второстепенным акцессорным минералом.

Во всех проанализированных породах встречаются единичные зерна муассанита — высокотемпературного минерала, образующегося в восстановительных условиях при больших давлениях. Возможно, он является реликтовым минералом уровня зарождения магматических расплавов.

Для сопоставления гранитоидов и вулканитов А.Д. Червинская изучила акцессорные минералы трахириолитов, комагматичных с гранитоидами ирбистинского комплекса, и трахибазальтов, вслед за которыми происходило становление массивов уланчулутинского комплекса. Трахириолиты и двуполевошпатовые гранитоиды объединяет ведущая роль магнетита среди акцессорных минералов и присутствие флюорита; а трахибазальты с однополевошпатовыми гранитоидами — магнетит-ильменитовый профиль акцессорных минералов. Гранитоиды отличаются от вулканитов более широким спектром акцессорных минералов.

Подводя итог краткому описанию пермских гранитоидов, необходимо подчеркнуть, что для них характерны те же тенденции латеральной изменчивости, что и для вулканогенных образований. Двуполевошпатовые гранитоиды развиты во всех структурах, но в восточном направлении от Хантайшир-Аргалантинского прогиба к Чандманьскому изменяется состав ассоциаций: сиенит-граносиенитовая с гранитами сменяется гранит-граносиенитовой, а затем гранодиорит-гранит-лейкогранитовой (см. табл. 2). Последняя сходна с пермской гранитоидной серией Хангайского сводового поднятия. Параллельно увеличиваются объемы интрузивных масс. Однополевошпатовые субщелочные и щелочные кварцевые сиениты, граносиениты и граниты свойственны Хантайшир-Аргалантинскому шовному прогибу, разломным зонам, расположенным на его флангах и за пределами этого прогиба в направлении, противоположном Хангайскому сводовому поднятию.

Шовная структура контролирует наиболее сложный возрастной ряд пермских гранитоидов, состоящий из трех комплексов. Изменение состава пород двух нижнепермских комплексов отвечает направленному увеличению щелочности от двуполевошпатовых кварцевых сиенитов, граносиенитов и гранитов ирбистинского комплекса до субщелочных и щелочных кварцевых сиенитов, граносиенитов и гранитов уланчулутинского комплекса. Появление более молодых, по-видимому верхнепермских, адамеллитов фиксирует новый цикл магматизма.

Исходя из проработанной схемы расчленения пермских магматических пород с учетом особенностей их состава и соотношений выделены различные серии, объединенные в ассоциации вулканогенных и интрузивных пород.

В пределах Хантайшир-Аргалантинского прогиба нижнепермские магматические породы подразделены на две вулcano-плутонические ассоциации: первая объединяет вулканы трех нижних свит сэрхинулинской серии и гранитоиды ирбистинского комплекса, вторая — вулканы, завершающие сэрхинулинскую серию, и породы уланчулутинского комплекса. Эти вулcano-плутонические ассоциации формируются в последовательности: I — 1) локальные трещинные излияния щелочных базальтов и трахибазальтов; 2) ареальная андезитобазальтовая серия, в которой около 80% составляют высокоглиноземистые базальты и андезитобазальты умеренной и повышенной щелочности, остальное — дациты, риолиты и их аналоги повышенной щелочности; извержения обладали высоким коэффициентом эксплозивности; 3) низкоглиноземистые кислые вулканы трахидацит-трахириолит-риолитового состава с более редкими трахитами, комендитами, а также породами средне-основного состава; 4) двуполевошпатовые монзонит-граносиенит-гранитовые интрузивы; II — 1) однородная толща низкоглиноземистых оливиновых трахибазальтов; 2) экструзивные фации трахидацитов, риолитов, трахириолитов, трахитов, комендитов; 3) однополевошпатовые субщелочные и щелочные сиенит-граносиенит-гранитовые интрузивы; 4) послегранитные дайки контрастного состава.

Третья, верхнепермская вулcano-плутоническая ассоциация представлена вулканами смешанного состава и адамеллитами. Есть признаки существования четвертой вулcano-плутонической ассоциации с завершающими щелочными гранитами, однако этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Для вулcano-плутонических ассоциаций типичны преобладание объема вулканогенных масс над интрузивными и различные количественные соотношения пород средне-основного и кислого состава. В первой ассоциации вулканы основного и кислого состава развиты в соизмеримых количествах, во второй — ведущую роль играют оливиновые базальты. В интрузивных комплексах нижнепермских ассоциаций заметно преобладают породы сиенит-граносиенит-гранитного состава, причем для второй ассоциации габбро-диориты и сиенитодиориты более типичны, чем для первой.

В Буцаганской мульде развиты породы, соответствующие первой ассоциации Хантайшир-Аргалантинского прогиба. Они формируются в последовательности: 1) трахидацитовая серия с подчиненными проявлениями риолитовой и средне-основной магмы; 2) дифференцированная полиритмичная андезитобазальтовая серия, в которой участвуют базальты, андезитобазальты, андезиты и дациты умеренной и повышенной щелочности; 3) трахиандезит-риолит-трахириолитовая серия; 4) двуполевошпатовые гранит-граносиенитовые интрузивы небольших размеров. В данной ассоциации, в отличие от вышеупомянутых, увеличивается относительная роль интрузивных пород, обладающих более высокой кремнекислотностью.

Существуют геологические признаки общности вулканогенных и интрузивных членов вулcano-плутонических ассоциаций. К ним относятся: возрастная близость, хотя интрузивные члены ассоциаций проникают на наблюдаемые уровни после завершения активного вулканизма; черты общности состава, причем интрузивные образования ближе по составу к кислым вулканитам; сопряженная латеральная изменчивость вулканогенных и интрузивных членов ассоциаций. В Чандманьском прогибе и в его обрамлении нарушается соответствие состава и объемов вулканогенных и интрузивных пород. Среди вулканитов здесь преобладают базальты и андезитобазальты, а среди интрузивных пород — гранитоиды.

Последние слагают крупные межформационные многофазные интрузивы, формирующиеся в последовательности: диориты двух поколений — гранодиориты, монцогранодиориты — биотитовые адамеллиты, граниты — лейкограниты, аляскиты — гранит-порфиры. По масштабу, типам пород и последовательности их становления эти интрузивы сопоставимы с позднепалеозойской гранодиорит-адамеллит-гранит-лейкогранитовой плутонической серией Хангайского сводового поднятия.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Химический состав вулканитов нижней и верхней перми приведен в табл. 3—5. Положение их относительно среднестатистических серий магматических пород различной известковистости и щелочности показано на диаграммах, предложенных Л.С. Бородиным (рис. 18).

Среди нижнепермских вулканитов выделяются три базальтоидные серии: щелочных базальтов — ранняя локальная, высокоглиноземистых андезитобазальтов — арельная, оливиновых трахибазальтов — поздняя локальная.

Щелочными базальтами с нормативным нефелином сложены самые нижние покровы вулканогенно-осадочной свиты Хантайшир-Аргалантинского прогиба. Они отличаются наиболее основным составом, высоким содержанием (в %) TiO_2 (2,28—2,9), MgO (4,51—8,02), низким содержанием Al_2O_3 (14,62—15,1), повышенным содержанием K_2O (1,56—1,88). По величине Ni/Co (2,1—2,9) они близки к первичным магмам [29]. По объему щелочные базальты занимают ничтожную часть пермских вулканитов. Небольшие объемы, трещинный характер излияний и отмеченные черты химического состава позволяют предполагать глубокие уровни выплавления ранних базальтов — примерно 50—60 км по Д. Грину.

Базальты верхних покровов вулканогенно-осадочной свиты имеют черты, типичные для андезитобазальтовой серии — высокую глиноземистость, гиперстен- и кварц-нормативный состав, низкие значения Ni/Co 0,6—0,7.

К андезитобазальтовой серии принадлежит андезитобазальтовая свита, верхние покровы вулканогенно-осадочной свиты и часть вулканитов трахириолитовой свиты. Породы данной серии обладают высокой глиноземистостью, высоким содержанием Са, низким Mg и дифференцированностью. Интервал содержания кремнекислоты в серии шовного прогиба — 48,54—55,66%, на отдельных участках появляются более кислые породы (61,68—65,72%). В Буцаганской мульде серия дифференцирована от базальтов до дацитов (SiO_2 — 50,2—67%). Для базальтов и андезитобазальтов характерны: нормативный кварц, гиперстен, диопсид (в единичных случаях отмечается оливин), высокое содержание полевых шпатов, в том числе нормативного ортоклаза, низкое цветное число (3—23). Такие образования нередко относят к лейкобазальтовой формации.

На классификационной диаграмме породы андезитобазальтовой серии занимают широкое поле нормальной и повышенной щелочности, на диаграмме известково-щелочной показатель — кремнезем (см. рис. 18) они находятся в поле субщелочных пород. Относительно несколько пониженной щелочностью, в том числе калиевой, отличаются породы Буцаганской мульды. Во всех структурах присутствуют разновидности трахибазальтов и трахиандезитобазальтов с высокой величиной Ni/Co (2—2,5); температура их кристаллизации, рассчитанная по методу Л.Л. Перчука, составляет 1082—1079°C; однако преобладают породы с низким значением Ni/Co (0,25—1,6). Породы Хантайшир-Аргалантинского шовного прогиба отличаются более высоким содержанием Ti, K, повышенной общей щелочностью и величиной агпаитности; в серии шовного прогиба более резко падает величина Na/K. Менее глубинная, чем щелочно-базальтовая, высокогли-

Таблица 3

**Средний химический состав нижнепермских вулканитов
Хантайшир-Аргалантинского прогиба**

Компо- нент	Свита						
	вулканогенно-осадочная	андезитобазальтовая					
		ТБ(4)	ТАБ(3)	ТА(2)	ТБ(5)	ТАБ(1)	ТА(1) Д(1)
SiO ₂	45,80	54,53	60,75	51,62	56,18	61,68	65,72
TiO ₂	2,17	0,80	0,74	1,38	1,51	0,82	0,67
Al ₂ O ₃	15,62	19,1	17,96	19,36	15,86	17,64	16,33
Fe ₂ O ₃	6,98	3,59	2,99	4,63	3,44	3,40	3,33
FeO	5,58	3,00	2,19	4,99	4,13	2,52	2,16
MnO	0,10	0,18	0,11	0,16	0,18	0,19	0,19
MgO	5,99	2,14	1,73	2,54	2,23	1,41	1,25
CaO	8,31	5,79	2,66	7,05	5,21	4,81	2,84
Na ₂ O	3,47	4,20	5,64	3,2	4,7	4,86	6,70
K ₂ O	1,99	2,96	3,17	1,94	2,88	2,63	0,34
P ₂ O ₅	0,56	0,55	0,32	0,47	0,71	0,37	0,30
Na ₂ O+K ₂ O	5,46	7,16	8,81	5,14	7,58	7,49	7,04
Na ₂ O/K ₂ O	1,7	1,4	1,8	1,6	1,6	1,80	19,7
al'	0,84	2,19	2,62	1,59	1,2	2,41	2,42
Na+K	0,50	0,53	0,7	0,38	0,69	0,61	0,37
Al							
Na+K	1,04	1,93	5,25	1,15	2,30	2,46	4,44
Ca							
Li	14	20,6	13	18	13		
Rb	20	106	58	27	39		
Sr		394	293	470	505		
Ba		400	475	Не опр.	765		
Zr	256	252	113	150	180		
Be	1,7	1,6	1,3	2	2		
Sc	20	13	12	10	18		
B	15	10	9	10	13		
Sn	2,7	3,4	3,3	1,5	9		
Mo	1,7	1,3	2	2	5		
Cu	101	41	31	62	14		
Pb	12,2	29	24	13	23		
Zn	124	106	97	140	110		
Cr	164	58	11	64	19		
Ni	81,8	44,7	3,3	44	2,5		
Co	46,6	26	11	66	14		
V	2,8	182	103	38	100		
K/Rb		0,094	0,043	0,055	0,053		
Rb/Sr		0,27	0,2	0,057	0,067		
Sr/Ba		0,98	0,62		0,66		
Ni/Co	1,75	1,72	0,3	0,67	0,18		

П р и м е ч а н и е. Здесь и в табл. 4, 5, 9, 8, 17: Б — базальт; АБ — андезитобазальт; А — андезит; Д — дацит; РД — риодацит; Р — риолит; К — комендит; ЩР — щелочной риолит; ТБ — ТАБ, ТА, ТД, ТРД, ТР — трахибазальт, трахиандезитобазальт и т.д. Элементы-примеси определены количественным

Свита					
трахириолитовая					
Покровы					
ТБ(2)	Т(1)	ТД(9)	ТРД(1)	Р(3)	Р(1)
47,92	62,66	67,83	69,92	73,51	75,60
1,78	0,87	0,44	0,57	0,43	0,38
16,0	14,65	13,14	12,92	11,09	10,10
4,30	3,53	4,92	4,75	2,76	2,95
5,38	2,16	1,51	0,61	2,89	1,18
0,16	0,11	0,17	0,05	0,13	0,06
6,05	0,21	0,22	0,24	0,31	0,45
8,00	2,38	1,02	0,45	0,62	0,33
3,12	6,57	4,28	3,20	3,61	1,98
2,17	4,96	5,00	5,70	3,94	5,00
0,42	0,08	Не опр.	0,08	0,09	0,03
5,29	11,53	9,28	8,9	7,55	6,98
1,4	1,3	0,8	0,6	0,9	0,4
1,02	1,69	1,96	2,31	1,86	2,2
0,46	1,23	0,95	0,9	0,91	0,86
1,0	7,35	13,5	32,3	18,18	34,0
36	20	20			
150	490	750	120	820	1600
2	2	4,5	3	8,7	3
16	7		11	1	1
6	6	14	6	8,3	7
3	4	8	3	14	17
1,2	3	1,7	0,5	1	2
68	22	1	8	12	16
39	35	91	9	95	110
100	60	165	100	110	50
76	10	22	2,5	17	30
47,5	6	4,7	5	3,3	8
31	4	1,5	3	1,5	1,5
195	31	7	6	5,7	6
1,53	1,5	3,2	1,7	2,2	5,3

спектральным анализом в БГТЭ Мингео СССР, Li, Rb — методом фотометрии пламени. Здесь и в табл. 4—7, 9, 12, 14, 15, 17, 20—23, 25, 26, 28, 32, 33 содержание оксидов приводится в мас. %, элементов в г/т, здесь и в табл. 4—7, 9, 10, 12, 24, 30, 31, 34 в скобках указано число анализов.

Таблица 3 (окончание)

Компонент	Санта						
	трахириолитовая						
	Экструзивные тела				Покровы		
	ТД(1)	ТРД(2)	РД(1)	ТР(2)	Б(3)	ТБ(7)	АБ(2)
SiO ₂	67,72	70,13	70,82	1,71	46,86	49,16	54,96
TiO ₂	0,7	0,42	0,34	0,47	1,39	1,86	1,82
Al ₂ O ₃	13,5	13,53	12,10	12,86	16,59	16,37	16,08
Fe ₂ O ₃	3,35	2,93	0,56	1,07	4,65	6,42	6,79
FeO	1,94	1,32	3,75	1,57	5,46	3,92	4,25
MnO	0,18	0,06	0,14	0,05	0,14	0,14	0,15
MgO	0,62	0,3	0,50	0,53	5,41	4,73	2,21
CaO	0,44	0,78	1,70	1,21	9,50	7,57	5,97
Na ₂ O	4,90	4,12	3,28	4,41	3,10	3,90	4,20
K ₂ O	4,00	4,45	3,60	4,42	0,65	1,82	1,41
P ₂ O ₅	0,74	0,05	0,07	0,11	0,33	0,62	0,60
Na ₂ O + K ₂ O	8,9	8,57	6,88	8,83	3,75	5,72	5,61
Na ₂ O / K ₂ O	1,2	0,9	0,9	1,00	4,8	2,1	3,0
al'	2,28	2,97	2,46	4,06	1,07	1,09	1,21
Na+K	0,92	0,86	0,76	0,94	0,34	0,51	0,53
Al							
Na+K	34,57	16,14	6,07	11,24	0,66	1,21	1,57
Ca					11,5	14	6,5
Li					21,5	28	33
Rb					385	300	562
Sr					He отп.	260	417
Ba							
Zr	550	825	1400	405	88	244	230
Be	4	3,5	12	4	1,6	2,4	2,5
Sc	1	1	1	2	30	19	22
B	6	7	8	9	8	7	17
Sn	8	11	16	7	2,5	3	3
Mo	2	1,5	0,5	2	1,8	1,3	1,5
Cu	10	38	28	103	203	62	21
Pb	34	62	110	36	67	21	19
Zn	90	75	140	22	197	128	170
Cr	38	28	13	34	110	100	73
Ni	8	2,5	6	4,7	58	56,6	6,2
Co	1,5	1,5	1,5	1,5	37,7	34,7	24,5
V	8	6	4	8,5	197	200	125
K/Rb					0,048	0,052	0,036
Rb/Sr					0,056	0,092	0,06
Sr/Ba						1,15	1,34
Ni/Co	5,3	1,7	4,0	3,1	1,54	1,63	1,07

ноземистая базальтовая магма в условиях относительно стабильных структур (Буцаганская мульда) имела возможность более полно дифференцироваться по сравнению с шовными структурами, где разломы глубокого заложения неоднократно дренировали глубинный очаг.

Оливиновые трахибазальты формировались на поздних этапах развития шовной структуры после двуполевошпатовых гранитоидов ирбистинского комплек-

Санта					
трахибазальтовая					
Экструзивные тела					
T(1)	ТД(1)	P(3)	P(1)	K(1)	ЩР(1)
59,62	67,74	74,10	74,10	71,16	73,7
0,09	0,22	0,92	0,34	0,28	0,38
19,54	13,9	9,82	9,60	11,65	12,15
6,03	3,44	2,36	2,50	3,40	0,70
0,61	2,30	2,53	3,25	0,97	0,92
0,07	0,09	0,09	0,11	0,08	0,03
0,48	0,85	0,77	0,32	0,40	0,45
0,9	1,4	1,38	0,44	0,67	0,44
6,55	3,65	2,51	1,68	3,64	2,66
4,42	4,10	3,91	5,4	4,7	7,0
0,06	0,06	0,04	0,06	0,06	0,04
10,97	7,75	6,42	7,08	8,34	9,66
1,3	0,9	0,6	0,3	0,8	0,4
2,74	2,11	1,75	1,58	2,44	5,87
0,81	0,76	0,84	0,9	0,95	0,98
19,0	8,24	6,75	24	18	33,4
2	14	16	He опр.	23	He опр.
180	71	112	"	40	"
He опр.	55	62	"	He опр.	"
"	60	102	"	"	"
1500	935	1253	2000	1000	240
13	9	6,1	3	6	4
1	6,5	5	1	3	1
35	19	8,6	6	11	7
23	7,5	12	20	8	5
1	0,7	1,7	1	1	3
13	11	10	16	3	11
80	41	66	150	70	70
280	95	97	130	200	75
14	13	16	17	7	26
2,5	5,2	4,5	16	6	5
1,5	1,5	1,5	1,5	8	1,5
5	7	5	7	12	10
	0,038	0,032	0,1		
0,046	0,1	1,8			
	0,91	0,61			
1,67	3,47	3,0	10,7	0,75	3,3

са. Породы этой серии редко выходят за рамки базальтов (SiO_2 — 45,95—52,48%), обладают умеренным содержанием глинозема, титана, заметным преобладанием Са среди щелочноземельных элементов. На всех диаграммах они занимают компактное щелочно-базальтовое поле и имеют промежуточные свойства между двумя рассмотренными базальтоидными сериями (это относится и к масштабу вулканизма), отличаясь самым высоким содержанием Na. Величина Ni/Co ко-

Таблица 4

**Средний химический состав верхнепермских вулканитов
Хантайшир-Аргалантинского прогиба**

Компонент	Санта							
	осадочно-вулканогенная			вулканитов смешанного состава				Р _{эк} (1)
	Б(2)	ТБ(1)	ТАБ(1)	ТБ(3)	ТАБ(1)	Д(3)	Р(2)	
SiO ₂	46,83	50,92	54,78	51,03	55,90	67,48	77,56	74,52
TiO ₂	1,58	1,42	0,98	1,03	1,28	0,31	0,14	0,17
Al ₂ O ₃	17,03	16,70	17,07	18,62	15,33	15,59	11,98	13,21
Fe ₂ O ₃	3,89	2,92	4,76	4,30	2,22	1,65	1,04	1,62
FeO	6,48	6,68	4,04	5,06	6,11	1,38	1,18	0,71
MnO	0,18	0,16	0,11	0,16	0,16	0,07	0,07	0,07
MgO	5,64	5,54	2,44	3,99	3,65	0,84	0,09	0,44
CaO	9,13	6,27	6,80	7,84	6,56	2,48	0,63	1,30
Na ₂ O	2,76	3,90	3,60	3,00	4,86	4,55	3,31	3,04
K ₂ O	0,86	0,98	1,66	1,85	1,73	3,42	2,94	4,50
P ₂ O ₅	0,36	0,36	0,42	0,35	0,52	0,11	0,02	0,02
Na ₂ O+K ₂ O	3,62	4,88	5,26	4,85	6,59	7,97	6,25	7,54
Na ₂ O/K ₂ O	3,2	4,0	2,2	1,6	2,8	1,3	1,1	0,70
al'	1,06	1,10	1,52	1,39	1,28	4,02	5,18	4,77
$\frac{Na+K}{Al}$	0,32	0,45	0,45	0,37	0,64	0,71	0,71	0,74
$\frac{Na+K}{Ca}$	0,67	1,32	1,25	0,37	1,69	4,95	15,3	8,34
Li	18,5	14	7	17	16,5	11,2	3,4	
Rb	23,5	18	38	40,3	54	59,6	105	
Sr	863	1060	500	1040	706	493	60	
Ba	405	485	640	733	331	719	83	
Zr	85	90	140	100	130	190	357	
Be	He обн.	He обн.	2	1	—	2,4	3	
Sc	23,5	21	4	24	16	8,2	3	
B	11	8	21	9,3	11	17,6	13	
Sn	2	3	3	2	3	3,5	4,7	
Mo	0,75	1	1	1	1	1	3,3	
Cu	42,5	35	11	13,7	20,5	9	6,3	
Pb	14	15	30	12,3	11,5	30,4	37	
Zn	120	100	40	103	105	48	43	
Cr	26	25	15	16,7	24,5	31,8	9,7	
Ni	17	11	0,9	8	5	13,4	4,3	
Co	29	29	5	17	13,5	7,2	1,5	
V	190	220	27	167	130	54	4,3	
K/Rb	0,032	0,047	0,053	0,025	0,024	0,037	0,029	
Rb/Sr	0,027	0,017	0,076	0,039	0,076	0,121	1,75	
Sr/Ba	2,13	2,18	0,78	1,42	2,09	0,68	0,72	
Ni/Co	0,59	0,38	0,18	0,47	0,37	1,86	2,87	

СВИТА												
лейкобазальтовая					вулканитов контрастного состава					основных вулканитов		
Б(2)	ТБ(3)	АБ(1)	ТАБ(1)	ТА(2)	ТБ(2)	Д(1)	ТД(1)	РД(1)	Р(2)	Б(1)	ТБ(3)	
49,87	49,23	53,14	54,45	63,39	49,19	66,70	67,20	70,8	72,22	49,86	49,22	
2,35	2,35	1,64	2,81	1,24	1,84	0,63	0,62	0,36	0,32	0,35	1,6	
17,13	15,96	15,13	15,33	15,32	17,34	13,44	13,83	13,44	13,71	19,46	17,33	
4,88	6,73	8,22	5,17	2,83	6,19	1,75	3,92	2,72	1,23	5,33	4,96	
5,22	3,95	3,59	4,63	4,43	4,06	3,86	1,24	2,37	2,38	4,60	4,71	
0,1	0,14	0,1	0,17	0,12	0,17	0,08	0,12	0,08	0,07	0,14	0,13	
3,54	3,72	3,54	1,75	1,73	4,50	1,25	0,89	0,13	0,44	3,60	4,28	
7,93	8,56	4,77	5,59	2,86	6,53	3,81	1,66	0,89	0,98	8,24	7,63	
2,74	3,69	3,28	5,40	4,76	3,82	5,11	2,70	3,20	4,25	2,66	4,12	
1,65	1,71	1,31	2,66	2,62	1,28	2,40	6,64	4,24	2,85	1,14	1,62	
0,42	0,77	0,49	0,89	0,37	0,62	0,24	0,35	0,06	0,05	0,35	0,40	
4,40	5,40	4,59	8,06	7,38	5,10	7,51	9,14	7,40	7,10	3,80	5,74	
1,5	2,2	2,5	2,0	1,8	3,0	2,1	0,4	0,7	1,5	2,3	2,5	
1,25	1,11	0,98	1,33	1,7	1,17	1,96	2,28	2,48	3,38	1,44	1,24	
0,37	0,50	0,45	0,77	0,7	0,44	0,82	0,84	0,74	0,73	0,55	0,49	
0,87	1,03	1,58	2,31	4,1	1,29	3,15	7,6	12,12	10,9	1,44	1,22	
14	18,7	19	13	14,7	24,5	15	17	6	7	8	15	
74	49	30	71	68	29	37	110	61	50	35	29	
552	429	547	330	332	1023	117	95	70	80	1255	380	
608	217	675	750	861	1085	35	450	140	137	540	850	
357	320	140	550	427	215	480	350	720	568	120	187	
3	3,2	3	3,5	3,7	2,9	3	8	3,1	4,7	1	1	
20	26	16	18	13	26	5	13	11	9	25	17	
12	10	20	8	9	14	13	23	11	11	19	9	
4	4,5	3	5	5	3,5	6	9	9	7	1,5	3,3	
1,7	1,4	1	1	1,5	1,5	0,5	1	0,5	0,5	2	2	
27	38	100	26	6,5	27	6	8	5	5	52	41	
19	14	18	15	37	22	22	68	40	38	15	21	
128	107	190	120	95	140	60	140	80	63	180	120	
18	35	32	2,5	5,5	92	9	9	9	8	42	62	
7	23	22	2,5	2,5	26	2,5	2,5	6	3,3	22	43,5	
18	19	33	19	6	13	1,5	1,5	1,5	1,5	40	28	
105	132	230	140	43	96,5	12	33	5	5	270	187	
0,032	0,039	0,04	0,034	0,041	0,038	0,059	0,05	0,067	0,055	0,032	0,048	
0,131	0,113	0,055	0,215	0,204	0,028	0,21	1,16	0,87	0,62	0,028	0,075	
0,91	1,98	0,81	0,44	0,38	0,94	1,31	0,21	0,50	0,58	2,32	0,45	
0,39	1,23	0,67	0,13	0,42	2,00	1,67	1,67	4,0	2,2	0,55	1,54	

Таблица 5

Средний химический состав пермских вулканитов Буцаганской мульды и Чандманьского прогиба

Компонент	Буцаганская мульда							
	Свита							
	трахидацитовая (P ₁)				андезитобазальтовая (P ₁)			
	АБ(3)	Д.ТД(10)	РД(3)	ТР(4)	ТБ(3)	АВ(5)	А.ТА(5)	ТД(3)
SiO ₂	54,44	66,85	69,42	70,60	50,21	55,36	59,89	65,93
TiO ₂	1,39	0,68	0,71	0,31	1,19	1,30	0,76	0,47
Al ₂ O ₃	14,76	15,70	14,95	13,17	18,41	18,06	17,32	16,00
Fe ₂ O ₃	6,29	2,04	2,20	2,11	5,75	4,36	3,68	2,67
FeO	3,25	1,94	1,73	2,12	4,57	3,98	3,03	1,87
MnO	0,13	0,11	0,09	0,08	0,26	0,12	0,18	0,13
MgO	3,14	0,78	0,66	н.о.	4,45	2,92	2,21	1,17
CaO	6,80	1,81	1,47	1,54	7,54	7,00	4,68	2,09
Na ₂ O	4,37	5,83	5,74	4,59	3,81	3,68	4,05	5,54
K ₂ O	1,51	2,64	1,80	4,72	1,52	1,33	2,92	2,55
P ₂ O ₅	0,60	0,17	0,18	0,02	0,31	0,38	0,31	0,15
F	0,09	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04
Na ₂ O+K ₂ O	5,88	8,47	7,54	9,31	5,33	5,01	6,94	8,09
Na ₂ O/K ₂ O	2,89	2,21	3,19	0,97	2,51	2,77	1,39	2,17
al'	1,16	3,30	3,26	2,07	1,25	1,60	1,94	2,80
Ka	0,59	0,79	0,76	0,78	0,43	0,41	0,56	0,74
$\frac{Na+K}{Ca}$	0,71	3,81	4,31	4,42	0,57	0,58	1,14	3,05
Li	25	12,2	11,6	9,3	14,8	13,0	15,9	11,1
Rb	31	51,4	35,9	67,5	31,4	34,4	46,5	66,5
Sr	495	305	195	232	301,2	571	622,8	414,4
Ba	515	440	661	1184	681,7	530	701	794
Zr	185	321	294	268	130	177	185,5	285
Be	1,5	3,1	2,1	1,5	1,7	2,3	1,6	3
Sc	27,5	13,4	10,0	16	20,2	19,5	16,5	14,5
B	21,5	9,7	16,6	17,2	11,75	13,6	12,5	15
Sn	3,5	6,4	2,6	1,8	2,7	2,45	2,3	3,9
Mo	2	1,5	0,7	0,8	1,1	1,45	1,9	0,9
Cu	45,5	14,1	11,9	22,2	48,2	59,35	29,3	11,4
Pb	22,5	34,7	37,2	20,6	15,8	22,2	24,2	28,0
Zn	110	70	62,0	68	106	92,5	120,0	77,5
Cr	11,2	22,7	12,0	13,2	60,1	19,6	19,0	16,2
Ni	9,25	4,7	3,7	5,0	37,1	13,5	6,9	5,1
Co	26	4,1	2,1	6,8	30,0	18,8	11,5	4,0
V	270	52,4	38,6	8,7	178	161	91,0	34
K/Rb	0,04	0,04	0,04	0,037	0,029	0,036	0,04	0,03
Rb/Sr	0,063	0,17	0,18	0,29	0,08	0,06	0,07	0,16
Sr/Ba	0,96	0,69	0,29	0,20	0,74	0,81	0,78	0,72
Ni/Co	0,36	1,15	1,76	0,73	1,24	0,72	0,60	1,27

Буцаганская мульда			Чандманьский прогиб			
Свита						
трахиандезит-трахириолитовая (P ₁)			андезитобазальтовая (P ₁)			
ТАБ(1)	ТА(3)	Р(6)	ТАБ(4)	А,ТА(5)	Д(2)	ТР(2)
52,50	60,20	72,27	53,47	59,47	67,96	73,79
0,80	0,74	0,24	0,94	0,97	0,54	0,21
18,70	16,50	14,62	17,99	15,68	15,04	12,99
3,60	4,28	1,53	5,77	4,25	2,08	1,17
5,17	2,68	1,00	2,11	3,99	1,96	0,98
0,20	0,18	0,08	0,12	0,1	0,18	0,02
3,70	1,93	0,45	3,50	1,84	1,16	0,19
6,20	4,02	0,72	6,72	4,93	2,18	1,16
3,60	4,95	3,69	5,08	5,60	4,20	4,58
1,88	2,59	4,30	1,57	2,08	2,62	4,40
0,22	0,38	0,06	0,31	0,35	0,10	0,04
0,04	0,05	0,02	0,02	0,06	Н.О.	0,02
5,48	7,54	7,99	6,60	7,68	6,82	8,98
1,91	1,91	0,86	3,20	2,69	1,60	1,04
1,50	1,86	4,91	1,58	1,55	2,87	5,55
0,43	0,67	0,74	0,55	0,73	0,65	0,95
0,7	1,50	8,15	0,82	1,27	2,46	5,78
16,5		16,7	10,0	8,5	8	3
31,4		89,4	30,0	25,5	43	96
483,4		101,8	817	696	175	65
707		897	745	711	150	935
249		168	270	144	300	380
2,0		2,4	3	2,5	2	3
14,8		6,7	24	12	13	5
11,4		12,2	8	12	11	11
4,3		4,3	7	2,5	4	1,5
1,2		1,1	1	1,1	2	2
26,8		6,7	50	34	16	15
22,6		32	17	14	15	20
112		56	90	49	40	60
12		9	8	12	6	6
4,3		3,1	11	15,7	2,5	2,5
11,2		2,1	22	13,5	3	1,5
79		5	280	105	8	14
0,04		0,03	0,041	0,045	0,046	0,04
0,06		0,88	0,04	0,04	0,25	1,46
0,68		0,11	1,10	0,98	1,17	0,07
0,38		1,48	0,50	1,16	0,83	1,67

Т а б л и ц а 5 (окончание)

Компонент	Чандманьский прогиб							
	Свита							
	вулканитов смешанного состава (P ₂)					трахиандезитовая (P ₂)		
	ТБ(2)	ТАБ(4)	А,ТА(5)	ТД(1)	ТР(1)	ТБ,АБ(3)	А(4)	РД(1)
SiO ₂	50,77	55,01	59,61	65,30	73,68	53,05	60,38	69,50
TiO ₂	0,98	1,02	0,80	0,67	0,12	0,89	1,13	0,60
Al ₂ O ₃	17,30	16,92	16,12	15,07	13,03	19,22	15,85	14,44
Fe ₂ O ₃	2,23	3,44	2,14	2,10	1,62	5,28	3,46	2,57
FeO	6,39	5,03	3,88	3,62	0,57	1,87	4,01	1,06
MnO	0,14	0,12	0,08	0,13	0,05	0,12	0,12	0,1
MgO	4,50	3,26	2,20	0,39	Н.О.	3,86	1,90	0,75
CaO	8,76	6,68	4,77	2,18	0,62	6,72	4,49	1,29
Na ₂ O	4,26	4,26	4,49	4,91	4,91	4,70	4,40	4,25
K ₂ O	0,89	1,36	2,52	4,48	4,64	1,67	2,00	3,60
P ₂ O ₅	0,25	0,28	0,29	0,12	Не обн.	0,26	0,36	0,12
F	0,15	0,09	0,09	0,5	Не обн.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Na ₂ O+K ₂ O	5,15	5,62	7,01	9,39	9,55	6,37	6,40	7,85
Na ₂ O/K ₂ O	4,79	3,13	1,78	1,09	1,06	2,81	2,20	1,18
al'	1,32	1,44	1,96	2,46	5,95	1,75	1,69	3,31
Ka	0,46	0,51	0,63	0,71	1,01	0,50	0,59	0,75
$\frac{Na+K}{Ca}$	0,51	0,7	1,18	2,60	10,67	1,56	2,27	9,22
Li	9,0	14,8	14,9	18	53	10,3	11,3	3,6
Rb	23,3	14,8	47,1	64	53	26,7	31,7	80
Sr	692	347	392	Не опр.	Не опр.	400	303	160
Ba	440	735	1045	1600	1200	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Zr	120	107	194	380	170	160	162	310
Be	1,2	1,3	1	1	1,4	0,5	0,2	0,5
Sc	23,5	22,3	15,2	11	12	16	22	16
B	8	13	15,5	28	60	11	16	13
Sn	3,5	3	2,5	1,5	1,5	4,2	2	3
Mo	1	1	1,1	0,5	1	1,3	1,6	1
Cu	88,5	94	39	8	25	140	86	15
Pb	14	14	22	21	20	20	23	37
Zn	100	107	56	80	70	123	105	15
Cr	50	43	58	6	5	50	56	51
Ni	35	17	17	15	9	11	17	2,5
Co	26	22	105	4	15	20	16,7	1,5
V	130	193	120	17	5	223	153	16
K/Rb	0,024	0,05	0,04	0,05	0,04	0,041	0,037	0,036
Rb/Sr	0,03	0,04	0,12	—	—	0,07	0,1	0,5
Sr/Ba	1,57	0,47	0,37	—	—	—	—	—
Ni/Co	1,35	0,79	1,64	3,75	6	0,56	1,02	1,67

леблется в интервале 2,1—0,26, температура кристаллизации составляет 1187—1129°C. Для оливиновых базальтов можно предполагать более глубинные, по сравнению с высокоглиноземистыми плагиоклазовыми базальтами, уровни магмообразования — не менее 40 км, согласно петрогенетической схеме Д. Грина.

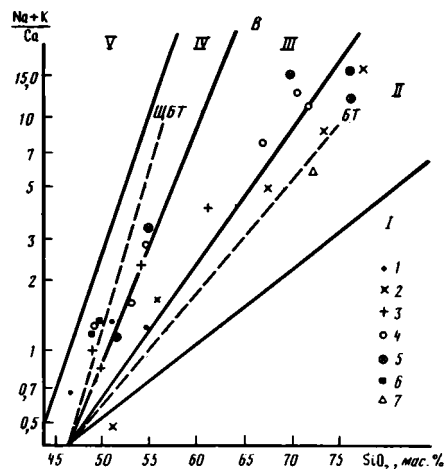
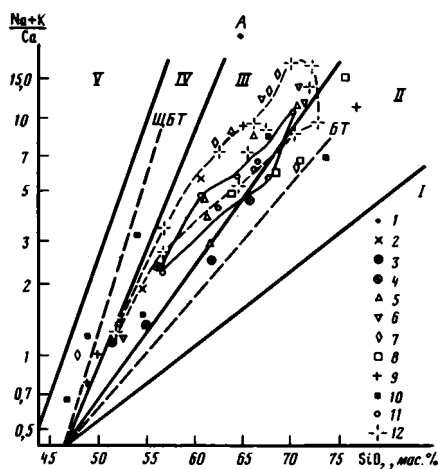


Рис. 18. Диаграммы известково-щелочной показатель — кремнезем пермских вулканогенных и интрузивных пород Хантайшир-Аргалантинского прогиба

А. Ассоциации нижнепермских вулканогенных и интрузивных пород. 1—10 — вулканы сэрхинулинской серии: 1 — вулканогенно-осадочная свита; 2—4 — андезитобазальтовая свита (2 — хребет Хар-Аргалантын-Нуру, 3 — урочище Хусийн-Тал, 4 — хребет Сэрхийн-Нуру); 5—8 — трахириолитовая свита (5 — хребет Хар-Аргалантын-Нуру, 6 — урочище Хусийн-Тал, 7 — хребет Сэрхийн-Нуру, 8 — северо-восточный склон хребта Хантайшири-Нуру); 9—10 — трахибазальтовая свита и субвулканические тела в ней (9 — хребет Хар-Аргалантын-Нуру, 10 — хребет Сэрхийн-Нуру); 11 — двуполевошпатовые интрузивные породы ирбистинского комплекса; 12 — однополевошпатовые интрузивные породы уланчулутинского комплекса

Б. Верхнепермские вулканогенные и интрузивные породы. 1—6 — вулканы цэртэинской серии: 1 — осадочно-вулканогенная свита; 2 — вулканы смешанного состава; 3 — лейкобазальтовая свита; 4, 5 — вулканы контрастного состава (4 — Уиртбулакская синклираль, 5 — гора Алтан-Хадас); 6 — свита основных вулканитов; 7 — адамеллиты

I—V — поля базальтоидных серий: I — известкостоевое низкощелочное, II — известково-щелочное, III — субщелочное, IV — щелочно-базальтовое, V — щелочное. БТ — главный базальтоидный тренд, ЩБТ — щелочно-базальтовый тренд

Нижнепермский кислый вулканизм проявлен на четырех возрастных уровнях: ранняя трахидацитовая свита Буцаганской мульды; экструзивные и покровные фации кислых вулканитов андезитобазальтовой свиты; трахириолитовая свита, завершающая вулканизм первого мегаритма; экструзии кислых вулканитов второго мегаритма.

В составе андезитобазальтовой свиты присутствуют две группы кислых вулканитов. К первой группе относятся дациты, представляющие собой дифференциаты андезитобазальтовой серии, продолжающие ее тренды или тяготеющие к полю ее составов, ко второй — трахидациты и трахириолиты, тяготеющие к полю составов и к трендам трахириолитовой свиты.

Кислые вулканиты образуют следующие серии: трахидацитовую, трахириолитовую, а поздние экструзивы кислого состава, ассоциирующие с оливиновыми трахибазальтами, — контрастную.

Трахидацитовая серия характеризуется: слабой дифференцированностью (SiO_2 — 64,78—69,42, редко 70,6%), высоким содержанием (в %) Na_2O (5,35—6,71), TiO_2 (0,6—0,88), Al_2O_3 (15—16,76), низким содержанием K_2O (1,8—3,18) и значениями коэффициента алгаитности, типичными для пород нормального ряда; среднее значение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ — 2,21. На классификационной диаграмме породы трахидацитовой серии занимают поле повышенной щелочности, на диаграмме известково-щелочной показатель — кремнезем они расположены на границе поля известково-щелочных и субщелочных пород.

Трахиреолитовая серия отличается широким интервалом кремнекислотности пород (SiO_2 — 65,82—74,46%), редко встречаются ультракислые породы (SiO_2 — 77%), трахиты, трахиандезиты и трахибазальты. Типичны: высокое содержание K_2O (3,94—5,7%), низкое — Al_2O_3 , Ca, Mg и низкая величина $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (0,4—1,2). Во всех ареалах распространения серии присутствуют натриевые и калиевые разновидности трахидацитов и трахириолитов (Na_2O — 6—8,46%, K_2O — 8,1%). Коэффициент агпаитности 0,88—1, в трахитах — 1,23. Породы серии принадлежат к субщелочному ряду; их низкая глиноземистость в сочетании с повышенной железистостью и высоким содержанием щелочей определяет появление среди них комендитов. Трахириолитовая серия начала формироваться на поздних этапах андезитобазальтового вулканизма синхронно с ним.

В Буцаганской мульде возрастным аналогом трахириолитовой серии, очевидно, является трахиандезит-трахириолитовая. Она отличается существенной ролью трахиандезитов, глиноземистостью и более умеренной щелочностью риолитов. При этом в качестве характерной черты сохраняется ведущая роль K среди щелочей.

Состав субвулканических тел, залегающих среди оливиновых трахибазальтов, варьирует от трахитов и трахидацитов до щелочных риолитов и комендитов. По химическому составу они близки к породам трахириолитовой серии. Нормативные составы тех и других на диаграмме Боуэна и Таттла группируются в области среднестатистических составов гранитов вблизи линии тройных минимумов, полученных при давлении порядка 4 тыс. атм. и выше, а трахитов — в пределах двуполевошпатового низкотемпературного трога.

Таким образом, нижнепермские вулканы представлены несколькими вулканическими сериями, образующими два мегаритма: I. Ранние серии — щелочно-базальтовая в шовном прогибе и трахидацитовая на поднятиях; андезитобазальтовая повышенной щелочности, дифференцированная от базальтов до дацитов; трахириолитовая с комендитами в шовном прогибе и на его крыльях и трахиандезит-трахириолитовая на поднятии; вслед за ними формировались двуполевошпатовые гранитоиды ирбистинского комплекса. II. Контрастная субщелочная серия, типичная для шовного прогиба, завершившаяся становлением однополевошпатовых субщелочных и щелочных гранитоидов уланчулутинского комплекса.

Верхнепермские вулканы подразделяются на следующие вулканические серии: дифференцированную, контрастную и базальт-трахибазальтовую. Дифференцированная серия объединяет породы осадочно-вулканогенной свиты, толщ вулканитов смешанного состава и лейкобазальтовой свиты. Базальты и андезитобазальты первых свит обладают несколько повышенной щелочностью, дациты и риолиты имеют нормальную щелочность. Породы лейкобазальтовой свиты принадлежат к субщелочному ряду. В возрастном ряду дифференцированной серии в базальтах снижается количество Mg и Al, уменьшаются величины $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, Sr/Ba, K/Rb, уменьшается количество сидерофильных элементов и увеличивается количество литофильных (Rb, Zr, Be, Sn); растут величины $(\text{K}+\text{Na})/\text{Al}$ и Rb/Sr.

Эта тенденция прерывается в базальтах контрастной серии, которые отличаются более высоким содержанием Mg, K, Ni, Cr, Sr, Ba, что свидетельствует о погружении очага магмообразования. Среди кислых вулканитов контрастной серии есть породы умеренной и повышенной щелочности с преобладанием как K, так и Na. Они отличаются от нижнепермских кислых вулканитов более высоким содержанием глинозема и более низкой общей щелочностью, коэффициент агпаитности составляет 0,73—0,84.

Базальт-трахибазальтовая серия, завершающая флористически охарактеризованный позднепермский вулканизм, сходна по химическому составу с трахи-

базальтовой серией, завершающей раннепермский цикл. Они различаются по содержанию элементов-примесей: для нижнепермских базальтов характерен более высокий уровень содержания Mg , Cr , Ni , Cu и Zr .

Раннепермский вулканизм имеет много общих черт с позднепермским. Главное отличие заключается в снижении щелочности верхнепермских вулканитов. Это сказалось и на их геохимической специализации. Для нижнепермских вулканитов типична щелочно-лилофильная геохимическая специализация. На всех уровнях кремнекислотности породами свойственны повышенные содержания Ti , Zr , F и других элементов. Высоких значений (750—2000 г/т) количества Zr достигает в породах трахириолитовой свиты и в эффузивных телах контрастной серии. Кислые вулканиты контрастной серии верхней перми содержат значительно меньше Zr (350—720 г/т).

Различие вулканических серий нижней и верхней перми проявилось уже в ранних базальтах каждого цикла: нижнепермские базальты отличаются от верхнепермских более высокой общей и калиевой щелочностью и более высокими содержаниями Zr , Be , Cu , Cr , Ni .

ГРАНИТОИДЫ

Для сравнения интрузивных пород между собой и с вулканитами использована предложенная Л.С. Бородиным величина A_c [7]. Она отражает общую кислотность пород и представляет собой отношение кремнезема к сумме катионов.

Гранитоиды двуполевошпатовой серии ирбистинского комплекса. Породы главных фаций гранит-граносиенитовых массивов Буцаганской мульды имеют небольшой интервал кремнекислотности (66,04—70,00 %), что соответствует A_c — 1,22—1,36. Они содержат много Al_2O_3 (16,09—14,80 %), CaO (2,52—2,10 %), мало Mg и близки породам соответствующей кислотности двуполевошпатовых массивов шовного прогиба (табл. 6), отличаясь пониженной алгаитностью (0,65—0,8). Интрузивные образования шовного прогиба представлены дифференцированной серией, в которой содержание кремнекислоты (в %) и величина A_c соответственно меняются следующим образом:

Сиенитодиориты ранней фазы: 56,0—60,76; 0,85—0,95.

Кварцевые сиениты, граносиениты, граниты главной фазы: 60,56—69,40; 0,96—1,34.

Субщелочные лейкограниты поздней фазы: 70,32—71,70; 1,33—1,43.

Породы глиноземистые, содержат значительное количество Ca , K немного больше, чем Na . Вследствие высокой глиноземистости коэффициент алгаитности умеренный (0,76—0,8). В Аргалантинском прогибе встречаются небольшие недифференцированные тела адамеллитов и гранитов.

Гранитоиды однополевошпатовой серии уланчулунского комплекса (табл. 7) отличаются высокой общей щелочностью ($Na_2O + K_2O$ — 9,63—10,88 %). Содержание глинозема в них ниже по сравнению с двуполевошпатовыми гранитоидами и резко уменьшается в щелочных гранитах. Содержание кремнезема (в %) и величина A_c сходны с двуполевошпатовыми гранитоидами:

Кварцевые сиениты, граносиениты, граниты главной фазы: 62,64—70,64; 0,98—1,33.

Субщелочные и щелочные граниты поздних фаз: 69,90—75,46; 1,27—1,81.

В дифференциационном ряду обеих серий мало меняется содержание щелочей, растет железистость и алгаитность, несколько уменьшается содержание Ti и Na/K , заметно падает количество глинозема и Ca . В однополевошпатовой серии количество глинозема изменяется от 17,50 до 12,18—9,58% с чем связано присутствие среди них щелочных микроклин-альбитовых гранит-пегма-

Таблица 6

**Средний химический состав двуполевошпатовых гранитондов
Западного сектора Центрально-Монгольского вулканического пояса**

Компонент	Дзабханская зона				Хантайширский прогиб			
	1ф.	2ф.		3ф.				
	Сиеинито- диориты (1)	Монцо- ниты (4)	Грано- сиениты (1)	Субще- лочные граниты (2)	Монцо- ниты (3)	Кварце- вые сиениты (2)	Грано- сиениты (5)	Граниты (1)
SiO ₂	56,60	61,90	68,20	71,04	60,63	64,86	65,85	69,40
TiO ₂	0,82	0,55	0,41	0,33	0,82	0,50	0,46	0,45
Al ₂ O ₃	19,12	17,77	14,24	14,69	16,09	16,46	16,21	15,38
Fe ₂ O ₃	2,66	2,66	1,72	0,97	3,29	2,13	1,82	1,65
FeO	3,46	2,64	2,01	1,22	2,67	2,47	2,31	1,58
MnO	0,17	0,14	0,09	0,05	0,07	0,07	0,08	0,23
MgO	1,81	1,34	1,15	0,22	2,98	0,97	0,71	0,94
CaO	5,61	2,87	2,40	1,20	3,14	2,43	2,18	1,96
Na ₂ O	4,50	4,74	4,54	4,35	4,67	4,62	4,56	3,79
K ₂ O	3,68	4,55	4,40	5,27	4,18	4,65	4,95	4,63
P ₂ O ₅	0,40	0,26	0,18	0,05	0,31	0,13	0,12	0,12
F	0,08	0,04	Не опр.	0,04	0,08	Не опр.	0,09	Не опр.
Na ₂ O+K ₂ O	8,18	7,61	8,94	9,62	8,85	9,27	6,74	8,42
Na ₂ O/K ₂ O	1,22	1,04	1,03	0,83	1,12	0,99	0,92	0,82
al'	2,42	2,68	2,92	6,10	1,80	2,95	3,35	3,69
Ka	0,6	0,7	0,86	0,88	0,76	0,76	0,8	0,73
$\frac{Na+K}{Ca}$	1,12	2,41	5,58	6,0	2,14	5,74	3,26	3,14
Li	16	11	12	13	15,5	16	9,8	18
Rb	30	140	80	165	20	152	262	190
Sr	470	270	200	—	300	265	150	160
Ba	—	—	—	—	—	580	—	470
Zr	110	320	190	—	165	390	324	—
Be	1	2	1	—	2,7	3	4,6	—
Sc	20	10	5	—	40	10	5,8	—
B	11	9	10	—	16	13	13,6	—
Sn	4	1,5	3	—	3	3	4,6	—
Mo	1	0,5	0,5	—	2	2	1	—
Cu	57	3	7	—	37,5	20	25,6	—
Pb	32	25	48	—	16,5	23	34,6	—
Zn	120	30	15	—	60	30	37	—
Cr	21	13	12	—	121	10	45	—
Ni	2,5	2,5	2,5	—	41,2	5	3,5	—
Co	20	4	1,5	—	25,5	6	5,7	—
V	210	62	58	—	150	37	50	—
K/Rb	0,045	0,021	0,034	0,027	0,015	0,022	0,012	0,02
Rb/Sr	0,064	0,52	0,4	—	0,67	0,57	1,75	1,19
Sr/Ba	—	—	—	—	—	0,46	—	0,34
Ni/Co	1,2	0,6	1,7	—	1,6	0,83	0,61	—

Примечание. Здесь в табл. 7, 14 1ф., 2ф., 3ф. — первая, вторая, третья интрузивные фазы

Аргалан- тинский прогиб	Буцаганская мульда		Чандманьский прогиб					
			1ф.	2ф.	3ф.		4ф.	5ф.
Граниты (2)	Грано- сиениты, монцо- гранодио- риты(6)	Грани- ты (7)	Диори- ты (5)	Диори- ты (1)	Монцо- ниты (7)	Грано- диориты (6)	Грани- ты (6)	Лейко- граниты (3)
69,53	67,43	69,97	60,85	58,78	63,39	68,65	72,25	72,69
0,45	0,54	0,32	0,62	0,58	0,54	0,35	0,26	0,24
14,79	15,45	14,73	15,82	17,92	15,48	14,64	14,13	13,47
1,36	1,35	1,59	2,78	2,98	2,89	1,95	1,29	1,42
2,0	2,69	1,27	3,79	3,59	2,06	1,84	1,58	0,91
0,05	0,10	0,08	0,08	0,15	0,06	0,05	0,05	0,02
1,04	1,00	0,58	2,98	2,89	2,09	0,86	0,54	0,07
2,35	2,25	1,81	5,94	6,96	4,95	3,35	1,68	1,29
3,37	4,05	4,55	3,57	4,04	4,38	3,93	3,93	4,35
3,60	3,77	3,95	2,17	1,53	2,62	3,42	3,41	4,42
0,08	0,20	0,13	0,24	0,12	0,2	0,15	0,08	0,11
Не опр.	0,04	0,03	0,11	—	0,06	0,15	0,14	0,1
6,97	7,82	8,50	5,74	5,57	7,0	7,35	7,34	8,77
0,94	1,07	1,15	1,64	2,64	1,67	1,15	1,15	0,98
4,35	3,06	4,28	1,66	1,89	2,20	3,15	4,14	5,61
0,63	0,7	0,8	0,52	0,46	0,64	0,7	0,72	0,89
4,49	2,62	3,59	0,75	0,65	1,11	1,67	3,33	5,08
10	18	21	10,3	10,5	13,2	20,5	20	15
125	130	137	63,7	42,8	71,4	87,5	108,8	161,7
297	120	176	227	250	307	222	200	119
775	1361	606	776	483	863	976	745	635
170	192	266	137	127	174	204	135	145
2,5	3,0	2,3	1,4	1,3	1,7	2	2,7	2,6
3,7	3,0	5,3	16	21	10	7,5	3,4	2
18	Неопр.	Не опр.	19	14,3	15,5	18	21	18
2,2	1,8	5,2	2,1	4	2,6	2,5	2,1	1,7
0,7	0,8	1,3	1,6	1,3	1,9	1,4	1	1,7
5,7	16	16,6	67	63	36	26	24,6	18
29,5	20	22,6	24,6	14	27	26	36	40
22	49	70	67	60	52	37	28	17
6,5	8	20,6	62,7	14,3	53	27	18	10
2,2	2,5	4,1	14,4	7,3	10	6,7	3,8	2,8
3,6	2,0	4,9	18,7	13	12,1	8,7	4,9	1,7
34	13	54	169	197	74	66,7	34	12,3
0,025	0,027	0,023	0,026	0,034	0,032	0,029	0,028	0,022
0,42	1,08	0,78	0,28	1,71	0,23	0,39	0,54	1,36
0,38	0,09	0,29	0,29	0,52	0,35	0,23	0,27	0,19
0,61	1,25	0,84	0,77	0,56	0,83	0,77	0,77	1,65

Таблица 7

Средний химический состав однополевошпатовых гранитоидов (II серия) и поздних адемитов (III серия) Хантайшир-Аргалантинского шовного прогиба

Компонент	Дзбханская зона			Хантайширский прогиб					
	Хасагту-Ула	Бурал-Хайрхан-Ула		1ф.	2ф.				
	Щелочной гранит (3)	Кварцевый сиенит (1)	Грано-сиенит (3)	Габбро (5)	Сиенитодиорит (1)	Сиенит (4)	Кварцевый сиенит (3)	Грано-сиенит (4)	Щелочной гранит (4)
SiO ₂	71,82	65,44	69,23	51,18	56,76	62,17	65,65	68,34	72,35
TiO ₂	0,37	0,38	0,37	1,67	1,68	0,92	0,67	0,43	0,33
Al ₂ O ₃	12,56	16,20	15,97	15,85	17,37	16,33	15,79	15,17	12,74
Fe ₂ O ₃	1,84	2,33	1,86	4,24	3,56	2,35	2,07	2,01	1,85
FeO	2,07	1,70	0,84	5,33	5,17	2,94	2,24	1,60	1,78
MnO	0,12	0,07	0,13	0,13	0,23	0,14	0,11	0,07	0,09
MgO	0,17	1,10	0,54	5,72	2,04	2,02	0,59	0,39	0,26
CaO	0,96	2,0	0,77	7,31	3,72	2,12	1,81	1,73	0,83
Na ₂ O	4,01	4,60	5,21	3,78	5,17	5,55	5,77	5,05	4,59
K ₂ O	4,83	4,90	4,56	1,25	2,60	4,48	5,11	4,58	4,48
P ₂ O ₅	0,05	0,12	0,10	0,42	0,80	0,25	0,11	0,09	0,45
F	0,15	0,04	0,05	0,05	Не опр.	0,04	0,08	0,09	0,02
Na ₂ O+K ₂ O	8,84	9,50	9,77	5,03	7,77	10,03	10,88	9,63	9,39
Na ₂ O/K ₂ O	0,83	0,94	1,14	3,02	2,00	1,24	1,20	1,10	0,96
al'	3,09	3,16	4,93	1,04	1,61	2,24	3,22	3,79	3,27
(Na+K)/Al	0,94	0,79	0,85	0,48	0,65	0,86	0,95	0,88	1,00
(Na+K)/Ca	13,6	7,0	18,9	1,14	3,36	7,21	9,19	8,73	17,86
Li	24,2	18	10,6	14	2	3,1	10,5	3	5,5
Rb	97,5	170	117	23,8	30	59	65,3	88	86
Sr	—	—	110	—	—	161	76	161	59
Ba	117	—	—	573	—	2725	350	285	185
Nb	13,7	—	13,3	—	—	5	15	5	125
Zr	395	—	473	317	—	315	457	350	633
Be	4	—	3	1,6	—	1,4	3,7	5	4,3
B	35	—	9,3	7	—	9,5	8,3	10	9
Sc	4,5	—	8,7	27	—	25	12	3,7	2,3
Sn	4,2	—	2,5	4,8	—	5,5	4	4,7	3,7
Mo	1,7	—	1,7	1,0	—	1,4	0,8	1,1	1,3
Cu	6	—	3,7	51,5	—	16,5	11	5,7	7,5
Pb	33	—	29	13,2	—	28	26	36	19
Zn	50	—	60	92	—	112	67	25	58
Cr	17	—	52	78	—	20	22	36	15
Ni	2,5	—	2,5	21	—	5,5	2,5	6	25
Co	1,5	—	1,5	22	—	6	3	4,7	1,5
V	9	—	18	226	—	45	30	18	7
K/Rb	0,039	0,025	0,03	0,052	0,085	0,05	0,06	0,047	0,045
Rb/Sr	—	—	1,06	—	—	0,37	0,86	0,55	1,46
Sr/Ba	—	—	—	—	—	0,59	0,22	0,56	0,32
Ni/Co	1,7	—	1,7	0,95	—	0,89	0,83	1,28	1,7

Хантайширский прогиб		Аргалантинский прогиб					Адамеллит (3)
3ф.	4ф.	1ф.	2ф.			3ф.	
Щелочной гранит (7)	Микрокли-нальбитовый гранит (5)	Габбро (2)	Сиенито-диорит (2)	Кварцевый сиенит (3)	Гранит (1)	Гранит (1)	
75,22	75,22		56,45	64,39	70,66	73,10	72,51
0,61	0,09		1,13	0,66	0,48	0,09	0,14
11,30	10,49		16,10	17,99	14,35	15,00	15,03
2,11	3,83		3,40	2,56	1,87	1,01	0,57
0,88	0,93		4,53	1,00	1,34	0,79	0,82
0,06	0,06		0,18	0,07	0,1	0,05	0,02
0,27	0,26		2,00	0,76	0,47	0,17	0,38
0,57	0,44		4,80	2,81	1,37	1,34	2,20
4,23	3,34		4,69	5,05	3,80	3,30	4,65
4,41	4,84		3,50	4,36	4,35	5,44	3,49
0,09	0,02		0,33	0,11	0,1	0,01	0,03
0,05	0,04		0,06	0,03	0,08	0,02	0,15
8,64	8,18		8,19	9,41	8,15	8,74	8,14
0,96	0,69		1,34	1,16	0,87	0,61	1,33
3,47	2,09		1,62	4,16	3,90	7,61	8,49
1,04	1,01		0,71	0,72	0,76	0,75	0,76
23,0	29,7		2,63	5,1	8,56	9,56	5,72
3,3	38	7	9,4	6,2	11	4,5	10,7
168	391	13	79	55,5	130	200	60,3
40,5	61	1052	410	237		195	400
163	34	250	983	677	840	310	833
12	15	3	6,5	10	10	Н.О.	Н.О.
828	1367	70	483	382	220	120	423
6,2	5,3	1	1,7	1,2	2	2	1,1
9,2	16	11,5	17,3	10	21	10	9,3
1,7	1,5	25,5	9,7	7,7	6	5	2,3
8,2	28,2	7,5	4,1	3,4	3	1,5	1,5
1,2	1,2	2,2	1,3	1,6	1	0,5	1,1
13	8,5	170	11	10	5	5	9
42	53	13	30	25,5	31	30	35
65	225	95	67	36	40	15	15
8	10	150	15	13	9	13	3,3
2,5	6	50	7,7	2,5	2,5	5	2,5
1,5	2,2	46	10	7,2	22	9	1,5
3,5	4,5	350	87	39	35	16	5
0,02	0,01	0,036	0,04	0,067	0,026	0,018	0,045
4,15	6,36	0,012	0,19	0,023	—	1,02	0,15
0,25	1,81	4,21	0,42	0,35	—	0,63	0,48
1,7	2,6	1,09	0,77	0,34	0,11	0,55	1,7

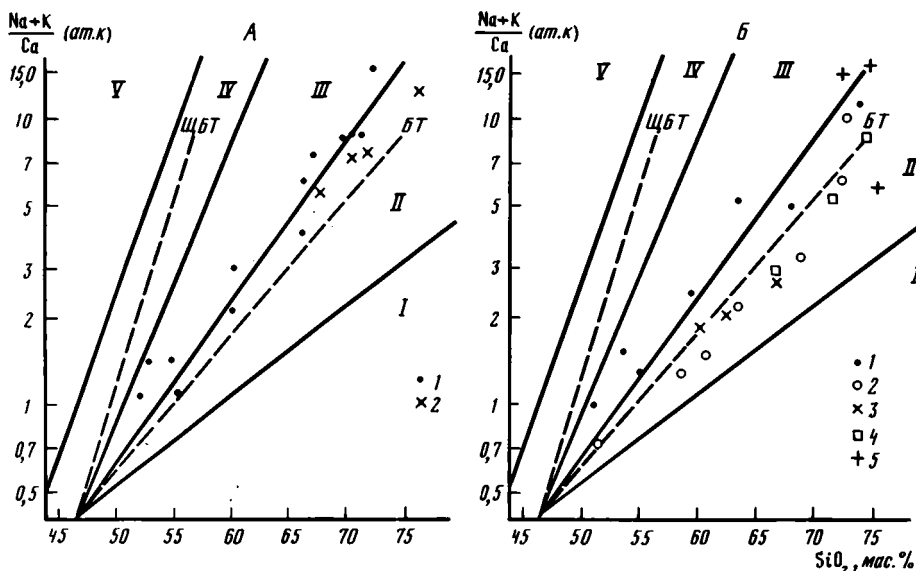


Рис. 19. Диграмы известково-щелочной показатель — кремнезем

А. Вулкано-плутоническая ассоциация Буцаганской мульды

1 — вулканы; 2 — граносиениты, граниты

Б. Породы Чандманьского прогиба (1, 2) и гранитоиды Хангайского сводового поднятия (3—5)

1 — вулканы; 2 — породы Баян-Бурдского массива; 3 — породы повышенной основности тарбагатайского комплекса; 4 — гранодиориты, адалеллиты, граниты хангайского комплекса; 5 — лейкограниты шарауского комплекса

Остальные условные обозначения см. на рис. 18

титов и гранитов. Породы главной фазы двуполевошпатовой серии отличаются более высокими содержаниями Ca и Al, однополевошпатовой — Na и Ti, а также коэффициентом алкальности (0,71—0,94 — в первом случае, 0,74—1,02 — во втором). Все интрузивные породы объединяет сравнительно высокое содержание K, низкое — Mg и близкие величины Na/K.

Адалеллиты верхнепермской серии Хантайширского прогиба имеют черты химического состава, типичные для известково-щелочного ряда. По возрасту и химизму они могут быть сопоставлены с породами Баян-Бурдского массива.

На диаграмме известково-щелочной показатель — кремнезем гранитоиды Чандманьского прогиба и адалеллиты Хантайширского прогиба занимают поле известково-щелочных пород ниже главного базальтоидного тренда, граносиениты и граниты Буцаганской мульды — выше этого тренда, двуполевошпатовые гранитоиды Хантайшир-Аргалантинского прогиба — в правой части поля субщелочных пород; однополевошпатовые субщелочные гранитоиды этой структуры расположены в центре поля субщелочных пород. В перечисленном ряду заметно повышается щелочность пород (см. рис. 18, 19).

ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ

В вулcano-плутонические ассоциации объединены магматические образования одного мегаритма магматизма — от начальных вулканизов до завершающего интрузивного магматизма. Геологическим признакам выделения вулcano-плутонических ассоциаций наиболее полно отвечают две нижнепермские ассоциации Хантайшир-Аргалантинского прогиба — ранняя, дифференцированная, и поздняя, контрастная, а также вулcano-плутоническая ассоциация Буцаганской мульды. На их примере сопоставлены геохимические особенности вулканогенных и интрузивных пород. На A_c - и классификационной диаграммах (рис. 20—22)

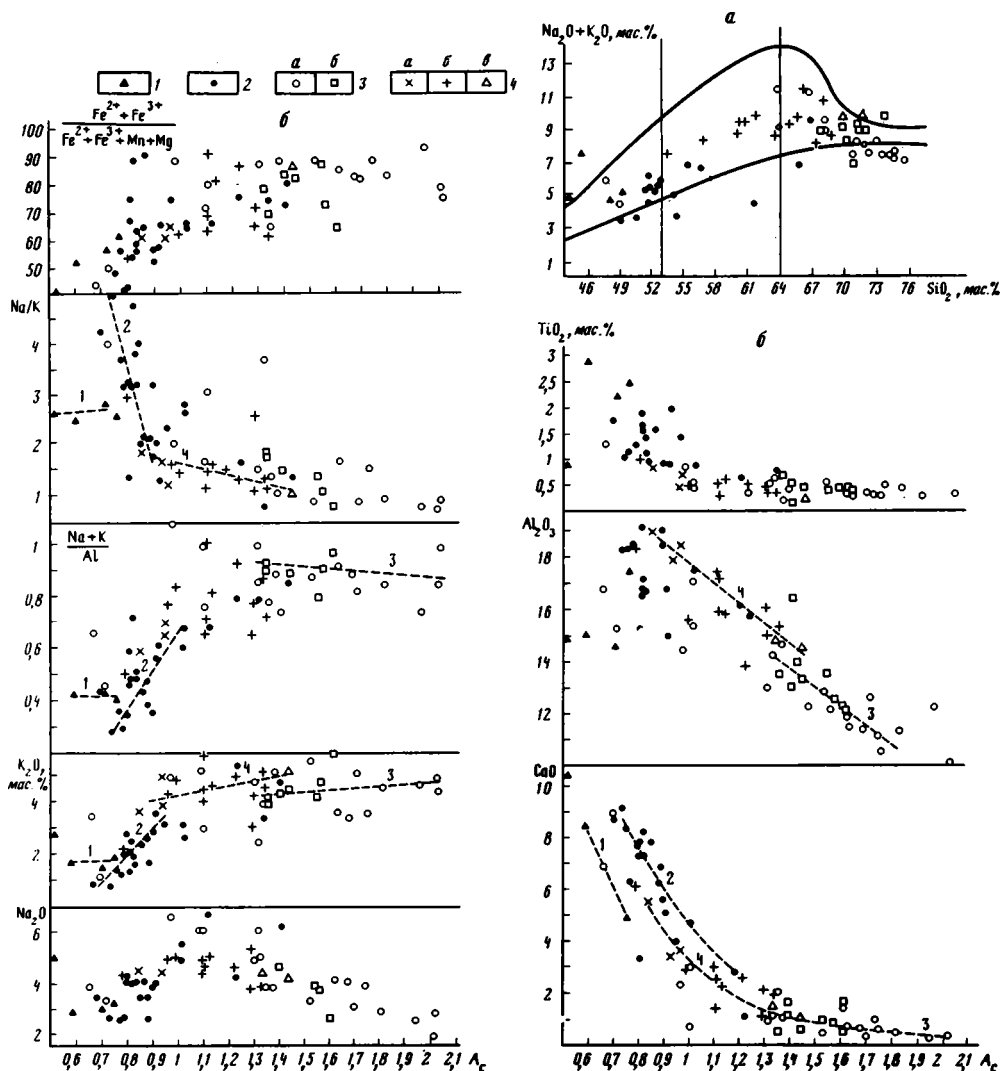


Рис. 20. Петрохимические диаграммы состава вулканогенных и интрузивных пород первой нижнепермской ассоциации Хантайшир-Аргалантинского прогиба: классификационная (а), зависимости содержаний петрогенных элементов и их отношений от величины показателя кислотности A_c (б)

1 — базальты нижней вулканогенно-осадочной свиты; 2 — породы андезитобазальтовой свиты; 3 — породы трахириолитовой свиты (а — лавы, б — субвулканические); 4 — интрузивные двуполовошпатовые породы (а — сениитодiorиты ранней фазы, б — кварцевые сенииты, граносенииты, граниты главной фазы, в — субщелочные граниты поздней фазы). На рис. 20—22 цифры на диаграмме отражают последовательность формирования серий

видно, что вулканогенные и интрузивные породы имеют повышенную щелочность, увеличивающуюся от Буцаганской мульды к ранней, а затем к поздней нижнепермским ассоциациям шовного прогиба; что базальтоидные и кислые вулканические серии образуют обособленные тренды, причем отдельные серии и их ассоциации имеют различную степень дискретности состава, возрастающую в ассоциациях от Буцаганской мульды к шовному прогибу, в отдельных свитах последнего — от его крыльев к осевой шовой зоне, а в каждой структуре — от ранних вулканитов к поздним с появлением в конце вулканизма каждого цикла контрастных серий.

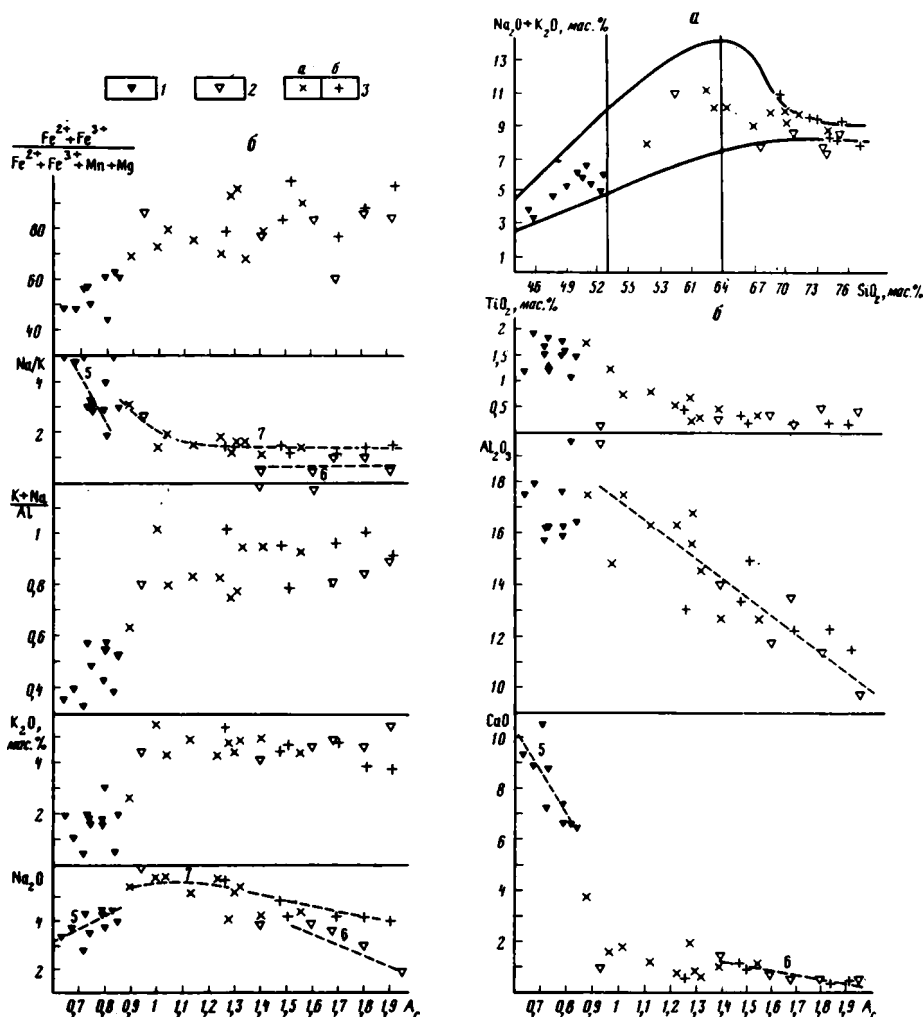


Рис. 21. Петрохимические диаграммы состава пермских вулканогенных и интрузивных пород второй нижнепермской ассоциации Хантайшир-Аргалантинского прогиба: классификационная (а), зависимости содержаний петрогенных элементов и их отношений от величины показателя кислотности A_c (б)

1 — вулканы трахибазальтовой свиты; 2 — породы экструзивных тел; 3 — интрузивные породы (а — сиениты, граносиениты и граниты главной фазы, б — субщелочные и щелочные граниты и пегматиты поздних фаз)

На диаграммах известково-щелочной показатель — кремнезем (см. рис. 18, 19) две нижнепермские вулcano-плутонические ассоциации Хантайшир-Аргалантинского прогиба и одна Буцаганской мульды образуют единые тренды, в которые входят вулканогенные и интрузивные породы. В отличие от них верхнепермские адамеллиты Хантайширского прогиба и интрузивные породы Баян-Бурдского массива Чандманьского прогиба образуют самостоятельные тренды, менее щелочные по сравнению с вулканидами. В то же время тренд составов интрузивных пород Баян-Бурдского массива идентичен тренду возрастного ряда гранитоидов Хангайского сводового поднятия. По геологическим и петрохимическим признакам этот массив не может рассматриваться как плутоническая составляющая вулcano-плутонической ассоциации.

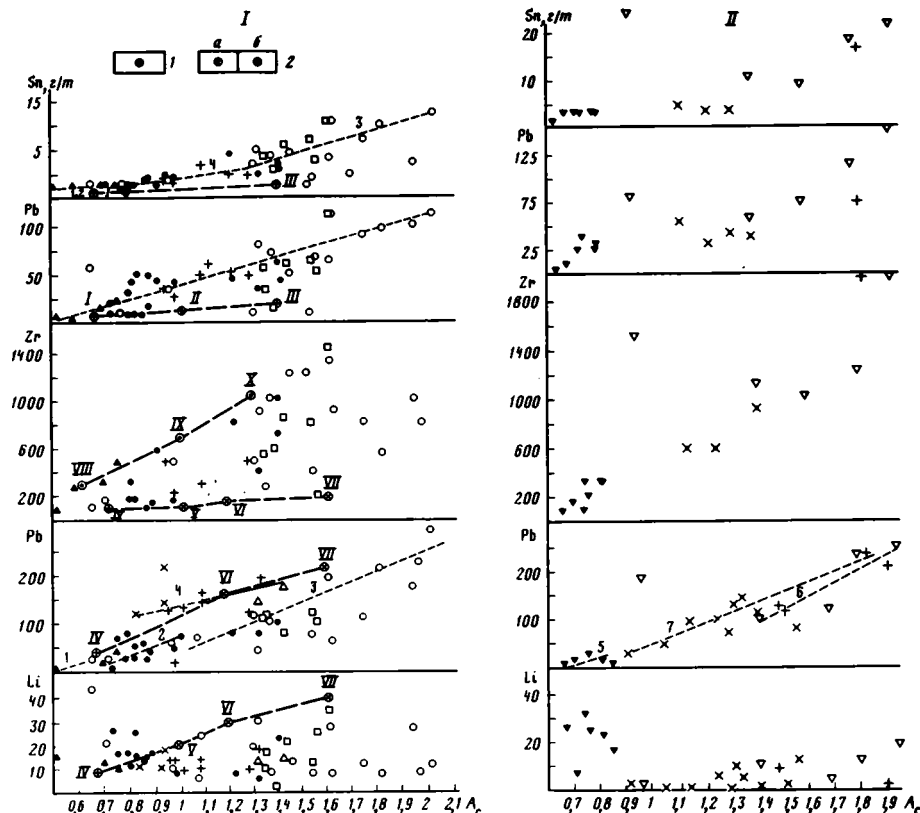


Рис. 23. Распределение элементов-примесей в породах двух (I, II соответственно) нижнепермских вулканоплутонических ассоциаций Хантайшир-Аргалантинского прогиба

1 — кларки по А.П. Виноградову [13], 2 — среднее содержание в породах (а — известково-щелочных, б — субщелочных серий), по А.А. Беусу и Л.С. Бородину [12]

Цифры на графиках: I — основные породы, II — средние породы, III — кислые породы, IV — базальты, V — андезиты, VI — дациты и гранодиориты, VII — риолиты и граниты, VIII — щелочные базальты, IX — трахиты, X — пантеллериты

выходя за пределы значений, свойственных данной ассоциации. В целом происходит направленное изменение состава пород вулканоплутонических ассоциаций от их основных членов к кислым с уменьшением содержания Mg, Ca, Al, Ti; с увеличением общей и калиевой щелочности, агпаитности, железистости; с ростом доли K среди щелочей, что выражено снижением величины Na/K от 5—4 в базальтах до 1 и ниже в кислых лавах.

Для первой вулканоплутонической ассоциации шовного прогиба выявляется сходство состава трахидацитов андезитобазальтовой свиты с двуполевошпатовыми граносиенитами и гранитами; к ним приближаются со смещением в область кислых составов экструзивные породы трахириолитовой серии; наиболее далеко в дифференцированном ряду уходят риолитовые лавы, в то время как лавы трахитов, трахиандезитодацитов и частично трахидацитов попадают в поле интрузивных пород. Породы поздних интрузивных фаз по одним элементам продолжают обособленный тренд гранитоидов, по другим — сливаются с кислыми вулканами.

В обеих вулканоплутонических ассоциациях шовного прогиба происходит направленное изменение содержания элементов-примесей в ряду: базальты и андезитобазальты — сиениты, граносиениты, граниты главных фаз — кислые экструзивы — риолитовые лавы (рис. 23). Породы первой ассоциации обладают

надкларковыми содержаниями Nb, Sn, Pb, которые в указанном ряду обнаруживают почти прямолинейную положительную зависимость от кислотности пород. Аналогичную прямолинейную зависимость во второй ассоциации имеют Pb и Zr, причем тренд последнего близок щелочным породам. В первой ассоциации только ранние щелочные базальты и некоторые кислые вулканы соответствуют циркониевому тренду субщелочных пород; в глиноземистых базальтах и андезитобазальтах содержание Zr близко к породам умеренной щелочности, в остальных породах ассоциации при значительной дисперсии количество Zr не выходит за пределы, характерные для пород повышенной щелочности. В общих чертах тенденция к увеличению содержания Zr с ростом кислотности пород в первой ассоциации также подчинена линейной зависимости. Направленное увеличение содержания в рассматриваемом ряду обнаруживает Rb; однако по Rb довольно четко обособлены отдельные вулканические и плутонические серии, а наиболее высокие его содержания характерны для богатых К интрузивных пород первой ассоциации шовного прогиба.

Ряд элементов подчеркивает или намечает разрыв основных пород с одной стороны, кислых плутонических и вулканических, с другой. К ним относятся Li, Cr, Ni, Co. По некоторым элементам (V, Zn) интрузивные породы продолжают тренд основных пород и резко обособлены от кислых вулкаников.

Таким образом, на геохимических диаграммах породы главных интрузивных фаз занимают положение между средне-основными и кислыми вулканиками, а породы поздних фаз близки к тренду кислых вулкаников или повторяют его. Это позволяет рассматривать кислые вулканы субвулканических тел и лав в качестве продуктов глубинной дифференциации очагов, перемещенными фрагментами которых являются сиенит-граносиенит-гранитовые и гранит-граносиенитовые массивы. Породы поздних фаз этих массивов не соизмеримы по объему с вулканогенными и являются дифференциатами иного, более высокого порядка. Вторая, небольшая по объему группа кислых вулкаников, главным образом дацитового состава, представляет собой продукт дифференциации высокоглиноземистой базальтовой магмы.

Вулкано-плутонические ассоциации имеют черты химизма, которые можно рассматривать как сериальные — определенный уровень щелочности и уровень содержания ряда элементов-примесей (Zr, Nb, Sn, Pb), выдержанный в интервале от основных пород до кислых. Вероятно, это обусловлено определенным флюидным режимом периода магмообразования.

Глава 3

ПЕРМСКИЕ АССОЦИАЦИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ И ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД МЕЖДУРЕЧЬЯ ОРХОНА И СЕЛЕНГИ

Вулканогенные и интрузивные образования междуречья Орхона и Селенги привлекают особое внимание исследователей в связи с наличием в этом районе крупного разрабатываемого Эрдэнэтского молибден-медно-порфирового месторождения. Вулканогенные породы перми и раннего мезозоя слагают Орхон-Селенгинский прогиб, который является южной ветвью Северо-Монгольского (Селенгино-Витимского) вулканического пояса.

Северо-Монгольский вулканический пояс прослеживается в виде субширотной дуги от хребта Тохтоген-Шил в Западной Монголии до южного края Витимского плато на территории Советского Союза. Протяженность его около

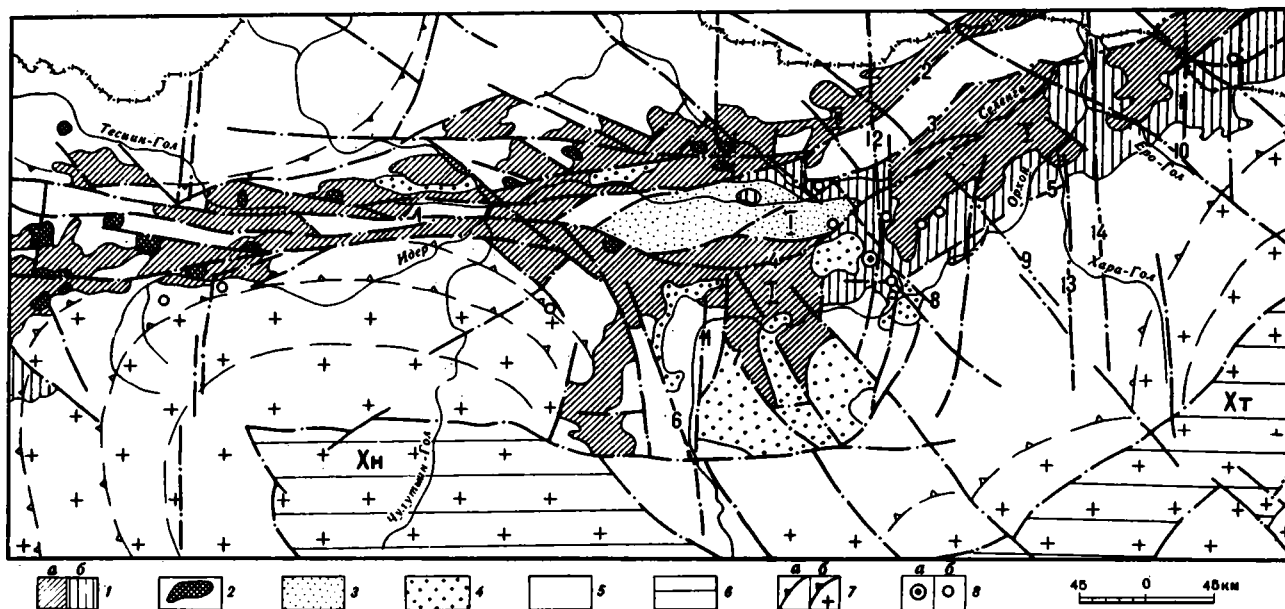


Рис. 24. Распределение магматических ассоциаций различной щелочности в Северо-Монгольском вулканическом поясе

1 — вулcano-плутонические ассоциации (а — повышенной щелочности, субщелочные и щелочные; б — нормальной и повышенной щелочности); 2 — щелочные граниты и граносиениты; 3 — туфоогенно-осадочная толща конца ранней — первой половины поздней перми; 4 — мезозойские молассовые и вулканогенные образования; 5 — складчатые структуры обрамления и основания вулканического пояса; 6 — Хангай-Хэнтэйская (Хн, Хт) система герцинских терригенных прогибов; 7 — позднепалеозойские сводовые поднятия с плутоническим гранитоидным магматизмом (а — с щелочно-гранитовым, б — с известково-щелочным); 8 — молибден-медная минерализация (а — месторождение Эрдэнэт, б — рудопроявления)

I — Орхон-Селенгинский прогиб, II — Желтуринский прогиб

Разломы: 1 — Хангайский, 2 — Желтуринский, 3 — Селенгинский, 4 — Бугатский, 5 — Баянгольский, 6 — Орхонский, 7 — Абзогский, 8 — Бухангольский, 9 — Улан-Баторский, 10 — Вэрхинский, 11 — Могодский, 12 — Центрально-Монгольский, 13 — Харагольский, 14 — Мандалгобийский

2000 км, ширина изменяется от 20—30 км до 200—300 км. Он контролируется шовной зоной, состоящей из крупных разломов — Селенгинского, Баянгольского, Северо-Хангайского и других, входящих в систему Монголо-Охотского линейamenta или сочленяющихся с ним. Севернее этой зоны распространены преимущественно докембрийские и раннекаледонские, южнее — раннекаледонские, каледонские и герцинские складчатые сооружения.

Южнее вулканического пояса располагалась система средне-и верхнепалеозойских Хангай-Хэнтэй-Даурских морских прогибов, соединявшихся на востоке с палео-Тихим океаном. Южная граница центральной и восточной частей вулканического пояса примерно соответствует прибрежной мелководной части карбонового моря, известной как Орхонский прогиб, внешний по отношению к Хангай-Хэнтэй-Даурскому. В течение пермской эпохи происходило замыкание морского бассейна, на месте которого формировались сводовые поднятия с гранодиорит-гранит-лейкогранитовых магматизмом. Пермские вулканогенные образования в ареале плутонического гранитоидного магматизма развиты весьма органично.

В.А. Амантов [49] считает, что Селенгино-Витимский пояс как структура растяжения возник и развивался сопряженно с ростом сводовых поднятий вдоль их северного края. По мнению В.В. Ярмолюка [79] и В.И. Гордиенко [16], вулканический пояс имеет рифтогенную природу.

Вулканический пояс состоит из прогибов, впадин и грабенов, выполненных вулканическими и осадочно-вулканогенными толщами позднего палеозоя и раннего мезозоя. Разделяющие их поднятия сложены комплексами пород складчатого фундамента и разновозрастными гранитоидами.

В продольном направлении вулканический пояс можно подразделить на три сектора: узкий западный — Северо-Хангайский; широкий центральный, состоящий из двух крупных параллельных прогибов — северного — Желтуринского и южного — Орхон-Селенгинского; восточный — Забайкальский с ареальным характером магматизма. В восточном направлении происходит воздымание структур вулканического пояса с параллельным увеличением роли плутонических пород в составе вулканоплутонических ассоциаций. В поперечном направлении вулканический пояс подразделяется на две зоны: южную — внутреннюю, прилегающую к системе синхронных ему сводовых поднятий с гранитоидным магматизмом, и северную — внешнюю.

Внешняя зона отличается узкими шовными магмоконтролирующими структурами и развитием вулканоплутонических ассоциаций субщелочных и повышенной щелочности; на территории Монголии к ней относится Северо-Хангайский сектор вулканического пояса и Желтуринский прогиб (рис. 24). Внутренняя зона отличается более низкой щелочностью магматитов; здесь распространены ассоциации вулканических и плутонических пород умеренной и повышенной щелочности. Наиболее крупной структурой внутренней зоны вулканического пояса является Орхон-Селенгинский прогиб.

Позднепалеозойские вулканы несогласно залегают на докембрийском и раннекаледонском складчатом основании и разновозрастных гранитоидах, а местами во внутренней зоне вулканического пояса — на терригенных толщах нижнего и среднего карбона. Перекрыты они континентальными песчано-конгломератовыми отложениями и вулканитами среднего-верхнего триаса.

Северо-Хангайский сектор вулканического пояса имеет длину 400—500 км, ширину 20—30 км и состоит из системы узких грабенов и мульд, развитых вдоль Северо-Хангайского разлома и выполненных пермскими вулканитами. Здесь вулканический пояс разделяет два сводовых поднятия и частично накладывается на их крылья. Южнее находится Хангайское поднятие с глубоким региональным минимумом силы тяжести, мощностью "гранитного" слоя земной коры до 25 км и гранодиорит-гранит-лейкогранитовым позднепалеозойским магматизмом, се-

вернее — Придархат-Сангиленское поднятие с незначительной (6—10 км) мощностью "надбазальтовой" части земной коры и щелочным профилем магматизма в среднем и верхнем палеозое. В структурном отношении Северо-Хангайский сектор вулканического пояса соответствует полосе высоких градиентов силы тяжести и наследует положение среднекембрийского коллизионного шва, по которому произошло сочленение Тувино-Монгольского и Центрально-Монгольского докембрийских континентальных массивов [23].

Широкое развитие верхнепалеозойских магматических пород в пределах Северо-Хангайского сектора выявлено В.А. Благонравовым, Р.М. Яшиной и В.А. Павловым [18], а затем В.В. Ярмолюком, И.В. Гордиенко, Е. Батчулуном, Б. Гурилхажавом, С. Цэвэннамжилом и многими другими. По данным В.В. Ярмолюка [79] и И.В. Гордиенко [16], здесь распространены: нижнепермская серия, дифференцированная от трахиандезитобазальтов до трахидацитов и трахириолитов, и верхнепермская контрастная трахириолит-комендит-щелочно-базальтовая серия. Дифференцированная и контрастная серии разделены осадочно-вулканогенной толщей конца ранней — начала поздней перми с вулканитами трахидацит-андезит-базальтового состава, развитыми в виде выклинивающихся линз мощностью до 3700 м. Дифференцированной серии комагматичны двуполевошпатовые граносиениты и граниты повышенной щелочности, контрастной — щелочные однополевошпатовые кварцевые сиениты и граниты; вулканиты контрастной серии и щелочные граниты перекрыты конгломератами верхней части верхней перми.

Состав вулканических и plutонических образований меняется по простиранию и вкрест простирания вулканического пояса. На западном фланге Северо-Хангайской зоны Р.М. Яшина и А.Т. Матреницкий [81], а затем И.Г. Смирнов и Т.П. Хюпинен установили широкое распространение в составе ранней вулканоплутонической ассоциации комендитов и щелочных гранитов. В отдельных ареалах, соответствующих локальным очаговым структурам, вместо контрастной вулканоплутонической ассоциации с комендитами и щелочными гранитами развиты трахибазальтовая с субвулканическими телами трахидацитов и мелкими массивами двуполевошпатовых кварцевых сиенитов и граносиенитов. Такие образования наблюдались авторами на северном склоне Балнайского хребта в бассейне р. Галутын-Гол.

Желтуринский прогиб находится на продолжении Северо-Хангайской зоны, длина его 150 км, ширина 20—70 км. По данным И.В. Гордиенко [16], нижняя часть разреза данной структуры представлена трахиандезит-трахириолитовой серией среднего карбона — нижней перми; в северо-восточном направлении в составе этой серии увеличивается относительное количество трахириолитов. Комагматами вулканитов являются интрузии монцодиорит-гранитного состава. Верхнепермские вулканиты представлены трахириолит-трахибазальтовой ассоциацией с комагматичными субщелочными и щелочными гранитоидами. В северо-восточном направлении кислотность и общая щелочность пород уменьшаются; здесь распространены крупные поля базальт-трахибазальтового состава.

Восточный, Забайкальский сектор вулканического пояса протяженностью около 1000 км, шириной до 200 км, состоит из разобренных грабен, мульд и изолированных вулканических полей. По данным В.В. Скрипкиной, здесь распространены нижнепермские базальт-риолитовые серии повышенной щелочности и субщелочные и верхнепермские серии смешанного состава, для которых характерны перемежаемость кислых, средних и основных вулканитов и переслаивание вулканитов с осадочными породами. И.В. Гордиенко установил присутствие вулканитов поздней перми — раннего триаса в верховьях рек Кудун и Хилок. Они представлены лавами и туфами трахибазальтов, трахиандезитов и трахитов, перекрытых трахириолитами и комендитами. Этим вулканитам комагматичны щелочно-гранитоидные интрузии ахтинского комплекса. Таким образом, в За-

байкальском секторе выделяются две дифференцированные ассоциации: нижне- и верхнепермская и позднепермско-раннетриасовая контрастная вулканоплутоническая ассоциация с щелочными гранитами.

Вулканический пояс разбит на множество блоков продольными, поперечными и диагональными разломами широтного, восточно-северо-восточного, северо-западного и меридионального направлений. Многие из них входят в системы трансрегиональных линейных элементов.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ОРХОН-СЕЛЕНГИНСКОГО ПРОГИБА

Орхон-Селенгинский прогиб — самая крупная структура Селенгино-Витимского вулканического пояса, протяженность его около 400 км. Значительная часть структуры находится в Монголии, северо-восточный фланг — в бассейне р. Чикой Бурятской АССР. Фундаментом прогиба служат докембрийские, раннекаледонские комплексы пород и гранитоиды. Севернее прогиба находится Бутэлийннуринский выступ, сложенный докембрийскими мигматизированными биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами, амфиболитами, а также серицит-хлоритовыми сланцами. Южнее прогиба распространены верхнерифейские и вендско-нижнекембрийские терригенно-вулканогенные и карбонатные толщи, вмещающие крупные массивы позднекембрийских гранитоидов повышенной основности. Среди них встречаются массивы позднекаледонских адамеллитов, поля девонских риолитов и лейкогранитов. Они несогласно перекрыты терригенными толщами нижнего и среднего карбона Орхонского прогиба. Нижнепермские образования несогласно залегают на карбонатовых и более древних толщах и гранитоидах.

В поперечном сечении Орхон-Селенгинский прогиб имеет асимметричное строение — крутое северное крыло и пологое южное. В продольном направлении прогиб делится на две половины — широкую (до 200 км) западную и более узкую (60—90 км) восточную.

ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ПРОГИБА

Западная часть Орхон-Селенгинского прогиба имеет близкую к изометричной форму и размеры 160×200 км. Она находится на сочленении Северо-Хангайской, Желтуринской и Орхон-Селенгинской ветвей Селенгино-Витимского вулканического пояса и представляет собой его своеобразный центр, расположенный в районе изменения генерального простирания структур Центральной Азии с северо-западного на северо-восточное.

Пермские вулканогенные и осадочно-вулканогенные толщи западной части прогиба хорошо изучены. Разным аспектам их состава и строения посвящены публикации А.А. Моссаковского и О.Томуртоогоо [52, 53], В.В. Кепежинского и И.В. Лучицкого [28], А.Я. Салтыковского [60], Р.М. Яшиной и А.Т. Матреницкого [81]. Они выделены в качестве хануйской серии, которая расчленена на следующие четыре свиты (снизу вверх): 1) основных и средних эффузивов трахибазальт-трахиандезитового состава, P_1 ; 2) кислых эффузивов трахидацит-трахириолитового состава с комендитами, P_1^2 ; 3) осадочно-вулканогенную, или туффовую, P_{1-2} ; 4) основных эффузивов трахиандезитобазальтового состава, P_2 .

Свита основных и средних эффузивов сложена главным образом лавами трахибазальтов и андезитобазальтов, в верхней ее части отмечаются трахиты. Свита распространена в западной и юго-западной частях прогиба. Возраст ее условно принимается как раннепермский или S_3-P_1 , мощность свиты не превышает 1000 м.

Свита кислых эффузивов состоит из покровов риолитов, трахириолитов и

трахидацитов, перемежающихся с мощными пачками игнимбритов и туфов; встречаются кварцевые трахиты и комендиты. В подчиненном количестве присутствуют андезиты и осадочно-вулканогенные образования, содержащие растительные остатки нижней перми (левобережье р. Могойн-Гол). Мощность свиты 500—2000 м. Р.М. Яшина и А.Т. Матреницкий установили присутствие в составе свиты комендитов, субвулканических тел и даек кварцевых сиенит-порфиров и комагматичных им небольших массивов щелочных сиенитов и граносиенитов. Этими исследователями выделена нижнепермская трахириолит-щелочно-гранитная вулканоплутоническая ассоциация, развитая в западной части прогиба и на обрамляющих его поднятиях.

Осадочно-вулканогенная свита, отнесенная А.А. Моссаковским к вулканомиктовой молассовой формации, сложена темными, грубыми литокластическими и пепловыми туфами базальтов, туфопесчаниками, туфоалевролитами, перемежающимися с пачками тонкополосчатых кремнистых пород и с многочисленными покровами и субвулканическими телами миндалекаменных базальтов, долеритов и габбро-диабазов. Обломочный материал песчаников состоит из эффузивов разного состава, а кремнистых алевролитов — преимущественно из переотложенных пепловых туфов риолитов. В бассейнах рек Хануй-Гол и Харганайн-Гол туфоалевролиты нижней и верхней частей свиты содержат комплекс растительных остатков, относящихся ко второй половине ранней перми — низам поздней перми. Мощность свиты в центральной части прогиба достигает 5000 м, а в краевых его частях она уменьшается до 100—500 м.

Восточнее, в бассейне р. Хучжирийн-Гол, в составе свиты увеличивается количество грубообломочных туфогенно-осадочных пород и роль в них кислых вулканитов. Здесь верхняя часть свиты представлена косослоистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, состоящими из обломков и гальки серых риолитов и дацитов. Прослойки темных алевролитов содержат остатки флоры грациленто-бreviфолиевого комплекса верхней перми.

Свита основных вулканитов, венчающая пермский разрез, представлена базальтами, трахибазальтами, отдельными пачками мелкообломочных кристаллокластических туфов и туфовых брекчий такого же состава; подчиненную роль играют андезиты и дациты. Мощность ее 1500—3900 м. Органические остатки в породах свиты не встречены, ее позднепермский возраст обосновывается согласным залеганием на нижележащей осадочно-вулканогенной свите и отмечавшимися в ряде мест постепенными переходами с последней. Породы свиты отнесены к базальт-трахибазальтовой формации.

В продольном и поперечном сечениях прогиба наблюдаются существенные изменения состава, строения и мощности пермских толщ. Особенно значительные изменения наблюдаются в продольном направлении на западном и восточном флангах прогиба, где из разреза частично или полностью выпадает осадочно-вулканогенная свита, которая замещается вулканогенными образованиями кислого, среднего и основного состава.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ПРОГИБА

Центральная часть Орхон-Селенгинского прогиба, где он резко сужается, соответствует Эрдэнэтской поперечной структуре. В ее пределах расположены Эрдэнэтское молибден-медное меторождение и ряд сходных с ним рудопроявлений, благодаря чему этот рудный район изучался различными коллективами исследователей.

Во второй половине 60-х годов в междуречье Худжирийн-Гол и Бургалтуин-Гол проводила работы Чехословацкая геологическая экспедиция — Р. Габчо, Я. Вацл, Т. Кораб, Томурбатор, А. Клинец, М. Петрань, Пурэвцэрэн, А. Брлаы, М. Петро, М. Пулец, Д. Товудорж, а на соседних с запада и востока территориях — Улан-Баторская геологическая экспедиция. В начале 70-х годов поисково-

сьемочные работы вблизи Эрдэнэты проводили В.С. Калинин, Л.И. Якимов, В.В. Казаков, В.И. Давыдов, Э.В. Михайлов, Л.Н. Макаров, Л.Е. Шабаловский. Они обобщили материалы по геологии района, разработали схему расчленения вулканогенных толщ, гранитоидов и тектонического строения района [14, 50, 51]. По их мнению, Эрдэнэтский район представляет собой узкую поперечную структуру, которая сложена пермскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями хануйской серии, пронизанными верхнепермскими гранитоидами селенгинского комплекса. С востока и с запада они перекрыты мезозойскими трахибазальтами и трахиандезитами, слагающими обширные поля. После работ А.А. Моссаковского и О. Томуртоого [53] последние стали рассматриваться как верхнепермские. В последние годы работы по увязке имеющихся материалов проводили В.П. Арсентьев, Г.К. Еникеев и Ю.М. Холод. Они в целом разделяют представления о геологическом строении района Э.В. Михайлова и Л.Е. Шабаловского. Мезозойский магматизм изучали П.В. Коваль, В.Н. Смирнов, О. Гэрэл, Ц. Цэдэн [36].

Эрдэнэтская поперечная структура сложена вулканогенными и осадочно-вулканогенными образованиями, поля развития которых разбиты на блоки и разобщены выходами интрузивных пород преимущественно селенгинского комплекса, которые иногда объединяются в Эрдэнэтский плутон (рис. 25). Эта структура разделяет западную и восточную половины Орхон-Селенгинского прогиба, которые отличаются характером пермского разреза. Здесь выклинивается мощная линза туфогенно-осадочных пород, слагающая осевую рифтовую впадину западной половины прогиба (см. рис. 24). Однотипные толщи западнее и восточнее Эрдэнэтской поперечной структуры имеют разный возраст. К западу от нее свита кислых вулканитов сформировалась в ранней перми, а восточнее — в районе пос. Амархийд — в поздней перми. Это затрудняет датировку толщ методом аналогий. Определимые органически остатки, несмотря на обилие осадочных горизонтов, не были обнаружены.

Особенности состава вулканитов позволяют выделить две, возможно полихронные, серии: базальт-андезит-риолитовую дифференцированную и трахиандезитобазальтовую.

Породы базальт-андезит-риолитовой серии слагают весь поперечник Орхон-Селенгинского прогиба. На его северном крыле они оконтуривают западный фланг Бутэлийнууринского выступа докембрийских пород и соединяют Орхон-Селенгинский прогиб с расположенным севернее Желтуринским прогибом. М.Р. Нагибина выделяет в бассейне р. Эгийн-Гол три согласно залегающие толщи, которые она сопоставляет с тремя нижними свитами хануйской серии (снизу вверх): трахибазальтов и трахиандезитов с прослоями кислых туфов и лав мощностью до 2500 м; кислых вулканитов мощностью до 1500 м; вулканогенно-осадочная мощностью около 1500 м, состоящая из трахитов, трахиандезитов, туфопесчаников, туфогравелитов с небольшим количеством покровов трахибазальтов.

На южном крыле Орхон-Селенгинского прогиба нижняя часть пермского разреза хорошо обнажена на левобережье р. Орхон, где раннекаледонские гранитоиды в одних участках переполнены дайками — подводными каналами вулканитов (левобережье р. Дзалугийн-Гол), в других подстилают пермские отложения, залегающие на них с базальными конгломератами (район перевала Сонгино-Даба). Здесь развита вулканогенно-осадочная толща, в которой около половины разреза составляют туфогенно-осадочные породы, вторую половину — лавы с подчиненным количеством туфов. Вулканогенная составляющая толщи относится к дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой высокоглиноземистой серии нормальной щелочности. При полиритмичном строении вулканизм имеет гомодромную направленность с увеличением вверх по разрезу относительного количества кислых пород. Для средней и верхней частей раз-

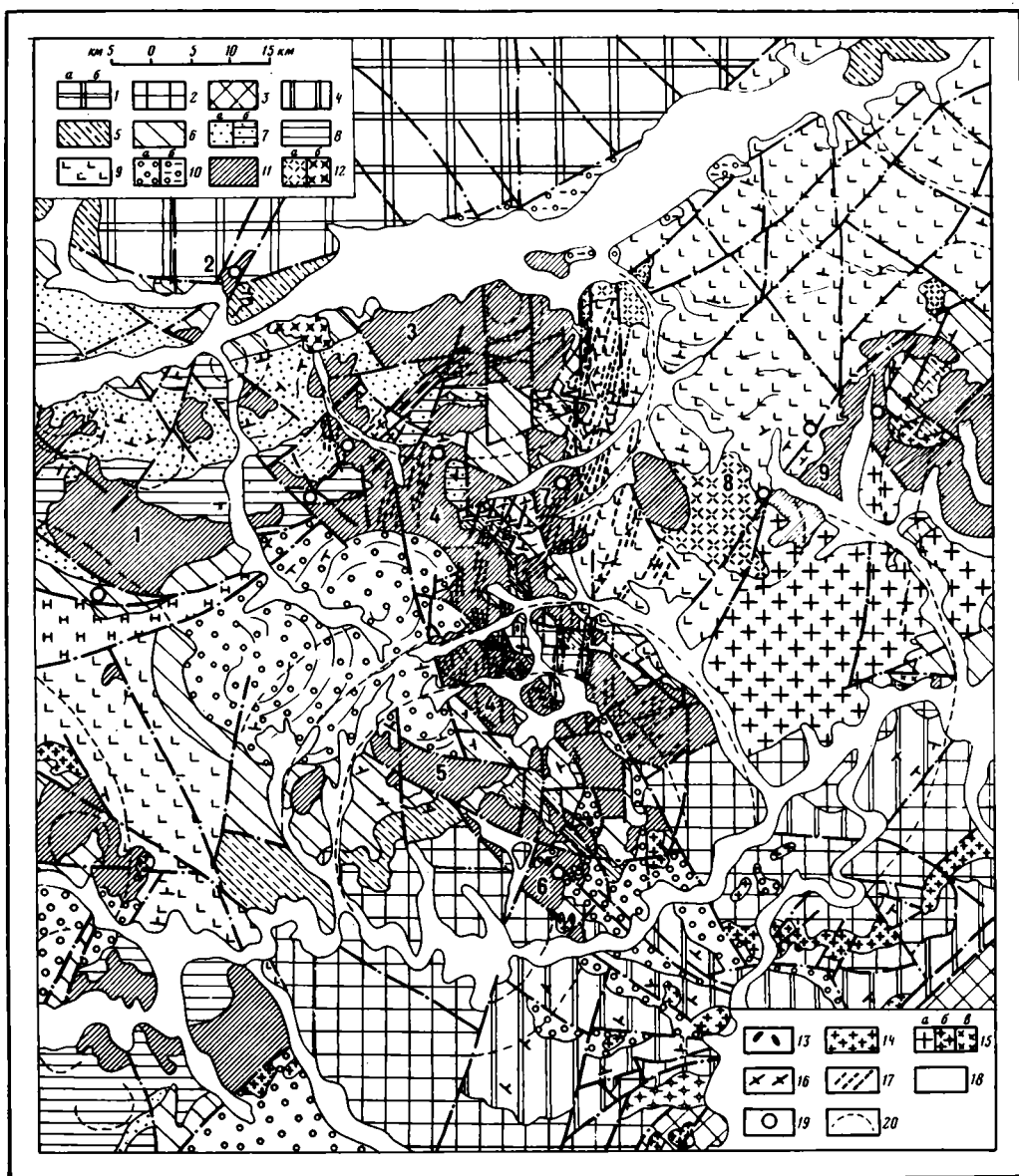


Рис. 25. Строение Орхон-Селенгинского прогиба в Эрдэнэтском районе

1—3 — комплексы складчатого основания Орхон-Селенгинского прогиба и его обрамления: 1 — докембрийские, 2 — раннекаледонские, 3 — каледонские; 4 — терригенные толщи нижнего и среднего карбона Орхонского прогиба; 5—10 — вулканогенные и осадочные толщи Орхон-Селенгинского прогиба: 5 — основных и средних эффузивов и осадочно-вулканогенная толща основания пермского разреза, 6 — кислых эффузивов и вулканитов смешанного состава, P₁, 7 — туфогенно-осадочная, P₁²—P₂² (а — туфитовая свита, б — с вулканитами базальт-риолитового состава), 8 — основных эффузивов, P₂, 9 — трахиандезитобазальтовая, P₂-T₁?; 10 — мезозойские (а — молассово-вулканогенные позднего триаса — ранней юры, б — осадочные юрские и меловые); 11 — гранитоиды селенгинского комплекса, P₂; 12 — массивы шивотинского комплекса, P₂-T₁? (а — габбро-монзонит-граносиенитовые и гранит-граносиенитовые, б — сиенитовые); 13 — порфиры эрдэнэтского комплекса; 14 — лейкограниты мезозойские; 15 — гранитоиды (а — не установленного возраста, б — девонские, в — ордовикско-силурийские); 16 — гнейсовидные фации гранитов и гранитогайсы; 17 — дайки щелочных базальтов, трахиандезитобазальтов, трахиандезитов, андезитов; 18 — кайнозойские образования;

реза характерны субвулканические тела дацитов и риолитов. Вулканогенно-осадочную толщу можно условно разделить на две свиты — нижнюю с вулканитами средне-основного состава мощностью около 800 м и верхнюю с вулканитами смешанного состава мощностью более 1500 м. Нижняя свита соответствует свите основных и средних эффузивов, верхняя — свите кислых эффузивов хануйской серии, от которых они отличаются присутствием большого количества туфогенно-осадочных пород, умеренной щелочностью вулканитов, а верхняя свита также наличием базальтов, андезитобазальтов и андезитов, количество которых достигает 30% ее объема.

В составе нижней свиты афировые, пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые крупнолещистые трахитоидные базальты и андезитобазальты составляют 42%, туфогенно-осадочные породы — 57%, дациты и риолиты — около 1%. Породы под углом 20—40° падают в северных румбах. В западном и северо-восточном направлениях количество туфогенно-осадочного материала уменьшается, в результате на правобережье р. Дзалугийн-Гол и на левобережье р. Бургалтуин-Гол нижняя свита имеет андезитобазальтовый состав.

Далее к северу до Эрдэнэтского рудного поля распространены преимущественно породы верхних частей разреза базальт-андезит-риолитовой серии, слагающие поперечную антиклинальную структуру субмеридионального направления. Поля вулканитов имеют разный состав. Одни из них, размерами 20—35 км², сложены субазральными риолитовыми и дацитовыми туфами и лавами с единичными прослоями и линзами андезитов и базальтов, в других преобладают туфовые брекчии смешанного состава, местами игнимбритоподобные, в третьих наблюдается чередование вулканитов различной основности и в небольшом количестве присутствуют туфогенно-осадочные породы. Видимая мощность вулканитов 700 м, падение пород 25—40° в северных румбах.

Субазральные вулканиты фиксируют в этом районе древнее конседиментационное поднятие. В районе Эрдэнэтского месторождения, севернее и восточнее его, породы фундамента выведены на поверхность и вскрыты скважинами. Они представлены порфироитоидами, порфириоидами, амфиболитами, амфиболитами, амфибол-биотитовыми, биотитовыми сланцами, мигматитами и лейкократовыми гранитогнейсами. Метаморфизована толща вулканитов контрастного состава, которая на южных склонах горы Соготу-Ула вмещает массив кембрийских расслоенных габбро. Выступ пород фундамента имеет дугообразную форму. Это выколотый по дуге внешний сегмент кольцевой структуры (см. рис. 25). Его западное продолжение установлено Ю.А. Зориным по геофизическим данным под покровами пермских и триасовых вулканитов.

Севернее г. Эрдэнэ и выступа древних пород наблюдается своеобразное повторение разреза базальт-андезит-риолитовой серии. В междуречье Хангал-Гол и Чулутын-Гол, в их верхнем течении, юго-западные склоны водораздельного хребта Бухэн-Нуру сложены осадочно-вулканогенной толщей, состоящей из афировых и мелкопорфировых плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых зеленовато-серых миндалекаменных натриевых базальтов и андезитобазальтов, их туфов и туфогенно-осадочных пород; в подчиненном количестве присутствуют туфы и лавы риолитов и дацитов. Видимая мощность разреза составляет 800—1000 м, нижняя часть его уничтожена гранитоидами. Падение пород пологое (25—30°), в северном направлении (рис. 26).

19 — пункты медно-молибденовой минерализации; 20 — фрагменты структур центрального типа

Массивы: 1 — Асхатингольский, 2 — Баянгольский, 3 — Хавчугольский, 4 — Эрдэнетский, Ингэтийнгольский, 5 — Гурван-Хухэдский, 6 — Хушут-Улинский, 7 — Цзоухийнгольский, 8 — Сангийндабинский, 9 — Бургалтунгольский.

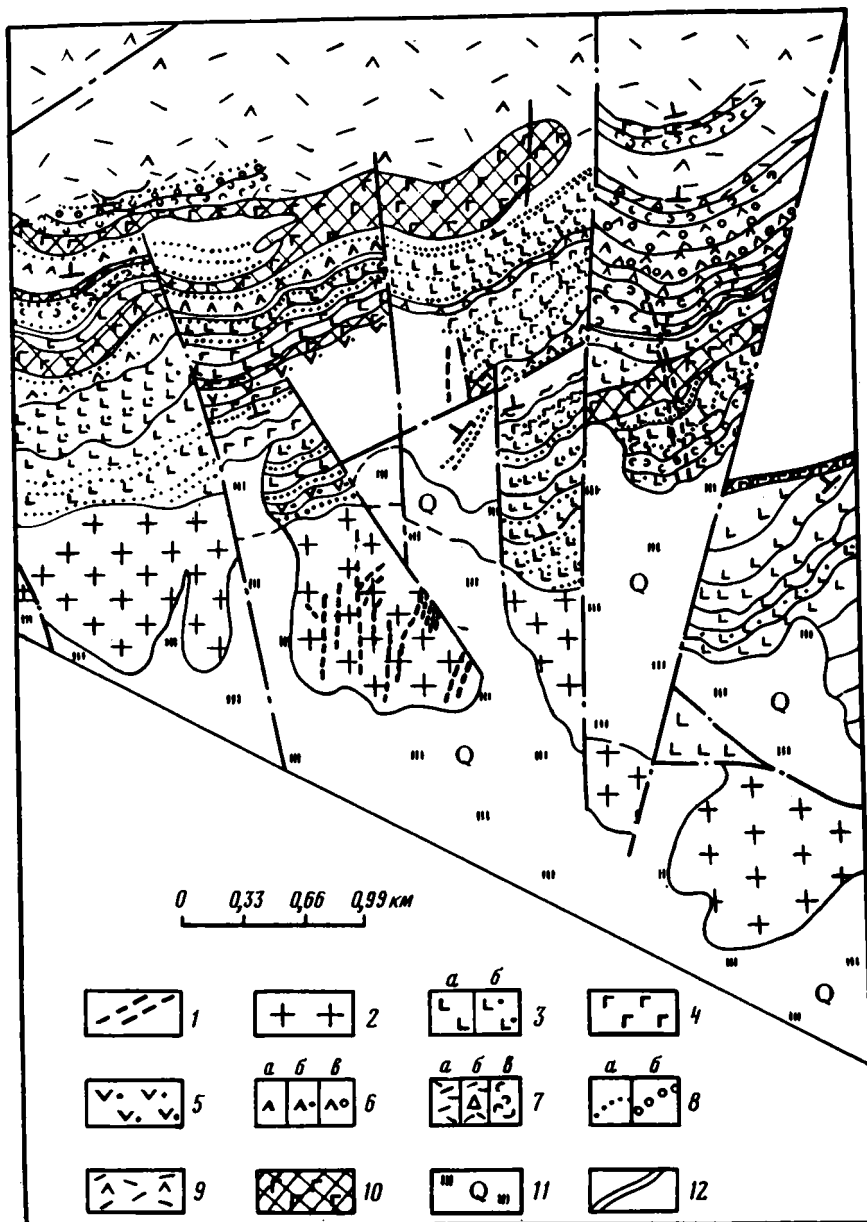


Рис. 26. Строение осадочно-вулканогенной толщи на юго-западных склонах хребта Бухэн-Нуру

1 — дайки; 2 — адамеллиты селенгинского комплекса; 3 — базальты (а — лавы, б — туфы); 4 — пластовые тела диабазов; 5 — туфы андезитов; 6 — андезиодациты и дациты (а — лавы, б — туфы, в — туфоконгломераты); 7 — дациты и риолиты (а), их грубообломочные туфы (б), гравелитовые и псаммитовые туфы (в); 8 — туфогенно-осадочные породы (а — туфоалевродлиты и туфопесчаники, б — конгломераты и конгломерато-брекчии); 9 — вулканиты кислого состава нерасчлененные (свита кислых эффузивов); 10 — пластовые тела микрогаббро и диабазов; 11 — четвертичные отложения; 12 — контакт осадочно-вулканогенной толщи и свиты кислых эффузивов

Выше количество кислого вулканогенного, преимущественно пирокластического, материала увеличивается, и далее разрез надстраивается толщей кислых эффузивов, среди которых встречаются единичные покровы базальтов, а местами — серии покровов андезитов и их туфы. Соотношение вулканогенного и кислого туфогенно-осадочного материала изменчиво. На одних участках туфоалевролиты, туфопесчаники и туфогравелиты составляют 60—70%, на других — 20—30%; встречаются горизонты темно-серых туфоалевролитов. Мощность толщ кислых эффузивов превышает 1500 м. Падение пород преимущественно северное, под углом 20—30°.

Кислая вулканическая толща слагает водораздельную часть и северные склоны хребта Бухэн-Нуру, бассейны рек Хандгайтуин-Гол, Хабчу-Гол и верховья р. Чулут. В бассейне р. Хандгайтуин-Гол толща кислых эффузивов образует поперечную антиклиналь, на восточном крыле ее с размывом залегают породы трахиандезитобазальтовой серии (рис. 27).

В направлении к осевой зоне прогиба падение пород становится крутым почти до вертикального, а толща кислых эффузивов надстраивается осадочно-вулканогенной с вулканитами смешанного состава.

Возможны два варианта сопоставления разрезов базальт-андезит-риолитовой серии, развитых южнее и севернее г. Эрдэнэ. Согласно первому, три толщи северной части района с вулканитами контрастного, кислого и смешанного состава являются возрастными аналогами южных разрезов, т.е. наблюдается повторение разреза при продольной ступенчато-блоковой структуре района. Южные крылья болков подняты, северные опущены.

Второй вариант — три толщи, развитые севернее г. Эрдэнэ представляют собой возрастную аналог туффитовой свиты, которая на западе прогиба, в бассейне р. Хануй-Гол, имеет мощность около 5000 м и представлена чередованием песчаников, кремнистых алевролитов, базальтов и их туфов. В 100 км к востоку, в бассейне р. Хучжирыйн-Гол, в составе свиты увеличивается количество грубообломочных туфогенно-осадочных пород и роль в них кислых вулканитов. Верхняя часть свиты мощностью 0,8—1 км представлена косослоистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, состоящими из угловатых и окатанных обломков серых риолитов и дацитов. Прослои темных алевролитов содержат остатки флоры грациленто-бrevифолиевого комплекса верхней перми. Эти образования имеют черты сходства с вулканогенно-осадочными отложениями кислого состава, распространенными в бассейнах рек Хандгайтуин-Гол, Хабчу-Гол, где наряду с ними широко развиты эффузивные и пирокластические фации риолитов и риодацитов. Далее к востоку, в Амархийдском районе, флорой грациленто-бrevифолиевого комплекса охарактеризованы поля вулканитов смешанного состава, но преимущественно кислого. Это дает основание сопоставить верхнюю часть туффитовой свиты бассейна р. Хучжирыйн-Гол с вулканитами Амархийдского района и с осадочно-вулканогенной толщей кислого и смешанного состава севера Эрдэнэского района. В этом случае вулканогенно-осадочная толща с контрастными вулканитами должна быть сопоставлена с нижней половиной туффитовой свиты. Увеличение зернистости туфогенно-осадочного материала туффитовой свиты — обогащение его риолитовыми тефроидами до замещения пирокластикой риолитов — происходило вблизи Эрдэнэского поперечного поднятия и в его пределах.

В трахиандезитобазальтовую серию объединены мощные толщи вулканитов, развитые на западном и северо-восточном крыльях Эрдэнэской поперечной структуры. На западном крыле базальты залегают на туффитовой свите, верхняя пачка которой содержит остатки флоры середины поздней перми, и перекрыты верхнетриасовыми трахиандезитами Бугатской мульды (среднее течение р. Худжирыйн-Гол). Их принято относить к верхней свите хануйской серии, которая содержит в этой районе покровы и субвулканические

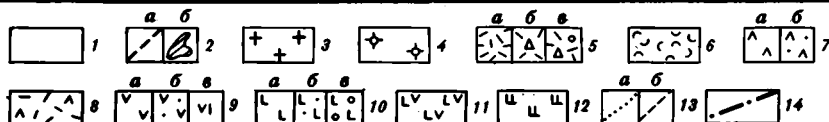
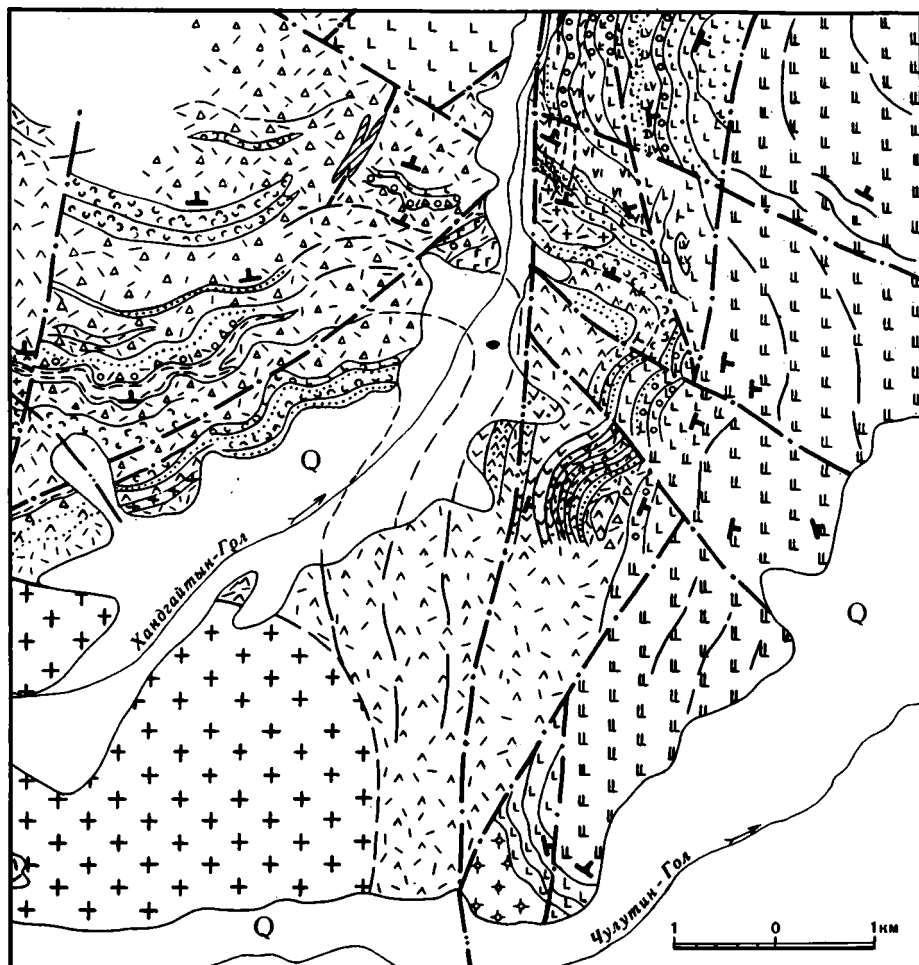


Рис. 27. Строение свиты кислых эффузивов и перекрытие ее трахиандезитобазальтовой свитой (верховья рек Хандгайтн-Гол и Чулуутн-Гол)

1 — четвертичные отложения; 2 — дайки (а) и субвулканические тела (б) основного состава; 3 — граниты и адамеллиты селенгинского комплекса (Цзоухынгольский массив); 4 — гранодиорит-порфиры и порфировидные гранодиориты; 5 — риолиты, риодациты (а), их крупнообломочные туфы (б) и туфоконгломераты (в); 6 — гравелитовые и псаммитовые туфы; 7 — андезитодациты, дациты (а), их туфы (б); 8 — нерасчлененные вулканы кислого состава (а), субвулканические тела риолитов (б); 9 — андезиты (а), их туфы (б), трахиандезиты (в); 10 — базальты, трахиандезиты (а), их туфы (б) и туфоконгломераты (в); 11 — андезитобазальты; 12 — трахиандезитобазальтовая свита нерасчлененная; 13 — кремнистые туфопесчаники (б) и туфоалевролиты (а); 14 — разломы

тела дацитов и трахиадацитов. Разрез свиты изучали В.В. Кепежинский [28], А.Я. Салтыковский и Д. Оролмаа [60].

Крупные поля вулканитов трахиандезитобазальтовой серии развиты к северо-востоку от Эрдэнэтской поперечной структуры. По наблюдениям многих исследователей, они со структурным несогласием и размывом перекрывают кислые вулканы базальт-андезит-риолитовой серии (см. рис. 27), а в бассейне р. Бур-

галтуин-Гол — гранитоиды селенгинского комплекса. Верхний возрастной предел формирования вулканитов не установлен. На основании сходства с трахиандезитобазальтовой серией восточной части прогиба он может быть принят позднепермско-раннетриасовым.

Вулканиты слагают пологие ($10-15^\circ$ до $30-40^\circ$) покровы, суммарная мощность которых достигает 1500 м. Преобладают лавы и лавовые брекчии трахибазальтов, трахиандезитобазальтов и трахиандезитов серого и сиреневого цветов, мелкопорфировые и афировые, массивной и миндалекаменной текстур. Около 10% составляют пирокластические и туфогенно-осадочные образования. Для восточного поля характерны ортоклазовые и афировые щелочные базальты. В миндалинах вулканитов, выполненных кальцитом, кварцем и цеолитами, а также в кварц-эпидотовых прожилках присутствует самородная медь.

Контакт трахиандезитобазальтовой толщи с подстилающими кислыми эффузивами прослеживается на правом берегу р. Хандгайтуин-Гол в ее среднем течении. Здесь на кислых вулканитах залегает пачка крупнозернистых песчаников и гравелитов мощностью до 45 м, переходящих выше в валунные конгломераты с хорошо окатанной и угловатой галькой и валунами ($20-30$ см в диаметре) вулканитов кислого состава. Выше следует чередование песчаников и туфоконгломератов с цементом, галькой и валунами базальтового и андезитового состава, туфов и покровов базальтов, андезитов и их аналогов повышенной щелочности. Вверх по разрезу количество терригенного материала уменьшается, и далее следуют лавы и лавовые брекчии сиреневато-серых трахибазальтов и трахиандезитов. Мощность осадочно-вулканогенной базальной пачки достигает 450 м; по простираению она выклинивается за счет сокращения доли осадочных пород.

В среднем течении р. Хангал-Гол толща состоит из полого залегающих (с углами падения не более 20°) покровов лав и лавовых брекчий трахиандезитов, трахиандезитобазальтов и трахибазальтов, которым подчинены грубообломочные туфогенные образования. Основание свиты вскрыто на правом берегу р. Хангал-Гол, где в районе высоты с отм. 1347 на туфобрекчиях и туфах дацитов и риодацитов залегают сиреневато-серые и темно-серые туфы и туфобрекчии афировых базальтов, в которых обломки размером до 5 см представлены базальтами и подстилающими кислыми вулканитами; мощность базального горизонта $5-6$ м. Выше он сменяется сиреневато-серыми крупнообломочными лавобрекчиями афировых андезитобазальтов мощностью $45-50$ м, а затем темно-серыми андезитобазальтами и базальтами.

Толща трахиандезитобазальтов протягивается далеко на северо-восток, слагая хребт Бурийн-Нуру. Это обширное платообразное поле с пологим ($10-15^\circ$) залеганием покровов, которые бывают разделены прослоями и линзами туфов и туфовых конгломератов. В бассейне р. Бургалтуин-Гол А. Брлаы с коллегами установили налегание этой толщи на размытую поверхность Бургалтуингольского гранитного массива. Вблизи устья р. Моностойн-Гол, на юго-восточном склоне горы Шибэту-Ула и на южном склоне горы Хутуг-Ундур, базальные слои представлены варьирующими по мощности горизонтами туфогравелитов и туфоконгломератов с дрсвой, галькой и валунами подстилающих гранитов. Выше залегает серия покровов щелочных базальтов. Общая щелочность пород, развитых в бассейне р. Бургалтуин-Гол, значительно превышает щелочность пород междуречья Хандгайтуин-Гола и Чулут.

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ПРОГИБА

В междуречье Орхона, Еро и Чикоя вулканогенные толщи расчленены на три свиты (снизу вверх): основных и средних эффузивов; кислых эффузивов; основных эффузивов, объединенных в хара-цохгольскую серию. По строению эта серия сходна с хануйской серией западной части прогиба, но формировалась она в

ином временном интервале: хануйская — в течение ранней и поздней перми, хара-цохгольская — в поздней перми и раннем триасе.

Свита основных и средних эффузивов развита в южной части района, в окрестностях г. Дархана, где несогласно залегает на породах складчатого фундамента с базальной пачкой грубообломочных терригенных отложений. Они содержат остатки флоры начала поздней перми, которые М.В. Дуранте выделяет в качестве подкомплекса с *Cordaites kuznetskuanus*. Свита представлена главным образом покровами лав и лавовых брекчий афировых и мелколейстовых плагиоклазовых базальтов, андезитобазальтов и андезитов. Мощность ее 700—1000 м.

Свита кислых эффузивов слагает южный борт Орхон-Селенгинского прогиба. В междуречье Орхона и Еро она согласно залегает на породах свиты основных и средних эффузивов и состоит из мелко- и среднеобломочных туфов, игнимбритов, дацитов и риолитов. Среди них встречаются андезиты и туфогенно-осадочные отложения, которые местами составляют 30—40% пород свиты. В междуречье Еро и Чикоя преобладают эксплозивно-пирокластические образования, а также лавы риолитов и риодацитов с линзами и прослоями туфогенно-осадочных пород. В них обнаружены остатки флоры комплекса сульцивных кордаитов, типичного для верхней части верхней перми [60]. Мощность свиты достигает 3000 м. Со стратифицированными породами ассоциируют экструзивные и субвулканические тела трахириодацитов, трахириолитов и риолитов, представляющие собой корневую систему палеовулканитов. Они имеют размер в поперечнике 300—400 м, реже 1400 м, расположены группами и часто сопровождаются грубообломочными породами типа купольной брекчии.

На восточном фланге Орхон-Селенгинского прогиба в бассейне р. Тамир, в Бичурской и Кударинской гривах (СССР) поля сходных кислых вулканитов объединены в тамирскую свиту. И.В. Гордиенко [16] считает ее верхнепермской, по мнению В.В. Скрипкиной, на современном уровне изученности ее следует выделять как нерасчлененную толщу, соответствующую обоим отделам перми.

Свита основных эффузивов расположена в центре и в северном борту Орхон-Селенгинского прогиба. Породы этой свиты с размывом залегают на верхнепермских кислых вулканитах и прорывающих их гранитах. Свита содержит верхнепермские растительные остатки и веточки мезозойских хвойных, которые позволяют отнести ее к временному интервалу поздней перми — раннего триаса [60]. Для свиты характерны: большая мощность (до 2000 м); сравнительно однородный состав вулканитов, представленных трахибазальтами, трахиандезитобазальтами и трахиандезитами афировыми и мелкопорфировыми; преобладание лав над пирокластами.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

В Орхон-Селенгинском прогибе вулканиты образуют две сходные по строению стратиграфические серии: хануйскую ранне-позднепермскую и хара-цохгольскую позднепермскую—раннетриасовую. Каждая из них отвечает полному циклу вулканизма, состоящему из двух мегаритмов. Первый мегаритм в Хануйском ареале включает гомодромную последовательно формирующуюся трахибазальт-трахидацит-трахириолитовую серию, в Эрдэнэтском районе и далее к востоку — дифференцированную базальт-андезит-риолитовую серию. Время проявления их асинхронно. В Хануйском ареале серия имеет раннепермский возраст, в районе Амархийда она формировалась от начала до середины поздней перми, в междуречье Еро и Чикоя в конце верхней перми.

Второй мегаритм соответствует трахиандезитобазальтовой серии. В Хануйском ареале ее нижние горизонты отвечают по возрасту нижней части поздней перми, а также нижнему возрастному уровню хара-цохгольской серии, в бассейне р. Хучжирийн-Гол — второй половине поздней перми, на востоке — поздней

перми — раннему триасу. Данная серия сходна с вулканитами второй половины триаса и не всюду однозначно от них отделяется.

Вулканиты первого мегаритма слагают в основном южную половину Орхон-Селенгинского прогиба, вулканиты второго мегаритма — северную.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИТОВ

Особенности вулканогенных образований Хануйского ареала рассмотрены В.В. Кепежинским и И.В. Лучицким [27, 28], А.А. Моссаковским и О. Томуртоого [52, 53], Р.М. Яшиной и А.Т. Матреницким [81, 82], Ерогольского ареала — А.Я. Салтыковским и Д. Оролмой [60]. Здесь остановимся на свойствах вулканитов главным образом Эрдэнэтской поперечной структуры.

Базальт-андезит-риолитовая серия включает непрерывный ряд пород от базальтов до риолитов калиево-натриевого типа щелочности с известково-щелочным трендом дифференциации. В интервале содержания кремнезема 48—60% породы имеют нормальную щелочность, в интервале 61—77% — нормальную и повышенную (табл.8). Для дацитов характерно появление субщелочных разновидностей (рис. 28).

В базальт-андезит-риолитовой серии Эрдэнэтского и Ерогольского ареалов базальты и андезитобазальты афировые и порфировые клинопироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые, часто крупнолейстовые. Редко встречаются оливниновые базальты. По нормативному составу породы отвечают диопсид-гиперстен-кварцевым разновидностям (рис. 29). В Эрдэнэтском районе базальты в различной мере испытали контактовый метаморфизм и содержат новообразования хлорита и амфибола.

Андезиты и трахиандезиты состоят из среднего плагиоклаза, диопсида, диопсид-авгита и амфибола; преобладают плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые андезиты, им подчинены амфибол-плагиоклазовые разновидности.

Дациты развиты в незначительном количестве, чаще встречаются риодациты и трахириодациты, состоящие из андезина, олигоклаза, ортоклаза, амфибола, иногда пироксена. Риолиты слагают лавы и эксплозивно-обломочные образования. Они состоят из кварца, олигоклаза, олигоклаз-альбита, реже ортоклаза и биотита. Плагиоклазовые риолиты типичны для Эрдэнэтского района, квар-

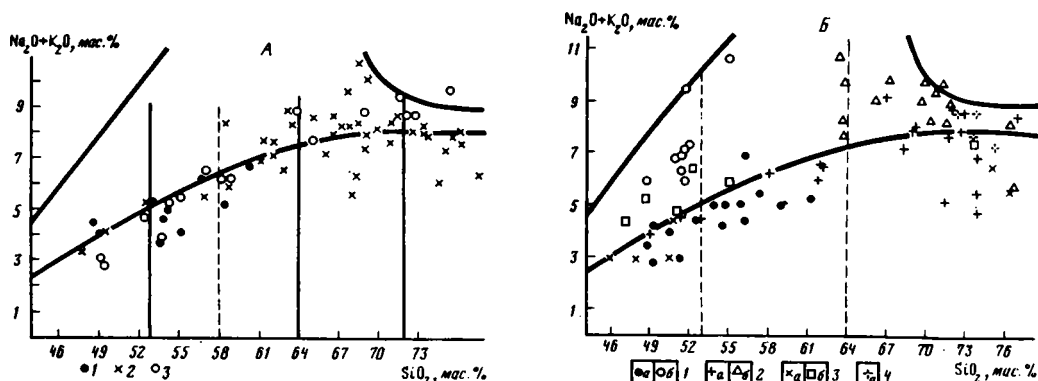


Рис. 28. Классификационные диаграммы базальт-андезит-риолитовой серии Орхон-Селенгинского прогиба

А. Восточная часть

1 — свита основных и средних эффузивов; 2 — свита кислых эффузивов; 3 — субвулканические и экструзивные тела

Б. Центральная и западная части

1—свита основных и средних эффузивов; 2— свита кислых эффузивов; 3—базальты вулканогенно-осадочной толщи; 4—субвулканические тела. 1,а— 4а—Эрдэнэтский район; 1,б—3,б—Хануйский район

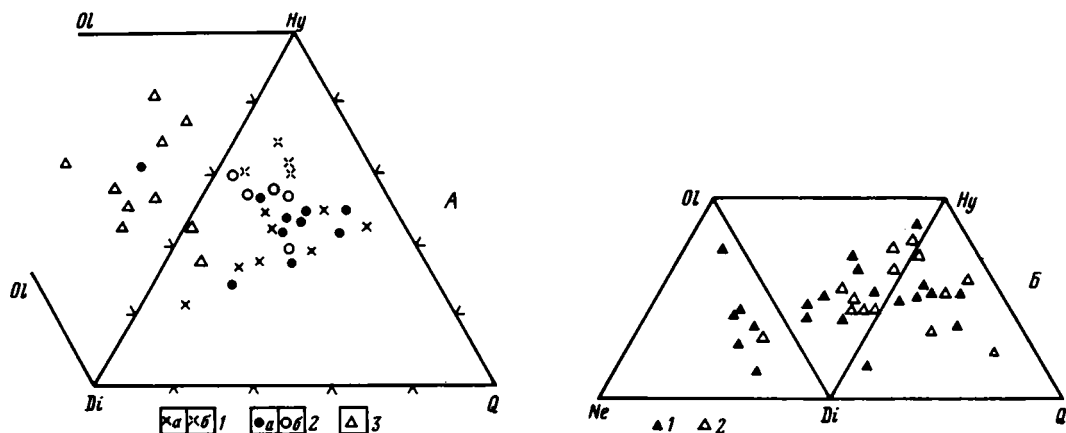


Рис. 29. Нормативные составы пермских базальтов Орхон-Селенгинского прогиба

А. Ранние серии

1, 2 — базальт-андезит-риолитовая: 1 — Эрдэнэтский район (а — южное крыло прогиба, б — юго-западный склон хребта Бухэн-Нуру), 2 — восточная часть прогиба (а — покровы, б — субвулканические тела); 3 — трахибазальт-трахириолитовая серия, западная часть прогиба

Б. Поздняя трахиандезитобазальтовая серия

1 — восточная, 2 — западная части прогиба

цевые — для Ерогольского, а кварц-плагноклазовые распространены повсеместно. Среди кислых вулканитов наиболее часто встречаются риодациты с коэффициентом апгаитности 0,6—0,9. В субщелочных разновидностях увеличение щелочности происходит за счет K_2O . Дациты и риолиты сохраняют типичную для серии повышенную глиноземистость на всем уровне кремнекислотности.

Таблица 8

Средний химический состав пермских вулканитов (в мас. %) базальт-андезит-риолитовой серии для поперечного сечения Орхон-Селенгинского прогиба в Эрдэнэтском районе

Компонент	Северная половина структуры							
	Северное крыло			Осевая зона, свита кислых эффузивов				
	Б (3)	РД (1)	Р (3)	Б (2)	АБ (1)	А (4)	РД (8)	Р (10)
SiO ₂	50,1	68,0	72,70	49,25	55,0	62,80	69,6	73,41
TiO ₂	1,26	0,50	0,38	1,4	0,20	1,11	0,81	0,31
Al ₂ O ₃	18,86	16,90	14,30	16,87	18,50	17,32	15,93	14,26
Fe ₂ O ₃	2,26	0,10	0,68	6,27	3,00	2,22	1,15	0,95
FeO	7,44	3,20	1,52	4,66	5,80	3,80	1,92	1,24
MnO	0,15	0,12	0,06	0,14	0,10	0,14	0,09	0,05
MgO	4,41	1,10	0,71	7,25	4,30	0,92	0,64	0,44
CaO	7,18	1,90	1,36	9,72	7,70	2,68	1,52	0,90
Na ₂ O	2,64	4,34	4,27	2,55	3,40	4,70	5,11	4,14
K ₂ O	1,17	2,85	2,96	0,70	1,10	2,35	2,73	2,91
P ₂ O ₅	0,38	0,15	0,08	0,40	0,70	0,40	0,13	0,04
Na ₂ O + K ₂ O	7,38	7,19	7,23	2,62	4,40	7,05	7,84	7,05
Na ₂ O / K ₂ O	2,25	1,52	1,44	3,64	3,40	2	1,87	1,42
Al ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ + FeO + MgO	1,34	3,84	4,9	0,92	1,41	2,49	4,29	5,42

В поперечном сечении центральной части Орхон-Селенгинского прогиба выявлена закономерная изменчивость состава вулканитов. Базальты осевой зоны прогиба отличаются от развитых на его крыльях повышенным содержанием CaO , MgO , пониженным содержанием Al_2O_3 и K , высоким значением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (рис. 30). Базальты с наиболее высоким содержанием K слагают северное крыло Орхон-Селенгинского прогиба. Сходные тенденции характерны для риолитов. Содержание K максимально в риолитах северного крыла прогиба и минимально в риолитах его осевой зоны, соответственно величина $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ увеличивается по направлению к осевой зоне прогиба. Эрдэнэтское месторождение расположено в зоне большого градиента изменчивости этой величины (см. рис. 30).

Породы базальт-андезит-риолитовой серии Эрдэнэтского района сходны с породами верхнепермской базальт-андезит-риолитовой серии Ерогальского ареала восточной части Орхон-Селенгинского прогиба и резко отличаются от нижнепермской трахибазальт-трахидацит-трахириолитовой серии Хануйского ареала западной части прогиба (см. рис. 28). Породам базальт-андезит-риолитовой серии обоих районов свойственны: непрерывный тренд дифференциации, умеренная и повышенная щелочность, высокий уровень содержания Al_2O_3 , Ca и Mg , высокое значение известково-щелочного индекса (57—58). Трахибазальт-трахидацит-трахириолитовая серия характеризуется контрастным субщелочным составом, высоким содержанием K , низким (52—53) значением известково-щелочного индекса. Базальты этой серии имеют оливин-двопироксеновый нормативный состав (см. рис. 29).

Для всего Орхон-Селенгинского прогиба характерна увеличенная щелочность на уровне дацитов. Р.М. Яшина и А.Т. Матреницкий считают, что эта особенность вулканической серии Хануйского ареала связана с пантеллеритовой тенденцией дифференциации, обусловившей появление трахитов, комендитов и щелочных граносиенитов.

Северная половина структуры				Южная половина структуры							
Нижняя осадочно-вулканогенная толща				Центральная зона			Южное крыло, нижняя часть разреза				
Б (8)	А + АБ (3)	Д + РД (4)	Р (5)	А (3)	РД (4)	Р (3)	Б (11)	АБ (8)	А (5)	РД (1)	Р (9)
48,84	58,5	66,45	74,90	65,15	68,52	73,13	50,77	54,97	59,55	68,30	73,29
1,20	0,80	0,40	0,20	0,76	0,38	0,36	1,28	1,22	0,77	0,50	0,29
16,37	17,48	16,00	13,87	16,32	15,39	13,81	17,79	17,38	17,51	15,05	13,82
4,33	3,16	2,30	0,67	3,11	2,69	1,37	5,37	5,33	3,76	0,83	1,91
7,70	5,09	4,64	2,20	2,92	1,45	1,49	4,54	4,57	2,81	2,40	1,03
0,13	0,10	0,06	0,04	0,21	0,33	0,86	0,17	0,10	0,14	0,09	0,07
5,90	2,49	1,40	0,44	2,13	0,73	0,60	5,03	3,20	2,28	1,88	0,75
10,12	5,26	2,25	1,17	3,99	1,42	2,52	8,33	6,76	5,45	2,30	0,60
2,69	3,43	3,50	3,93	4,39	5,22	3,81	2,88	4,44	4,24	3,80	4,39
0,54	1,63	1,95	1,45	2,20	2,90	2,01	1,35	1,07	1,35	3,40	3,77
0,34	0,37	0,15	0,05	0,28	0,12	0,33	0,23	0,56	0,44	0,07	0,04
3,23	5,06	5,45	5,38	6,58	8,12	5,82	4,23	5,51	5,59	7,20	8,16
4,98	2,04	1,79	2,70	1,99	1,8	1,89	2,13	4,14	3,15	1,12	1,16
0,90	1,63	1,90	4,19	2,0	3,16	2,57	1,19	1,33	1,98	2,94	3,74

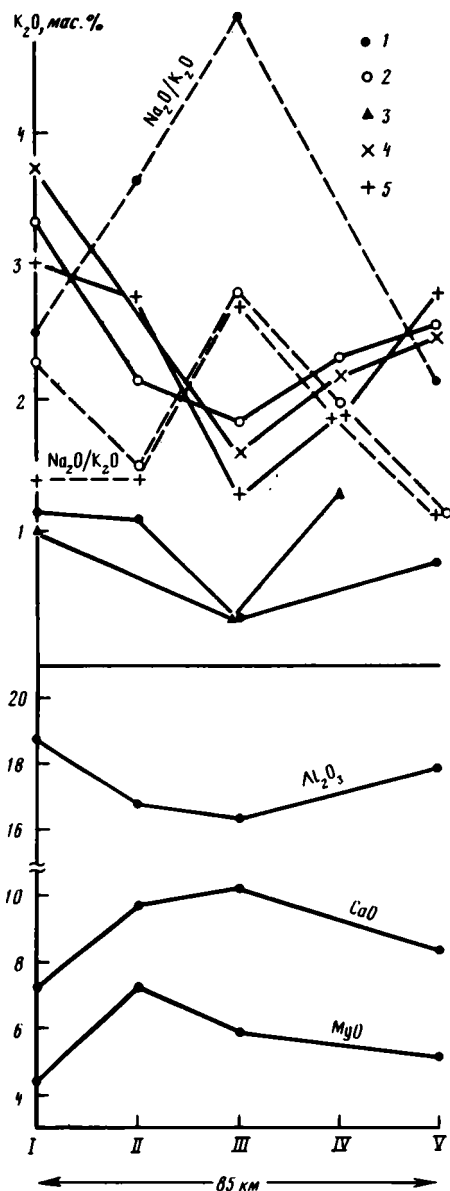
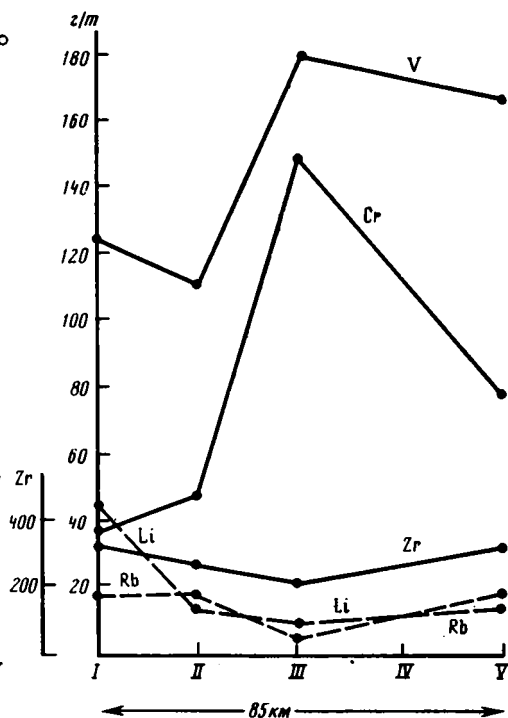


Рис. 30. Изменчивость содержаний породообразующих окислов и элементов-примесей в вулканитах базальт-андезит-риолитовой серии и в интрузивных породах селенгинского комплекса в поперечном сечении Орхон-Селенгинского прогиба

1 — базальты; 2 — риолиты; 3 — габбро; 4 — гранодиориты; 5 — граниты. I — северный борт; II, III — осевая зона; IV — Эрдэнэт; V — южный борт



Особенности химизма указывают на более глубокие уровни генерации расплавов западной части Орхон-Селенгинского прогиба по сравнению с восточной.

В трахиандезитобазальтовой серии ведущую роль играют трахиандезитобазальты, широко распространены базальты, трахибазальты, щелочные базальты, встречаются трахиты. Главными породообразующими минералами, развитыми во вкрапленниках и в базисе пород, являются основная и средняя плагиоклазы, моноклиновый пироксен и оливин. В основной массе присутствует небольшое количество щелочных полевых шпатов, образующих мелкие ксеноморфные выделения между микролитами плагиоклаза и пироксена. Встречаются разновидности с вкрапленниками ортоклаза. По минеральному составу выделяются пироксен-плагиоклазовые, оливин-пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые

Таблица 9

**Средний химический состав вулканитов трахиандезитобазальтовой серии
Орхон-Селенгинского прогиба в Эрдэнэтском районе**

Компонент	Река Хучжирийн-Гол (P ₂)		Река Хандгайтунн-Гол (P ₂)			Река Бургалтунн-Гол (P ₂ —T ₁)		
	Б(4)	Д(3)	Б(5)	АБ(5)	А(4)	Б(5)	АБ(5)	А(2)
SiO ₂	50,60	62,60	51,5	54,48	62,62	50,60	54,56	60,25
TiO ₂	1,33	0,70	1,26	1,15	0,85	0,60	0,29	0,22
Al ₂ O ₃	18,59	18,58	18,84	18,56	17,82	19,1	18,00	18,00
Fe ₂ O ₃	5,09	2,72	3,84	4,76	2,25	6,19	5,06	2,35
FeO	4,65	3,34	4,73	4,29	2,56	3,41	3,16	2,16
MnO	0,15	0,08	0,14	0,13	0,09	0,08	0,09	2,09
MgO	4,19	0,59	4,26	3,24	1,51	4,09	3,75	2,60
CaO	7,58	2,43	6,52	5,86	2,58	8,06	6,06	3,02
Na ₂ O	3,38	4,57	4,36	3,64	4,96	3,60	4,66	5,20
K ₂ O	2,19	2,20	2,08	1,64	1,90	1,78	2,12	2,90
P ₂ O ₅	0,52	0,24	0,41	0,31	0,20	0,13	0,14	0,07
F	0,06	0,03	0,06	0,05	0,04	0,08	0,07	0,07
Na ₂ O + K ₂ O	5,57	6,77	6,44	5,28	6,86	5,38	6,78	8,10
Na ₂ O / K ₂ O	1,54	2,07	2,09	2,22	2,60	2,02	2,20	1,79
al'	1,43	2,79	1,47	1,62	2,81	1,39	1,5	2,53
Li	11	7	12	11,6	9,7	16	17	11
Rb	19	35	32	23	45	39	38	40
Sr	1440	647	1288	970	700	1837	1272	1200
Zr	180	277	170	200	353	159	225	160
Be	2	2	1,2	1,6	1	2	—	2
B	7,5	26	7,4	9,3	14,5	18,2	11,7	29
Sc	17	3,7	9,0	18,4	16	13,1	13	13
Sn	5,5	4,7	1,5	2,4	1,8	1,7	2,7	1,5
Mo	1	1	1,4	1,4	1,25	2,0	1,3	1
Cu	35,5	7	22	45	34	38	35	16
Pb	250	30	18	14	24	26	19	19
Zn	75	53	101	198	150	148	83	140
Cr	35,5	10	28	27	8,5	76	66	83
Ni	34,5	5	10	18	9	48	57	20
Co	21	3	14,4	14,6	4	11,5	11,0	14
V	145	29	238	444	52	81	45	100
K/Rb	0,07	0,05	0,05	0,07	0,05	0,05	0,04	0,06
Rb/Sr	0,01	0,05	0,02	0,02	0,06	0,02	0,3	0,33
Ni/Co	1,64	1,7	0,67	1,25	0,22	4,2	0,09	1,43

базальты и андезитобазальты, по нормативному составу преобладают диопсид-гиперстен-оливиновые базальты, наряду с ними присутствуют нефелин- и кварц-нормативные разновидности (см. рис. 29).

Трахиандезиты и андезиты составляют около 40% рассматриваемой серии. Наиболее распространены пироксен-плагиоклазовые трахиандезиты, им подчинены амфибол-пироксен-плагиоклазовые и амфибол-плагиоклазовые разновидности. Встречаются породы, содержащие 3—8% рудных минералов. От андезитов ранней серии трахиандезиты отличаются присутствием калиево-натриевых полевых шпатов. На западном крыле Эрдэнэтской поперечной структуры в составе трахиандезитобазальтовой серии присутствуют дациты и трахидациты.

Трахиандезитобазальтовая серия Орхон-Селенгинского прогиба обладает довольно выдержанными петрохимическими характеристиками (табл. 9). Трахибазальты с содержанием SiO_2 от 47—48 до 53% составляют большинство пород серии. Суммарное количество щелочей 5—6,5 до 8%, содержание (в %) K_2O — 1,09—4,08 при среднем значении 2,59. Содержание Al_2O_3 в базальтах в среднем составляет 17,36%, степень глиноземистости — 0,98—1,42. По петрохимическим характеристикам породы соответствуют глиноземистым лейко- и мезократовым породам субщелочного ряда. Повышенная щелочность определяет присутствие нефелин-нормативных базальтов наряду с оливин-нормативными. По коэффициенту агапитности трахиандезитобазальты и трахиандезиты близки латитам, отличаясь несколько пониженным содержанием K_2O .

На фоне общей пространственной выдержанности состава пород серии выявляются значительные локальные неоднородности. Так, по химическому составу резко отличаются начальные вулканы серии на юго-восточном (бассейн р. Бургалтуин-Гол) и западном (бассейн р. Хандгайтуин-Гол) флангах Хангальского поля, расположенного восточнее Эрдэнэтской поперечной структуры. В первом случае вулканы залегают на позднепермских гранитоидах южного крыла Орхон-Селенгинского прогиба и представлены покровами щелочных базальтов, в которых содержание (в %) SiO_2 составляет 49,10—52,9, K_2O — 2,3—3,5, Na_2O — 3,8—5,6, сумма щелочей — 6,5—8. Среди них встречаются единичные покровы трахиандезитов (SiO_2 — 58,4%, K_2O — 2,5%, Na_2O — 4,6%). Во втором случае вулканы перекрывают с размывом кислые эффузивы осевой зоны Орхон-Селенгинского прогиба. Нижняя часть трахиандезитобазальтовой серии на правобережье р. Хандгайтуин-Гол представлена чередованием базальтов, андезитобазальтов и андезитов умеренной и повышенной щелочности. Количество K_2O , Na_2O и $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ в базальтах составляет (в %): 1,3—2,6; 3,1—4,6; 4,8—5,9; в андезитобазальтах — 0,9—1,7; 2,8—3,6; 4,5.

Среднее содержание элементов-примесей в породах базальт-андезит-риолитовой серии по данным количественного спектрального анализа приведено в табл. 10, по данным нейтронно-активационного анализа конкретных проб — в табл. 11. Базальты обладают повышенным относительно кларка количеством Ag, Pb, Zn, Sn, Mo, Be, Zr, B, Sr и низким содержанием сидерофильных элементов. Базальты, развитые на южном и северном крыльях Орхон-Селенгинского прогиба, имеют близкую геохимическую характеристику при некотором их обогащении Ag, Pb, Zn, Be, Li в северном крыле и Cr, V, Cu — в южном (см. рис. 30). В натриевых базальтах из вулканогенно-осадочной толщи южных склонов хребта Бурхэн-Нуру отмечается самое высокое содержание сидерофильных элементов (в г/т): Cr — 29—237, Ni — 82—900, Co — 19—503, V — 220—260. В андезитах количества Pb, Sn, Mo, Be, Zr, B, Co, V колеблются от кларковых до надкларковых и только содержание Zn в 2—3 раза, а Ag на порядок выше кларка.

Кислые вулканы специализированы на Ag, Zn и Zr. Содержание большинства элементов-примесей коррелируется со структурной позицией пород. Дацинты и риолиты обоих крыльев прогиба обогащены большинством анализированных микрокомпонентов и в надкларковых количествах содержат Ag, Pb, Zn, Sn, Mo, Cu, Zr, V; риолиты осевой зоны прогиба отличаются низким содержанием элементов-примесей. В целом вулканы базальт-андезит-риолитовой серии Эрдэнэтского района имеют халькофильную геохимическую специализацию; из редкоземельных элементов для них характерен Zr, в базальтах также Be.

Геохимическая специализация трахибазальтов и субщелочных оливиновых базальтов трахиандезитобазальтовой серии — Zr, Be, B, Sr, Pb, Zn, Ag, не повсеместно — Mo, Sn и Cu (см. табл. 9). Площадная неоднородность в распределении микрокомпонентов соответствует петрохимической. Щелочные базальты бассейна р. Бургалтуин-Гол отличаются от базальтов и трахибазальтов правобережья р. Бургалтуин-Гол. более высоким содержанием B, Be, Zn, Cr, Ni и

Таблица 10

**Содержание элементов-примесей (в г/т) в пермских вулканитах
базальт-андезит-риолитовой серии Эрдэнэтского района**

Элементы	Базальты			Андезиты			Риолиты	
	1(4)	2(1)	3(7)	2(7)	3(6)	1(4)	2(12)	3(12)
B	$\frac{7-9}{8}$	—	$\frac{6-17}{9}$	6	$\frac{6-120}{30}$	$\frac{7-13}{11}$	$\frac{5-22}{15}$	$\frac{6-16}{12}$
Zr	$\frac{100-190}{147}$	150	$\frac{90-310}{190}$	$\frac{230-950}{461}$	$\frac{120-300}{150}$	$\frac{310-860}{537}$	$\frac{150-560}{325}$	$\frac{200-850}{410}$
Mo	$\frac{1-4}{2}$	2	1	1,0	1,0	$\frac{2-7}{4,5}$	1	$\frac{1-3}{2}$
Be	$\frac{1-3}{1,7}$	1	1	1,5	$\frac{1-13}{6}$	$\frac{2-4}{3}$	2	$\frac{1-5}{2}$
Sn	$\frac{3-8}{3}$	3	3	3,0	$\frac{3-20}{4}$	$\frac{3-10}{7,5}$	3	$\frac{3-5}{3,4}$
V	$\frac{25-220}{100}$	230	$\frac{13-300}{136}$	$\frac{48-150}{105}$	$\frac{11-190}{125}$	$\frac{14-36}{29}$	$\frac{3-60}{22}$	$\frac{3-120}{48}$
Cu	$\frac{16-46}{34}$	16	$\frac{8-350}{123}$	$\frac{12-110}{37}$	$\frac{13-80}{37}$	$\frac{22-50}{30}$	$\frac{1,5-16}{9,3}$	$\frac{16-70}{43}$
Pb	$\frac{15-41}{22}$	11	$\frac{6-19}{12}$	$\frac{12-24}{17}$	$\frac{11-28}{19}$	$\frac{50-60}{54}$	$\frac{12-32}{20}$	$\frac{7-50}{27}$
Zn	$\frac{70-180}{140}$	110	$\frac{60-210}{150}$	$\frac{19-330}{215}$	$\frac{70-180}{120}$	$\frac{20-180}{88}$	$\frac{10-190}{82}$	$\frac{100-300}{170}$
Ni	$\frac{5-94}{38}$	5	$\frac{12-80}{38}$	2	$\frac{5-47}{24}$	$\frac{5-70}{28}$	$\frac{0-5}{1,2}$	$\frac{5-44}{8}$
Co	$\frac{11-25}{19}$	14	$\frac{12-35}{28}$	$\frac{4-25}{17}$	$\frac{1-30}{13}$	$\frac{3-9}{6}$	$\frac{1,5-6}{2}$	$\frac{3-6}{4}$
Cr	$\frac{7-86}{30}$	—	$\frac{30-220}{100}$	$\frac{5-38}{10}$	$\frac{6-83}{30}$	$\frac{6-18}{12}$	6	$\frac{8-110}{57}$
Ag	$\frac{0,1-1}{0,4}$	0,1	—	$\frac{0,2-0,7}{0,4}$	—	$\frac{0,3-7}{2,6}$	$\frac{0,1-0,4}{0,28}$	—
Ni/Co	0,5–3,8	0,35	0,7–1,8	—	—	—	—	—

Примечание. Элементы-примеси определены количественным спектральным анализом в лабораториях ИМГРЗ МГ СССР и Укрчерметгеологии в г. Керчь. В числителе — пределы колебаний, в знаменателе — среднее содержание элемента. В головке таблицы: 1 — северное крыло Орхон-Селенгинского прогиба, низовье р. Эгийин-Гол; 2 — осевая зона, бассейн р. Хандгайтуин-Гол; 3 — южное крыло, район перевала Сонгино-Даба и горы Баян-Сурь.

более низким — Ag и V. Сходные тенденции присущи андезитам. Вулканиты отличаются высокой дисперсией содержаний халькофильных и сидерофильных элементов, в том числе Mo, Cu и Zn, что особенно характерно для пород бассейна р. Бургалтуин-Гол, где широко распространена самородная медь.

Величина Ni/Co в базальтах ранней серии составляет на северном крыле Орхон-Селенгинского прогиба (в низовьях р. Эгийин-Гол) 3,8–2, 4–0,5, на южном крыле (левобережье р. Орхон) — 1,8–0,7, в осевой зоне прогиба — 0,35, в базальтах поздней серии в бассейне р. Бургалтуин-Гол — 10–8–6, 6–3,2, в низовьях р. Эгийин-Гол — 2,2, на правобережье р. Хандгайтуин-Гол — 1,2–0, 8–0,3. Наиболее высокая величина отношения может характеризовать породы первичных или близким к ним магм [29], низкая — продукты их дифференциации, т.е. в базальт-андезит-риолитовой серии наименее дифференцированные разновидности базальтов развиты на северном крыле прогиба, в бассейне р. Эгийин-Гол, а в

Таблица 11

**Содержание редких и P33 (в г/т) в вулканогенных породах
Орхон-Селенгинского прогиба в районе Эрдэнэца**

Порода	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
Базальт-андезит-риолитовая серия							
1. Южное крыло прогиба							
Базальт	15	34	5,1	1,4	0,8	2,3	0,34
Андезит	32	71	7,3	1,9	1,0	2,0	0,3
	12	26	3,8	1,2	0,63	1,5	0,2
Риолит	25	45	3,3	0,6	0,62	2,1	0,3
	30	66	6,3	1,3	1,1	3,8	0,56
2. Осевая зона прогиба, р. Хандгайтуин-Гол							
Андезит	26	54	7,0	1,9	1,3	4,1	0,62
Риодацит	27	54	6,3	1,5	1,2	3,7	0,6
	26	54	6,4	1,6	1,2	4,3	0,72
Трахидациит	32	68	8,3	2,2	1,5	5,1	0,8
Риолит	34	74	7,9	1,3	1,4	5,0	0,96
3. Северное крыло прогиба, р. Эгийин-Гол							
Базальт щелочной	11	25	3,3	1,0	0,55	1,4	0,20
Дациит	39	73	6,3	1,1	1,0	3,8	0,2
Риолит	55	110	12	1,6	1,9	6,4	0,95
Трахиадезитобазальтовая серия							
1. Река Хандгайтуин-Гол (P₂)							
Трахиадезит	30	65	8,1	1,9	1,5	3,8	0,55
2. Река Бургалтуин-Гол (P₂—T₁)							
Базальт субщелочной	25	52	6,1	1,6	0,67	1,2	0,17
	33	64	7,0	1,9	0,74	1,1	0,15
	38	73	6,9	1,8	0,72	1,2	0,18
	40	76	6,9	1,9	0,68	1,2	0,20

трахиадезитобазальтовой серии — в бассейне рек Бургалтуин-Гол и Эгийин-Гол. Следует подчеркнуть, что и риолиты северного крыла прогиба (низовья р. Эгийин-Гол) обогащены Ni; в осевой зоне (бассейн р. Хандгайтуин-Гол) риолиты и андезиты имеют крайне низкое содержание Ni.

Вулканыты обеих серий отличаются составом P33. Распределение их в базальтах и андезитах первой серии сходно с сериями известково-щелочных высокоглиноземистых базальтов. Базальты и андезиты южного крыла Орхон-Селенгинского прогиба в Эрдэнэцком районе имеют величину La/Yb соответственно 6,5 и 8, в них отсутствует европиевый минимум, в андезитах осевой зоны он намечается, в дацитах и риолитах повсеместно четко проявлен. Кислые вулканыты южного крыла, осевой зоны и северного крыла прогиба имеют идентичный характер распределения P33 при некотором общем увеличении их содержания в указанном ряду (рис. 31). Однако только Ce, Sm и Yb достигают кларковых количеств. Самые низкие величины La/Yb имеют вулканыты осевой зоны прогиба.

Распределение P33 в субщелочных базальтах трахиадезитобазальтовой серии бассейна р. Бургалтуин-Гол аналогично щелочно-базальтовым магмам внутриконтинентальных областей. Породы резко обогащены легкими лантаноидами, что выражено высокой величиной La/Yb (21—33,3) и надкларковыми содержаниями La,

	Y	Th	Ta	Zr	Rb	Sr	La/Yb	Rb/Sr	Sc
Базальт-андезит-риолитовая серия									
1. Южное крыло прогиба									
20	0,9	0,17	140	10	860	6,5	0,01	10,0	
22	1,2	0,57	320	19	2000	16,0	0,009	61,0	
10	0,7	0,18	110	10	980	8,0	0,01	0,18	
14	5,2	0,34	230	69	810	11,9	0,08	5,5	
23	4,8	0,42	210	51	85	7,9	0,6	5,1	
2. Осевая зона прогиба, р. Хандгайтуин-Гол									
36	3,4	0,47	270	36	620	6,3	0,058	18,0	
36	5,1	0,48	290	57	260	7,3	0,22	9,3	
30	3,0	0,27	310	24	160	6,04	0,15	7,8	
42	3,7	0,41	290	18	330	6,3	0,05	12,0	
Не опр.	4,3	0,46	Не опр.	Не опр.	Не опр.	6,8	—	10,0	
3. Северное крыло прогиба, р. Эгийн-Гол									
20	1,3	0,06	40	140	1100	7,8	0,12	22,0	
24	1,3	0,08	280	49	300	10,3	0,16	8,1	
52	7,3	1,2	540	48	250	8,59	0,19	10,0	
Трахиандезитобазальтовая серия									
1. Река Хандгайтуин-Гол (P₂)									
	3,4	0,27	270	30	650	7,9	0,05	20,0	
2. Река Бургалтуин-Гол (P₂—T₁)									
14	1,7	0,19	150	20	1500	20,8	0,001	16,0	
8	3,0	0,19	150	52	2000	30,0	0,003	16,0	
16	3,0	0,31	190	48	2300	31,7	0,002	15,0	
22	3,8	0,39	210	50	2100	33,3	0,002	14,0	

Ce, Sm, Eu. В отличие от них, трахиандезиты из основания серии на правобережье р. Хандгайтуин-Гол относительно обогащены тяжелыми лантаноидами, в них $La/Yb = 8$ и проявлен европиевый минимум. На графике нормированных содержаний P3Э эти породы сходны с вулканитами нижней серии.

Геохимические особенности вулканитов западной, Хануйской, части Орхон-Селенгинского прогиба изучал А.Т. Матреницкий. Нижнепермскую трахибазальт-трахириолитовую серию этого района он рассматривает как трахибазальт-трахиандезит-трахит-трахириолит-комендитовую с пантеллеритовым уклоном химизма. Для нее установлены повышенные содержания Be, Zr, V, La, Ce, Sn, As с накоплением в коагматичных щелочных гранитах Nb, Zr, Y. Породам верхнепермской трахибазальт-трахиандезит-трахитовой серии свойственны надкларковые содержания Be, Zr, Ba, Sr, V. Уже само перечисление пород ранней серии Хануйского ареала показывает их существенные отличия от пород базальт-андезит-риолитовой серии восточной половины прогиба. В центральной части прогиба (Эрдэнэтский район) сохраняется повышенное содержание в породах B, Zr, Sn, наряду с чем появляется широкий спектр халькофильных элементов — Ag, Pb, Zn, Mo, а в риолитах положительных структур — также Cu. Из P3Э только Ce присутствует в базальтах в повышенных количествах.

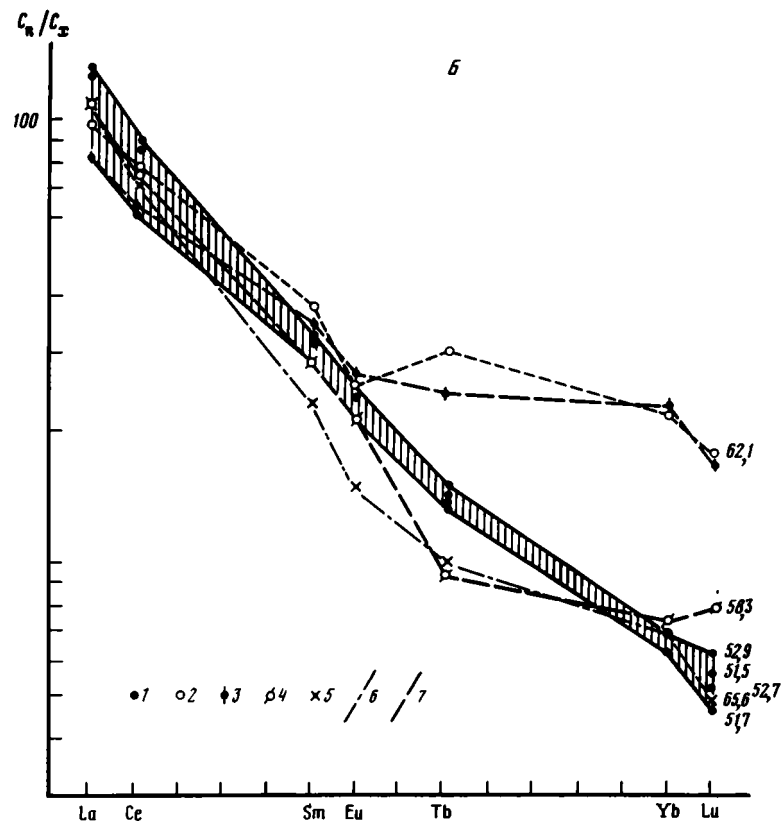
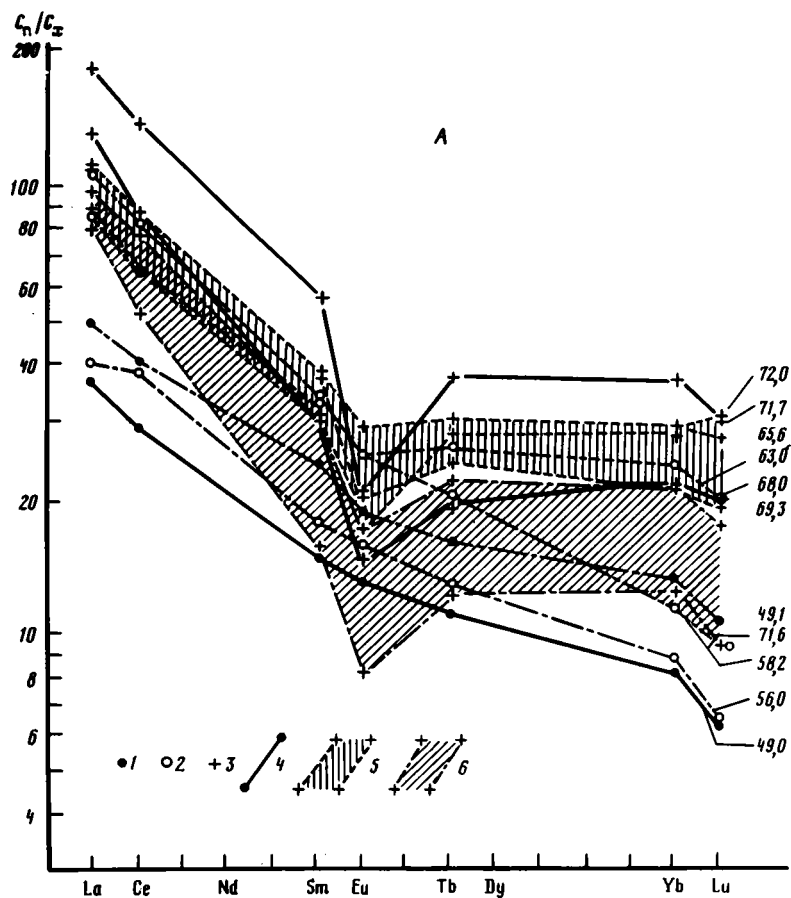


Рис. 31. Нормированные по хондриту содержания РЗЗ в магматических породах центральной части Орхон-Селенгинского прогиба

А. Вулканы дифференцированной базальт-андезит-риолитовой серии

1 — основные; 2 — средние; 3 — кислые; 4 — северное крыло; 5 — центральная часть; 6 — южное крыло прогиба

Б. Трахиандезитобазальтовая серия и ассоциирующие с ней интрузивные породы

1 — щелочные базальты р. Бургалтуин-Гол; 2 — трахиандезиты р. Хандгайтун-Гол; 3—5 — интрузивные породы: 3 — габбро, 4 — сиенитодиориты; 5 — граносиениты; 6,7 — массивы: 6 — Сангияндабинский, 7 — Цулхургольский. Цифры на графиках — содержание SiO_2 , мас. %

Поздняя трахиандезитобазальтовая серия имеет сходные черты на территории всего Орхон-Селенгинского прогиба. Однако в породах Эрдэнэтского района к проходящей Be—Zr и Sr—Ba геохимической специализации добавляется Ag, Pb, Zn, не повсеместно — также Mo, Cu, Sn и P33 цериевой группы.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Массивы интрузивных пород сосредоточены в южной половине Орхон-Селенгинского прогиба и в центре Булганской кольцевой структуры. Они пространственно ассоциируют с полями распространения базальт-андезит-риолитовой серии на востоке и с полями нижнепермских кислых вулканитов на западе. В Эрдэнэтском и Дарханском районах интрузивные породы занимают весь поперечник Орхон-Селенгинского прогиба, подчеркивая соответствующие поперечные структуры. В северной половине Орхон-Селенгинского прогиба, занятой главным образом породами трахиандезитобазальтовой серии, встречаются редкие небольшие интрузивы.

ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ПРОГИБА

Интрузивные породы Орхон-Селенгинского прогиба Р.А. Хасин и Э.В. Михайлов [14] расчленили на две возрастные группы — позднепермско-раннетриасовую и мезозойскую. По их мнению, наибольшее распространение имеет позднепермско-раннетриасовый селенгинский комплекс монзонит-граносиенитового состава. Впоследствии селенгинский комплекс, распространенный в структурах западной части Орхон-Селенгинского прогиба, Р.М. Яшина и А.Т. Матреницкий [81] подразделили на три интрузивные ассоциации: нижнепермскую щелочных граносиенитов и гранитов, верхнепермскую габбро-сиенитовую и позднепермско-раннетриасовую гранит-граносиенитовую.

Щелочные граносиениты и граниты помимо Орхон-Селенгинского прогиба распространены в Северо-Хангайском секторе вулканического пояса и образуют вместе с субщелочными вулканитами нижнепермскую вулкано-плутоническую ассоциацию с абсолютным возрастом 268 ± 11 млн лет для вулканических пород и 234 ± 25 млн лет для интрузивных [47]. Определения абсолютного возраста выполнены K—Ar-методом. Габбро-сиенитовая ассоциация состоит из субщелочных габбро, монзонитов и сиенитов, абсолютный возраст их 268—242 млн лет. Эта ассоциация сопряжена с трахибазальтовым вулканизмом, проявлена в пределах ареалов его распространения и представлена небольшими массивами мелкозернистых габбро и габбро-сиенитов. Особенностью ассоциации является высокое содержание Cu, повышенные — Be, V, Zr, Sr, Ba.

Наиболее молодыми являются гранит-граносиенитовые массивы с абсолютным возрастом 256—226 млн лет. В составе массивов присутствуют кварцевые сиениты, граносиениты, граниты.

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ПРОГИБА

На восточном фланге Орхон-Селенгинского прогиба пермские гранитоиды известны как бичурский комплекс, выделенный В.А. Новиковым и Л.А. Козубовой и изучавшийся Ю.В. Комаровым, Б.А. Литвиновским [57] и другими исследователями. Первая фаза бичурского комплекса состоит из габбро, габбро-диоритов и диоритов; вторая главная — из четырех групп пород: 1) кварцевых диоритов и гранодиоритов, 2) порфиroidных биотит-роговообманковых гранитов и гранодиоритов, 3) граносиенитов, 4) биотитовых гранитов. Гранитоиды имеют интрузивные контакты с кислыми вулканитами тамирской свиты, содержащей остатки флоры середины поздней перми. На соседней территории в МНР сходные гранитоиды перекрыты трахибазальтами и трахиандезитобазальтами свиты ос-

новых эффузивов хара-цохгольской серии позднепермско-раннетриасового возраста [60]. Следовательно, гранитоиды бичурского комплекса формировались в конце поздней перми. Их можно рассматривать в качестве комагматов вулканитов тамирской свиты и базальт-андезит-риолитовой серии междуречья Орхона, Еро и Чикоя.

Породы бичурского комплекса прорваны мелкими штоками и взрывными брекчиями плагиогранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров, с которыми связано молибден-медное оруденение Кударинского рудопроявления. Абсолютный возраст порфировых пород, полученный К—Аг-методом, — 276—225 млн лет [61].

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ПРОГИБА

Среди интрузивных пород Эрдэнэтской поперечной структуры выделяются следующие ассоциации: 1) габбро и сиенитодиоритов; 2) диорит-гранодиорит-граносиенит-гранитовая позднепермская (селенгинский комплекс); 3) габбро-монцонитовая и граносиенит-гранитовая (шивотинский комплекс), возможно позднепермско-раннетриасового возраста; 4) порфировых рудоносных интрузий (эрдэнэтский комплекс) позднепермско-раннетриасового возраста.

Диорит-гранодиорит-граносиенит-гранитовая ассоциация. Интрузивные массивы этой группы слагают больше половины площади Эрдэнэтской поперечной структуры. В осевой ее части расположен самый крупный Эрдэнэтский массив, ориентированный в северо-западном направлении. Протяженность его 55—60 км, ширина 10—15 км, площадь 550—600 км². Массив сопровождается многочисленными более мелкими сателлитами, которые, возможно, представляют собой выступы сливающегося на глубине единого плутона. Южнее Эрдэнэтского массива, на южном крыле прогиба, находится Хушут-Улинский массив площадью около 60 км², юго-западнее — Гурван-Хухэдский массив площадью 75—80 км², вытянутый в западно-северо-западном направлении. Восточнее Эрдэнэтского плутона расположен овальный Цзоухийнгольский массив размером 15 × (5—7) км, площадью 90—100 км². В северной части структуры находится еще один сравнительно крупный массив (25 × 15 км), перекрытый рыхлыми отложениями долины р. Селенги.

На северном крыле Орхон-Селенгинского прогиба есть небольшие тела, сложенные породами рассматриваемой ассоциации, например Баянгольский массив, расположенный вблизи впадения р. Эгийн-Гол в р. Селенгу.

Э.В. Михайлов, Р.А. Хасин, А.Е. Шабаловский, Л.И. Якимов, В.В. Казаков, В.И. Давыдов, С.Г. Пестрецов выяснили следующую последовательность формирования пород: 1) амфиболовые габбро-диориты, диориты, реже габбро; 2) амфибол-биотитовые гранитоиды пестрого состава — кварцевые диориты, гранодиориты, монцогранодиориты, граносиениты, адамеллиты, граниты; 3) граниты, лейкограниты, микрограниты мелких дополнительных интрузий и жил. В составе массивов преобладают породы второй главной фазы. Ранние диориты и габброиды слагают 10—20% площади массивов и обособленные мелкие тела. Местами массивы имеют более сложную историю формирования и содержат породы четырех-пяти фаз внедрения.

Есть массивы простого и сложного строения. Примером сложного массива является Эрдэнэтский плутон. Он вытянут в северо-западном направлении параллельно Бухайнгольскому разлому. В разных участках плутона в нем присутствуют породы от трех до пяти фаз внедрения. Преобладают гранитоиды повышенной основности, связанные постепенными переходами с граносиенитами, а иногда прорванные ими; характерны явления гибридизма и калишпатизации. В качестве останцов и ксенолитов присутствуют биотитовые и амфиболовые микрокристаллические сланцы, габбро и сиенитодиориты. Ю.А. Зорин установил, что корневая магмоподводящая зона Эрдэнэтского плутона совпадает с Бухайн-

гольским разломом и выражена узкой полосой увеличенной толщины тела гранитоидов. Большинство массивов простого строения представляют собой уплощенные по вертикали межформационные тела.

Массивы дискордантны относительно вмещающих пород базальт-андезит-риолитовой серии. Контакты их часто сопровождаются широкими зонами эруптивных брекчий, в которых обломки перекристаллизованных вулканитов сцементированы гранитоидным материалом. В случаях пологих контактов, погружающихся под вмещающие вулканиты, последние превращены в амфиболовые и биотитовые микрокристаллические сланцы и сланцеватые роговики (юго-западные склоны горы Бухэн). В линейных зонах повышенной проницаемости, типа зон смятия, интрузивные породы приобретают гнейсовидные текстуры. Наиболее четко выраженная зона гнейсовидных диоритов и гранитоидов, сопровождающихся гибридными мезократовыми диоритами, инъецированными лейкогранитами, прослеживается в северо-восточном направлении в нижнем течении р. Ингэйтий-Гол. В целом гнейсовидные текстуры более свойственны гранитоидам северной осевой зоны прогиба, чем развитым на его пологом южном крыле, что является признаком формирования их в обстановке локального сжатия.

Гранитоиды совмещают черты мезоабиссальных и малоглубинных образований. Апикальные зоны массивов бывают сложены гранитоидами закаленной мелкозернистой или порфировой структуры.

Относительно возраста рассматриваемой ассоциации имеются следующие данные. В бассейне р. Бургалтуин-Гол (восточнее Эрдэнэтской поперечной структуры) монцогранодиориты одноименного массива прорывают пермские андезитобазальты и залегающие выше породы свиты кислых эффузивов, а на правобережье этой реки гранитоиды перекрыты с базальными конгломератами в основании породами трахиандезитобазальтовой серии (P_2-T_1).

На юге Эрдэнэтской поперечной структуры на левобережье р. Орхон гранитоиды Хушут-Улинского массива перекрыты конгломератами среднего — верхнего триаса и переслаивающимися с ними покровами трахиандезитов (см. рис. 25). Конгломераты содержат крупные глыбы подстилающих гранитоидов. Сходные соотношения обнаружены В.П. Арсентьевым, Г.К. Еникеевым и Ю.М. Холодом в районе горы Шара-Чулут, юго-западнее Эрдэнэта, а ранее отмечались В.Д. Баяновым и А.Е. Шабаловским с коллегами севернее Эрдэнэта, на склонах горы Цаган-Чулут. В обоих этих районах на размытой поверхности гранитов с валунными конгломератами и галькой в основании залегают трахиандезиты Бугатской мульды. Позднетриасовый возраст их принят по аналогии с породами Орхонской впадины [53]. Абсолютный возраст гранитоидов рассматриваемой группы, по данным, полученным К—Аг-методом чешскими геологами (Я. Вацл с коллегами), составляет 245—230 млн лет, что соответствует концу пермского периода. По возрасту и формационной принадлежности гранитоиды Эрдэнэтской поперечной структуры сходны с породами бичурского комплекса.

Породы диорит-гранодиорит-граносиенит-гранитовой ассоциации являются умеренно-кремнекислыми, глиноземистыми (табл. 12). В преобладающих разновидностях пород количество кремнезема и глинозема составляет соответственно 66—68 и 15—17%, изменяясь до 71 и 14,5% в гранитах южного крыла Орхон-Селенгинского прогиба (Хушут-Улинский массив). Величина индекса Пикока (55,5—58) характеризует известково-щелочную серию, причем значение индекса в породах южного крыла — 56,8, северного — 58, Эрдэнэтского массива — 55,5. Низкое значение индекса Пикока (57—58,6) имеет вмещающая базальт-андезит-риолитовая серия. По данным С.П. Соловьева, величина индекса 58 (с колебаниями от 57 до 60) типична для андезит-диорит-гранодиоритовых серий Америки и юго-восточного Забайкалья. Для пород типично преобладание Na над K, накопление K в возрастном ряду до появления Na-K субщелочных лейкогранитов в составе мелких жильных тел. Во многих массивах встречаются фации

Таблица 12

**Химический состав пород селенгинского комплекса Орхон-Селенгинского прогиба,
район Эрдэнэца**

Компонент	Северное крыло, р. Эгийн-Гол		Осевая зона, Цзоухийнгольский массив			Эрдэнэцский массив		
	Габбро (1)	Грано- диорит (2)	Габбро (2)	Диорит (2)	Гранит (3)	Габбро (2)	Диорит (2)	Кварце- вый дио- рит (1)
SiO ₂	47,2	66,85	45,35	54,5	70,1	50,40	57,90	61,90
TiO ₂	1,5	1,0	1,12	1,05	0,3	0,77	0,66	0,44
Al ₂ O ₃	18,0	17,4	21,04	19,03	15,76	18,08	17,47	16,90
Fe ₂ O ₃	1,68	1,04	3,15	2,15	1,27	3,63	3,4	1,78
FeO	8,30	2,85	7,55	5,7	1,56	5,20	3,44	1,72
MnO	0,11	0,08	0,11	0,14	0,04	0,14	0,08	0,04
MgO	6,30	1,25	7,76	3,09	0,82	7,12	3,53	2,35
CaO	9,35	1,7	10,02	7,5	1,9	7,92	4,90	3,93
Na ₂ O	3,03	3,75	2,1	4,05	3,83	3,31	4,47	5,40
K ₂ O	1,24	4,1	0,45	1,30	4,10	1,22	2,24	2,30
P ₂ O ₅	0,52	0,22	0,02	0,11	0,06	0,16	0,29	0,16
F	0,06	0,04	0,04	0,05	0,02	0,07	—	—
Na ₂ O + K ₂ O	1,76	7,85	2,55	5,35	7,93	4,53	6,71	7,70
Na ₂ O / K ₂ O	2,44	0,78	4,66	3,11	0,9	2,71	2	2,34
al'	1,10	3,38	1,14	1,74	4,34	1,13	1,68	2,9
Ka	0,34	0,61	0,18	0,42	0,68	0,37	0,56	0,67
$\frac{K + Na}{Ca}$	0,36	3,50	0,21	0,59	3,09	0,47	1,10	1,58
Li	28	14,5	8	5,5	6	12	14	—
Rb	27	122,5	7	19,5	69,7	39	60	—
Sr	720	315	1022	482,5	296,7	625	750	—
Ba	—	—	—	390	—	275	359	—
Zr	150	20	10	150	170	116	185	—
Be	1	2	3	1,5	1,3	0,7	1	—
B	6	18,5	18	4,5	18,7	7	27	—
Sc	8	3,5	16	27	13	26	16	—
Sn	6	5,5	22	1,5	2,8	3,5	1,5	—
Mo	2	2,5	0,7	1,0	1	0,7	1	—
Cu	2	17	53,5	58,5	10,0	49	320	—
Se	0,01	0,025	0,09	0,07	0,03	Не опр.	Не опр.	—
Pb	17	41,5	8,5	11,5	33,3	11	17	—
Zn	170	65	155	175	70	85	135	—
Ag	0,01	0,035	0,04	0,037	0,01	—	2	—
Cr	91	13	532,5	21	7,7	125	61	—
Ni	98	6	130	9	3,7	62	15	—
Co	22	5,5	76,5	19,7	3,7	32,5	10,7	—
V	280	315	1575	1058	30,3	195	49	—
K/Rb	0,04	0,03	0,04	0,06	0,05	0,03	0,03	—
Rb/Sr	0,004	0,39	0,007	0,04	0,23	0,06	0,08	—
Sr/Ba	—	—	—	1,24	—	2,27	2,09	—
Ni/Co	4,45	1,09	1,70	0,46	1,0	0,32	1,40	—

монцогранодиоритов и граносиенитов. А.С. Павленко, Л.В. Филиппов и Л.И. Орлова [56] отнесли рассматриваемые массивы к адеманит-граносиенит-порфировой формации.

На петрохимической диаграмме Л.С. Бородинна интрузивные породы диорит-гранодиорит-граносиенит-гранитовой ассоциации и вулканы базальт-ан-

Эрдэнэтский массив			Южное крыло				
Грано-диорит (3)	Грано-сиенит	Лейко-гранит (3)	Диорит (2)	Грано-диорит (10)	Гранит (4)	Лейко-гранит (2)	Гранит субщелочной
66,57	65,74	72,85	55,25	67,91	70,74	74,35	70,0
0,77	0,41	0,16	0,78	0,47	0,36	0,34	0,02
16,03	15,06	13,70	18,40	15,31	14,56	12,90	15,3
1,98	1,65	0,73	4,32	2,10	1,44	1,62	0,60
1,84	1,72	1,30	3,40	1,51	0,89	0,64	1,70
0,06	0,05	0,03	0,09	0,06	0,08	0,05	0,04
1,38	1,87	0,53	3,75	1,68	1,11	0,51	0,04
2,93	2,40	1,21	6,22	2,33	1,22	0,87	1,54
4,61	4,81	3,47	3,85	4,41	5,24	4,15	4,70
2,80	3,38	4,91	1,35	3,41	3,50	4,2	4,40
0,13	0,19	0,05	0,09	0,12	0,10	0,02	0,02
0,035	-	-	-	-	0,036	-	-
7,54	8,19	8,38	5,20	7,81	8,74	4,25	9,10
1,65	1,42	0,7	2,85	1,29	1,5	0,99	1,07
3,08	2,87	5,41	1,6	2,89	4,23	4,65	5,66
0,66	0,77	0,81	0,43	0,71	0,85	0,75	0,82
1,96	2,63	5,14	0,69	2,55	5,76	7,47	4,39
7,3	10	4,1	14,5	16,3	11,75	7,8	
57,3	66,5	90	33	96,4	62,8	111	
411	405	258	317,5	239,5	300	100,2	
450	646	605	715	425	598	492	
215	190	297	145	355	280	263	
2	1	2	2	2,3	2,6	3,0	
7	12,5	6	17,5	16,3	12,7	9,3	
4,7	6,5	5	15	7,9	4,3	4,3	
1,5	2,7	2	3	3,2	2,5	3,2	
1,3	1	1	1	1,3	1,3	1	
30	70	121	184	184	57	51	
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
16	37	23	14	26	24	26	
37	215	90	220	211	97	147	
-	8	1	-	0,14	0,09	0,02	
6,5	42	23	86	68	48	69	
25	11,5	10,1	28	22	12	10	
8	5,5	2,3	22	8	6,5	2,5	
62	30	9	89	35	40	6,5	
0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	
0,14	0,16	0,35	0,1	0,4	0,21	1,11	
0,91	0,63	0,43	0,44	0,56	0,50	0,20	
3,10	2,09	4,39	1,3	2,82	1,8	4,24	

дезит-риолитовой серии занимают пограничное поле известково-щелочных и субщелочных пород (рис. 32). Наиболее щелочными являются базальты и габбро, а наиболее кремнекислыми и щелочными — породы Хушут-Улинского массива южного крыла Орхон-Селенгинского прогиба. Обращает на себя внимание параллельная изменчивость содержания ряда элементов в интрузивных и вулканом-

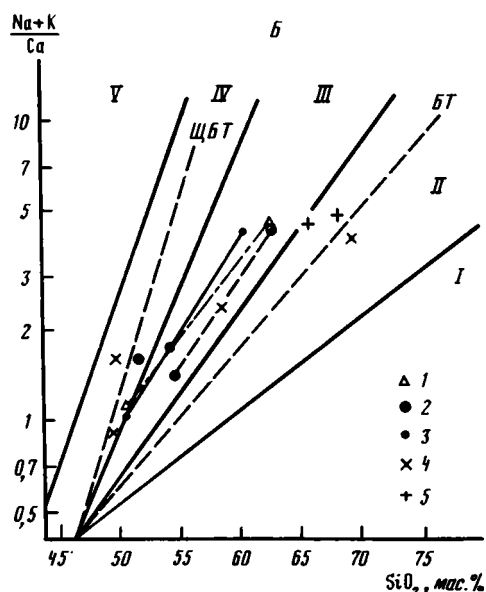
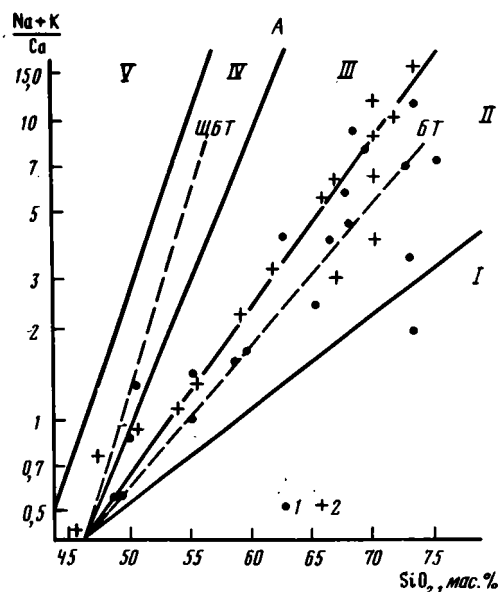


Рис. 32. Диаграммы известково-щелочной показатель — кремнезем для вулканогенных и интрузивных пород центральной части Орхон-Селенгинского прогиба

А. Вулканыты базальт-андезит-риолитовой серии (1) и гранитоиды селенгинского комплекса (2)

Б. Вулканыты трахиандезитобазальтовой серии р. Бургалтуин-Гол (3), породы габбро-монцитонитовых (4) и граносиенит-гранитовых массивов (5)

Остальные условные обозначения см. на рис. 18

Таблица 13

Содержание редких и РЗЗ (в г/т) в интрузивных породах Орхон-Селенгинского прогиба в районе Эрдэнэца

№ пробы	Порода	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb
Породы селенгинского комплекса							
Южное крыло прогиба							
1	Габбро-диорит, 1ф	69	15	1,7	0,46	0,36	1,2
2	Гранодиорит, 2ф	33	58	3,0	0,8	0,58	1,7
3	Гранодиорит, 2ф	23	44	3,2	0,7	0,56	1,8
4	Гранодиорит, 2ф	27	53	4,0	0,77	0,70	2,3
Центральная часть							
5	Диорит, 1 ф	10	22	2,9	0,8	0,54	1,1
6	Монцитонит, 2ф	22	45	4,2	0,76	0,40	1,4
7	Адамеллит, 2ф	27	45	4,2	0,61	0,55	2,1
Породы шивотинского комплекса							
8	Габбро, 1ф	25	55	7,4	2,0	1,2	3,8
9	Монцитонит, 2ф	33	64	6,0	1,7	0,47	1,3
10	Граносиенит, главная фаза	32	59	4,9	1,1	0,50	1,2

Примечание. Массивы: 1, 2 — Гурван-Хухэдский; 3, 4 — Хушут-Улинский; 5—7 — Эрдэнэтский; 8, 9 — Цулхургольский; 10 — Сангяндинский.

генных породах в поперечном сечении Орхон-Селенгинского прогиба. Так, в осевой зоне прогиба отмечается самое низкое содержание Mg в базальтах и габбро, самое низкое содержание K в базальтах, габбро, риолитах, гранодиоритах и гранитах, наиболее высокое значение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ для базальтов, габбро, риолитов и гранитов (см. рис. 30).

Интрузивная (табл. 13) и вулканическая серии имеют однотипный характер распределения РЗЭ (рис. 33, см. рис. 31). В породах Эрдэнэтского массива спектр РЗЭ ближе вулканитам южного крыла прогиба, а Бургалтуингольского массива — вулканитам осевой зоны и северного крыла прогиба. В вулканогенных и интрузивных породах от основных пород к средним и кислым увеличивается содержание легких и тяжелых лантаноидов и все резче проявляется европиевый минимум.

Таким образом, диорит-гранодиорит-граносиенит-гранитовая ассоциация по геологическим и петрохимическим признакам комагматична базальт-андезит-риолитовой серии восточной половины Орхон-Селенгинского прогиба.

По особенностям минерального состава, повышенному содержанию кремнезема, щелочей, циркония, гафния и других элементов из группы гранитоидов повышенной основности обособливаются Хушут-Улинский массив и сходный с ним Гурван-Хухэдский, расположенные на южном крыле Орхон-Селенгинского прогиба. Они занимают переходное положение между массивами данной ассоциации и граносиенит-гранитовыми, расположенными в западных районах Орхон-Селенгинского прогиба, где ассоциируют с ареалом развития пермских вулканитов повышенной щелочности.

Габбро-монцонитовая и граносиенит-гранитовая ассоциации (шивотинский комплекс). Небольшие массивы пород шивотинского комплекса залегают среди трахиандезитобазальтовой толщи, для которой принят позднепермско-раннетриасовый возраст. По составу они близки выделенной Р.М. Яшиной и А.Т. Матреницким [81] в бассейне р. Нарийн-Толбури-Гол верхнепермской габбро-сиенитовой ассоциации, комагматичной основным вулканитам верхней перми. Однако габбро-сиенитовые массивы, по данным этих исследователей, формировались раньше селенгинского комплекса. В отличие от них, интрузивы рассматриваемой ассоциации прорывают трахиандезитобазальтовую толщу,

Lu	Y	Th	Ta	Zr	Rb	Sr	Sc	La/Yb	Rb/Sr
Породы селенгинского комплекса									
Южное крыло прогиба									
0,17	<20	1,9	0,12	140	10	840	27	5,75	0,01
0,24	10	8,1	1,3	260	56	400	3,9	19,4	0,14
0,29	12	7,9	0,44	250	94	310	6,3	12,7	0,30
0,34	18	9,0	0,35	310	76	310	7,4	11,7	0,24
Центральная часть									
0,15	10	1	0,11	110	38	1200	28	9,01	0,032
0,20	10	8,5	0,28	110	60	830	7,5	15,7	0,072
0,30	13	14	0,57	190	130	460	3,2	12,85	0,28
Породы шивотинского комплекса									
0,54	31	3,4	0,47	270	34	810	18	6,5	0,04
0,25	9	5,5	0,29	170	53	1600	9,4	25,3	0,033
0,16	Не опр.	11	0,38	150	48	1100	5,0	26,6	0,043

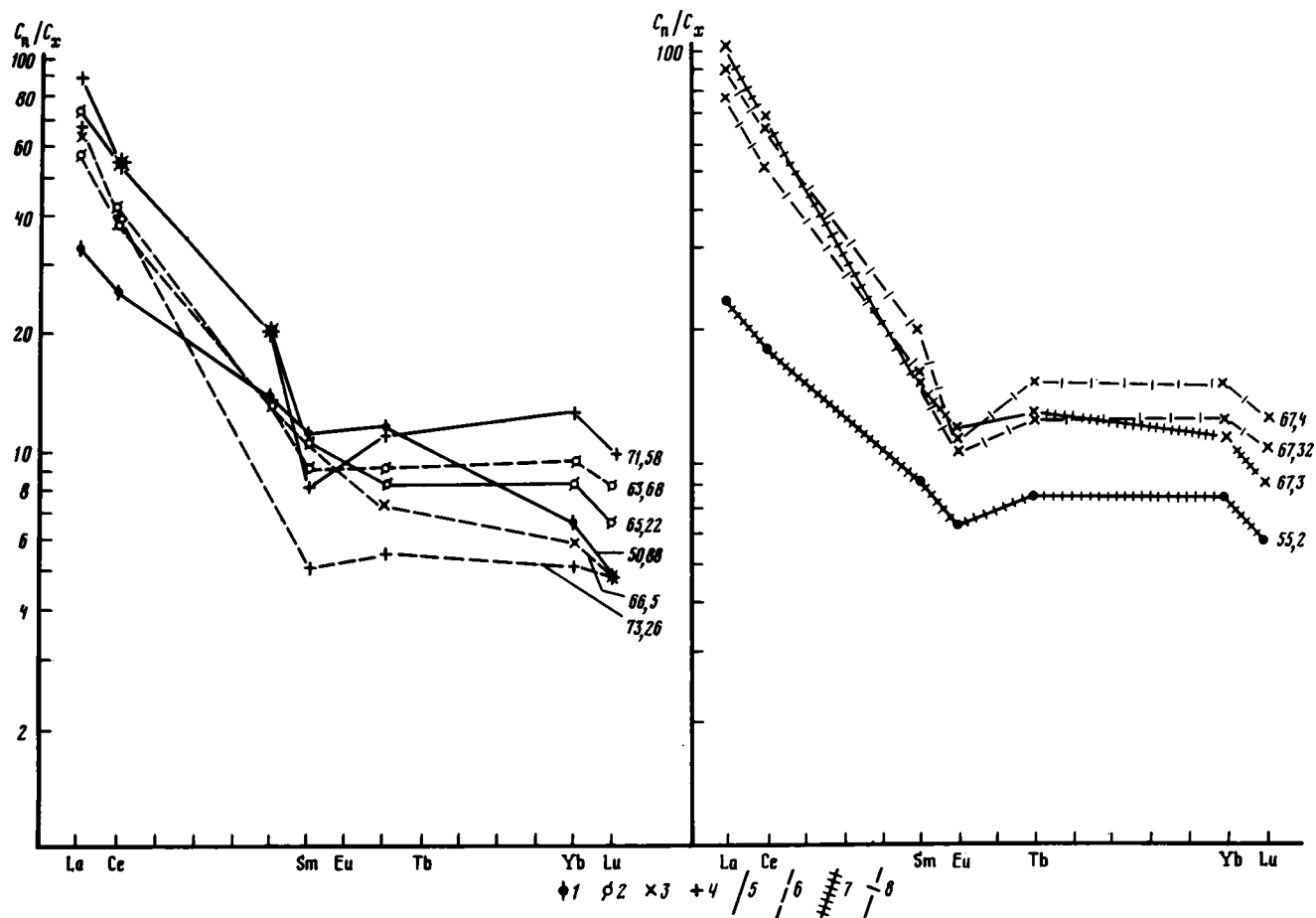


Рис. 33. Нормированные по хондриту содержания РЗЭ в интрузивных породах селенгинского комплекса в Эрдэнэтском районе

1 — габбро-диориты, диориты; 2 — гранодиориты; 3 — граносиениты; 4 — граниты, лейкограниты; 5—8 массивы: 5 — Эрдэнэтский, 6 — Бургал-тунингольский, 7 — Гурван-Хухэдский, 8 — Хушут-Улинский. Цифры на графиках — содержания SiO_2 , мас. %

залегающую с разрывом на гранитоидах Бургалтуингольского массива селенгинского комплекса. Возраст этих массивов условно принят позднепермским-раннетриасовым по аналогии с вмещающей толщей.

Цулхургольский массив площадью 25—30 км² состоит в основном из монцонитов мелко-, средне- и крупнозернистых, среди которых встречаются останцы крупнозернистого пироксенового габбро. Пироксен в них частично замещен амфиболом и крупным биотитом. Породы пересечены жильными телами мелкозернистых лейкократовых гранитов.

Сангийндабинский массив площадью около 200 км² сложен довольно однообразными биотит-амфиболовыми крупнозернистыми двуполевошпатовыми граносиенитами и гранитами. Они прорывают значительную часть разреза трахиандезитобазальтовой толщи, имеют с ней эруптивный контакт и неширокий ореол ороговикования. В.П. Арсентьев и Г.К. Еникеев выделили граносиенит-гранитовые массивы типа Сангийндабинского в шивотинский комплекс. Габбро-монцонитовые массивы можно отнести к ранним фазам этого комплекса, граносиенит-гранитовые — к главной фазе, жильные лейкократовые граниты — к поздней. Породы данного комплекса объединяют кроме сходной геологической позиции некоторые черты химизма (табл. 14): высокая глиноземистость, известковистость, повышенная щелочность, которая вследствие высокого содержания глинозема не сказывается на величине коэффициента агапайности, преобладание натрия в группе щелочей. Для всех петрографических разновидностей типичны высокое содержание Sr, низкая величина отношения Rb/Sr и высокая — Ni/Co. В Цулхургольском массиве отмечается повышенное содержание F. Индекс Пикока — 55,4.

На диаграмме щелочно-известковый показатель — кремнезем породы габбро-монцонитовых массивов повторяют тренд вулканитов трахиандезитобазальтовой серии, а в области гранитных составов отклоняются от него (см. рис. 32). График нормированных по хондриту содержаний P33 в монцонитах Цулхургольского и граносиенитах Сангийндабинского массива сходен со щелочными базальтами бассейна р. Бургалтуин-Гол, а габбро Цулхургольского массива — с трахиандезитобазальтами правобережья р. Хандгайтуин-Гол (см. табл. 13, рис. 31). В первом случае график крутой, недифференцированный, с резким преобладанием легких P33 над тяжелыми, что выражено величиной La/Yb в интрузивных породах — 25,3—26,6, в базальтах — 21—33,3; во втором случае график пологий, величина La/Yb в габбро — 6,5, в трахиандезитобазальтах — 7,9. Геохимическое соответствие сочетается с территориальным. Сангийндабинский массив расположен в поле щелочных базальтов и слагает водораздельный хребет правобережья р. Бургалтуин-Гол, а Цулхургольский находится на правобережье р. Селенги и залегает среди пород нижней части разреза трахиандезитобазальтовой серии, которые опробовались на правобережье р. Хандгайтуин-Гол.

Т.П. Гантимурова изучила количественный флюидный состав пород Цулхургольского и Сангийндабинского массивов шивотинского комплекса, нескольких массивов селенгинского комплекса, а также раннемезозойских лейкогранитов Орвонульского массива, расположенного на левобережье р. Орхон среди вулканогенно-терригенной толщи среднего-позднего триаса.

Определено содержание в породах H₂O, CO₂, CO, CH₄, H₂, H₂S и рассчитан коэффициент восстановленности флюидов: $K_{\text{в}} = \text{H}_2 + \text{CH}_4 + \text{CO} + \text{H}_2/\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$.

Все интрузивные породы характеризуются углекисло-водным составом флюидной фазы при ведущей роли воды. Доля углеродсодержащих флюидов обычно увеличивается с ростом щелочности магматических пород, а количество флюидов падает от ранних интрузивных фаз к поздним, что коррелируется со снижением содержания амфибола и биотита.

Породы шивотинского комплекса обладают сравнительно низкой флюидонасыщенностью и восстановленным характером флюидов (рис. 34). Интрузивные породы селенгинского комплекса, развитые в центральной части Орхон-Селенгин-

Таблица 14

Химический состав пород шивотинского комплекса

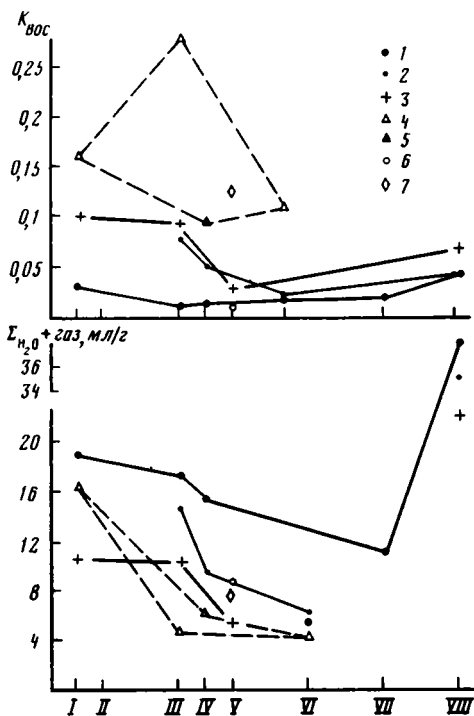
Компонент	Массив					
	Цулхургольский			Сангийндабинский		
	Габбро	Монзонит	Лейко-гранит	Граносиенит	Лейко-гранит	
SiO ₂	49,5 49,2	58,3	69,0	65,64 68,12		75,5
TiO ₂	0,8 1,2	0,8	0,92	0,53 0,26		0,12
Al ₂ O ₃	14,90 17,8	19,7	17,8	16,94 18,17		12,9
Fe ₂ O ₃	1,55 2,54	0,7	1,6	1,41 0,87		0,54
FeO	8,40 7,11	4,25	3,40	1,58 0,86		0,31
MnO	0,08 0,10	0,06	0,06	0,04 0,02		0,01
MgO	12,35 7,05	2,5	1,7	1,4 0,73		0,12
CaO	4,10 7,4	4,8	3,3	2,89 2,63		1,27
Na ₂ O	2,46 2,75	4,4	5,0	4,6 4,5		4,3
K ₂ O	1,76 1,4	2,55	3,6	4,0 3,55		4,4
P ₂ O ₅	0,52 0,67	0,5	0,26	0,18 0,09		0,16
F	0,05 0,12	0,04	0,1	0,01 0,01		0,02
Na ₂ O+K ₂ O	4,22 4,15	6,95	8,6	8,6 8,05		8,7
Na ₂ O/K ₂ O	1,4 1,96	1,72	1,39	1,15 1,27		1
al'	0,7 1,06	2,65	2,66	3,86 7,38		13,3
Ka	0,40 0,34	0,51	0,68	0,70 0,62		0,92
(K+Na)/Ca	0,79 0,45	1,15	2,02	2,23 2,35		5,27
Li	22,5	21	17	7,5		3
Rb	32	48	76	55		62
Sr	1260	1500	800	900		300
Zr	160	240	280	175		60
Be	2,5	2	1	2		3
B	6,5	9	10	15,5		—
Sc	6	4	4	5,5		2
Sn	1,5	1,5	1,5	1,5		1,5
Mo	3	2	2	0,75		1
Cu	31	20	7	9		19
Pb	28,5	36	34	28,5		29
Zn	170	80	60	—		15
Cr	140	10	6	10,5		5
Ni	205	10	10	5		5
Co	23	14	1,5	1,5		1,5
V	150	78	27	24,5		25
K/Rb	0,07	0,05	0,06	0,05		0,03
Rb/Sr	0,03	0,03	0,09	0,06		0,21
Ni/Co	9,5	0,71	6,67	—		3,3

ского прогиба, отличаются от них более высокой флюидонасыщенностью и более окисленным составом флюидной фазы, причем наиболее высокое содержание флюидов типично для пород всех фаз Эрдэнэтского массива. Максимальная степень окисленности флюидов характерна для раннемезозойских лейкогранитов.

Граносиениты и граниты шивотинского комплекса отличаются от гранитоидов селенгинского комплекса рядом признаков: 1) различным характером нормированных по хондриту графиков распределения P3Э — крутой, недифференцированный в шивотинском комплексе, с величиной La/Yb — 25—26 и более пологий, с четким Eu-минимумом и величиной La/Yb — 11—16 в селенгинском, 2) гра-

Рис. 34. Содержание и коэффициент восстановления флюидов в интрузивных породах

I, II — породы ранних фаз: I — габбро, габбро-диориты; II — диориты; III—V — породы главных фаз: III — диориты, сиенито-диориты; IV — гранодиориты, граносиениты, V — граниты; VI — лейкограниты поздних фаз; VII — порфиры эрдэнэцкого комплекса; VIII — дайки. Массивы: 1 — Эрдэнэцкий, 2 — Бургалтаунгольский, 3 — Цзоухингольский, 4 — Цулхургольский, 5 — Сангийндабинский, 6 — Орвонульский, 7 — экструзивный риолит из базальт-андезит-риолитовой серии



нитойды шивотинского комплекса содержат в 1,5—2 раза и больше Sr, отличаются низкой величиной Rb/Sr и высокой Ni/Co, а гранитоиды селенгинского комплекса отличаются более высоким содержанием V, Sn, Cu; 3) породам шивотинского комплекса свойственны сравнительно низкая флюидонасыщенность и более восстановленный характер флюидов.

Эрдэнэцкий комплекс порфировых интрузий. К данному комплексу относятся мелкие штоки, дайки, нежки, сложенные тоналит-порфирами, гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами и плагиопорфирами, с которыми парагенетически связано молибден-медное оруденение. Эти образования на Эрдэнэцком месторождении рассматривались как поздняя фаза гранитоидов селенгинского комплекса [73], а затем, по предложению В.И. Сотникова и А.П. Берзиной, они были выделены в самостоятельный рудоносный порфировый комплекс [63].

Порфировые интрузии распределены дискретно и сосредоточены во внутренней зоне Селенгино-Витимского вулканического пояса. Они контролируются границей ареалов магматизма разной щелочности и локализованы в узлах пересечения и сочленения крупных разломов (см. рис. 24). На западе региона мелкие молибден-медные рудопрооявления расположены на северном крыле Хангайского сводового поднятия, где ареал распространения гранитоидов известково-щелочного ряда граничит с субщелочными вулканоплутоническими ассоциациями Северо-Хангайского сектора вулканического пояса. Эта граница совпадает с северным контуром гравитационного минимума, характерного для Хангайского свода [64]. Плагиопорфиры известны на площади Наран-Булакского рудопрооявления, которое находится в бассейне верхнего течения р. Идэр. В центральной части Орхон-Селенгинского прогиба с малыми интрузиями порфиров ассоциируют месторождения и рудопрооявления Эрдэнэцкого рудного узла. На восточном фланге Орхон-Селенгинского прогиба к рассматриваемому комплексу относятся штоки, дайки и эксплозивные брекчии плагиогранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров Кударинского молибден-медного рудопрооявления. На восточном фланге Селенгино-Витимского вулканического пояса в области его воздымания распространены гранитоиды амананского комплекса, вмещающие мелкие штоки биотитовых гранитов, штоки и нежки гранит-порфиров и их автобрекчий, сопровождающихся молибденовым оруденением. Гранитоиды амананского комплекса сопоставляются с гранитоидами бичурского и селенгинского комплексов, а рудоносные порфиры с породами эрдэнэцкого комплекса, отличаясь более кислым составом.

В Эрдэнэцком рудном районе порфировые штоки и дайки развиты в широкой

субмеридиональной зоне, в которую входят (с севера на юг): Цзоухингольское рудопоявление, Эрдэнэтское рудное поле, рудопоявление Шанд. Наиболее полно изучены порфиры Эрдэнэтского рудного поля [6, 10, 73].

Эрдэнэтское рудное поле находится на южном крыле Орхон-Селенгинского прогиба (см. рис. 25). Оно приурочено к осевой части положительной структуры, сложенной гранодиоритами, монцогранодиоритами и граносиенитами с подчиненным количеством адамеллитов и гранитов селенгинского комплекса. На крыльях структуры развиты пермские вулканы, габбро, габбро-диориты, габбро-сиениты, сиенито-диориты и диориты, среди которых не всегда уверенно выделяются раннепалеозойские телминского комплекса, пермские нарийн-толбуригольского комплекса и позднепермские ранней фазы селенгинского комплекса. На севере рудного поля гранодиориты граничат с Соготинским блоком древних неоднократно гранитизированных пород фундамента Орхон-Селенгинского прогиба. На площади рудного поля пересекаются разломы субширотного, северо-западного, северо-северо-западного, меридионального, северо-северо-восточного и северо-восточного направлений. Большинство из них входит в системы трансструктурных и трансрегиональных линейaments.

Рудная зона протяженностью 20—25 км представлена дайками и штоками порфиров, сопровождающимися кварц-серицитовыми метасоматитами и оруденением. Они прорывают гранодиориты и контролируются зоной неясно выраженных разломов северо-западного направления, в пределах которой расположены кулисообразно и разделены разломами северо-восточного, субмеридионального и широтного простирания (рис. 35). С юго-востока на северо-запад выделяются участки Оюут, Промежуточный, Центральный, Северо-Западный (месторождение Эрдэнэт); ряд исследователей считают, что существует еще участок Цаган-Чулут, перекрытый раннемезозойскими трахиандезитами и чехлом четвертичных отложений. Протяженность каждого участка 2—2,5 км; для них характерно сочетание даек и штоков порфиров. Штоки обычно более интенсивно изменены гидротермальными процессами, чем дайки. Вся рудная зона оконтурена ореолом пропилитизированных и турмалинизированных пород. Рудно-магматическая система погружается в северо-западном направлении, причем первичное северо-западное погружение усилено более поздними перемещениями по разломам.

Полоса порфировых тел и рудных гидротермалитов пространственно совпадает с выделенной Ю.А. Зориным зоной крутого магмоподводящего канала для пород селенгинского комплекса. Этот канал служил магмоводом и для порфирового магматизма.

Месторождение Эрдэнэт — самый крупный по концентрации рудных компонентов участок рудного поля. Породы порфирового комплекса образуют здесь субвулканическую постройку длительной истории развития и сложного строения. Она расположена на границе пород Соготинского блока с гранодиоритами селенгинского комплекса и в значительной мере размещена внутри асимметричного куполовидного тела гранодиоритов размером 1,2—1,8 км (рис. 36). Вокруг гранодиоритового тела существовала термальная куполовидная структура, очертания которой реставрируются по наведенной системе трещин отдельности во вмещающих породах. Внутреннее строение гранодиоритового тела во многом определило морфологию порфиров и рудных метасоматитов. На современном эрозионном срезе (1500 м) обнажена его апикальная часть, сложенная породами закаленной резко порфировидной структуры. На глубине 1250—1160 м (в абсолютных отметках) они сменяются более хорошо раскристаллизованными гранодиоритами, причем зона перехода имеет полого волнистое грубое линзовидно-полосчатое строение.

Форма субвулканической постройки в плане близка к гантелевидной. Она состоит из двух соединяющихся штоков размерами 1 × 0,8 км и 0,9 × 0,85 км и осложнена многочисленными апофизами, мелкими сателлитами и дайками. Про-

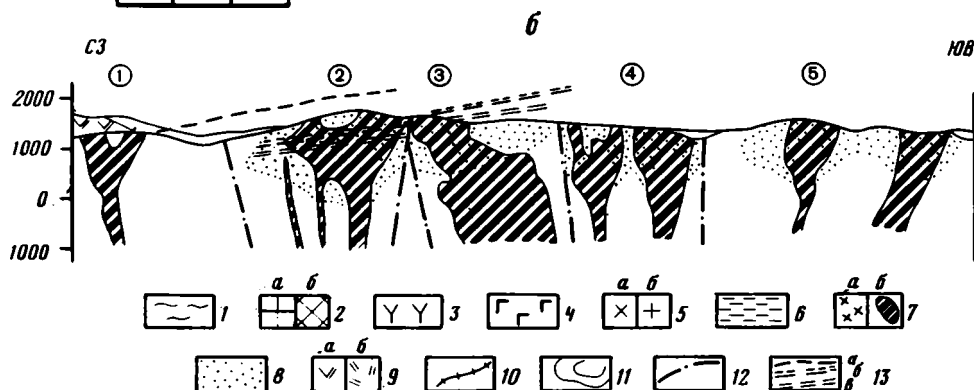
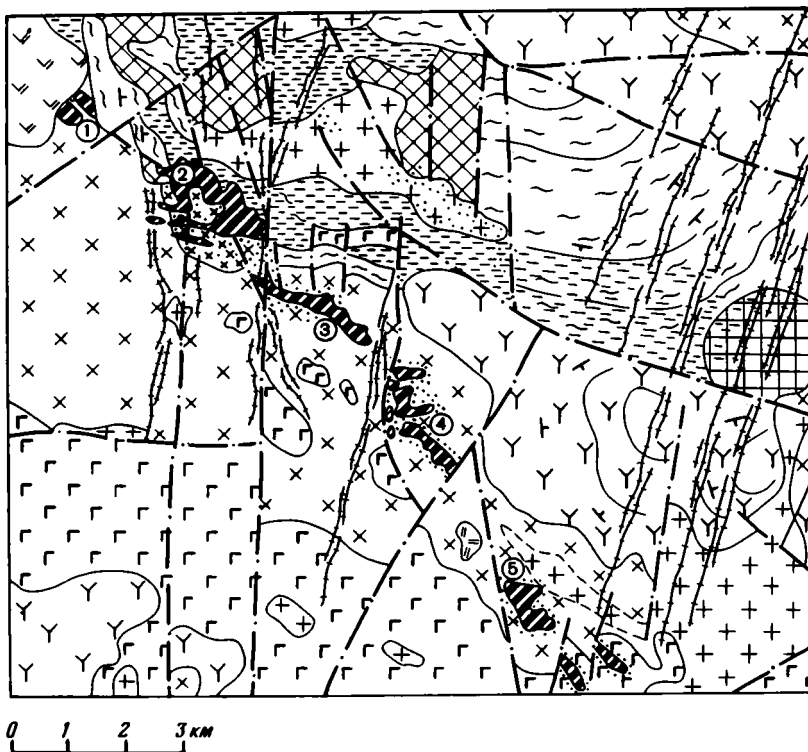


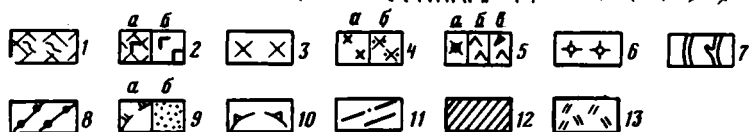
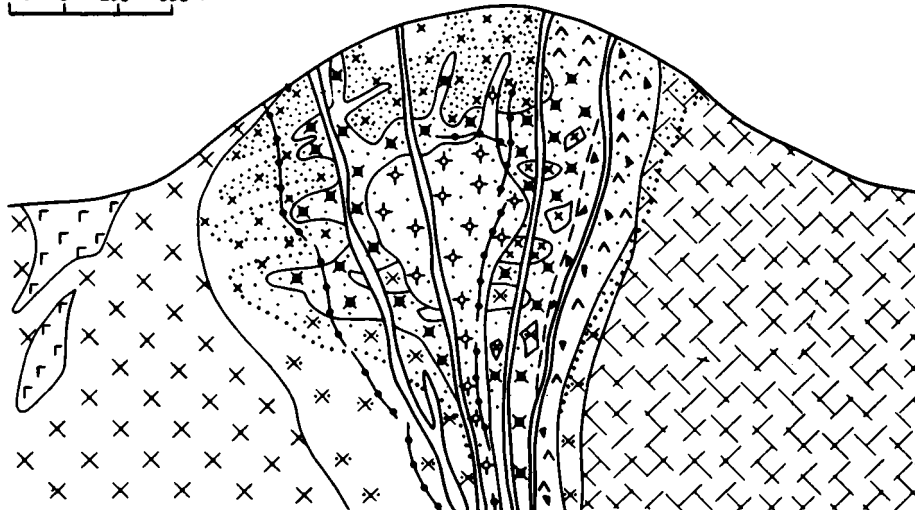
Рис. 35. Строение Эрдэнэтского рудного поля: а — план, б — схема распределения порфировых интрузий в продольном разрезе

1 — метаморфизованные вулканиты основного и кислого состава, биотит-амфиболовые и амфиболовые сланцы; 2 — расслоенные габбро (а), трахитондные сиенитодинориты (б); 3 — пермские вулканиты смешанного состава (базальт-андезит-риолитовая серия); 4—6 — селенгинский комплекс: 4 — габбро, габбро-диориты, диориты ранней фазы; 5 — главная фаза (а — гранодиориты, монцогранодиориты, реже граносиениты; б — адамеллиты, граниты); 6 — гранитоиды повышенной основности и щелочности, их гибридные разновидности с останцами и ксенолитами метаморфических пород и габбро; 7 — породы эрдэнэтского порфирового комплекса (а — резко порфировидные гранодиориты; б — субвулканические тела, сложенные гранодиорит-порфирами, порфирами, дацитами); 8 — зоны кварц-серцитовых гидротермальных изменений; 9 — пострудные позднеэриасовые трахиандезиты (а) и раннеюрские нежки риолитов (б); 10 — дайки субщелочных базальтов, трахиандезитобазальтов, андезитов; 11 — фрагменты простираения толщ; 12 — разломы; 13 — нижняя граница распространения гидротермального биотита

Участки (цифры в кружках): 1 — Цаган-Чулут; 2 — Эрдэнэтское месторождение, 3 — Центральный; 4 — Промежуточный, 5 — Оюут

250 0 250 500 m

6



1 — интрузивные породы Соготинского блока с останками и ксенолитами кристаллосланцев; 2 — габбро (а — щелочное и субщелочное в Соготинском блоке, б — габбро-диориты в юго-западном блоке); 3 — гранодиориты; 4 — гранодиориты Эрдэнэтского куполовидного тела (а — мелкозернистые резко порфировидные закаленной структуры, б — среднезернистые порфировидные); 5—8 —

тяженность ее 2,25—2,4 км, ширина 1,2—1,4 км. Внутреннее строение субвулканического тела имеет вид гигантской брекчии, возникшей в результате неоднократных эксплозивных процессов и сложной разрывной тектоники участка. Обломки и глыбы в этой брекчии состоят из гранодиоритов, а в пределах магмоподводящих каналов — также из повторно брекчированных ранних гранодиорит-порфиров, сцементированных плагиопорфирами и дацитами, которые сами нередко имеют автобрекчиевую текстуру. Перемычка между штоками представляет собой трубку взрыва диаметром около 0,25 км, которая сопровождается дочерними субвулканическими телами размером порядка 50 м, сложенными флюидално-полосчатыми дацитами.

На ранних этапах изучения месторождения Э. Каминек с коллегами и Л.И. Якимов [73] выделяли два ритма порфиров — дорудные и внутрирудные. А.П. Берзина и В.И. Сотников [6] установили сложную последовательность становления порфиров каждого ритма и обнаружили порфиры третьего ритма. Наиболее полно развитый первый ритм, по их данным, формируется в последовательности: диоритовые порфириты и микродиориты — гранодиорит-порфиры и плагиогранит-порфиры — дациты и дацитовидные породы.

Нами в составе порфирового комплекса выделено пять поколений порфиров, каждое из них состоит из нескольких фаз внедрения. Они разделены проявлениями метасоматоза и рудообразования. Всего в истории формирования месторождения авторами совместно с И.Е. Максимюк [10] выделено пять этапов, каждый из которых состоит из внедрения небольших объемов магматических масс, сменяющегося флюидно-гидротермально-рудными процессами. От ранних этапов к поздним объем магматических пород (в %) уменьшается: 70—20—(7—8)—(2—3)—1, соответственно уменьшаются объем гидротермальных изменений и масштабы оруденения.

Первое поколение порфиров (I) формируется в следующей последовательности: штоки и дайки амфибол-биотитовых гранодиорит-порфиров, их брекчирование и затем внедрение плагиопорфиров и лейкократовых дацитов, залечивающих брекчированные зоны. Они секутся аплитовидными и кварц-калишпатовыми халькопиритсодержащими прожилками с околожильным калиевым метасоматозом. Затем следует главный этап гидротермально-метасоматических преобразований пород, с которым связаны возникновение кварц-серицитового рудного сетчатого штокверка и основная часть медного оруденения.

Второе поколение порфиров (II) представлено главным образом биотитовыми гранодиорит-порфирами, слагающими небольшие штоки и дайки, которые по восстанию иногда переходят в пологие залежи. Гранодиорит-порфиры секутся редкими микрогранитовыми и кварц-полевошпатовыми жилами. Следующие за ними гидротермалиты отличаются присутствием грейзенов, существенной ролью кварца жильного, метасоматического, в цементе брекчий и преимущественно молибденовой минерализацией.

После второго этапа произошла структурная перестройка магмо-и флюидо-проводящей системы в рассредоточенную систему крутопадающего трещинного типа и началась регрессивная стадия развития месторождения.

Порфиры третьего поколения (III) слагают в основном крутопадающие широт-

породы эрэнэтского порфирового комплекса: 5 — порфиры I поколения (а — гранодиорит-порфиры, б — дациты, в — автобрекчии дацитов), 6 — гранодиорит-порфиры II поколения, 7 — плагиопорфиры III поколения, 8 — риодациты, дациты, андезиодациты, тоналит-порфиры, диорит-порфириты IV и V поколений; 9 — кварц-серицитовые метасоматиты, сопровождающие оруденение (а — внешняя граница в плане, б — ореол в разрезе); 10 — изолинии наведенного термального купола; 11 — разломы; 12 — порфиры нерасчлененные; 13 — пострудный нект раннемезозойских риолитов и трахириолитов

ные дайки, редко — пологие тела; внедрение их происходило многократно. Выделяются три группы пород: 1) биотит-плагиоклазовые порфиры и гранодиорит-порфиры; 2) лейкократовые кварц-плагиоклазовые, биотит-кварц-плагиоклазовые порфиры и гранит-порфиры; 3) лейкократовые плагиопорфиры. Типичны: значительные вариации количества вкрапленников — от 10—15 до 50—60%, резкий контраст между вкрапленниками и тонкозернистым, или скрытокристаллическим, базисом и существенно плагиоклазовый состав пород. Кварц-серицитовые и кварцевые гидротермалиты составляют 5—15% объема порфиров III, причем отмечается резкое снижение масштабов оруденения.

Порфиры четвертого поколения (IV) слагают дайки, редко небольшие трубки взрыва и формируются в антидромной последовательности: лейкопорфиры и риодациты — дациты и их автомагматические брекчии — андезитодациты и тоналит-порфиры. Тонкие кварц-рудные прожилки в порфирах IV оконтурены узкой кварц-серицитовой оторочкой.

Порфиры пятого поколения (V) образуются на заключительном этапе развития рудно-магматической системы и представлены единичными дайками гранодиорит-порфиров, плагиодацитов, амфибол-биотитовых андезитов и диорит-порфиритов. В них кварц-серицитовые изменения наблюдаются только вблизи редких рудных прожилков.

И.Е. Максимум установила, что на всех этапах развития месторождения формируются однотипные рудные минеральные ассоциации, однако масштаб их проявления уменьшается от ранних этапов к поздним [10].

Породы порфирового комплекса Эрдэнэтского рудного поля принадлежат к высокоглиноземистому калий-натриевому известково-щелочному ряду (табл. 15). Содержание Na_2O в них высокое (4,02—5,9 мас. %). Каждое поколение порфиров имеет черты химизма, свойственные самостоятельным магматическим сериям. Наиболее близкий и однородный состав имеют порфиры I и II (рис. 37). От ранних порфиров к поздним увеличивается содержание в породах Ti и V, растет относительное содержание в составе каждого поколения пород повышенной основности. Общие развитие пород порфирового комплекса имеет сложную, но в целом антидромную направленность, свидетельствующую о периодическом понижении уровней магмообразования. Порфиры Кударинского рудопоявления, по данным В.А. Скуридина [61], отличаются повышенной кремнекислотностью и более низким содержанием щелочей (см. рис. 37). Для порфиров Эрдэнэтского рудного поля характерно следующее содержание (в г/т): низкое — Rb (40—68), высокое — Sr (800—1000), Ba (1000—1100) и Cr.

По петрохимическим признакам порфиры имеют черты сходства с гранодиоритами селенгинского комплекса. Четкие различия между ними устанавливаются по содержанию Ba, Sr и P33. Гранодиориты и предшествующие им пермские кислые вулканы покровных и экструзивных фаций имеют пологие графики нормированных по хондриту содержаний P33 с ясно выраженным Eu-минимумом (рис. 31, 33). Рудоносные порфиры отличаются более низким содержанием P33 и крутыми графиками нормированных по хондриту их содержаний. Типичны: отсутствие Eu-минимума и наличие Eu-максимума (рис. 38). Для гранодиоритов куполовидного тела, вмещающих порфиры, характерны: высокое содержание (в г/т) Sr (1000—1200), Ba (1000—1100), низкое — P33 и устойчивый Eu-максимум.

От гранодиоритов куполовидного тела к порфирам I и II Eu-максимум сглаживается, а затем он снова четко проявляется в плагиопорфирах III, IV, V. Наиболее высокое содержание P33 типично для порфиров IV. Величина La/Yb в пермских риодацитах и риолитах составляет 6,3—11,9, в гранитоидах повышенной основности селенгинского комплекса Эрдэнэтского района — 11,7—19,4, в гранодиоритах куполовидного тела на месторождении Эрдэнэт — 30,7—40, в порфирах I — 24—36,4, в порфирах II — 25—44, в порфирах III — 20—33, в порфирах IV — 28—32, в порфирах V — 30—34.

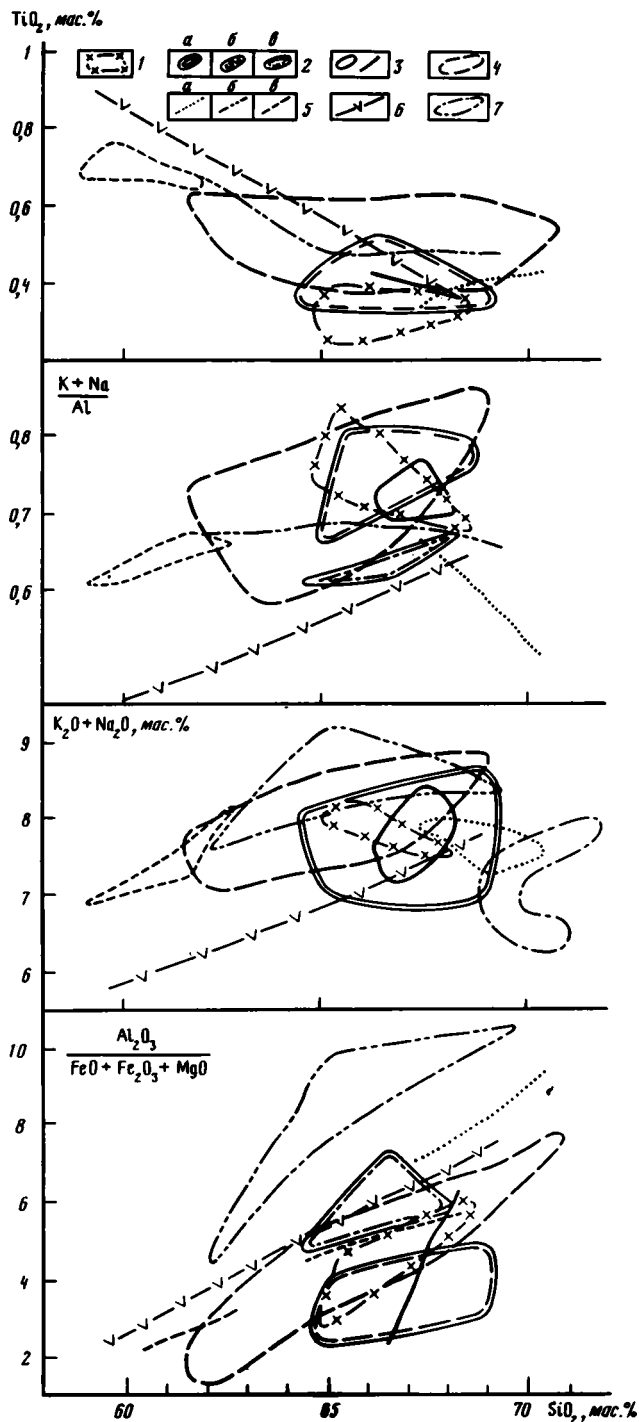


Рис. 37. Петрохимические диаграммы состава пород эрдэнэтского комплекса, месторождение Эрдэнэт

1 — гранодиориты куполовидного тела; 2 — 6 — тренды и поля составов порфиров разных поколений: 2 — первое (а — гранодиорит-порфиры и дациты, б — гранодиорит-порфиры, в — дациты), 3 — второе, 4 — третье, 5 — четвертое (а — ранние лейкократовые порфиры, б — средние дациты, в — поздние тоналит-порфиры и андезитодациты); 6 — пятое; 7 — порфиры Кударинского рудопоявления

Таблица 15

Химический состав интрузивных пород Эрдэнэтского месторождения

Порода	Количество анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Гранодиориты куполовидного тела	4	67,24	0,39	16,07	2,14	1,53	0,08
Порфиры							
Гранодиорит-порфиры I	6	66,80	0,37	15,90	0,67	2,32	0,04
Дацинты I	3	66,37	0,40	17,88	1,31	0,99	0,05
Гранодиорит-порфир I (Центральный участок)	2	66,95	0,41	15,59	0,46	1,61	0,05
Гранодиорит-порфиры I (участок Оуют)	6	68,74	0,26	16,65	1,30	1,04	0,02
Гранодиорит-порфиры II	4	67,6	0,38	15,78	0,64	3,14	0,03
Биотит-плагноклазовые порфиры III	2	66,40	0,44	17,05	1,45	1,30	0,06
Кварц-плагноклазовые порфиры III	5	70,06	0,48	16,11	0,85	0,65	0,02
Лейкоократовые плагиопорфиры IV	2	68,90	0,39	17,35	0,94	0,49	0,04
Дацинты IV	2	67,3	0,45	18,55	0,61	0,43	0,01
Андезит-дацнты IV	3	63,1	0,54	16,89	1,96	4,45	0,10
Андезиты IV	2	60,3	0,66	16,10	2,35	2,30	0,05
Гранодиорит-порфиры V	1	68,60	0,33	17,60	1,30	0,60	0,01
Диорит-порфириты V1	1	59,60	0,90	18,70	2,70	2,20	0,04
Пострудные дайки (T ₃ -J ₁)							
Риолиты	3	72,17	0,50	14,13	1,17	1,32	0,05
Синитодиоритовые порфириты	3	62,21	0,58	15,50	2,52	1,52	0,07
Пострудные дайки (J ₁₋₂)							
Щелочные базальты	4	47,93	1,20	15,87	4,89	3,23	0,12
Трахибазальты	16	51,36	1,11	16,95	4,38	2,69	0,13
Трахиандезит-базальты	6	55,63	0,82	16,41	2,96	2,09	0,09
Андезиты и трахиандезиты	10	61,32	0,57	16,14	2,54	1,25	0,09

Таким образом, гранодиориты куполовидного тела по геохимическим, а также по ряду петрографических признаков следует относить к ранней фазе эрдэнэтского комплекса. Для пород комплекса типичны: высокое содержание Ba, Sr, низкое — P33, отсутствие Eu-минимума и наличие Eu-максимума, что может служить косвенным свидетельством формирования его в восстановительных условиях.

Возраст порфирового комплекса большинством исследователей принимается

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Na ₂ O/K ₂ O	(Na+K)/Al	(Na+K)/Ca	Al ₂ O ₃ /(Fe ₂ O ₃ + FeO+MgO)
0,89	2,20	3,89	2,40	0,12	1,62	0,55	2,23	3,52
Порфиры								
1,10	2,44	5,44	2,42	0,10	2,25	0,73	2,59	3,89
0,87	1,89	4,95	2,87	0,12	1,72	0,63	3,33	5,64
1,24	2,66	6,05	2,32	0,14	2,61	0,81	2,62	4,71
1,05	1,69	6,03	1,87	0,11	3,41	0,72	3,93	5,05
0,90	1,59	5,28	2,53	0,11	2,09	0,73	4,04	3,37
1,25	2,00	5,35	2,15	0,09	2,49	0,65	3,03	4,26
1,07	0,67	4,02	3,14	0,08	1,28	0,63	8,33	6,27
0,74	1,15	4,80	2,40	0,09	2,11	0,59	3,71	8,17
0,78	0,22	5,25	3,50	0,10	1,50	0,67	30,5	10,19
1,41	1,79	5,44	1,75	0,15	3,11	0,64	3,45	2,16
1,85	2,80	5,05	1,95	0,14	2,59	0,65	2,04	2,48
0,58	0,1	5,20	2,50	0,05	2,08	0,64	56,0	7,10
3,10	2,50	3,80	2,00	0,16	1,90	0,45	1,82	2,34
Пострудные дайки (Т ₃ -J ₁)								
0,40	1,28	3,94	3,92	0,07	1,01	0,77	5,17	5,64
1,51	3,71	4,72	3,98	0,26	1,19	0,77	1,77	2,79
Пострудные дайки (J ₁₋₂)								
3,24	6,49	4,24	2,94	0,82	1,44	0,64	0,87	1,40
3,27	6,07	4,34	2,28	0,53	1,90	0,57	0,87	1,63
1,78	4,95	4,99	2,18	0,44	2,29	0,63	1,17	2,40
1,49	3,25	4,79	2,83	0,17	1,69	0,68	1,86	3,06

как позднепермский-раннетриасовый или раннетриасовый [6, 73]. П.В. Коваль и О. Герел считают его более молодым — раннемезозойским [36]. Породы порфирового комплекса прорывают гранитоиды бичурского комплекса с абсолютным возрастом (K—Ar-метод) 294—258 млн лет и гранитоиды селенгинского комплекса, граносиенит-гранитовые массивы которого, по данным Р.М. Яшиной и А.Т. Матреницкого [47, 81], имеют возраст 256—226 млн лет, а гранодиориты Эрдэнэтского района, по данным чешским геологов (Я. Вацл и другие), — 245—230 млн лет.

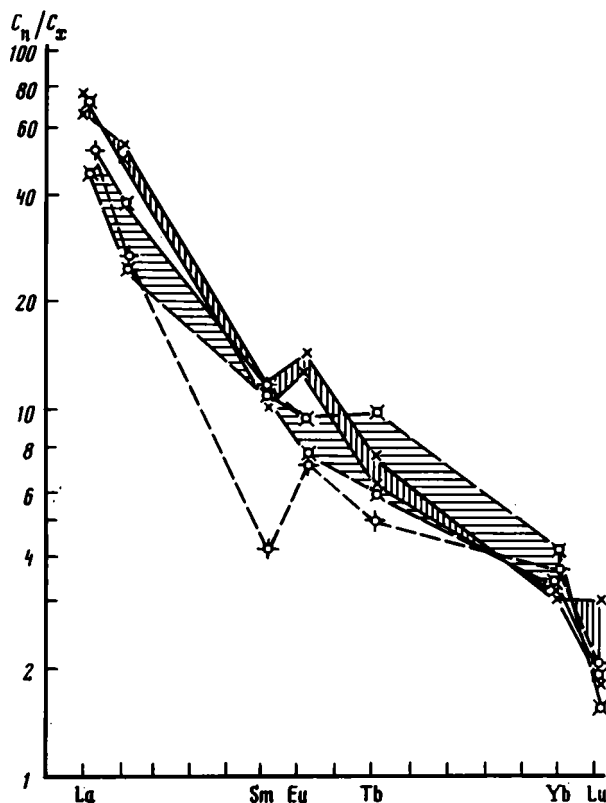


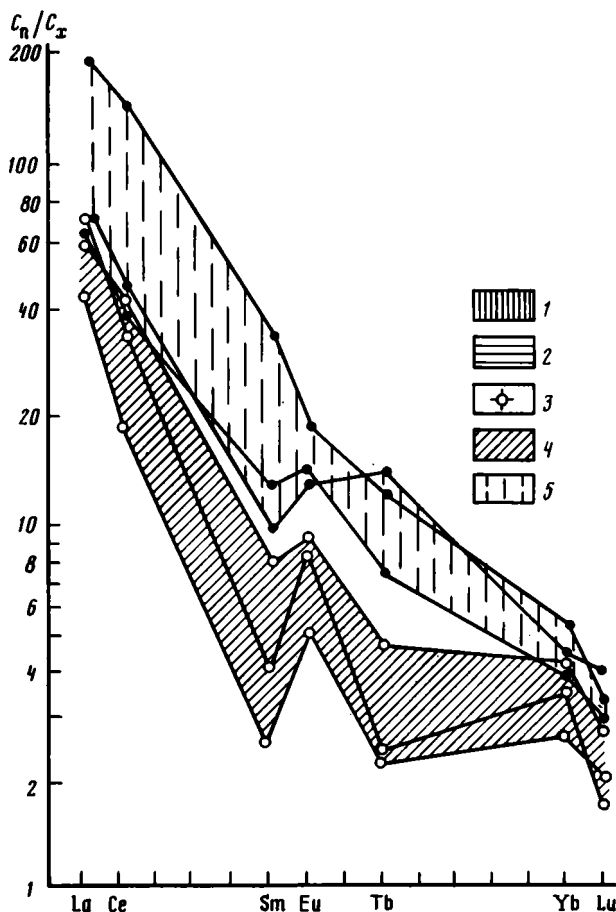
Рис. 38. Нормированные по хондриту содержания РЗЭ в породах эрдэнэтского комплекса
1 — гранодиориты куполовидного тела; 2—5 — поколения порфиров: 2 — первое, 3 — второе, 4 — третье, 5 — четвертое

Порфиры и руды всех этапов развития Эрдэнэтского месторождения пересечены: 1) редкими дайками трахиандезитов и латитов, представляющими собой подводящие каналы покровов позднего триаса Бугатской мульды, расположенной западнее и северо-западнее Эрдэнэта (см. рис. 25); 2) дайками и некими трахириолитов, риолитов и их автобрекчий с абсолютным возрастом 185 млн лет [6]; в Бугатской мульде такие породы слагают субвулканические тела, дайки, редко пирокластические и покровные образования; 3) дайками сиенитодiorитовых порфиров; сходные дайки типичны для Бугатской мульды и секут вулканы могодской свиты (T_3-I_1) в районе сомона Могод.

На рудопроявлении Шанд рудоносные порфиры и рудная зона перекрыты песчано-конгломератовой пачкой нижней части разреза осадочно-вулканогенной толщи, которая содержит флористические остатки среднего—верхнего триаса. В.М. Холод в керне скважин в составе конгломератов обнаружил рудную гальку, а в их цементе — новообразования пирита.

На северо-западном фланге Эрдэнэтского рудного поля покровы позднеэриасовых трахиандезитов и риолиты экструзивных тел осветлены, окварцованы, содержат новообразования пирита, редко — турмалина, а также повышенные количества Pb, Zn, Ag, иногда W и Sn.

Более поздние дайки щелочных базальтов, трахиандезитобазальтов, андезитобазальтов и андезитов входят в состав крупного дайкового пояса с азимутом простирания $15-25^\circ$, сформированного в период юрского рифтогенеза. На площади месторождения дайки содержат новообразования пирита и минералы зоны окисления, в том числе купритовые руды и самородную медь.



Таким образом, время формирования порфирового комплекса и оруденения близко к границе перми и триаса. Это подтверждает возраст руд Эрдэнэтского месторождения, полученный И.В. Чернышовым по галенитам, — 240 млн лет. Сходный возраст имеют порфиры Кударинского рудопоявления — 276—225 млн лет. Гидротермальные процессы на территории рудных узлов продолжались в позднем триасе — ранней юре и имели Pb-, Zn-, Ag-геохимическую, а возможно, и металлогеническую специализацию.

АРЕАЛЫ МАГМАТИЗМА

По особенностям проявлений позднепалеозойского магматизма, по мощности толщ, их составу и возрасту площадь Орхон-Селенгинского прогиба расчленяется на несколько ареалов. Наиболее четко обособлены Орхонский, Хануйский, Эрдэнэтский, Амархийдский, Ерогольский и Кударинский (СССР) ареалы площадью 90×100—100×130 км. С севера к Хануйскому ареалу примыкает изученный И.В. Гордиенко [16] и В.В. Ярмолюком [79] Эгийнгольский ареал, расположенный на сочленении Орхон-Селенгинского и Желтуринского прогибов. На западе региона, в Эгийнгольском и Хануйском ареалах, развиты позднепалеозойские вулканы от субщелочных до щелочных. С вулканитами ассоциируют комагматичные и щелочные граниты — нижнепермские в Хануйском, верхнепермские — в Эгийнгольском ареале.

Выделенные ареалы отличаются количественным соотношением пород разного состава в конкретных свитах ранних вулканических серий (табл. 16) и хими-

Количественное соотношение пород в пермских толщах различных ареалов (в %)

Свита	Порода	Ареал		
		Хануйский	Эрдэнэтский	Ерогольский
Основных и средних эффузивов	Базальты, андезитобазальты, андезиты и их туфы	95	42	84—93
	Дациты, риолиты и их туфы	0—4	0—1	0—6
	Туфогенно-осадочные	1—5	57	7—20
Кислых эффузивов	Базальты, андезитобазальты, андезиты и их туфы	1	15—65	14—40
	Дациты, риолиты и их туфы	85—100	25—75	25—90
	Туфогенно-осадочные	3—4	5—40	5—30
Основных эффузивов	Трахибазальты	65	30—40	30—45
	Трахиандезитобазальты	10	до 50	40
	Трахиандезиты	до 20	10—20	10—30
	Туфогенно-осадочные	до 5	до 5	до 5

ческим составом однотипных пород (табл. 17, рис. 39). В Хануйском ареале состав свит относительно однороден и соответствует их названию. Две нижние свиты образуют трахибазальт-трахиолитовую серию, в которой присутствуют трахиты и комендиты, а комагматами являются щелочные граниты [81]. Р.М. Яшина и А.Т. Матреницкий отмечают повышенное содержание в вулканитах Be, Zr, Y, Sn, As и накопление в щелочных гранитах Nb, Zr, Y. По данным В.В. Кепежинскас и И.В. Лучицкого [27, 28], для вулканогенных пород типичны: пониженное содержание Ca, Mg, высокое содержание K при наличии калиевых и натриевых тенденций дифференциации, высокая общая щелочность и низкое значение величины Na_2O/K_2O . Несколько пониженное содержание Mg сохраняется как проходящая черта вулканитов в породах верхнепермской трахиандезитобазальтовой серии, с которой ассоциируют габбро-сиенитовые массивы; основные вулканиты обладают повышенными содержаниями Ba, Sr, V.

Для Эрдэнэтского, Амархийдского и Ерогольского ареалов типичен смешанный состав вулканитов, объединяемых в свиту кислых эффузивов, и ее существенные латеральные вариации. В этих ареалах развиты дифференцированные базальт-андезит-риолитовые серии, имеющие разные возрастные диапазоны формирования. Они характеризуются повышенными значениями известковистости и индекса Пиккока. Начальные базальты представлены кварц-гиперстен-нормативными разновидностями, в отличие от оливин-нормативных Хануйского ареала.

Спецификой вулканитов Эрдэнэтского ареала являются: самое высокое содержание Mg (см. рис. 39), относительно низкое K до появления натриевых базальтов, надкларковое содержание Zn, Pb, Cu, в ранних основных вулканитах также Be и Sn, в риолитах — Zr и Sn.

Для Эрдэнэтского ареала типично совместное проявление магматических пород основного, среднего и кислого состава, сочетающихся в разных пропорциях в отдельных вулканических полях и в интрузивных массивах. Даже в верхней трахиандезитобазальтовой серии, отличающейся выдержанным составом, вблизи Эрдэнэтской поперечной структуры появляются дациты. С базальт-андезит-риолитовой серией здесь ассоциируют крупные массивы гранитоидов.

Обнаружены значимые изменения химического состава магматических пород в продольном сечении Северо-Монгольского вулканического пояса. Это хорошо видно на примере базальтов (см. рис. 39). С запад на восток растет содержание в базальтах Al_2O_3 , Ca, менее резко — Mg, уменьшается содержание K, резко падает общая щелочность и параллельно увеличивается значение Na_2O/K_2O . Наиболее резкие изменения состава пород происходят между Хануйским и Эрдэнэтским ареалами вблизи 102-го меридиана.

Таблица 1.7

**Петрохимическая характеристика вулканических пород различных частей
Орхон-Селенгинского прогиба**

Западная Хануйская			Центральная, Эрдэнэтская					Восточная, Ерогольская				
Ранняя серия												
контрастная			дифференцированная									
	ТВ	ТР	В	АВ	А	Р	ТР	В	АВ	А	Р	ТР
Na ₂ O + K ₂ O	7,20	9,05	3,92	5,21	6,07	6,66	8,46	3,65	5,17	6,62	7,15	8,17
K ₂ O	2,91	4,50	0,75	0,94	1,46	2,96	3,81	0,64	1,17	1,55	2,46	4,15
Na ₂ O/K ₂ O	1,52	1,16	5,28	5,28	3,50	1,56	0,80	6,29	4,40	2,57	2,54	1,34
Al ₂ O ₃	17,93	14,31	17,73	17,68	17,33	13,70	13,58	18,72	17,37	16,35	13,37	14,01
MgO	3,34	0,18	4,86	3,08	4,31	0,43	1,08	4,32	3,03	1,48	0,53	0,36
CaO	6,03	0,71	8,67	6,82	5,23	1,00	0,56	9,29	7,12	4,99	1,33	0,65
Геохимическая специализация			Co, V, Cu, Pb, Zn, Be, B					Cr, V, Cu, Pb, Zn, Sn, Zr				
Cr, Co, Ba, Nb, V, Cu, Zr, TR, Be, Sn												
Поздняя серия (слабо дифференцированная)												
	ТВ	ТАВ	ТА	ТВ	ТАВ	ТА	ТВ	ТАВ	ТА			
Na ₂ O + K ₂ O	5,60	6,70	8,42	5,05	6,64	7,81	6,66	6,52	8,31			
K ₂ O	2,10	2,14	2,90	2,55	2,80	2,74	2,44	2,17	2,43			
Na ₂ O/K ₂ O	2,02	2,82	1,60	1,30	1,50	2,00	2,28	2,01	2,54			
Al ₂ O ₃	17,43	18,06	17,70	17,36	16,57	16,57	17,20	17,57	17,63			
MgO	4,39	2,96	1,64	5,51	2,77	1,90	4,25	3,99	1,56			
CaO	7,34	5,34	3,56	6,99	4,38	3,31	6,59	6,25	6,55			
Геохимическая специализация			Ba, Co, Cu, Pb, Zn, Be, Zr									
Ba, Pb, Sr, Be, Ga												

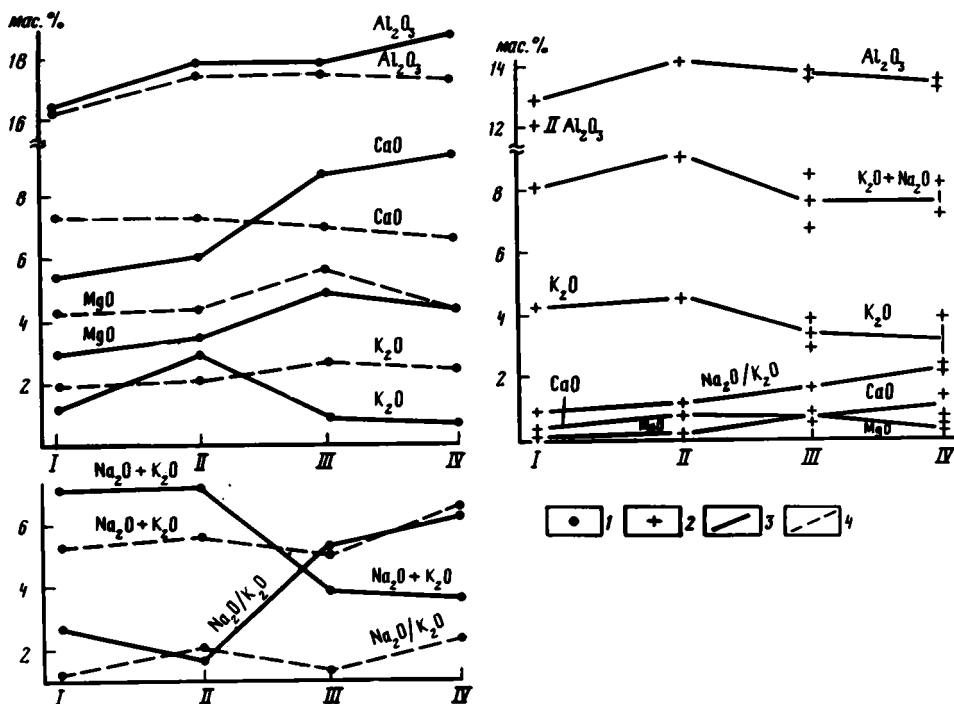


Рис. 39. Латеральные вариации состава пермских базальтов и риолитов в продольном сечении Северо-Монгольского вулканического пояса

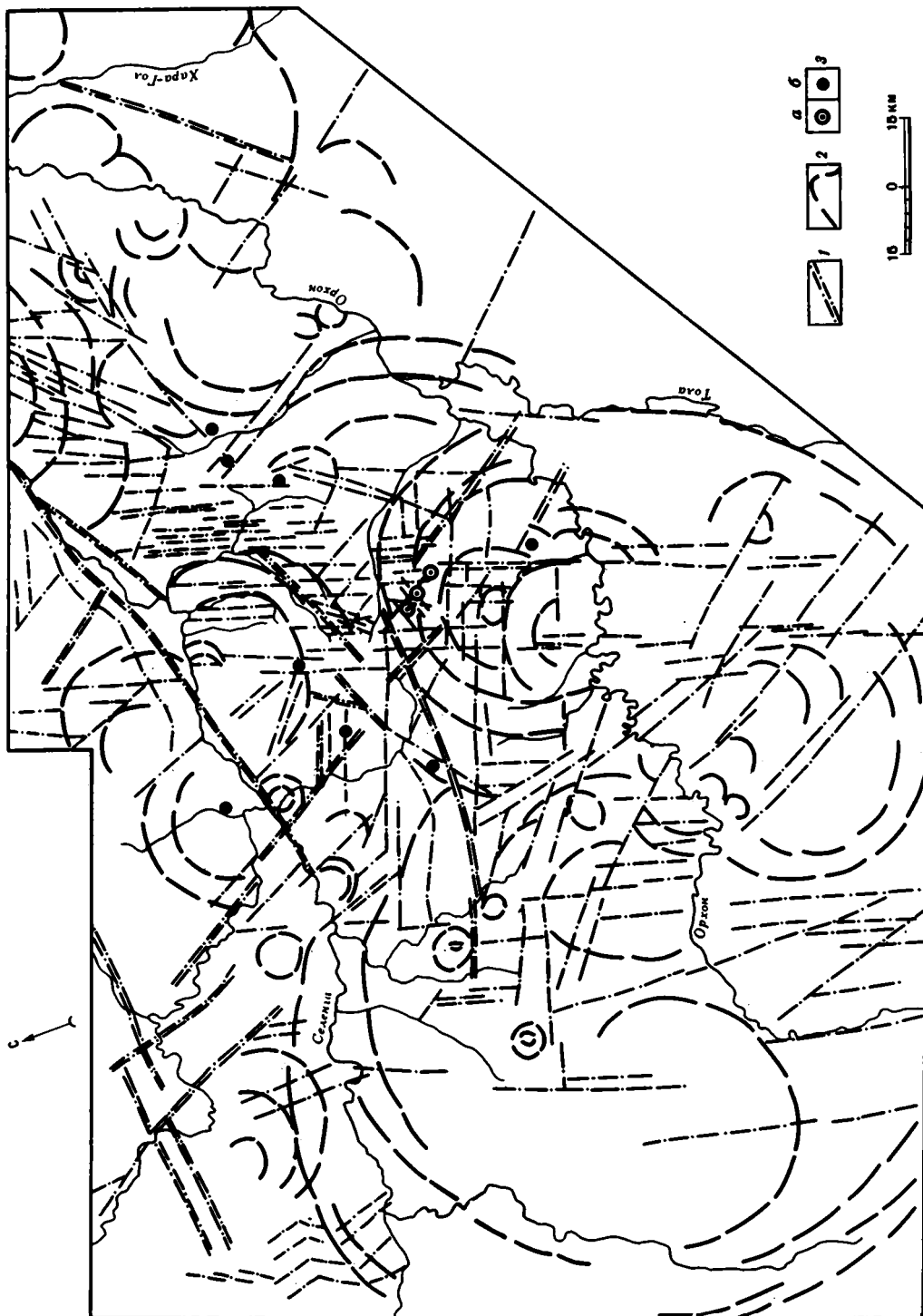
I — базальты; 2 — риолиты; 3 — нижние дифференцированные серии; 4 — верхние бимодальные, базальт-трахибазальтовые и трахиандезитобазальтовые серии. Ареалы: I — Северо-хангайский; II — Хануйский; III — Эрдэнэтский; IV — Ерогольский

Для интерпретации возрастной и латеральной изменчивости вулканитов нами использованы представления Ю.П. Масуренкова [9] о существовании в пределах вулканических поясов обособленных вулканических центров и их групп. Вулканический центр и соответствующая ему изометрическая структура — это совокупность вулканов, объединенных единством локализованного в пространстве генерирующего магму эндогенного потока вещества и энергии, обычно устойчивого во времени. На фоне общих свойств магматизма вулканического пояса или его крупного отрезка вулканический центр выделяется индивидуальными чертами магматизма.

Авторами выполнено дешифрирование космических снимков масштабов 1:1 000 000 и 1:5 000 000 (рис. 40), изучены формы рельефа на топографических картах этих масштабов (рис. 41) и проведен сравнительный анализ полученных данных с картами аномального магнитного поля. В результате на территории Орхон-Селенгинского прогиба установлено существование структур центрального типа различных размеров и выявлено территориальное соответствие упоминавшихся вулканических ареалов крупным структурам центрального типа диаметром 90—130 км. Эти структуры выделены в качестве вулканических центров — Орхонского, Хануйского, Эрдэнэтского, Амархийдского, Ерогольского и Кударинского (рис. 42). Они, в свою очередь, включают более мелкие струк-

Рис. 40. Схема размещения структур центрального типа и разломов в междуречье Орхона и Селенги по результатам дешифрирования космоснимков

1 — разломы; 2 — структуры центрального типа; 3 — пункты молибден-медной минерализации (а — Эрдэнэтское рудное поле, б — рудопроявления)



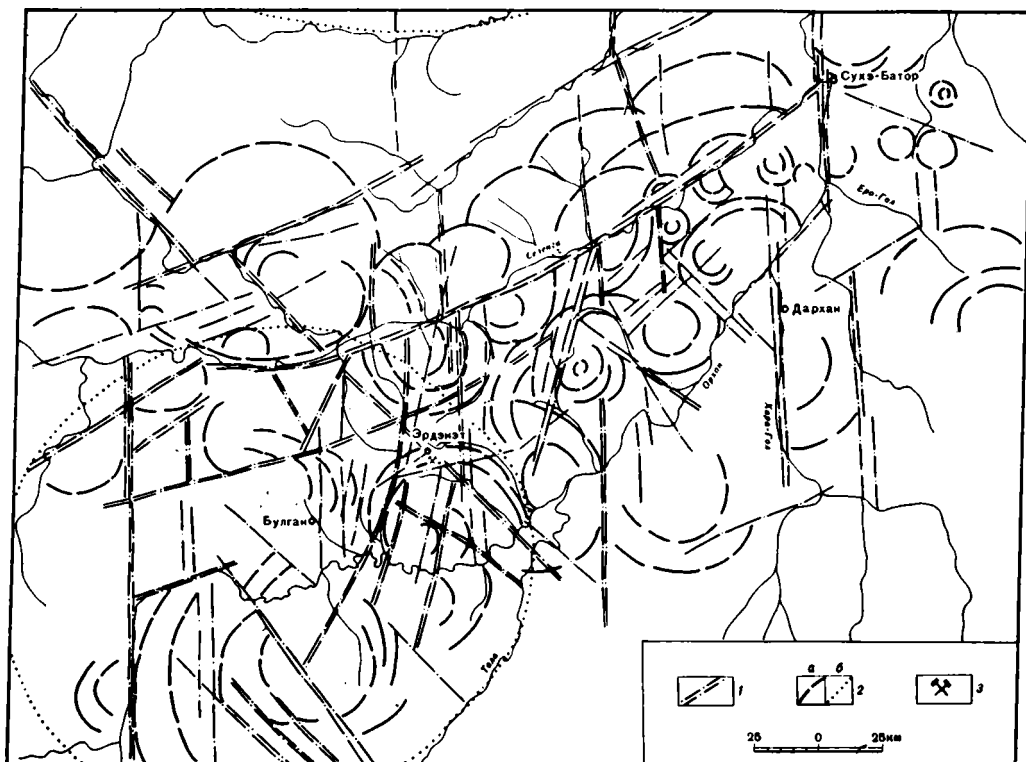


Рис. 41. Схема размещения структур центрального типа и разломов в Орхон-Селенгинском прогибе по результатам анализа топографических карт

1 — разломы; 2 — структуры центрального типа (а — средние и мелкие; б — крупные); 3 — месторождение Эрдэнэт

турные единицы — секторы, вулканические, вулкано-плутонические и вулкано-тектонические кольцевые, купольные и дуговые формы.

Вулканические центры, от Кударинского на востоке до Эрдэнэтского на западе, образуют цепочку вдоль узкой восточной половины Орхон-Селенгинского прогиба. Форма их круговая и овальная, диаметр 90—100 и 100—130 км. Эти структуры разделены, осложнены и деформированы продольными и поперечными разломами.

Ерогольский вулканический центр расчленен ортогональной и диагональной системами разломов на блоки и три крупных сектора — западный, восточный и северный. В западном и восточном секторах, где преобладают вулканы базальт-андезит-риолитовой серии, дешифрируются отдельные вулканические аппараты центрального типа и кальдерообразные структуры диаметром до 30 км. В северном секторе, сложенном породами трахиандезитобазальтовой серии, на космоснимках и топокартах дешифрируются вулканические постройки диаметром 7, 10 и 15 км.

Амархийдский вулканический центр состоит из трех сопряженных полукольцевых структур диаметром 35—50 км. Два южных полукольца, сложенных вулканитами базальт-андезит-риолитовой серии и гранитоидами, открыты в южном направлении. Они осложнены множеством полилинейных дуговых и кольцевых структур диаметром 5—15 км. Северное полукольцо, соответствующее полю развития трахиандезитобазальтовой серии, открыто на север и имеет простое строение.

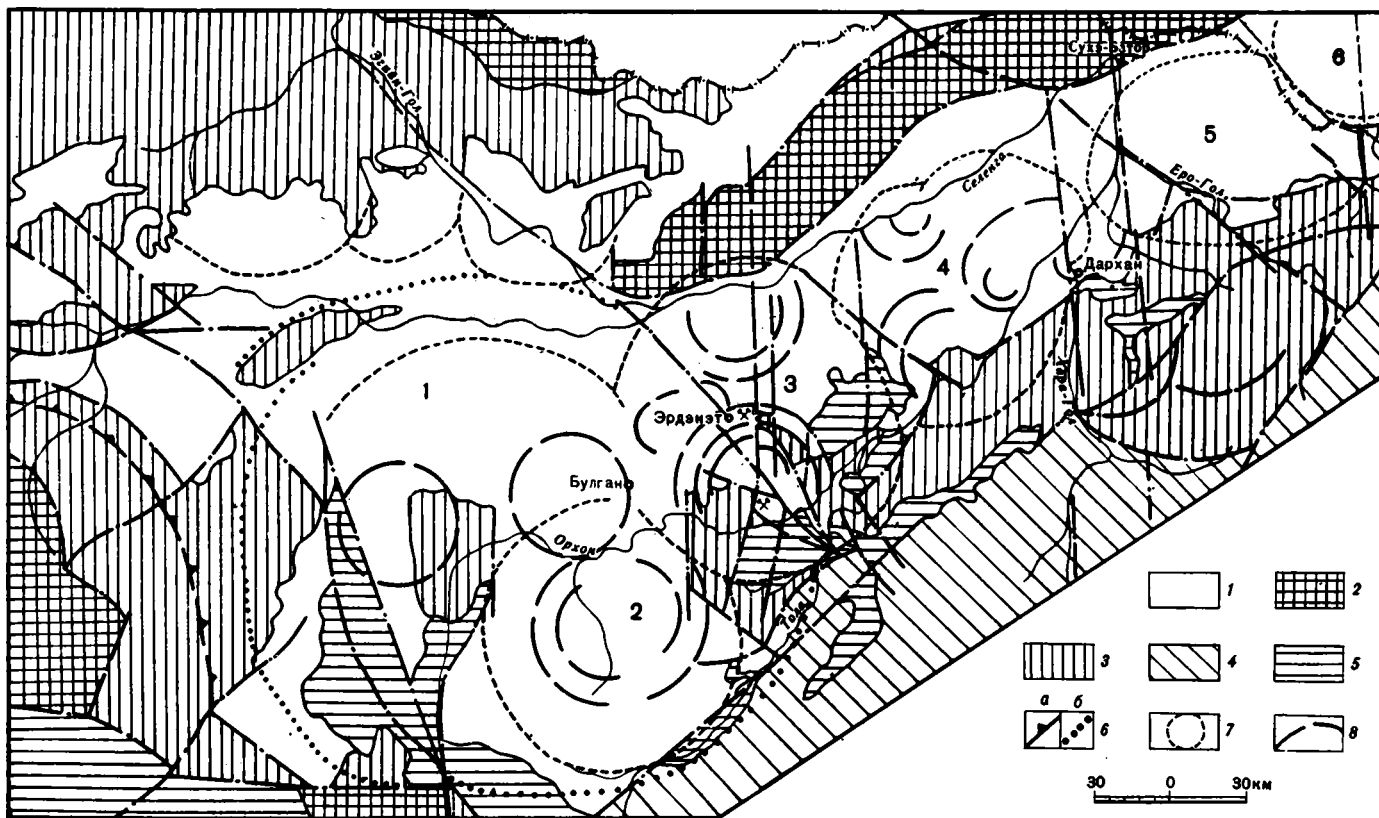


Рис. 42. Распределение вулканических центров в Орхон-Селенгинском прогибе

1 — поля распространения позднепалеозойских и мезозойских вулканоплутонических ассоциаций; 2—5 — складчатые комплексы: 2 — докембрийские, 3 — раннекаледонские, 4 — каледонские, 5 — герцинские; 6—8 — структуры центрального типа: 6 — крупные (а — Хангайский свод с плутоническим гранитоидным магматизмом, б — Булганская депрессия), 7 — контуры предполагаемых вулканических центров, 8 — структуры центрального типа более высоких порядков. Вулканические центры: 1 — Хануйский, 2 — Орхонский, 3 — Эрдэнэтский, 4 — Амархидский, 5 — Ерогольский, 6 — Кударинский

Эрдэнэтский вулканический центр расположен на сочленении крупных транс-структурных разломных зон северо-западного, субмеридионального, северо-северо-восточного и восточно-северо-восточного направления. Субмеридиональные разломы входят в систему разломов Великого геораздела Азии, северо-северо-восточные разломы являются фрагментом крупного линейamenta, прослеживающегося в Северо-Восточное Забайкалье, а северо-западные разломы проходят через территорию Монголии и далее до юго-западных отрогов Восточного Саяна.

Эрдэнэтский вулканический центр состоит из четырех секторов. Основу его образуют 2 полукольца размером 55×40 км, из которых северное Ингэтуингольское раскрыто в северном, южное собственно Эрдэнэтское — в южном направлении. В совокупности они соответствуют Эрдэнэтской поперечной структуре, сложенной породами нижней базальт-андезит-риолитовой серии и позднепермскими габбродиоритами, диоритами, гранодиоритами, монцогранодиоритами, граносиенитами и гранитами. Полилинейарный характер кольцевых структур подчеркивается дугowymi разломами, дуговой формой контактов интрузивных пород, дуговой формой выходов пород комплекса основания, но четче всего — долинами рек. В пределах этих кольцевых структур сосредоточено подавляющее большинство рудопроявлений Эрдэнэтского рудного района. Эрдэнэтское месторождение и рудопроявление Шанд находятся в южной кольцевой структуре

Концентрические структуры Эрдэнэтского района осложняют восточный край крупной изометричной Булганской структуры диаметром около 200 км. Она соответствует широкой западной половине Орхон-Селенгинского прогиба и была выделена И.К. Волчанской [8] в качестве купольной структуры. Центр ее расположен западнее города Булган и фиксируется выходами пермских кислых эффузивов и гранитоидов. Северная Хануйская часть очерчена дуговой формой рифтовой впадины, где накапливалась мощная туффовитовая свита, и дуговой формой выходов пород верхнепермской свиты основных эффузивов; на юге находится Орхонский вулканический центр, приуроченный к провалу складчатого основания. Специфика Булганской структуры определяется ее положением в районе изменения генерального простирания структур Центральной Азии. Развитие ее связано с обрушением складчатого фундамента при заложении позднепалеозойского Северо-Монгольского вулканического пояса. Западнее Булганской структуры расположена северная часть Хангайского сводового поднятия. Южная часть Булганской структуры продолжала играть роль магмовода в позднем триасе и в ранней юре. Очаговая структура этого времени охватила Орхонский ареал и южную часть Эрдэнэтского ареала, имея овальную форму и размер 170×120 км.

Обособленность очаговых структур, соответствующих понятию вулканического центра, наиболее четко фиксируется для раннего мегаритма пермского магматизма, когда в Хануйском ареале проявилась субщелочная редкометалльно специализированная вулканоплутоническая ассоциация с ранними оливиновыми базальтами и поздними щелочными граносиенитами, а в Эрдэнэтском формировалась менее щелочная базальт-андезит-риолитовая серия и диорит-монцогранодиорит-гранитовые интрузивы с проходящей халькофильной геохимической специализацией вулканических и плутонических пород.

На поздних этапах развития магматизма, когда формировались платобазальты и платоандезиты трахиандезитобазальтовой серии, влияние вулканических центров на их состав сказывается слабо. Это связано с понижением уровня генерации магматических расплавов, более глубинных и менее дифференцированных по сравнению с магматическими массами раннего этапа. И все же некоторая геохимическая специфика вулканитов различных вулканических центров фиксируется и для этого этапа. Признаками являются проходящая халькофильная геохимическая специализация пород Эрдэнэтского вулканического центра и отсутствие таковой и Хануйском.

Эрдэнэтская структура является пограничной — она разделяет ареалы позднепалеозойского магматизма различной щелочности, глубины формирования, геохимической и металлогенической специализации. К этому барьеру приурочен Эрдэнэтский рудный район с одноименным молибден-медным месторождением.

ТРЕНДЫ ПЕТРОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ВУЛКАНИТОВ

С целью выяснения количественных закономерностей латеральной изменчивости пермского магматизма в пределах Северо-Монгольского вулканического пояса использован тренд-анализ. Проекция поверхности тренда на горизонтальную плоскость показывает характер дифференцированности геохимического поля и намечает тенденции изменения анализируемых компонентов за пределами исследуемой площади. Для тренд-анализа привлечен химический состав вулканитов ранних (I) и поздних (II) серий, развитых на территории вулканического пояса от района большой излучины р. Идэр на западе до междуречья Еро и Чикоя на востоке (см. рис. 24). В результате установлены самые общие тенденции изменения химического состава пород (рис. 43, 44).

Окись калия. Каждой группе пород свойствен свой тренд концентрации K_2O . В базальтах I содержание K_2O увеличивается от мобильных структур Орхонского прогиба (и Хангай-Хэнтэйской зоны) в северном направлении в глубь Азиатского континента. Градиент изменчивости одинаков для западного, Северо-Хангайского и восточного, Орхон-Селенгинского секторов вулканического пояса — незначительный в пределах прогибов и большой на их крыльях.

В риолитах отмечено последовательное увеличение K_2O с востока на запад, к западному флангу вулканического пояса. Градиент концентрации составляет 0,25 мас. % K_2O на 100 км.

В андезитах самое низкое содержание K_2O следует ожидать в центре Булганской кольцевой структуры, откуда ее концентрация увеличивается и в западном, и в восточном направлении, причем в западном — более значительно. В результате содержание K_2O в андезитах бассейна р. Еро составляет 2,3 мас. %, бассейна р. Идэр — 3,98—4 мас. %

В базальтах II изолинии концентрации K_2O почти параллельны вулканическому поясу. Самое низкое содержание K_2O типично для его осевой зоны, более высокое — для пород северного и южного крыльев. Характер тренда подтверждает представления В.В. Ярмолюка [79] о рифтогенных условиях вулканизма на поздних этапах развития вулканического пояса.

Окись натрия. Тренд Na_2O в базальтах, андезитах и риолитах ранних серий показывает изменение формы поверхности или разрыв сплошности геохимического поля с появлением противоположно направленных тенденций изменения концентраций Na_2O по обе стороны от района $101^{\circ}60'$ — 102° восточной долготы, что соответствует центральной части Булганской кольцевой структуры. Содержание Na_2O в андезитах Северо-Хангайского сектора вулканического пояса несколько выше, чем в андезитах Орхон-Селенгинского прогиба. В отличие от них, в риолитах количество Na_2O заметно увеличивается с запада на восток — от 2—3 до 5—6 мас. %. С запада на восток монотонно увеличивается содержание Na_2O в базальтах поздних серий с градиентом 0,17 мас. % на 100 км.

Кремнезем. Изолинии концентраций SiO_2 в базальтах I параллельны вулканическому поясу. Перегиб тренд-поверхности, соответствующий максимальному содержанию SiO_2 — 51,3 мас. %, отвечает северной части южного крыла вулканического пояса перед его крутым погружением к осевой зоне.

В риолитах содержание SiO_2 увеличивается с востока на запад от 69,3 до 75 — 76 мас. %, но в районе 101° — $101^{\circ}60'$ долготы отмечен разрыв сплошности геохимического поля.

Для базальтов II характерно уменьшение содержания SiO_2 с юга на север — от

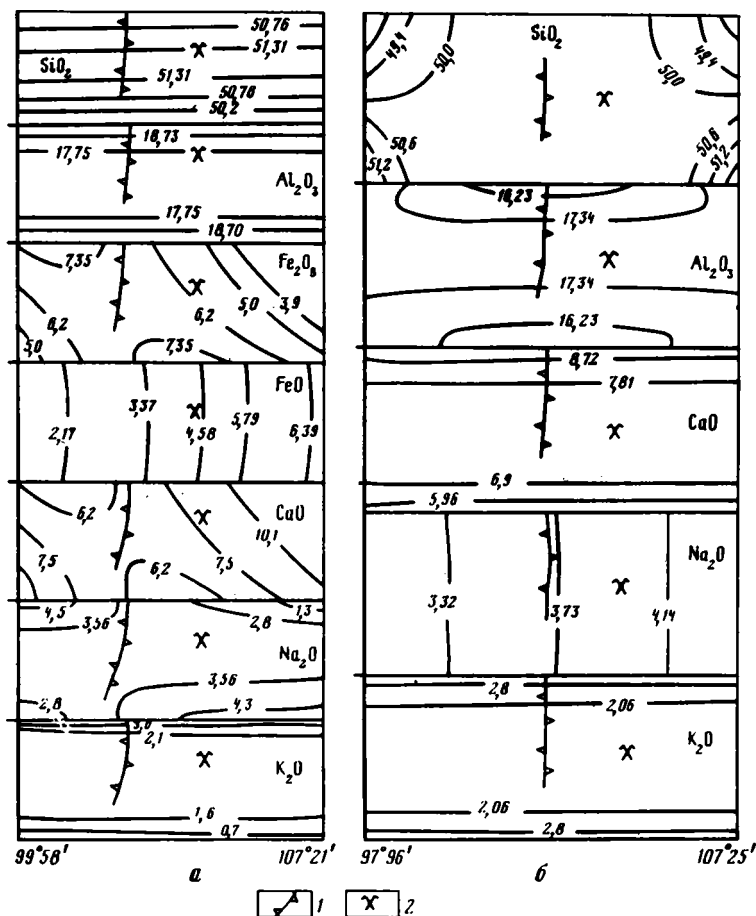


Рис. 43. Тренды петрогенных элементов базальтов ранних дифференцированных (а) и поздних бимодальных и трахандезитобазальтовых (б) серий

1 — граница ареалов магматизма субщелочного и известково-щелочного; 2 — месторождение Эрдэнэт

структур с разуплотненным глубинным строением к жестким плотным структурам северного обрамления вулканического пояса. Однако и в данном случае монотонность изменения химизма базальтов нарушается широкой поперечной геохимической аномалией, осевая часть которой совпадает с Булганской кольцевой структурой и меридиональным Могодским разломом (см. рис. 24)

Глинозем. Направление изолиний содержания глинозема в базальтах I сходно с изолиниями концентраций кремнезема при противоположной тренд-поверхности этих элементов — зона максимального содержания глинозема соответствует минимуму кремнезема.

Риолиты также обнаруживают сходный рисунок изолиний концентраций глинозема и кремнезема при однотипном разрыве сплошности геохимического поля, но изменение содержания глинозема и кремнезема имеет противоположную направленность. В целом количество глинозема заметно уменьшается с востока на запад — от 14,32 до 12,26 мас. % Al_2O_3 . С низким содержанием глинозема и высоким — щелочей связано широкое распространение щелочных риолитов на западе вулканического пояса.

В базальтах II максимальное содержание глинозема отмечено в породах осевой зоны вулканического пояса; оно уменьшается в северном и южном направлениях вкост его простираия.

геохимического поля в центре Булганской кольцевой структуры и расположенного здесь меридионального трансструктурного Могодского разлома. В результате форма изолиний концентрации петрогенных элементов приспосабливается к двум направлениям — продольному и поперечному либо диагональному и поперечному относительно вулканического пояса (Na_2O , Fe_2O_3 в базальтах I, андезитах I, риолитах I; CaO , MgO в базальтах I и андезитах I; Al_2O_3 в андезитах I, риолитах I и др.).

Изменение поверхности тренда или разрыв сплошности геохимического поля наиболее четко выражены для вулканитов I, менее четко — для базальтов II. Область разрыва пространственно соответствует границе ареалов распространения разнотипных вулканических серий и вулcano-плутонических ассоциаций. Западнее этой границы развиты субщелочные серии и ассоциации пород с комендитами и щелочными гранитами, проявленными дважды в эпоху пермского магматизма, восточнее — преимущественно известково-щелочные серии и ассоциации пород умеренной и повышенной щелочности, в том числе базальт-андезит-риолитовые с комагматичными диорит-гранодиорит-граносиенит-гранитными массивами и локально-порфировые интрузии, сопровождающиеся молибден-медным оруденением (см. рис. 24). Эрдэнэтский молибден-медный рудный район расположен вблизи области разрыва сплошности геохимического поля, на крыльях положительных и отрицательных структур, образованных тренд-поверхностями петрогенных элементов. В ряду базальт — андезит — риолит в упомянутых структурах участвует все увеличивающееся число окислов петрогенных элементов: в базальтах — Na_2O , CaO , Fe_2O_3 ; в андезитах Na_2O , CaO , MgO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 ; в риолитах — Na_2O , CaO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , SiO_2 , MnO . Это свидетельствует о глубинной природе неоднородностей, проявленных на уровне очагов базальтовой магмы и усиленных в промежуточных очагах становления средних и кислых магм.

Региональный тренд-анализ показал наиболее общие закономерности пространственной изменчивости продуктов пермского вулканизма, в том числе его горизонтальную неоднородность и геохимическое выражение вертикальной миграции магматических очагов. Тренд-анализ выявил черты геохимического сходства и различия выделенных по геологическим признакам трех крупных структур: двух линейных (Северо-Хангайского и Орхон-Селенгинского прогибов) и соединяющей их изометричной Булганской. В пределах последней видна важная геохимическая и металлогеническая роль крупных трансструктурных меридиональных разломов.

Г л а в а 4

ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ПЕРМСКИХ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Существуют противоречивые суждения относительно соответствия химизма комагматичных вулканогенных и интрузивных пород, а именно: 1) в средних химических составах эффузивных и интрузивных пород нет существенных различий, а незначительные вызваны более полной дифференциацией интрузивных магм [44]; 2) в конкретных эффузивно-интрузивных комплексах средний состав интрузивов бывает более кислым и (или) щелочным по сравнению со средним составом комагматичных эффузивов, что связано с более длительной эволюцией магматического очага ко времени проявления интрузивного магматизма [41]; 3) эффузивы обычно богаче щелочами и кремнеземом [22] и беднее магнием и желе-

зом [59], чем соответствующие им плутонические породы, вследствие флюидонасыщенности магматических камер основания вулканов; 4) соотношение химизма интрузивных и вулканогенных членов вулканоплутонических ассоциаций меняется в зависимости от их состава: в андезит-гранодиоритовой ассоциации интрузивная серия кислее вулканогенной, в риолит-гранитовой они идентичны.

Сравнение геохимических свойств вулканогенных и интрузивных пород вулканоплутонических ассоциаций проводится по средневзвешенному составу пород ассоциации, по породам сходного уровня кремнекислотности, по тенденциям изменчивости состава в сериях магматических пород. Нами принят последний способ. Кроме пермских вулканоплутонических ассоциаций для анализа были использованы материалы по девонским вулканоплутоническим гранитоидным ассоциациям Алтае-Саянской области, Западной Монголии, по верхнепалеозойским — Средней Азии, по мезозойским и кайнозойским — Охотского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканических поясов [15, 18, 39, 67]. Все многообразие вулканоплутонических гранитоидных ассоциаций укладывается в четыре типа: 1) простой — состоит из одной породной группы кислого состава (дациты, риолиты, гранитоиды); 2) смешанный — представлен породами двух соседних групп — средних и кислых; 2) сложный — состоит из основных, средних и кислых породных групп; 4) контрастный. В каждый тип ассоциаций входят породы разной щелочности, характерны смешанные по уровню щелочности ассоциации пород. Одной из своеобразных черт пермского магматизма рассматриваемого региона является весьма ограниченное развитие андезитов и диоритов при широком распространении базальтов и андезитобазальтов. Вследствие этого сложные вулканические серии обладают чертами контрастного строения.

В простых и смешанных вулканоплутонических ассоциациях отмечаются следующие варианты соотношений химических составов вулканогенных и интрузивных пород: 1) интрузивные породы ранних и главных фаз начинают эволюционный тренд, а кислые вулканы и граниты поздних фаз завершают его, располагаясь в области самых кислых составов, свойственных данной ассоциации; 2) граниты расположены на трендах между дацитами и риолитами; 3) по некоторым элементам тренды совпадают, по другим — нет; 4) наиболее редки случаи тождества состава интрузивных пород: известные примеры андезит-диоритовых и риолит-гранитовых ассоциаций принадлежат мезозойскому магматизму востока Азии.

Иначе выглядит сочетание трендов гранитов и риолитов в структурах, где гранитные массы намного превышают вулканогенные. Девонские калиевые риолитовые серии Монгольского Алтая и калий-натриевые трахидацит-трахириолитовые Восточной Тувы имеют черты флюидпорфировых комплексов — для них характерны игнимбритовые покровы и расслоенные ликвационные текстуры пород. На Монгольском Алтае и в Туве граниты, кислые вулканы и андезиты по ряду петрогенных элементов образуют обособленные тренды. Граниты обогащены щелочноземельными элементами, в Туве — также щелочами, на Алтае — глиноземом. При этом породы имеют черты химизма, типичные для вулканоплутонических ассоциаций: по составу граниты главной фазы глубинных зон массивов расположены на диаграммах между андезитами и риолитами, а лейкограниты верхних зон массивов и поздних фаз ближе к риолитам.

В сложных вулканоплутонических ассоциациях, состоящих из пород основного, среднего и кислого состава, встречаются следующие случаи сочетания химизма: 1) тренды или поля составов вулканы и интрузивных пород соответствуют друг другу (позднемеловая — раннепалеогеновая ассоциация Восточного Сихотэ-Алиня) при более высокой щелочности интрузивов и субвулканических тел (самаргинская ассоциация Восточного Сихотэ-Алиня); 2) интрузивные породы локально отвечают составу кислых эффузивов, а в целом по крупному ареалу кислые вулканы обогащены относительно интрузивов литофильными (Pb, Sn, W, Be, Zr) и сидерофильными элементами (мезозойская ассоциация

Восточной Монголии); 3) в сложных и контрастных ассоциациях породы главных интрузивных фаз группируются на диаграммах между основными или средне-основными и кислыми эффузивами (см. рис. 20—22), причем граносиениты, гранодиориты и адамеллиты главных фаз бывают близки по составу трахидацитам и дацитам, а лейкограниты, аляскиты, субщелочные и щелочные граниты поздних фаз — риолитам, их субщелочным и щелочным аналогам. К интрузивным породам главных фаз приближаются со смещением в область кислых составов риолитовые и трахириолитовые субвулканические образования; наиболее далеко в эволюционном ряду уходят риолитовые лавы. Для кислых пород одного уровня кремнекислотности выявляется повышение щелочности в ряду лава — субвулканическое тело — интрузив.

Гранитоиды главных фаз вулcano-плутонических ассоциаций чаще всего основнее риолитов вне зависимости от наличия вулканитов среднего или основного состава в данной ассоциации. Поскольку стерильные в отношении андезитов или базальтов кислые вулканогенные серии встречаются редко, распространенный вариант вулcano-плутонических ассоциаций имеет эволюционный тренд, состоящий из следующего ряда пород: базиты—вулканиты среднего состава, габбро-диориты либо монцониты ранней фазы — гранитоиды главной фазы, дациты — субвулканические дациты и риолиты — риолиты и граниты поздних фаз. По реальным геологическим соотношениям гомодромные интрузивные серии моложе полиритмичных вулканогенных.

Геохимическая изменчивость состава пород вулcano-плутонических ассоциаций выявляет ряд их характерных особенностей. Риолиты (наряду с породами поздних интрузивных фаз) являются наиболее дифференцированными членами ассоциаций. Им свойственны самые низкие содержания щелочноземельных элементов, глинозема, элементов группы железа и высокие Zr, Nb, P33 (или легких P33), Sn, Pb, Zn, W. Степень обогащения в конкретных ассоциациях различна, но общая тенденция прослеживается отчетливо. Так, содержание Zr в трахириолитах и комендитах I и II нижепермских ассоциаций Хантайширского прогиба составляет в среднем 935 и 1350 г/т, в комагматичных им двуполевошпатовых гранитоидах главной фазы I и щелочно-полевошпатовых гранитоидах II ассоциации — 350 и 690 г/т. Пермские кислые вулканиты Эрдэнэтской поперечной структуры содержат несколько больше редких земель и Y, чем комагматичные им гранитоиды. На севере Монгольского Алтая девонские калиевые риолиты содержат 0,028—0,037% редких земель, а лейкократовые граниты — около 0,01%.

Это позволяет рассматривать риолиты субвулканических тел и лав в качестве продуктов глубинной дифференциации очагов, перемещенными фрагментами которых являются гранитоидные интрузивы. Моделью вертикальной зональности очага могут служить среднедевонские интрузивы восточных склонов Монгольского Алтая. Крупные массивы площадью 550—3700 км² дифференцированы по вертикали. Их нижние горизонты до абсолютных высот 1700—1800 м, редко до 2000 м, сложены крупнозернистыми адамеллитами и крупнопорфировидными гранитами, верхние — в интервале 1800—3500 м — лейкократовыми и аляскитовыми гранитами, переходящими в апикальных зонах в гранит-порфиры и фельзиты, трудно отличимые от вмещающих кислых вулканитов [18]. В вертикальном разрезе в ряду адамеллиты—граниты—лейкограниты—риолиты последовательно уменьшается содержание (в %) CaO (2,10 — 1,99 — 0,74 — 0,43), Al₂O₃ (15,45 — 14,63 — 12,23 — 11,17), Na₂O (4,19 — 3,66 — 3,63 — 2,16), а также P, Li, Co, Ni, Cr, V и увеличивается — K₂O (2,32 — 3,93 — 4,73 — 5,90), P33 и Zr. В гранитах глубинных зон накапливаются Li и Cs, в аляскитах и лейкогранитах — Rb и Ta; Mo в гранитах вдвое больше, чем в вулканитах. Распределение Li (в г/т) в возрастном ряду девонских магматитов восточных склонов Монгольского Алтая указывает на прогрессирующее во времени обогащение им глубинных магматических очагов: базальты—11 — андезиты—9,5 — калиевые риолиты—4,7 — лейко-

граниты—30 — адамеллиты и граниты—44 — микроклинальбитовые граниты с амазонитом—557; дайки габбро-диабазов—60. Возможность такого расслоения обеспечивается длительным развитием магматических процессов в пределах поднятий. В "короткоживущих" вулcano-плутонических ассоциациях крупномасштабное расслоение интрузивов сменяется более тонким, с мощностью чередующихся "слоев", полос и линз от нескольких метров до миллиметров. Потеря летучих компонентов верхними зонами очагов при вулканической деятельности приводит к увеличению вязкости кислых расплавов и к смене вулканического магматизма интрузивным.

Породы поздних фаз интрузивов обычно не соизмеримы по объему с вулканитами и являются дифференциатами более высокого порядка. Поздние дифференциаты — лейкограниты, микроклин-альбитовые граниты щелочные и плюмазитовые — бывают в значительной степени обогащены литофильными элементами до количеств, имеющих практическое значение.

Закономерности развития малоглубинного кислого магматизма сходны с закономерностями более глубинного, но и те и другие имеют различное вещественное выражение. На передовом фронте становления мезоабиссальных гранитоидных плутонов нередко обособляется кремнекислая фракция расплава, обогащенная летучими и редкометаллическими компонентами, в условиях проницаемой среды она образует широкий жильный ореол лейкогранитов, гранит-пегматитов и пегматитов (до силекситов и кварцевых жил) вокруг гранитных массивов, а в более закрытых условиях локализуется в апикальных и эндоконтактовых зонах массивов. По пространственному положению и особенностям состава риолиты являются гомологами лейкогранитов и пегматитов передового фронта становления гранитоидных интрузий.

Характер связи кислого магматизма с базальтоидным можно определить как парагенетический, лишь незначительная доля кислых вулканитов является дифференциатами базальтовых магм. Каждая сложная и контрастная вулcano-плутоническая ассоциация имеет сериальные черты химизма — обладает определенным уровнем щелочности и содержания элементов-примесей с сопряженной изменчивостью петрогенных и малых элементов от основных пород до кислых. Сериальные признаки частично сохраняются и в возрастных рядах вулcano-плутонических (и плутонических) ассоциаций конкретных структур. Нижнепермские магматические породы двух ассоциаций в Хантайширском прогибе имеют повышенную щелочность и редкометаллическую геохимическую специализацию, а породы двух пермских ассоциаций Эрдэнэтской поперечной структуры — халькофильную специализацию.

Геологические и петрохимические признаки свидетельствуют о том, что смена в возрастном и латеральном рядах разнотипных магматических серий связана с миграцией зон магмообразования. Рассмотрим это на примере нижнепермского магматического цикла западной части Центрально-Монгольского вулканического пояса. Здесь ранние нефелин-нормативные щелочные базальты сосредоточены в узкой приразломной зоне Хантайширского шовного прогиба, приуроченного к границе эпиокеанических структур ранних каледонид Озерной зоны со структурами их древнего континентального обрамления. Щелочные базальты характеризуются высокими содержаниями (в %) TiO_2 — 2,28—2,9, K_2O — 1,56—1,88, MgO — 5,0—8,02, F — до 0,08, умеренной глиноземистостью (Al_2O_3 — 14,62—15,10) и имеют величину Ni/Co (2,1—2,9), близкую к пераичным магмам.

О разрастании очаговой зоны можно судить по распространению следующей высокоглиноземистой андезитобазальтовой дифференцированной серии во всем поперечнике вулканического пояса шириной 150—200 км. Породы обладают высоким содержанием (в %) Al_2O_3 — 16,88—18,98, F — 0,05—0,1, низким — Mg и Ti (MgO — 1,41—4,96, TiO_2 — 0,8—1,6). Для базальтов и андезитобазальтов характерны: нормативные кварц, гиперстен, диопсид (в единичных покровах отме-

чается нормативный оливин), высокое содержание полевых шпатов, в том числе нормативного ортоклаза, низкое цветное число (3—23) и величина Ni/Co — 1,2—0,25, соответствующая высокой дифференцированности серии. Присутствие базальтов с нормативным оливином и значением Ni/Co — 2,5—2 можно рассматривать как признак пульсационного поступления на уровень формирования данной серии более глубоких магм. Кислый вулканизм начинается во время андезитобазальтового, а затем сменяет его. От ранних кислых вулканитов к поздним увеличивается роль легких редкоземельных элементов. Величина La/Yb в основных и кислых вулканитах андезитобазальтовой свиты составляет соответственно 11—14,5 и 9—12, трахириолитовой свиты — 10 и 10—20, в комагматических гранитах и граносиенитах — 16,5—18.

Переход ко II контрастной вулcano-плутонической ассоциации нижнепермского цикла ознаменовался распадом крупного вулcano-плутонического ареала на ряд мелких очаговых зон, локализованных под шовными прогибами, и повторным углублением уровней магмообразования. Оливиновые базальты контрастной ассоциации имеют промежуточные свойства между базальтами упоминавшихся двух нижних серий, отличаясь наиболее высоким содержанием Na и следящим составом (в %): TiO_2 — 1,22—1,92, Al_2O_3 — 15,68—17,88, MgO — 3,31—6,39, CaO — 6,52—11,22, Na_2O — 2,72—4,20, K_2O — 0,46—2,06, F — до 0,07, Ni/Co — 2,1—1. Рассчитанные значения температуры образования базальтов составляют 1187—1075°C, залегающих среди них субвулканических тел трахидацитов, трахириолитов, комендитов — 1085—1050°C. Породы контрастной ассоциации имеют близкие величины La/Yb : базальты — 8,5—15,7, кислые породы субвулканических тел — 8—11,2 (до 28—30), габбро — 9,7—10, монцониты — 12,6, щелочно-полевошпатовые сиениты и граниты главной фазы — 15,1, дополнительных интрузий — 16,6; в поздних щелочных микроклин-альбитовых пегматитах и гранитах величина La/Yb падает до 5.

Отчетливые признаки вертикальной миграции магматических очагов выявляются по результатам пространственного тренд-анализа, проведенного для вулканитов Северо-Монгольского вулканического пояса. Он показал, что основные, средние и кислые вулканиты, а также базальты ранних и поздних серий обладают различными латеральными тенденциями к изменению содержания петрогенных компонентов (см. рис. 43, 44). По характеру тренд-поверхности можно судить, какие региональные закономерности являются определяющими при формировании каждого из типов магм.

Величина Ni/Co выявляет различие очаговых ареалов магматизма. Относительно высокое ее значение (от 2,4—3,8 до 8—10) характерно для базитов пермских вулcano-плутонических ассоциаций Эрдэнэтской поперечной структуры, специализированных на халькофильных элементах; в редкометалльно специализированных пермских магматитах Хантайширского шовного прогиба она снижается до 2—2,9, в пермских базитах Чандманьского прогиба — до 1,6—1,5. Величина Ni/Co в пермских базитах хребта Хантайшири-Нуру, в подстилающих их породах вендского офиолитового комплекса, соизмерима: в толентовых андезитобазальтах комплекса параллельных даек она составляет 2,7—1,9, в подушечных лавах — 1,4, в плагиогранитах — 1—3. Низкой величиной Ni/Co хантайширские офиолиты отличаются от офиолитов других районов, например девонского офиолитового комплекса пустыни Номин-Гоби, базальты которого имеют величину Ni/Co — 8—6,3, серпентинизированные гипербазиты — 10,7—5. Можно предполагать, что величина Ni/Co содержит информацию о латеральной неоднородности состава субстрата уровней магмообразования.

Осевыми зонами магмообразования с проявлением наиболее глубоких магм служат шовные прогибы. В их обрамлении магматизм несет черты все более значительного вовлечения в магмообразование сиалического субстрата с латеральным замещением вулcano-плутонического магматизма гранитоидным

плутоническим, сосредоточенным в орогенных поднятиях. Параллельно со снижением основности магматитов и с увеличением их кремнекислотности увеличивается содержание литофильных микрокомпонентов. В результате типоморфными элементами магматитов поднятий являются литофильные элементы, прогибов — щелочно-литофильные и халькофильные. В Центральной Монголии расстояние между осевыми зонами таких структур составляет 250—300 км.

По степени раскрытия наиболее четко выделяются два типа шовных прогибов с индикаторными вулкано-плутоническими ассоциациями. К первому типу относятся узкие линейные прогибы внешних зон вулканических поясов — Хантайшир-Аргалантинский, Северо-Хангайский, Желтуринский. Они сложены субщелочными вулкано-плутоническими ассоциациями, для которых характерны: преобладание вулканических масс над интрузивными, контрастный состав вулканических серий, присутствие щелочных кислых вулканитов и гранитов и их щелочно-редкометалльная геохимическая специализация. Ко второму типу относится Орхон-Селенгинский прогиб. Он расположен во внутренней зоне вулканического пояса, имеет значительные поперечные размеры и мощную линзу вулканогенно-осадочных пород в центральной рифтовой впадине. Для него характерна известково-щелочная вулкано-плутоническая ассоциация со значительными объемами плутонических пород и халькофильная геохимическая специализация. Вулканиты и интрузивные породы всех уровней кремнекислотности, развитые в осевой зоне прогиба, отличаются от пород, слагающих его крылья, низким содержанием К, встречаются низкощелочные натриевые базальты.

ВОЗРАСТНЫЕ И ЛАТЕРАЛЬНЫЕ РЯДЫ ПЕРМСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ И ИНТРУЗИВНЫХ СЕРИЙ

Уровень флористической изученности пермских вулканогенных толщ Монголии довольно высок благодаря работам М.В. Дуранте [21], И.В. Гордиенко [16], А.А. Моссаковского и О. Томуртоого [53], В.В. Ярмолюка [79] и коллективов геологов-съемщиков. Это позволяет провести сопоставление вулканогенных и интрузивных серий различных отрезков и характерных структур вулканических поясов Центральной Монголии (табл. 18). Сопоставление показывает значительную латеральную продольную и поперечную изменчивость магматизма. Есть серии пород локально проявленные, есть прослеживающиеся на значительные расстояния. Исходя из существующих данных следует признать, что вулканические пояса состоят из линзовидных "тел", сложенных магматитами разного состава, которые сложно сочетаются между собой в плане и в разрезе. Форма их изменяется от изометричной до сильно вытянутой и пластинообразной.

Активная вулканическая и интрузивная деятельность в Центрально-Монгольском поясе продолжалась в течение ранней и в первой половине поздней перми, в Северо-Монгольском — в течение ранней, поздней перми и в поздней перми — раннем триасе. По строению возрастного ряда магматогенных образований выделяются разные типы структур. В.Я. Ярмолюк установил, что характерной чертой позднепалеозойских вулканических поясов Монголии является последовательное образование двух вулканических серий, или вулкано-плутонических ассоциаций, — ранней дифференцированной и поздней бимодальной. Последняя формировалась в рифтогенных условиях. Ранняя вулкано-плутоническая ассоциация состоит из пород умеренной и повышенной щелочности, поздняя — из субщелочных пород и включает щелочные риолиты и щелочные граниты. Вместе они отвечают завершённому циклу магматизма. Есть структуры со сложным рекуррентным типом магматизма, где возрастной ряд вулканических серий или вулкано-плутонических ассоциаций соответствует двум магматическим циклам. Рекуррентный магматизм появился в Байдарикском секторе Центрально-Монгольского вулканического пояса и в Орхон-Селенгинском прогибе.

Таблица 18

**Возрастные ряды пермских вулканогенных и интрузивных серий
в характерных структурах вулканических поясов Центральной Монголии**

Время	Центрально-Монгольский			
	Керуленский сектор, поднятие	Северо-Гобийская впадина	Хантайширский шовный прогиб	Северо-Хангайский сектор, поднятие
	1	2	3	4
T				
P ₂	Морская и наземная моласса			Конгломератовая, P ₂ ³
		Сиенит-граносиенит-щелочно-гранитовая	Щелочно-гранитовая? Трахибазальтовая, P ₂ ¹	
		Трахибазальт-трахидацитовая с комендитами	Базальт-риолитовая Лейкобазальт – андезит – трахидацитовая, P ₂ ¹	Трахиролит-трахибазальтовая, P ₂ ¹
	Диориты – граниты – граносиениты	Габбро-диориты – адамеллиты, граниты – лейкограниты	Адамеллитовая Пироксеновых базальтов – андезитов – дацитов, P ₂ ¹	
			Песчано-конгломератовая	
	P ₁	Дациит-риолитовая с трахириолитами и андезитобазальтами	Андезитовая в прогибах, дацит-риолитовая на поднятиях	Сиенит-граносиенит-щелочно-гранитовая однополевошпатовая
Трахибазальтовая с экструзиями трахириолитов и комендитов				
Сиенит-граносиенитовая двуполевошпатовая				Граносиенит-гранитовая
Трахиролитовая				Трахиролит-трахидацитовая
			Трахиндезитобазальтовая	Трахибазальт

Магматические серии двух циклов наиболее полно изучены в Хантайширском шовном прогибе. В его пределах первый нижнепермский цикл представлен следующим возрастным рядом магматических серий: щелочно-базальтовая — трахиандезитобазальтовая — трахириолитовая с комендитами — сиенит-граносиенитовая двуполевошпатовая; затем следует контрастная субщелочная вулканическая серия, завершившаяся становлением однополевошпатовых субщелочных и щелочных кварцевых сиенитов, граносиенитов и гранитов с поздней фазой эгирин-рибекитовых микроклин-альбитовых пегматитов и гранитов. Второй

Северо-Монгольский			
Орхон-Селенгинский прогиб			
Хануйский ареал	Эрдэнэтский ареал	Амархидский и Ерогольский ареалы	Восточный фланг, Кударинский ареал
5	6	7	8
Трахиандезитовая с латитами и трахириолитами			
Габбро-сиенит-граносиенитовая			
Трахиандезитобазальтовая			
Гранит-граносиенитовая	Гранодиорит-порфировая		
	Диорит-гранодиорит-гранитовая с граносиенитами		
	Андезитобазальтовая	Андезит-дацит-риолитовая	Трахиириолитовая, P_1^{1+2}
Габбро-сиенитовая	Андезит-дацит-риолитовая	Базальт-андезитобазальтовая	
Базальт-трахибазальтовая			
Осадочно-вулканогенная базальтовая, $P_1 - P_2^1$		Песчано-конгломератовая	
Щелочных гранитов и сиенитов			
Трахиириолитовая	Осадочно-вулканогенная риолит-андезит-базальтовая и андезитобазальтовая		Трахиандезитобазальтовая
Трахиандезитовая			

верхнепермский цикл формируется в последовательности: дифференцированная базальт-андезит-риолитовая серия, в которой сочетаются породы умеренной и повышенной щелочности, возможными комагматами серии являются адамеллиты; контрастная базальт-риолитовая серия и затем после размыва базальт-трахибазальтовая. Позднепермский вулканизм по составу и последовательности становления сходен с раннепермским, отличаясь более низкой щелочностью на всех уровнях кремнекислотности пород.

Становление гранитоидов известково-щелочного ряда после щелочных грани-

тов известно не только в Хантайширском прогибе. На западе Северо-Монгольского вулканического пояса, где он образует дугообразный изгиб, оконтуривающий северо-западное окончание Хангайского свода, Т.П. Хюпинен наблюдал пересечение поздней нижнепермской вулкано-плутонической ассоциации со щелочными гранитами плагиогранитами, выделенными им в верхнепермский улясутайский комплекс. В Сомон-Хайрханской ветви Южно-Монгольского вулканического пояса авторы наблюдали прорывание адемитовыми щелочных однополевошпатовых гранитов и секущих их даек.

В конце нижней — начале верхней перми заметно снижается щелочность продуктов вулканической деятельности, происходившей в центральной рифтовой впадине Орхон-Селенгинского прогиба. Возможно, понижение щелочности магматических пород вызвано теми же причинами, которые привели к крупной морской трансгрессии конца ранней — начала поздней перми [21]. С середины поздней перми (время существования грациленто-бревифолиевого комплекса), по данным М.В. Дуранте, возрождаются геократические тенденции развития территории Монголии. Площадь морского осадконакопления сохранилась только на крайнем юго-востоке и северо-востоке страны. С этим периодом пермской истории связано отмирание Центрально-Монгольского вулканического пояса, развитие контрастной вулкано-плутонической ассоциации со щелочными гранитами в Северо-Хангайском секторе Северо-Монгольского вулканического пояса и проявление рекуррентного вулканизма на востоке Орхон-Селенгинского прогиба. На западе Орхон-Селенгинского прогиба к нижнепермскому мегаритму первого цикла относится гомодромный трахибазальт-трахидацит-трахириолитовый вулканизм хануйской серии, на востоке Орхон-Селенгинского прогиба к верхнепермскому мегаритму второго цикла принадлежит базальт-андезит-риолитовый вулканизм хара-цохгольской серии.

Продукты двух циклов пермского вулканизма известны в пределах Хангайского синклиниория и его северного обрамления. Нижнепермские вулканы развиты в Тамиргольской мульде, верхнепермские — в Тарятской мульде. В Тамиргольской мульде, расположенной в центре Хангайского синклиниория, на терригенных отложениях карбона с угловым несогласием и базальными конгломератами залегают светлые риолиты мощностью 110—120 м, а выше них — туфы и покровы андезитов мощностью 40—80 м. Вулканы перекрыты терригенными отложениями нижней—верхней перми, которые сменяются выше по разрезу верхнепермскими [68].

Тарятская мульда, расположенная севернее Хангайского синклиниория, сложена осадочно-вулканогенными отложениями верхней перми с грациленто-бревифолевым комплексом растительных остатков; мощность толщи достигает 1100 м. Вулканы формируются в антидромной последовательности от риолитов к андезитобазальтам и базальтам. Нижняя вулканогенная часть толщи сложена риолитами, верхняя имеет контрастный состав [39].

Для ряда структур типичен неоднократный щелочно-кислый магматизм. В Хантайшир-Аргалантинском прогибе щелочные дациты и риолиты проявлены дважды: в нижнепермской трахириолитовой свите и в составе субвулканических тел более молодой нижнепермской контрастной серии, которым комагматичны щелочные граносиениты и граниты. Есть признаки присутствия верхнепермских щелочных гранитов. В Северо-Монгольском вулканическом поясе щелочные риолиты и щелочные граниты присутствуют в составе нижнепермских и верхнепермских вулкано-плутонических ассоциаций. Третья, пермско-триасовая, вулкано-плутоническая ассоциация с щелочными гранитами развита в восточной Забайкальской части вулканического пояса.

Продольная неоднородность магматизма. При сопоставлении вулкано-плутонических ассоциаций различных частей вулканических поясов обнаруживаются существенные латеральные вариации. Так, в Керуленском секторе

Центрально-Монгольского вулканического пояса, представлявшем собой крупное (600 × 300 км) поднятие, в течение раннепермской и в начале позднепермской эпох сформировались андезит-риолитовая и дацит-риолитовая серии, завершившиеся становлением гранитоидов умеренной и несколько повышенной щелочности. Вулканические поля небольшие (85×65 км), распыленные; вулканогенные толщи имеют мощность 1500—2000 м, дацит-риолитовый состав на поднятиях и андезит-дацит-риолитовый в прогибах (см. рис. 1). В Среднегобийском центральном секторе этого пояса близкому возрастному интервалу соответствуют две вулканоплутонические ассоциации: нижнепермская андезит-дацит-риолитовая с гранитоидами и верхнепермская контрастная повышенной щелочности с щелочными риолитами и гранитами. В целом состав магматитов более основной и щелочной по сравнению с породами Керуленского сектора. Вулканиды слагают здесь крупную (300 × 180 км) Северо-Гобийскую впадину. На ее поднятом южном крыле развита дацит-риолитовая толща мощностью 2000—4500 м; в северном направлении к более погруженным частям впадины она сменяется андезит-дацит-риолитовыми, а затем андезитовыми образованиями мощностью около 2500 м. Породы контрастной ассоциации развиты на южном поднятом крыле Северо-Гобийской впадины.

В Хантайшир-Аргалантинском шовном прогибе западного Байдарикского сектора Центрально-Монгольского вулканического пояса в течение ранней и в начале поздней перми сформировались сложные вулканические серии и вулканоплутонические ассоциации двух циклов магматизма. Общая мощность вулканитов достигает 7—8 км. Мощность вулканогенных толщ в структурах, расположенных между глубинными разломами (1,7—3,5 км), соизмерима с мощностью вулканогенных толщ Керуленского и Среднегобийского секторов. В Байдарикском секторе в целом количество вулканитов кислого состава уменьшается до 30—40%, в шовных зонах преобладают базальты и андезитобазальты повышенной щелочности, оливиновые базальты и трахибазальты. Для шовного прогиба характерны кислые магматические образования повышенной щелочности и щелочно-кремнекислые в вулканической, субвулканической и интрузивной фациях.

В Хантайширском шовном прогибе Центрально-Монгольского вулканического пояса и в Северо-Хангайской шовной зоне Северо-Монгольского вулканического пояса время активного вулканизма почти совпадает; оно охватывает раннюю пермь и первую половину поздней перми. Ранняя дифференцированная вулканоплутоническая ассоциация имеет в этих структурах близкие состав, строение и последовательность образования. Среди более поздних серий есть сходные и различающиеся между собой. Главные отличия заключаются в более сложном возрастном ряду магматических пород Хантайширского прогиба и в его полициклическом характере (см. табл. 18).

В целом рассмотрение продольной изменчивости магматизма показывает увеличение щелочности и основности магматизма в направлении с востока на запад [39]. Выделяются три поперечных блока с вулканоплутоническими ассоциациями разной щелочности в пределах обоих вулканических поясов: восточный, Хэнтэйский, где ведущими являются известково-щелочные вулканоплутонические ассоциации; центральный, Орхонский, где появляются субщелочные серии (трахибазальтовая с габбро-сиенитами и бимодальная с щелочными гранитами); западный, Хангайский, где преобладают серии повышенной щелочности и субщелочные и характерен щелочно-базальт-щелочно-риолит-щелочно-гранитовый магматизм. Вулканоплутонические ассоциации Северо-Монгольского пояса в каждом блоке более основные и щелочные по сравнению с Центрально-Монгольским. Три выделенных блока соответствуют обрамлению крупных фрагментов Хангай-Хэнтэйского морского бассейна, который в пермское время последовательно замыкался в направлении с запада на восток. С этим коррелируется

петрохимическая зональность магматических пород, показанная выше на примере пермских вулканитов Северо-Монгольского вулканического пояса (см. рис. 39). В основных вулканитах дифференцированных серий с запада на восток увеличивается содержание Al_2O_3 , CaO, MgO, FeO, величина Na_2O/K_2O и снижается общая щелочность пород. В то же время в кислых вулканитах отмечается отчетливое увеличение K_2O в западном направлении.

Локальная латеральная изменчивость дифференцированных базальт-андезит-риолитовых, андезит-дацит-риолитовых и риолитовых серий умеренной и повышенной щелочности определяется концентрическими очаговыми структурами диаметром 50—100 км. Они в виде цепочек и гирлянд следуют вдоль разломных зон, определяющих существование и размещение вулканических поясов (см. рис. 42). Состав базальтовых и бимодальных серий в значительной мере зависит от степени раскрытия рифтогенных структур.

Поперечная неоднородность магматизма. Поперечная изменчивость вулкано-плутонических ассоциаций четко проявлена в западном Хангайском блоке. Она выражена повышением щелочности пород и уменьшением доли пород плутонической фации в направлении от Хангайского сводового поднятия к внешним зонам оконтуривающих это поднятие вулканических поясов.

В центральной части Хангайского свода распространены пермские гранодиорит-адамеллит-гранитовые интрузивы средних и крупных размеров. С севера они оконтурены подковообразным ареалом гранит-лейкогранитовых массивов. Ранне- и позднепермские вулканиты базальт (или андезит)-дацит-риолитового состава слагают небольшие поля. От Хангайского свода к осевым шовным зонам вулканических поясов сначала плутонические щелочноземельные гранитоидные ассоциации сменяются вулкано-плутоническими умеренной щелочности; затем в породах вулкано-плутонических ассоциаций растет щелочность и снижается кремнекислотность, а также меняются количественные соотношения вулканических и плутонических образований в сторону увеличения объема вулканогенной части. В шовных зонах обоих поясов развиты вулкано-плутонические ассоциации повышенной щелочности и субщелочные с щелочно-кремнекислыми вулканическими, субвулканическими и интрузивными составляющими. Пантелериты, комендиты и щелочные граниты типичны для внешних зон вулканических поясов. Поздними дифференциатами вулкано-плутонических щелочно-гранитных ассоциаций являются малые интрузии микроклин-альбитовых гранитов и их фельзитовые разновидности. При благоприятных условиях становления, в том числе при аномальной флюидонасыщенности, они несут редкометальную минерализацию. За пределами вулканических поясов сиенит-щелочно-гранитовые и щелочно-гранитовые интрузивы размещены в крупных разломах окружающих структур, но наиболее характерны для древних структур Тувы и Восточного Саяна.

Дифференцированные вулкано-плутонические гранитоидные ассоциации внутренних зон вулканических поясов в локальных ареалах сопровождаются поздними субвулканическими интрузиями существенно натриевых высокоглиноземистых гранодиорит-порфиров, плагиопорфиров и дацитов. С ними парагенетически связано молибден-медное оруденение.

В восточном Хэнтэйском блоке поперечная зональность магматизма первого порядка определяется существованием в поздней перми и в поздней перми — раннем триасе Предхэнтэйско-Агинского морского прогиба [74]. От него в северном направлении последовательно сменяются: зона гранодиорит-гранитовых плутонических интрузивов Хэнтэйского свода; вулкано-плутонические ассоциации восточной половины Орхон-Селенгинского прогиба в первом мегрите умеренной, во втором повышенной щелочности; вулкано-плутонические ассоциации Желтуринского прогиба повышенной щелочности и субщелочные; щелочные гранитоиды Северного Прибайкалья. Этой генеральной зональности магматизма от-

вечает увеличение калиевой щелочности базальтов первого мегаритма в северном направлении (см. рис. 43).

Поперечная зональность второго порядка зависит от степени раскрытия рифтогенных шовных прогибов. Характер сочленения шовных структур вулканического пояса, занимающих разное положение в латеральном ряду зональности магматизма и обладающих разной степенью раскрытия, показан выше на примере Северо-Хангайского и Орхон-Селенгинского прогибов Северо-Монгольского вулканического пояса (см. рис. 24, 43, 44). Они сочленяются через крупную Булганскую кольцевую структуру глубокого заложения диаметром около 200 км, расположенную в зоне изменения генерального простираения структур Центральной Азии. В ее пределах меняется характер магматизма, его дифференцированность и тип щелочности, что выражено изменением формы тренд-поверхностей петрогенных элементов до разрыва сплошности геохимического поля. Северо-восточный сегмент Булганской структуры осложнен Эрдэнэтской кольцевой структурой. В зоне их интерференции находится Эрдэнэтский рудный район (см. рис. 42).

Глава 5

АССОЦИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ И ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД РАННЕГО МЕЗОЗОЯ

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ АССОЦИИ

Вулканические ассоциации включают разнообразные по составу магматические образования, принадлежащие к известково-щелочным сериям повышенной щелочности. Среди них наибольшим распространением пользуются базальт-трахиандезит-трахибазальтовая, трахиандезит-дацитовая и андезит-дацит-трахириолитовая и другие ассоциации, нередко представленные в тесном сочетании друг с другом, и формировавшиеся в пределах одних и тех же структур в поздне триасово-раннеюрское и ранне-, среднеюрское время. Вулканогенные образования этих формаций участвуют в строении как континентальных молассовых комплексов, выполняющих прогибы и грабены Орхон-Селенгинской, Северо-Хангайской и Северо-Гобийской систем раннемезозойских прогибов обрамления Хэнтэйского сводового поднятия, так и слагают отдельные структуры, расположенные в пределах Центральной и Восточной Монголии.

По возрасту различаются поздне триасово-раннеюрские и ранне-, среднеюрские ассоциации. В отдельных прогибах достаточно достоверно, на основе палеонтологических данных, устанавливается триасовый возраст вулканитов.

Раннемезозойские вулканиты Монголии изучались многими исследователями: А.Я. Салтыковским, А.А. Моссаковским, О. Томуртоого, В.В. Кепежинским, И.В. Лучицким, В.А. Благодоровым, В.А. Амановым, И.Е. Филипповой, Р.А. Хасиным и др. Однако до сих пор многие вопросы, касающиеся их возрастной датировки, вещественной характеристики, корреляции типовых разрезов, их петрохимии и геохимии, остаются недостаточно раскрытыми.

Приведенное ниже описание раннемезозойских ассоциаций Центральной Монголии составлено с учетом данных перечисленных выше исследователей, а также личных материалов, полученных во время проведения полевых работ в пределах ряда вулканогенных прогибов, обрамляющих Хангайское и Хэнтэйское сводовые поднятия (рис. 45).

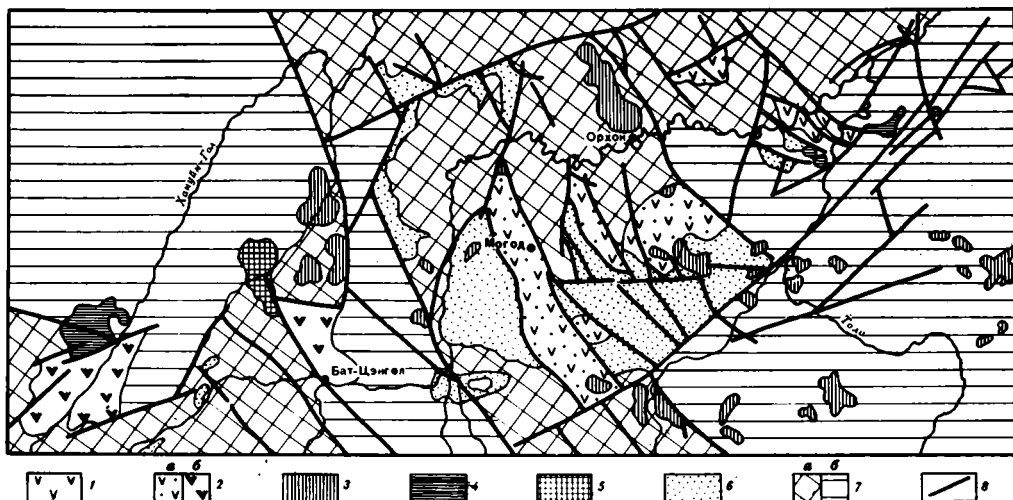


Рис. 45. Схема размещения раннемезозойских вулканогенных и интрузивных ассоциаций Орхон-Селенгинского вулканического пояса и прилегающих районов Хангайского и Хэнтэйского сводовых поднятий

1, 2 — вулканические ассоциации: 1 — андезитобазальтовая (позднетриасово-раннеюрская), 2 — базальт-трахибазальт-трахиандезитовые (а — позднетриасово-раннеюрская, б — ранне-, среднеюрская), 3—5 — интрузивные ассоциации: 3 — гранит-лейкогранитовая, 4 — монзонит-сиенит-гранодиоритовая, 5 — гранит-граносиенит-щелочно-гранитовая; 6 — континентальные осадочные образования молассового типа раннемезозойских прогибов и грабен-синклиналей; 7 — осадочно-метаморфические и терригенные геосинклинальные и орогенные комплексы домезозойского фундамента (а — докембрийско-раннепалеозойского возраста, б — средне-, верхнепалеозойского возраста); 8 — разломы

Триасовые вулканогенные образования распространены преимущественно в бассейне р. Селенги, где они наряду с пермскими вулканитами участвуют в строении Орхон-Селенгинского прогиба. Они с размывом залегают на породах нижнего—среднего карбона и нижней перми, хотя слагаемые ими толщи согласно "вложены" в не осложненную складками конседиментационную структуру Орхон-Селенгинского прогиба. Породы эти очень слабо охарактеризованы палеонтологически, по составу близки пермским вулканическим образованиям и с трудом от них отличаются; поэтому не исключено, что существующие геологические карты не всегда правильно отражают распространенность вулканитов обоих возрастов в этом районе.

В пределах Орхонской впадины вулканиты основного состава (базальтового и андезитобазальтового) залегают согласно или с небольшим размывом на терригенных отложениях позднего триаса или слагают вулcano-тектонические структуры, расположенные непосредственно на домезозойском основании, сложенном докембрийскими и раннепалеозойскими толщами.

Вулканиты основного состава залегают преимущественно в виде отдельных потоков мощностью от 10—15 до 50—60 м или в виде горизонтов, представляющих серию потоков, общая мощность которых достигает 700 м.

Орхон-Селенгинский прогиб является главным ареалом развития триасовых вулканитов, где известны наиболее полные разрезы, описанные А.А. Моссаковским и О. Томуртоого [53], а также В.В. Кеpezинским и И.В. Луициком [28]. А.А. Моссаковский [52] выделил вулканогенную могодскую свиту, согласно залегающую на флористически охарактеризованной осадочной позднетриасовой абзогской свите. Северо-восточнее оз. Угий-Нур разрез могодской свиты начинается 400-метровой пачкой конгломератов, переходящих вверх по разрезу в туфо-

конгломераты. Выше залегают лавовые брекчии андезитов (мощность 500 м), трахибазальты (70 м), прослой андезитодацитов (40 м), и чередующиеся с ними трахиандезиты, их брекчии и туфы (500 м), вновь трахибазальты (500 м). Широко развиты вулканогенно-обломочные образования. Для свиты характерны отсутствие четкой стратификации и резко выраженная фаціальная изменчивость.

Несколько иной тип разреза описан И.В. Лучицким и В.В. Кепежинским [28] на правом берегу р. Селенги (по р. Хучжирин-Гол). Разрез здесь сразу начинается андезитовыми туфами (200 м), выше которых залегают трахиандезитовые лавы с отдельными прослоями андезитодацитовых туфов и дацитовых лав (общая мощность этой пачки до 2500 м). Заканчивается разрез щелочными ортоклазовыми базальтами (70 м) и андезитодацитовыми лавами (50 м). Верхняя часть разреза изобилует силлами трахитовых и андезитодацитовых лав, которые по химизму и по минералогическим особенностям близки вмещающим трахиандезитовым породам, представляя собой более поздние и более кислые дифференциаты [28].

Приведенные выше разрезы триасовых вулканогенных толщ различаются прежде всего щелочностью слагающих эти толщи пород, что отражает неустойчивость состава триасовых вулканитов по латерали. Характерно также практическое отсутствие кислых вулканитов, что как будто бы резко отличает триасовую ассоциацию от пермской и позднемезозойской. Однако на тех же площадях, где отмечаются триасовые вулканогенные породы, картируются вулканиты условно пермского возраста, близкие по составу триасовым, среди которых имеются породы риолит-трахириолитового состава. Часть из них, возможно, имеет триасовый возраст. Так, к юго-востоку от сомона Могод, где на геологической карте масштаба 1 : 1500000 [11] обозначены кислые пермские вулканиты, продолжается разрез андезитов и брекчий могодской свиты, слагающий западнее полосу северо-западного простиранья. Эта часть разреза инъецируется многочисленными пластовыми телами граносиенит-порфиров, фельзит-порфиров и других кислых пород, которые, таким образом, являются даже относительно более молодыми образованиями, чем андезиты могодской свиты. Эта полоса пород могодской свиты прослеживается и на левом берегу р. Орхон, где в 15 км к северо-востоку от сомона Сайхан ее туфы и андезиты надстраиваются пачкой трахиандезитов и дацитов, прорванной пластовыми телами сиенит-порфиров. Эта пачка на указанной карте также считается пермской, с кислым составом пород.

В закартированной авторами части территории бассейна р. Нарин-Хурмэшу-Гол (левого притока р. Орхон) в основании разреза прослеживается осадочно-вулканогенная толща с вулканитами среднего и основного состава. Наряду с песчаниками, алевролитами здесь отмечаются пачки афировых и порфировых андезитов и базальтов мощностью 15—20 м. Видимая мощность толщи 300 м. Она простирается в северо-западном направлении, а ее слои падают на северо-восток под углом 20°. Толща прорывается силлами и несогласными телами мегапорфировых плагиобазальтов аналогичного состава с базальтами, переслаиваясь с осадочными породами вулканогенно-осадочной толщи, а также субвулканическими телами сиенит-порфиров и граносиенит-порфиров, имеющих часто брекчиевую структуру.

Выше по разрезу с несогласием залегает толща кислых вулканитов, представленная игнимбритами, туфами, трахириолитовыми лавами в меньшей степени. Толща инъецирована большим количеством субвулканических тел близкого состава. Многие из них согласны с вмещающей толщей, часть из них имеет секущий характер. Толща полого падает на северо-запад. По составу данные тела аналогичны субвулканическим, прорывающим нижнюю вулканогенно-осадочную свиту. Видимая мощность толщи 200 м. Падение слоев 15—20° на северо-запад. Обе описанные выше толщи аналогичны по составу и строению толщам, расположенным к югу от Орхона, и имеют те же геологические соотношения. Однако надежными данными об их возрасте, подтвержденными фаунистически, мы пока

не располагаем. Условно мы принимаем позднетриасово-раннеюрский возраст толщ на основании их сходства с позднетриасово-раннеюрскими вулканитами, широко распространенными к югу от Орхона. Прорывающие описанные выше толщи плутонические образования (биотитовые, амфибол-биотитовые граносиениты и граниты) близки по составу субвулканическим телам, широко развитым в пределах описанного вулканического поля, и по-видимому, близки к ним по возрасту.

Имеются также указания на широкое проявление раннемезозойских производных риолитового вулканизма и в других участках рассматриваемой территории [28]. Они наблюдаются в виде незначительных по размерам рвущих тел, экструзивных куполов, а также силлов протяженностью до 4—5 км при мощности 10—15 м и представляют типичную картину кислого ареального вулканизма, обычную для орогенных областей.

Все сказанное позволяет предполагать, что разрез триасовых вулканитов в Орхон-Селенгинской системе раннемезозойских прогибов является в действительности более дифференцированным, чем это представлялось до настоящего времени.

Северо-Гобийский ареал триасовых вулканитов Центральной Монголии расположен в бассейнах рек Керулен и Онгийн-Гол. Вулканические породы триасового возраста в этом районе в большинстве случаев выделяются по данным их сходства с породами Орхон-Селенгинского прогиба. Однако многие из этих сопоставлений недостаточно обоснованы. Следует отметить, что в районе сомона Цаган-Дэлгэр, где на Геологической карте МНР [11] показаны триасовые вулканические образования смешанного состава, располагаются породы субвулканических фаций (трахиты и трахириолиты), прорывающие базальты верхнеюрско-нижнемелового возраста. К юго-востоку от сомона Дэрэн, а также к северу от сомона Баян-Джаргалант и к юго-востоку от сомона Сумбэр распространены также не триасовые, а верхнеюрско-нижнемеловые вулканические ассоциации базальт- и трахибазальтового состава, сопровождающиеся прорывающими их субвулканическими телами трахириолит-риолитового состава. Возраст их подтверждается палеонтологическими данными. К северо-западу от сомона Баян-Мунх показанная на геологической карте МНР [11] как вытянутая в северо-восточном направлении полоса триасовых кислых вулканитов представляет собой зону распространения даек, связанных с Даш-Балбарским гранитоидным плутоном и послонно инъецирующих вмещающую его триасовую толщу. Таким образом, триасовые вулканические ассоциации в Северо-Гобийском (Прикеруленском) районе распространены не столь широко, как это показано на геологической карте [11].

В Прикеруленском районе палеонтологически обоснованный разрез вулканитов триаса описан В.А. Амантовым и Э.В. Михайловым к западу от Их-Хайрхана в районе Баян-Сулан-Обо и Туа-Ундэр. Здесь на палеозойских (?) сланцах с маломощными конгломератами в основании залегает толща, сложенная внизу туффитами со средне-, верхнетриасовой флорой (мощность пачки 30—40 м), а выше — переслаивающимися андезитами, трахиандезитами и их туфо- и лаво-агломератами. Мощность разреза около 1700 м.

Разрез вулканитов аналогичного базальтового, андезитобазальтового и существенно андезитового состава описан также Д.И. Фрих-Харом и Ж. Бадамгаравом в районе сомона Цаган-Обо. В нижней части разреза наблюдается переслаивание андезитов и вулканогенно-осадочных образований. Относительные количества тех и других варьируют, но наблюдается общее увеличение доли лав андезитов в верхней части разреза. Мощность пачки 0,7 км. Выше залегают трахиты, образующие протяженные потоки мощностью 5—10 м. Среди них отмечены и редкие пласты трахириолитов. Общая мощность пачки трахитовых потоков 100—150 м. Обе пачки прорываются большим количеством суб-

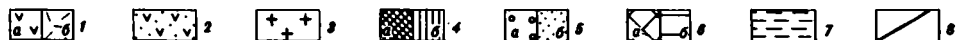
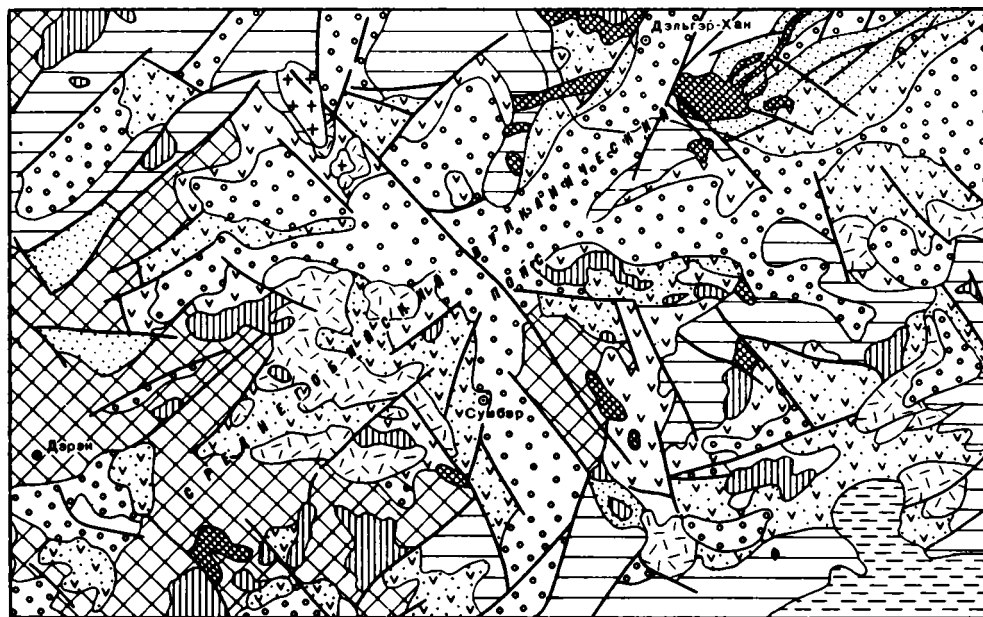


Рис. 46. Схема размещения вулканогенных и интрузивных ассоциаций раннего и позднего мезозоя юго-восточного обрамления Хэнтэйского сводового поднятия

1, 2 — вулканогенные ассоциации: 1 — позднего мезозоя (а — базальт-трахибазальт-трахиандезитовая, б — трахит-трахириолит-риолитовая), 2 — раннего мезозоя (базальт-трахибазальт-трахиандезитовая); 3, 4 — интрузивные ассоциации: 3 — позднего мезозоя гранит-лейкогранитовая (Баян-Обинский массив), 4 — раннего мезозоя (а — гранит-граносиенит-щелочно-гранитовая, б — гранит-лейкогранитовая); 5 — континентальные осадочные образования молассоидного типа (а — раннемезозойские, б — позднемезозойские, выполняющие прогибы и грабен-синклинали Среднеобийского вулканического пояса); 6 — осадочно-метаморфические и терригенные комплексы домезозойского фундамента; (а — раннего палеозоя, б — среднего и верхнего палеозоя); 7 — платформенные отложения (K_2 — P); 8 — разломы

вулканических тел трахит-риолитового состава и пластовыми интрузиями сиенитов, граносиенитов и гранитов.

Возраст толщ и прорывающих ее интрузий устанавливается на основании находок их гальки в отложениях ниже-, среднеюрского возраста. Подобные гальки в осадочной пермской толще отсутствуют.

В целом состав и мощность вулканогенных образований триаса изменчивы по латерали. Это согласуется с представлениями о накоплении их в пределах отдельных впадин. В.В. Кепежинский и И.В. Лучицкий [28] отмечали пространственную разобщенность преимущественно трахиандезитовых накоплений (северное крыло Орхон-Селенгинского прогиба) и вулканогенных толщ андезитового состава (юг, Орхонская мульда). О. Томуртогов [53] показал, что на ранних этапах впадины были изолированными. По мере из развития происходила последовательная миграция центров максимального прогибания к северо-востоку, в результате чего каждый последующий горизонт смещался в этом направлении по отношению к более ранним элементам разреза.

Рассматриваемая ассоциация триасовых вулканитов сложена преимущественно породами андезитового ряда щелочно-известковой серии, часто с повышенным содержанием щелочей.

Реконструируя характер вулканической деятельности, приведшей к формированию триасовых толщ, можно отметить приуроченность продуктов вулка-

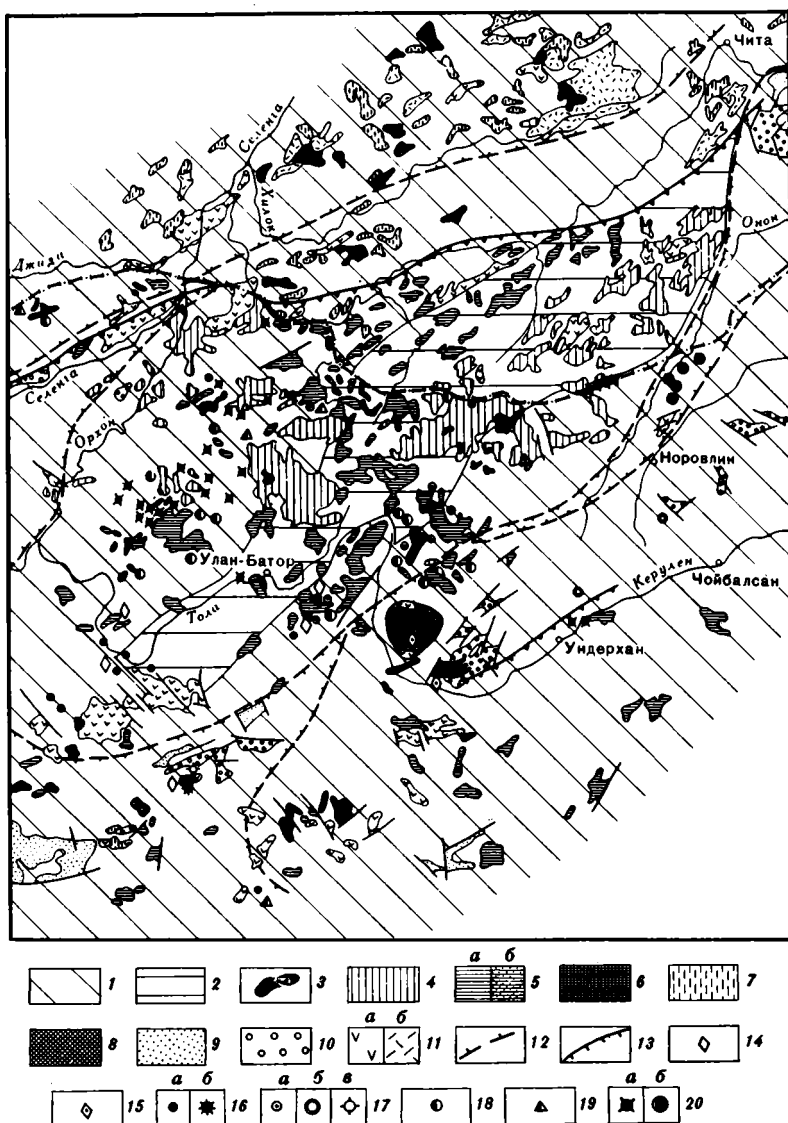


Рис. 47. Схема размещения раннемезозойских гранитоидных и вулканических ассоциаций в структурах Центральной Монголии и юга Забайкалья. Составлена А.И. Лучицкой по материалам геологов НИИЗарубежгеологии, ГИН АН СССР, ИГЕМ АН СССР и АН МНР

1 — области докембрийской и нижнепалеозойской складчатости нерасчлененные, сложенные геосинклинальными докембрийскими и раннепалеозойскими орогенными средне-, верхнепалеозойскими комплексами; 2 — герцинские структуры, сложенные многоэпиклиналильными и орогенными средне-верхнепалеозойскими комплексами; 3—8 — раннемезозойские гранитоидные плутонические и вулканические ассоциации: 3 — габбро-диоритовая, 4 — гранодиорит-гранитовая (габбро-гранитная, диорит-гранодиорит-гранитовая) без расчленения, 5 — гранит-лейкогранитовая нормальная (а) и повышенной (б) щелочности, 6 — аляскитовая с литий-фтористыми гранитами, 7 — монзонит-сиенит-гранодиоритовая, 8 — гранит-граносиенит-щелочно-гранитовая; 9 — прогибы и грабен-синклинали, сложенные континентальными и морскими терригенными и угленосными отложениями молассоидной формации ранней-средней юры; 10 — прогибы и грабен-синклинали, сложенные континентальными и морскими терригенными и угленосными отложениями молассоидной формации позднего триаса; 11 — вулканические ассоциации раннемезозойских вулканогенных прогибов повышенной щелочности (а — базальт-трахибазальт-трахандезитовая, б — трахит-трахириолит-риолитовая); 12 — границы наиболее крупных мезозойских сводовых поднятий; 13 — длительно живущие глубинные разломы (Монголо-Охотский линеймент); 14—20 —

низма этого времени к изолированным впадинам и соответствующее различие в их составе, а также типичное обилие глыбовых и обломочных фаций и фациальную неоднородность триасовых вулканогенных толщ. Предполагается, что извержения относились к центральному типу, хотя сами центры не установлены. Что касается проявлений кислого вулканизма, то они более всего отвечают ареальному типу.

Поздне триасово-раннеюрские андезит-дацитовая и андезит-дацит-риолитовая ассоциации вулканитов пользуются более ограниченным распространением по сравнению с ассоциациями базальтоидного состава и имеют с последними тесные связи, образуя потоки и покровы, тяготеющие к верхним частям разрезов вулканических полей северо-западного и юго-восточного обрамлений Хэнтэйского поднятия (рис. 46, 47). Значительная часть вулканитов андезит-дацитового и андезит-дацит-риолитового состава представлена рвущими телами, экструзиями и силлами. Последние имеют протяженность до 4—5 км при мощности около 10—15 м. Наиболее многочисленны интрузивные субвулканические тела риолитового состава. В районе бассейна р. Нарийн-Хурмэшу-Гол толща кислых вулканитов, представленных игнимбритами и туфами, в меньшей степени трахириолитовыми лавами, инъецирована большим количеством субвулканических тел близкого состава, часть из которых согласна с вмещающей толщей, другие имеют секущие контакты. Видимая мощность толщи 200 м при падении слоев 15—20° на северо-запад. По составу данные тела аналогичны породам, слагающим субвулканические тела, залегающие среди базальтов основания разреза вулканитов района бассейна р. Нарийн-Хурмэшу-Гол. Вулканиты основания разреза и надстраиваемые им вулканиты преимущественно кислого состава аналогичны вулканитам, широко распространенным к югу от р. Орхон, где поздне триасово-раннеюрский возраст их доказан по флористическим данным [53].

Ранне-среднеюрские вулканиты предположительно выделяются в бассейне р. Селенги на левобережье р. Хойт-Тамрын-Гол у сомона Бат-Цэнгел и в бассейне р. Хануй-Гол (см. рис. 45). Строение этих полей подробно рассмотрено нами в работе [39]. Ниже дана краткая характеристика особенностей состава и залегания слагающих их вулканитов.

Предположения о возрасте рассматриваемых вулканитов подтверждаются нашими наблюдениями об их налегании в долине р. Хануй-Гол на вулканогенно-осадочную толщу, близкую по формационным признакам триасовым ассоциациям пород Орхон-Селенгинской впадины. В районе сомона Бат-Цэнгел эта толща налегает на палеозойские отложения. Залегание вулканитов обычно нарушенное. В бассейне р. Хануй-Гол они наклонены под углом 10—25° на северо-запад. Северо-западный контакт с палеозойскими гранитами тектонический. К юго-восточному окончанию поля вулканитов приурочены массивы комагматичных и сиенитов и граносиенитов. Близ сомона Бат-Цэнгел вулканиты выполняют синклинальную структуру, к бортам которой приурочены комагматичные вулканитам граносиениты и граниты.

←

типы рудопроявлений, месторождений и минерализации на территории МНР связанные с раннемезозойскими гранитоидными ассоциациями: 14 — наиболее крупные редкометалльные рудопроявления (тантал, ниобий, литий, бериллий) в аляскитах и литий-фтористых гранитах и связанных с ними метасоматитах, 15 — повышение содержания РЗЭ, Zr, Nb в массивах граносиенит-гранит-щелочно-гранитовой ассоциации, 16 — вольфрамовые месторождения и рудопроявления кварцево-жильной (а) и грейзеновой (б) рудных формаций, 17 — оловянные месторождения и рудопроявления кварцево-жильного (а), грейзенового (б) и сульфидно-касситеритового (в) типов, 18 — олово-вольфрамовые месторождения и рудопроявления кварцево-жильной (а) и скарновой (б) рудных формаций, 19 — молибденовые и вольфрам-молибденовые рудопроявления кварцево-жильного типа, 20 — золоторудные проявления сульфидно-касситеритового (а) и неясного формационного типов (б)

В бассейне р. Хануй-Гол толща вулканитов почти не содержит прослоев осадочных пород и туфов и сложена преимущественно потоками трахиандезитобазальтов, трахитов, трахиандезитов. Разрез, как правило, начинается крупнопорфировыми трахиандезитобазальтами, выше которых залегают трахиандезиты и трахиты. В других случаях трахиты залегают в основании толщи. Крупнопорфировые лавы встречаются и в более высоких частях разреза. В районе сомона Бат-Цэнгел толща сложена преимущественно плагиоклазовыми андезитобазальтами. Среди них также различаются крупнопорфировые и афировые породы, слагающие покровы сложного строения. Щелочные разновидности вулканитов играют подчиненную роль. Мощность вулканогенных толщ в обоих участках составляет 500—700 м. Эти толщи прорываются субвулканическими дайками и силлами сиенит-порфиров и гранит-порфиров, иногда брекчированными.

В целом оба поля ниже-среднеюрских вулканитов сложены вулканитами базальт-трахибазальт-трахиандезитовой ассоциации. Западное поле представлено породами более высокой щелочности, что выражено особенностями минералогического состава вулканитов бассейна р. Хануй-Гол, для которых типичны вкрапленники оливина, андезина, пироксена, биотита, иногда анальцита, а также олигоклаза, которого обычно много в основной массе породы. В районе сомона Бат-Цэнгел в породах больше вкрапленников плагиоклаза, тогда как оливин и пироксен встречаются редко.

Современные ареалы распространения ниже-среднеюрских вулканитов, несомненно, меньше первоначальных, о чем можно судить по тому, что останцы их толщ наблюдаются в прилегающих к этим ареалам участках, сложенных гранитоидами. Тем не менее такие ареалы формировались в пределах изолированных структур. Ряд свойств (практическое отсутствие туфов, жерловых фаций, периклинальных залеганий) заставляет считать, что в данном случае извержения лав основного и среднего состава носили не центральный, а трещинный характер. Не исключено при этом, что трещины располагались на месте современных долин рек Хануй-Гол и Худжиртуин-Гол. Этому, на наш взгляд, отвечает и практически осевое положение долин по отношению к обоим рассматриваемым ареалам распространения ниже-среднеюрских вулканитов.

Среди пород, слагающих базальт-андезитовую, базальтовую и базальт-трахибазальт-трахиандезитовую ассоциации рассмотренных районов, преобладают лавы: базальты, андезитобазальты, андезиты, трахибазальты, трахиандезиты. Выделяются авгитовые, роговообманковые и оливин-авгитовые разности базальтоидов, варьирующие как по количеству, так и по размерам вкрапленников от афанитовых разностей до крупнопорфировых, связанных между собой переходными разностями.

Основная тонкозернистая или стекловатая масса пород часто подвергается хлоритизации, соссюритизации и эпидотизации. Иногда в ней присутствуют цеолиты.

Туфы основных эффузивов распространены меньше, чем их излившиеся аналоги. Они переслаиваются с базальтоидами, слагая пласты мощностью от первых десятков до сотен метров. Кроме излившихся разностей и их туфов в большом количестве представлены субвулканические образования, слагающие штокообразные интрузивные тела (площадь от нескольких метров до 1 км) и дайки долеритов, крупнолещистых и мегапорфировых андезитобазальтов и микродиоритов. Микроскопически эти породы выделяются полнокристаллическим строением и наличием шаровой или плитчатой отдельности.

Характерный для вулканитов андезит-базальтовой и андезит-дацит-риолитовой ассоциаций набор пород представлен андезитобазальтами, андезитами, дацитами, риолитами, среди которых встречаются как порфировые, так и афировые разности. В составе вкрапленников в андезитах преобладают моноклинный пироксен, амфибол и плагиоклаз, в риолитах и риодацитах — кварц,

калийный полевой шпат, плагиоклаз (олигоклаз, альбит-олигоклаз). Биотит обычно подчинен в количественном отношении калиевым минералам. Для основной массы кислых пород характерны сферолитовые и фельзитовые структуры и флюидалные текстуры.

ПЛУТОНИЧЕСКИЕ И ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ

Ареал раннемезозойских гранитоидных плутонических и вулканоплутонических ассоциаций охватывает значительные площади северной части Центральной Монголии и прилегающих районов Западного Забайкалья (см. рис. 47) и приурочен к областям герцинской, нижнепалеозойской и докембрийской стабилизации. Проявление раннемезозойского интрузивного магматизма и его эволюция протекали по-разному для различного типа раннемезозойских структур. Так, в пределах Хэнтэй-Даурского сводового поднятия, сформированного на месте герцинского миегосинклинального прогиба и обрамляющих его более древних структур, проявлены преимущественно плутонические гранитоидные ассоциации нормальной щелочности. К зонам обрамления Хэнтэй-Даурского поднятия, сложенным докембрийскими и нижнепалеозойскими образованиями, приурочены раннемезозойские наложенные прогибы, с формированием которых связано проявление как вулканических, так и плутонических образований повышенной щелочности. Поля распространения вулканических и плутонических ассоциаций повышенной щелочности с северо-запада и юго-востока окаймляют центральный ареал распространения раннемезозойских гранитоидов нормальной щелочности. Эволюция магматизма происходила в сторону повышения их щелочности.

Плутонические гранитоидные ассоциации. Расположены в пределах Хэнтэй-Даурского сводового поднятия и представлены последовательно формировавшимися ассоциациями известково-щелочного ряда: габбро-диоритовой, гранодиорит-гранитовой, гранит-лейкогранитовой и аляскитовой с литий-фтористыми гранитами.

Наибольшую площадь в пределах Хэнтэйского сектора сводового поднятия занимают гранодиорит-гранитовая и гранит-лейкогранитовая ассоциации. Гранодиорит-гранитовые массивы тяготеют к центральной части поднятия и северо-западному и северо-восточному флангам. К северо-западному крылу поднятия приурочены массивы зоны Ерогальского и Баингольского, Ононского и Бархинского разломов. В центральной части поднятия располагаются наиболее крупные батолитообразные мезоабиссальные плутоны Бага-Хэнтэйской ассоциации [35]. Массивы гранит-лейкогранитовой ассоциации довольно равномерно распределены в пределах Хэнтэйского сектора сводового поднятия, концентрируясь в юго-западной его части, прилегающей к Южно-Хэнтэйскому, Ононскому и Северо-Гобийскому разломам.

Габбро-диоритовая ассоциация представлена небольшими телами и массивами площадью от десятков до первых сотен квадратных километров. Они сложены однообразным набором пород — габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты. Последние наиболее широко распространены и представлены роговообманковыми кварцсодержащими разновидностями. Роговообманковые, пироксен-роговообманковые габбро развиты незначительно и часто образуют шлировые обособления среди диоритов и кварцевых диоритов.

Массивы гранодиорит-гранитовой ассоциации представлены крупными, преимущественно батолитоподобными телами площадью до 1000 км², протягивающимися полосой северо-восточного простирания, продолжая пояс интрузивов аналогичного состава, входящих в состав кыринского комплекса Забайкалья. Как и в пределах Забайкалья, массивы Хэнтэйского сектора Хэнтэй-Даурского поднятия являются крупными мезоабиссальными и

батолитообразными плутонами, располагающимися среди выходов терригенных миеосинклинальных комплексов девонского и каменноугольного возраста, выполняющих герцинский миеосинклинальный прогиб, а также обрамляющих его более древних структур. В составе наиболее крупных массивов выделяются гнейсовидные автохтонные фации, сформированные в процессе гранитизации вмещающих терригенных толщ верхнего палеозоя. Автохтонные фации массивов часто тесно пространственно связаны с аллохтонными фациями, составляя единое целое, что говорит о близости времени формирования тех и других образований. Характерна сложная морфология массивов. Большую часть их составляют породы аллохтонных фаций, приуроченных к системе разломов северо-восточного и поперечного направлений.

В пределах северо-западного и северо-восточного крыльев Хэнтэй-Даурского поднятия проявлены преимущественно гипабиссальные массивы трещинного типа различных размеров, приуроченные к зонам Баингольского, Ерогольского и Ононского разломов (габбро-гранитная Ерогольская и диорит-гранодиорит-гранитные Эриенгольская и Ононская ассоциации П.В. Коваля [35]). В строении массивов участвуют разнозернистые амфиболовые и амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты, часто порфировидной структуры, слагающие как самостоятельные плутоны, так и массивы сложного строения. Гранодиориты и граниты слагают обычно главную интрузивную фазу большинства плутонов. В составе поздней или дополнительной фаз формирования массивов представлены биотитовые и лейкократовые граниты средне- и мелкозернистого строения. Лейкократовые граниты дополнительной фазы слагают часто пологие пластинообразные тела, широко развитые в апикальных частях интрузивов, и имеют как постепенные, так и рвущие контакты с вмещающими их породами главной интрузивной фазы. Породы диоритового и габбро-диоритового состава представлены в гипабиссальных массивах преимущественно в виде ксенолитов и являются наиболее ранними образованиями.

Возраст гранодиорит-гранитовой ассоциации из-за отсутствия в пределах Хэнтэйского сектора Хэнтэй-Даурского сводового поднятия более молодых, чем верхнепалеозойские отложения, определяется большинством исследователей лишь на основании данных радиологических определений абсолютного возраста.

С ареалами развития гранодиорит-гранитовой ассоциации связано размещение ряда рудопроявлений золота, олова и вольфрама (в скарнах).

Наиболее важными в металлогеническом отношении являются гранит-лейкогранитовая и аляскитовая с литий-фтористыми гранитами ассоциации.

Гранит-лейкогранитовая ассоциация включает многочисленные массивы гранитного и лейкогранитового состава малых и средних глубин формирования. Ведущую роль в их составе играют гранитовые разновидности пород — разнозернистые, часто крупнозернистые и гигантопорфировидные биотитовые и амфибол-биотитовые граниты, а также двуслюдяные и мусковитовые, часто турмалинсодержащие граниты. С ними часто тесно связаны аляскитовые и литий-фтористые граниты. Массивы гранит-лейкогранитовой ассоциации располагаются как в пределах докембрийских структур северо-западного крыла Хэнтэйского сектора Хэнтэй-Даурского сводового поднятия, так и в пределах терригенных герцинских геосинклинальных образований миеосинклинального герцинского прогиба. Площадь массивов колеблется от нескольких единиц до сотен квадратных километров. Наиболее крупные из них (700—800 км²) размещены в центральной и юго-восточной частях сводового поднятия. Форма массивов разнообразна и сложна и часто подчинена конфигурации разрывных нарушений преимущественно северо-восточного направления и поперечным разломам северо-западного направления. Преобладают штокообразные и пластинообразные массивы и мелкие тела. Большая часть массивов сложена преимущественно лейкократовыми биотитовыми гранитами

равномерно-, крупно- и среднезернистыми, слабо порфировидными до гигантопорфировидных и резкопорфировидных. Эти граниты составляют в большинстве массивов главную их интрузивную фазу. Поздние фазы формирования массивов и жильные граниты чаще всего представлены мелко- и среднезернистыми биотитовыми гранитами и лейкогранитами, а также двуслюдяными и турмалин-содержащими гранитами, иногда слагающими самостоятельные тела и массивы. Характерна насыщенность многих массивов многочисленными, часто пластинообразными телами лейкократовых и двуслюдяных гранитов, гранит-аплитов, гранит-пегматитов и пегматитов. В таких телах отмечаются шлировые пегматитовидные обособления, а к апикальным частям массивов часто приурочены кварцевые жилы с вольфрамовой и молибденовой минерализацией. С зонами грейзенизации в апикальных зонах массивов часто связаны рудопоявления редких металлов и олова. По данным В.И. Коваленко и других исследователей [30, 33], в ряде массивов (Модотинский, Жанчивланский) отмечаются повышенные содержания Li, Be, W, которые связаны обычно с участками грейзенизации гранитов ранних и поздних фаз формирования. Многие массивы гранит-лейкогранитовой ассоциации сопровождаются оловянной и вольфрамовой минерализацией грейзенового и кварцево-жильного типов.

Аляскитовая ассоциация с литий-фтористыми гранитами распространена на рассматриваемой территории ограниченно, концентрируясь в юго-восточной части Хэнтэйского поднятия, где она тесно ассоциирует с массивами гранит-лейкогранитовой ассоциации или представлена единичными самостоятельными телами. Большинство массивов аляскитовых гранитов Хэнтэйского поднятия имеет небольшие размеры (первые единицы и десятки квадратных километров) и характерную штокообразную или куполовидную форму. Характерны малоглубинные условия залегания тел. Отдельные близповерхностные массивы имеют пластинообразную форму залегания. Размещение большинства массивов аляскистов и литий-фтористых гранитов контролируется Хэнтэйским поднятием. Здесь же сосредоточены и наиболее важные в отношении редкометальной минерализации массивы (Жанчивланский, Абдарский и др.). Незначительная часть массивов аляскистов и литий-фтористых гранитов входит в состав лейкогранит-гранитовой ассоциации зоны юго-восточного обрамления Хэнтэйского поднятия, размещаясь в пределах Северо-Гобийской зоны раннемезозойских терригенных и терригенно-вулканогенных прогибов, в районах Северо-Гобийского и Ононского разломов.

Фтор-литиевые граниты, как правило, ассоциируют с массивами аляскитовых гранитов и слагают малые дайкообразные или куполовидные тела, размер которых в большинстве случаев не превышает первых квадратных километров. В составе тел представлены двуполевошпатовые микроклин-альбитовые, амазонит-альбитовые и альбит-лепидолитовые граниты, содержащие литиевые слюды. Раннемезозойские аляскиты и литий-фтористые граниты характеризуются, по [30, 33], повышенными (в 4—5 раз) по отношению к кларку содержаниями F, в 2—3 раза более высокими, чем кларковые, содержаниями Li, Rb, Tl, Sn, Be, Nb, Ta, Hf.

Вулкано-плутонические гранитоидные ассоциации. Приурочены к зонам обрамления Хэнтэй-Даурского поднятия, сложенным докембрийскими и нижнепалеозойскими образованиями, где широким развитием пользуются раннемезозойские наложенные прогибы, с формированием которых связано проявление вулкано-плутонических и плутонических гранитоидных комплексов повышенной щелочности. Наиболее широко они представлены в юго-восточном обрамлении Хэнтэй-Даурского поднятия, где приурочены к отдельным вулканогенным или вулканогенно-терригенным прогибам и к разделяющим их структурам домезозойского фундамента.

Область развития раннемезозойских прогибов примыкает здесь с юга и юго-востока к Северо-Гобийскому разлому и представляет Северо-Гобийский ареал

развития гранитоидов повышенной щелочности Центральной Монголии (см. рис. 46, 47). В строении вулканогенных прогибов участвуют базальт-трахибазальт-трахиандезитовая и трахит-риолит-трахириолитовые вулканогенные ассоциации. Последняя завершает развитие вулканизма прогибов и представлена преимущественно субвулканическими телами, залегающими как в пределах полей раннемезозойских (триасовых) вулканитов базальт-трахибазальт-трахиандезитового состава.

Среди гранитоидных ассоциаций повышенной щелочности, развитых в пределах Северо-Гобийского ареала раннемезозойских вулканогенных прогибов юго-восточного обрамления Хэнтэй-Даурского поднятия, представлены гранит-граносиенит-щелочно-гранитовая и гранит-лейкогранитовая ассоциации повышенной щелочности. Обе ассоциации обнаруживают тесную связь с вулканогенными образованиями субщелочного и кислого трахит-трахириолит-риолитового состава, проявленными преимущественно в субвулканической фации и непосредственно связанными с гранитоидами гипабиссальных массивов в единые субвулканоплутонические комплексы. Общая площадь, занимаемая гранитоидами упомянутых выше ассоциаций, составляет около 2000 км². Гранит-граносиенит-щелочно-гранитовую ассоциацию, приуроченную к вулканогенным и вулканогенно-терригенным прогибам (Даш-Балбарский, Баян-Уланский и другие массивы), слагают трещинные тела или межформационные пластинчатые залежи размером от нескольких единиц до десятков и сотен квадратных километров, иногда и более 1000 км². Массивы сложены щелочными гранитами, кварцевыми сиенитами и граносиенитами, лейкогранитами и их жильными аналогами. В зонах эндоконтактов отдельных массивов присутствуют сиенитодиориты, гранодиориты, габбро. В составе наиболее крупных массивов щелочных гранитов имеются мелкие штоки мелко- и среднезернистых лейкогранитов. Центральные части массивов щелочных гранитов обычно сложены крупнозернистыми эгирин-рибекитовыми, эгирин-арфведсонитовыми, рибекитовыми и арфведсонитовыми щелочными гранитами и граносиенитами. Жильные породы представлены мелкозернистыми щелочными гранитами, аплитами, пегматитами.

В составе массивов широко распространены порфиоровые и субвулканические фации (гранофиры, гранит-порфиры, сиенит-порфиры, ортофиры), близкие по составу вулканитам вулканогенных и терригенно-вулканогенных прогибов. Аналогичные породы субвулканического облика слагают многочисленные пластинчатые тела мощностью от первых метров до первых десятков метров, залегающие во вмещающих терригенных породах и выполняющих многочисленные трещины отслоения.

Массивы лейкогранит-аляскитовой ассоциации располагаются преимущественно в зонах обрамления раннемезозойских вулканогенных прогибов, сложенных нижнепалеозойскими осадочно-метаморфическими и интрузивными комплексами. В составе массивов присутствуют однополевошпатовые лейкократовые биотитовые граниты и аляскиты при преобладании последних, кварцевые сиениты, а также однополевошпатовые и двуполевошпатовые граниты с отдельными разновидностями литий-фтористых гранитов. Массивам ассоциации также свойственны порфиоровые фации зон эндоконтактов, переходящие в афировые разновидности субвулканического облика, не отличимые по составу и структуре от сопровождающих массивы пластинчатых субвулканических тел. Наиболее крупные из таких субвулканических тел имеют зональное строение, с различной степенью раскристаллизации центральных и эндоконтактных зон. Эндоконтактные зоны таких тел обычно сложены стекловатыми фельзитами и фельзит-порфирами эффузивного облика, часто с флюидалной текстурой, в то время как в центральных частях тел породы раскристаллизованы полностью или имеют порфировидное строение с микропегматитовой, гранофировой или сферолитовой структурой основной массы.

Приведенные данные указывают на малоглубинные условия формирования большинства массивов Северо-Гобийского вулканогенного пояса. Характерны преимущественно гипабиссальные массивы, в большинстве случаев ассоциирующие с субвулканическими и поверхностными образованиями близкого состава. Контактное воздействие массивов на вмещающие породы весьма незначительно. Ширина экзоконтактовых ореолов не превышает обычно нескольких метров.

Интрузивные образования северо-западного обрамления Хэнтэй-Даурского сводового поднятия объединяются в Орхон-Селенгинскую и Северо-Селенгинскую (Дээлтэрскую) интрузивные серии Орхон-Селенгинского и Северо-Селенгинского вулканогенных поясов [35]. Интрузивы раннемезозойских прогибов этих поясов располагаются как непосредственно в пределах самих вулканогенных и вулканогенно-терригенных прогибов, так и разделяющих их поднятий, сложенных вендско-раннекембрийскими вулканогенно-терригенно-карбонатными толщами и прорывающими их гранитоидами раннепалеозойского возраста. Отдельные массивы приурочены к зонам Баингольского, Селенгинского и Желтуринского разломов. В составе массивов интрузивной серии Орхон-Селенгинского вулканогенного пояса представлен пестрый набор пород: габбро-диориты, сиенитодиориты, кварцевые диориты и монцитониты, амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты, биотитовые граниты и субщелочные лейкограниты. Характерна выдержанная в большинстве массивов последовательность формирования пород, выраженная сменой в возрастном ряду субщелочных диоритов, кварцевых диоритов и монцитонитов ранних фаз формирования массивов гранитоидами повышенной основности (амфибол-биотитовыми гранитами и гранодиоритами) и затем биотитовыми гранитами и лейкогранитами поздних фаз внедрения. Отдельные массивы сложены целиком породами ранней или поздней фаз внедрения. Породы габбро-диоритового состава также образуют как самостоятельные массивы, так и входят в состав сложных полифазных массивов, где связаны с монцитонитами, кварцевыми диоритами постепенными переходами. Характерный набор пород в составе интрузивов Орхон-Селенгинского вулканогенного пояса и последовательность их формирования позволяют сопоставлять их с интрузивами прилегающих районов Селенгино-Витимской и Малханской зон Западного Забайкалья и выделить в ареале распространения раннемезозойских интрузивов Орхон-Селенгинского вулканогенного пояса раннюю монцитонит-сиенит-гранодиоритовую и более позднюю гранит-граносиенит-щелочно-гранитовую ассоциацию.

Массивы обеих ассоциаций представлены преимущественно гипабиссальными и приповерхностными трещинными телами разнообразной, часто сложной формы и размеров. Отдельные массивы сложены субвулканоплутоническими комплексами.

Всем разновидностям пород свойственны повышенная щелочность и существенно натриевый состав щелочей. Раннюю по времени формирования ассоциацию слагают габбро-диориты, сиенитодиориты, кварцевые монцитониты, гранодиориты, монцитониты, амфибол-биотитовые граниты. Более поздняя гранит-граносиенит-щелочно-гранитовая ассоциация представлена нормальными и субщелочными биотитовыми гранитами, субщелочными лейкогранитами, граносиенитами, сиенитами, щелочными гранитами. Ими сложены различные по величине и морфологии самостоятельные массивы.

Массивы Северо-Селенгинского пояса приурочены к вулканогенным прогибам позднепалеозойско-раннемезозойского возраста зоны Желтуринского разлома, наложенным на раннекаледонские структуры Джидинского прогиба, и в настоящее время многими исследователями рассматриваются в составе верхнепалеозойских ассоциаций.

Таким образом, размещение раннемезозойских плутонических гранитоидных ассоциаций нормальной щелочности контролируется раннемезозойскими

Сопоставление рядов раннемезозойских гранитоидных и вулканогенных ассоциаций в структурах Центральной Монголии

Типы структур	Типы магматических ассоциаций	
	Интрузивные	Вулканогенные
Северо-западные и восточные крылья Хэнтэйского сводового поднятия	2. Габбро-гранитовая и диорит-гранодиорит-гранитовая (Au, Sn, W, Mo, Cu)	—
Центральная часть Хэнтэйского сводового поднятия	1. Габбро-диоритовая 2. Гранит-лейкогранитовая (Sn, W, Mo)	—
Южная и юго-восточная части Хэнтэйского сводового поднятия	1. Гранодиорит-гранитовая (W, Au) 2. Аляскитовая с литий-фтористыми гранитами 1. Гранит-лейкогранитовая (Sn, W, F, Be, Ta)	—
Орхон-Селенгинский вулканический пояс	2. Гранит-граносиенит-щелочно-гранитовая (TR, Zr, Nb) 1. Монцонит-сиенит-гранодиоритовая (Cu, Mo, Au)	2. Трахириолит-риолитовая 1. Базальт-трахибазальт-трахиандезитовая
Северо-Гобийский вулканический пояс	2. Гранит-граносиенит-щелочно-гранитовая (Be, флюорит, TR) 1. Лейкогранит-аляскитовая с литий-фтористыми гранитами (Ta, Sn, W)	Трахит-трахириолитовая

сводовыми поднятиями (см. рис. 47). Синхронные или близкие по времени вулканические образования здесь практически отсутствуют или развиты в ограниченном масштабе, главным образом, в пределах прилегающих районов Даурской зоны Забайкалья.

Гранитоидные ассоциации повышенной щелочности приурочены преимущественно к зонам обрамления Хэнтэй-Даурского сводового поднятия (см. рис. 47), где они пространственно связаны с раннемезозойскими вулканогенными и вулканогенно-терригенными прогибами, наложенными на домезозойское основание, сложенное позднедокембрийскими и раннепалеозойскими геосинклинальными и орогенными комплексами. Массивы ассоциаций размещены как в пределах самих прогибов, так и в обрамляющих их участках домезозойского основания. Эти ассоциации тесно связаны по времени формирования с близкими по составу вулканогенными ассоциациями повышенной щелочности (трахибазальт-трахиандезитовая, трахит-трахириолит-риолитовая, трахит-трахириолитовая, трахириолит-риолитовая) и образуют вулканоплутонические гранитоидные ассоциации.

Как плутонические ассоциации нормальной щелочности, так и вулканоплутонические серии повышенной щелочности характеризуются гомодромной направленностью эволюции. Среди плутонических гранитоидных ассоциаций преобладают ассоциации нормальной щелочности, вулканоплутоническим сериям свойственна повышенная щелочность слагающих их пород (табл. 19).

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД
РАННЕМЕЗОЗОЙСКИХ
ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ ГРАНИТОИДНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Для выявления петрохимических особенностей пород рассмотренных вулканно-плутонических ассоциаций использованы классификационная диаграмма А.А.Маракушева и др. [46], а также предложенный Л.С.Бородиным [7] способ определения зависимости изменения содержания элементов или их отношений от общей кислотности пород (A_c). К анализу привлечены имеющиеся в распоряжении авторов оригинальные и литературные данные (27, 28, 33, 35).

Петрохимические диаграммы (рис. 48, 49) показывают преимущественно повышенную щелочность вулканогенных и интрузивных пород раннемезозойских вулканно-плутонических ассоциаций Орхон-Селенгинского вулканического пояса и ранне-среднеюрских вулканитов Батцэнгельского и Хануйгольского вулканического полей и принадлежность их к известково-щелочной серии (табл. 20, 21). Как видно на классификационной диаграмме (см. рис. 49,а), поля составов триасовых вулканитов располагаются в пределах области пород нормальной и повышенной щелочности. Они представлены преимущественно породами андезитового ряда известково-щелочной серии, причем повышенное содержание щелочей свойственно разновидностям основного и среднего состава. Среди щелочей Na, как правило, преобладает над K. Поля составов ранне-среднеюрских вулканитов Бат-Цэнгельского и Хануйгольского вулканического полей (см. рис. 48) располагаются преимущественно в области, соответствующей составам пород повышенной щелочности. Причем более высокая щелочность характерна для вулканитов верховьев р. Хануй-Гол по сравнению с вулканитами района сомона Бат-Цэнгел. Это подтверждается присутствием большого числа точек составов вулканитов верховьев р. Хануй-Гол в области составов, соответствующих щелочным породам.

На классификационных диаграммах (см. рис. 48,а) видно, что породы близких по времени формирования ранне-среднеюрским вулканитам субвулканических тел и ассоциирующих с ними гипабиссальных интрузивов также характеризуются повышенной щелочностью. Поля их составов для рассматриваемых вулканических полей располагаются преимущественно внутри единого поля, ограничивающего область составов пород повышенной щелочности.

Как видно на рис. 48 и в табл. 22, 23, трахибазальты и базальты района верховьев Хануй-Гол и сомона Бат-Цэнгел характеризуются высокими содержаниями (в %) щелочей $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (6–7), CaO (6–7), Al_2O_3 (16–17) и TiO_2 (1,5–2 и более). Состав пород, слагающих субвулканические тела в пределах рассматриваемых ранне-среднеюрских вулканических полей (района верховьев р. Хануй-Гол и сомона Бат-Цэнгел), соответствует граносиенитам, сиенитам, монцонитам и является промежуточным между составами основных и средних вулканитов покровов и породами субщелочного среднего и кислого состава ассоциирующих с ними гипабиссальных интрузивов (табл. 22, 23; см. рис. 48). Так же, как вулканитам покровов, разновидностям субвулканических тел среднего и кислого состава свойственны высокая глиноземистость и высокое содержание щелочей при более низких значениях CaO и TiO_2 .

Коэффициент железистости пород ранне-среднеюрской вулканно-плутонической ассоциации возрастает по мере возрастания A_c в направлении от вулканитов основного состава к породам среднего и кислого состава, слагающих малые субвулканические тела и интрузивные массивы. В том же направлении увеличивается и коэффициент агпаитности пород, а также снижается содержание CaO и TiO_2 . Уровень содержания щелочей по мере увеличения A_c увеличивается в породах среднего состава субвулканических тел по сравнению с вулканитами покровов, и остается на том же уровне при увеличении A_c в породах кислого и

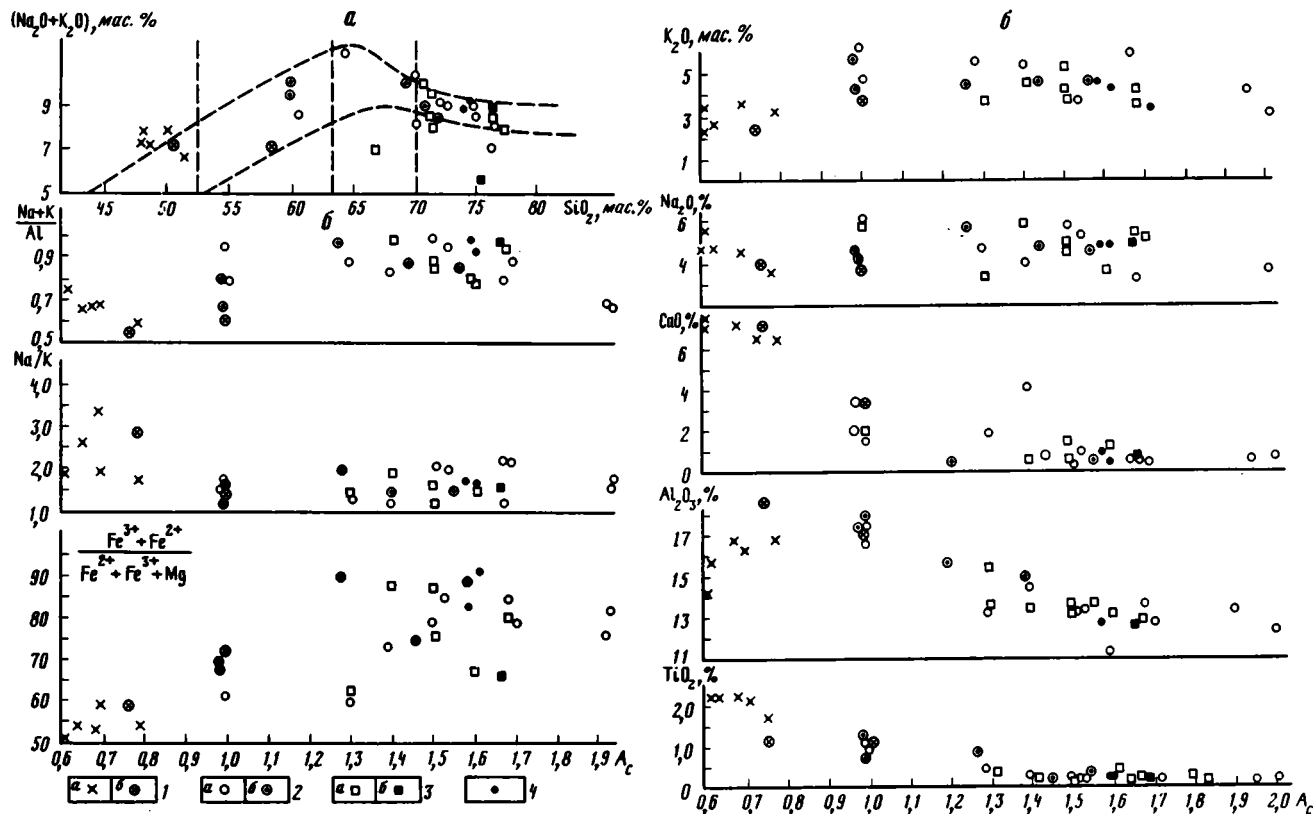


Рис. 48. Петрохимические диаграммы составов ранне-среднеюрских вулканитов и ассоциирующих с ними гипабиссальных интрузивов: а — классификационная, б — зависимости содержания петрогенных элементов и их отношений от величины показателя кислотности A_c

1 — вулканиты основного и среднего состава; 2 — породы субщелочного и кислого состава (сиенит-порфиры, ортофиры, граносиенит-порфиры) субвулканических тел, 3 — интрузивные породы гипабиссальных массивов (сиениты, гранодиориты, граниты, лейкограниты), 4 — щелочные граниты района сомона Бат-Цэнгел. В 1—3: а — вулканического поля района верховьев р. Хануй-Гол, б — вулканического поля района сомона Бат-Цэнгел

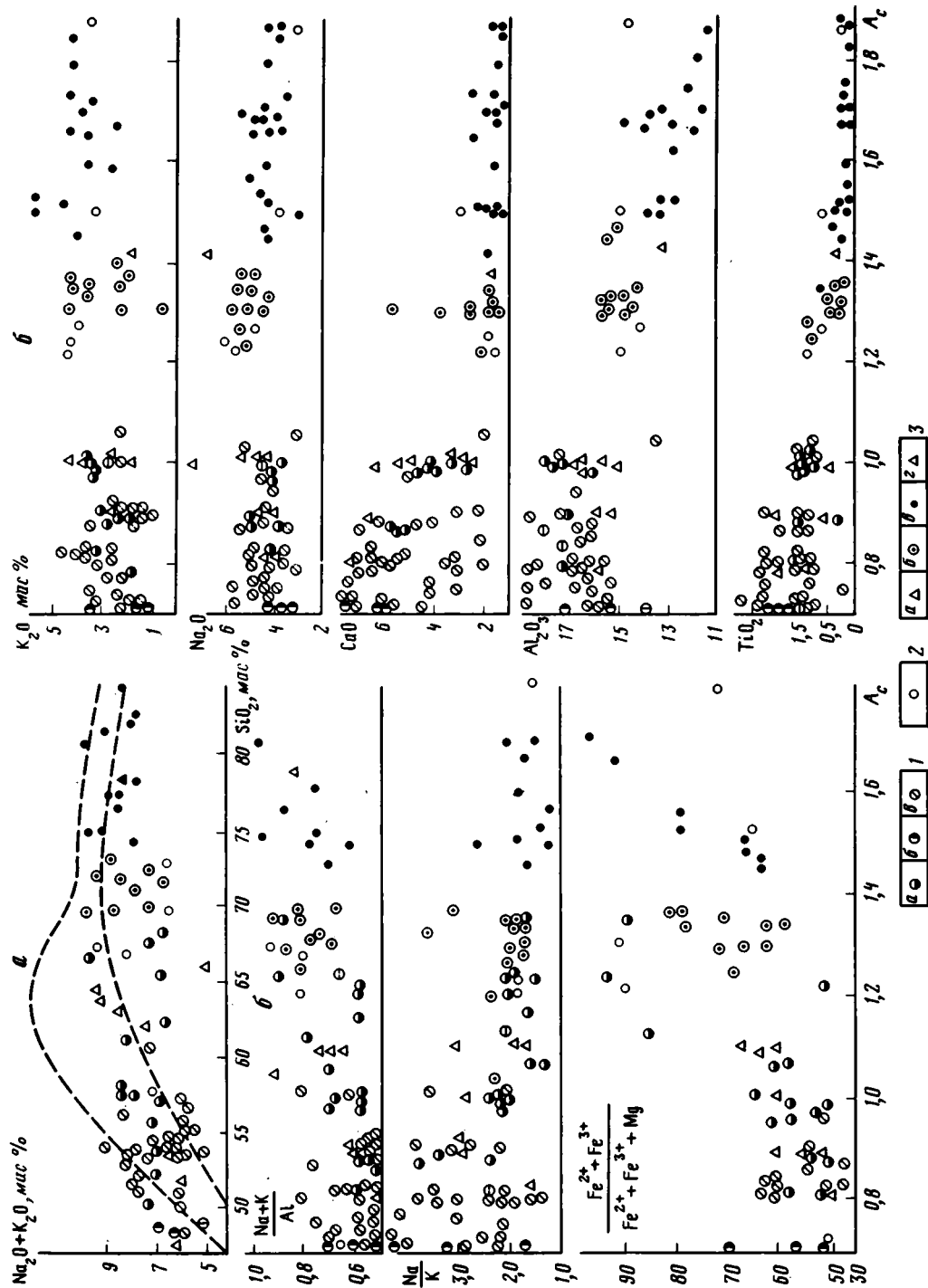


Рис. 49

Химический состав пород позднеэриасово-раннеюрских интрузивных ассоциаций повышенной щелочности Орхон-Селенгинского вулканического пояса

№ п.п.	Тип пород	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
1	Роговообманково-биотитовые кварцевые сиениты (1)	65,25	0,62	15,75	4,13*	—
2	Кварцевые монцониты (1)	63,89	0,52	15,50	3,88	1,36
3	Субщелочные кварцевые диориты (4)	59,49	1,16	16,10	3,41	2,90
4	Субщелочные диориты (1)	54,13	1,12	17,81	5,06	2,70
5	Кварцевые сиениты мелкозернистые (3)	69,19	0,51	14,64	1,88	1,44
6	Роговообманково-биотитовые граниты (1)	68,30	0,52	14,80	1,26	1,97
7	Биотит-амфиболовые граниты (3)	68,54	0,31	15,39	2,75	1,05
8	Щелочные граниты (1)	72,71	0,25	13,20	0,96	1,65
9	Граниты (2)	71,15	0,27	14,48	1,02	13,00
10	Лейкограниты (6)	75,23	0,18	12,40	1,08	0,87
11	Субщелочные лейкограниты (4)	75,18	0,13	11,64	2,40*	—
12	Кварцевые сиениты (1)	70,60	0,30	15,28	1,58	1,35
13	Амфибол-биотитовые граниты (2)	72,20	0,35	1,37	1,97	1,10
14	Гранодиориты (1)	64,64	0,60	15,00	2,43	2,42
15	Кварцевые монцониты (1)	63,82	0,82	17,04	2,49	1,92
16	Субщелочные граниты (1)	72,06	0,35	13,89	1,18	1,35
17	Граносиениты (2)	69,35	0,42	14,82	1,38	1,46
18	Сиениты (2)	67,58	0,80	14,17	2,45	1,47
19	Сиениты (1)	67,48	0,68	15,01	3,07	1,07
20	Лейкограниты (1)	76,14	0,21	11,93	1,75	0,11
21	Граниты (3)	72,62	0,31	14,23	1,56	0,97

*(Fe₂O₃ + FeO) — суммарное.

Примечание. 1—16 — материал П.В.Ковалева [51], массивы Хундаленский, Правобережный, Большой Ханганурский, Баян-Хайрханский, Цонхоломский, района сомонов Хашат и Сайхан и нижнего течения Ингэтуин-Гол; 17—21 — материал А.И.Лучинской (химическая лаборатория БГГЭ Мингео СССР; 17, 19, 20 — массивы района сомона Сайхан (бассейн среднего течения р.Орхон), 18, 21 — массивы района сомона Хишиг-Ундэр (Орхонская впадина).

Рис. 49. Петрохимические диаграммы составов вулканогенных и интрузивных пород ранне-мезозойской (позднеэриасово-раннеюрской) вулcano-плутонической ассоциации Орхон-Селенгинского вулканического пояса: а — классификационная, б — зависимости содержания петрогенных элементов и их отношений от величины показателя кислотности (A_c)

1 — вулканы основного и среднего состава (а — триасовой трахиандезитовой ассоциации, б — трахибазальты района сомона Хутаг, в — вулканы Орхонской впадины); 2 — риолитовые порфиры, сиенит-порфиры, ортофиры субвулканических тел; 3 — интрузивные породы монцонит-диорит-гранодиоритовой и сиенит-граносиенит-гранитовой ассоциации (а — субщелочные диориты, кварцевые диориты, монцониты, гранодиориты; б — биотит-амфиболовые граниты, граносиениты, сиениты; в — биотитовые лейкограниты, биотитовые граниты, субщелочные лейкограниты; г — щелочные граниты)

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п п п	Σ
0,05	1,24	5,62	4,80	0,13	1,16	–	100,75
0,02	1,41	4,91	5,02	2,50	–	–	98,01
0,11	2,88	5,28	4,36	2,66	0,21	1,00	90,87
0,06	3,95	7,08	4,62	1,60	0,24	1,57	99,94
0,65	0,73	1,37	5,15	4,06	0,09	0,96	100,11
0,05	0,99	2,08	4,44	3,55	0,01	0,60	98,57
0,93	0,79	2,47	4,61	2,33	0,93	0,75	99,40
0,04	0,29	1,01	6,59	1,89	0,15	–	99,19
0,05	0,66	1,42	3,49	4,84	–	–	98,70
0,10	0,15	0,77	4,06	4,05	0,1	0,1	99,13
0,47	–	0,34	4,47	4,51	–	–	99,08
0,08	0,32	0,74	5,16	4,14	–	–	99,50
0,44	0,17	0,72	4,19	4,08	0,05	–	99,00
0,08	1,59	2,66	7,30	2,06	–	–	98,78
0,08	1,22	2,44	4,84	4,30	–	–	98,97
0,04	0,69	1,31	2,92	5,72	–	–	99,51
0,35	0,48	1,46	5,07	4,12	0,8	0,54	99,31
0,07	0,98	2,20	4,75	3,90	0,21	0,56	99,11
0,09	0,08	1,32	5,72	4,04	0,09	1,41	100,35
0,02	1,25	0,03	3,95	4,57	0,08	0,14	100,18
0,46	0,59	1,62	3,15	3,20	0,80	0,67	99,27

субщелочного состава, слагающих интрузивные массивы. Породы интрузивных массивов имеют достаточно большой интервал кремнекислотности. Несмотря на резкие колебания кремнекислотности вулканических, субвулканических и интрузивных пород, петрохимическая щелочность вулкано-плутонической ассоциации меняется несущественно, что видно на диаграмме (см. рис. 48) зависимости коэффициента алкаитности ($(Na + K)/Al$) от коэффициента кислотности пород (A_c).

Из анализа петрохимической диаграммы составов вулканогенных и интрузивных пород Орхон-Селенгинского вулканического пояса (рис. см. 49 и табл. 20, 21) видно, что поля составов вулканогенных пород, слагающих Орхон-Селенгинский прогиб и Орхонскую впадину, располагаются преимущественно в области состава пород повышенной щелочности, хотя часть вулканитов Орхонской впадины принадлежит к областям составов щелочных пород и пород нор-

Химический состав позднеэриасово-раннеюрских вулканитов
Орхон-Селенгинского вулканического пояса

№ п.п.	Тип пород	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Покровная фация						
1	Щелочные базальты (1)	50,56	1,27	17,40	5,90	2,44
2	Трахибазальты (3)	48,89	1,52	15,59	5,10	3,98
3	Трахиандезитобазальты (2)	55,24	1,95	17,28	4,72	2,40
4	Андезитобазальты (1)	54,26	1,27	16,96	3,31	4,17
5	Трахиандезиты (7)	59,39	0,91	17,16	2,90	2,17
6	Трахиандезитоациты (1)	62,30	0,70	16,60	3,46	1,65
7	"	61,52	1,13	13,55	2,92	2,73
8	Андезитовые порфириты (11)	55,40	1,07	17,35	3,85	3,35
9	Трахиандезитовые порфириты (1)	53,82	1,09	17,02	6,96	1,39
10	Андезитобазальтовые порфириты (1)	55,30	1,04	16,13	5,66	2,23
11	Трахибазальты (7)	52,03	1,35	15,65	5,50	2,92
12	Трахиандезитобазальты (2)	52,10	1,40	17,37	4,29	3,32
13	Базальтовые порфириты (1)	48,01	2,80	15,58	3,23	6,11
14	Трахиандезиты (3)	55,11	1,65	16,71	7,48	0,83
15	Риолиты (1)	80,22	0,13	8,54	1,60	1,77
Субвулканическая фация						
16	Сиенит-порфиры (2)	66,78	0,68	14,50	3,29	2,40
17	Риолитовые порфиры (3)	71,42	0,36	14,47	0,67	1,56

П р и м е ч а н и е. 2, 7, 15, 16 — район сомона Хутаг, левобережье р.Селенги, данные А.И. Лучицкой; 1, 3—6 — данные В.В.Кеппежинского, И.В.Лучицкого [28]; 8—14, 17 — данные А.Я.Салтыковского, Д.Оролмаа [60] (Орхонская впадина). Полные силикатные анализы (кроме 1, 3—6) выполнены в химлабораториях БГГЭ ИМГРЭ Мингео СССР и АН СССР и ИФЗ АН СССР.

мальной щелочности. Интрузивные породы монцонит-сиенит-гранодиоритовой и сиенит-граносиенит-щелочно-гранитовой ассоциации близки по составу вулканитам и также характеризуются повышенной щелочностью. Они образуют единый рой точек с вулканогенными породами близкого состава в пределах области пород повышенной щелочности, хотя частично выходят и в область состава пород нормальной щелочности, что в большей степени характерно для наиболее высококремнекислых разновидностей.

Поля составов интрузивных пород монцонит-сиенит-гранодиоритовой и сиенит-граносиенит-щелочно-гранитовой ассоциаций на классификационной диаграмме (см. рис. 49) достаточно четко обособлены.

Поля составов пород, слагающих субвулканические тела, достаточно четко выделяются на классификационной петрохимической диаграмме и диаграммах зависимости содержаний петрогенных элементов и их отношений от величины A_c . Поля их составов занимают промежуточное положение между составами основных вулканогенных пород и интрузивных пород сиенит-граносиенит-щелочно-гранитовой ассоциации. Интервал кремнекислотности слагающих субвулканические тела пород незначителен.

В целом происходит направленное изменение состава пород рассмотренных позднеэриасово-раннеюрских и ранне-среднеюрских вулcano-плутонических ассоциаций от основных к кислым с уменьшением содержания Mg, Ca, Al, Ti. Оно сопровождается увеличением общей щелочности пород, их апаитности и железистости, а также ростом доли K в составе щелочей, что выражено снижением

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	п п п	Σ
Покровная фация								
0,20	3,95	7,67	4,16	3,08	0,62	0,40	2,07	99,50
0,17	4,89	7,04	4,13	2,15	0,66	0,15	2,11	100,27
0,18	3,21	5,91	4,27	2,31	0,18	0,27	3,03	99,69
0,20	3,51	5,81	4,40	2,89	0,59	0,22	1,96	99,50
0,15	2,37	4,13	4,43	2,12	0,24	0,28	1,59	99,75
0,20	1,92	3,03	4,16	4,23	0,48	0,42	1,04	100,09
0,09	4,74	2,06	5,16	2,20	0,41	0,49	1,20	100,19
0,11	4,77	5,14	4,19	2,19	0,33	0,71	1,10	99,94
0,12	7,90	3,25	4,80	2,13	0,30	0,39	0,82	99,99
0,11	8,64	3,52	5,02	0,89	0,27	0,25	1,03	100,09
0,11	6,79	5,66	4,37	2,37	0,53	0,99	1,32	99,86
0,10	5,12	5,88	4,80	2,32	0,41	0,38	1,63	99,62
0,19	6,01	8,40	3,80	2,39	1,41	1,91	0,19	100,03
0,16	2,32	5,55	5,06	3,54	0,74	1,17	0,55	100,53
0,01	0,08	0,80	1,50	3,11	0,03	0,25	0,55	99,61
Субвулканическая фация								
0,11	0,32	1,55	5,14	4,04	0,15	0,25	1,07	100,28
0,33	0,68	1,95	4,35	3,06	0,04	0,81	0,25	99,63

величин Na/K от 5—4 в базальтах до 2—1 и ниже в кислых лавах и субвулканических телах.

Недостаток аналитических данных по вулканогенным породам, слагающим раннемезозойские прогибы и впадины Северо-Гобийского вулканического пояса юго-восточного обрамления Хэнтэйского сводового поднятия, не позволяет охарактеризовать в полной мере петрохимические особенности распространенных в его пределах вулcano-плутонических ассоциаций. Приведенные в табл. 23 данные по химизму преимущественно плутонических ассоциаций свидетельствуют о высокой щелочности большинства пород граносиенит-щелочно-гранитовой ассоциации, достигающей 10,5% и более.

Все разновидности пород ассоциации характеризуются низкими содержаниями MgO, CaO, TiO₂, Fe₂O₃. Содержания кремнекислоты варьируют незначительно (73,2—76%). Породам сиенит-гранит-аляскит-лейкогранитовой ассоциации свойствен широкий диапазон кремнекислотности пород главных интрузивных фаз массивов (62—76%) при общей высокой щелочности большинства разновидностей пород и при ведущей роли калия в составе щелочей.

Коэффициент агпаитности интрузивных пород сиенит-гранит-аляскит-лейкогранитовой ассоциации довольно устойчив и составляет 0,8—0,9, иногда 1. Для пород сиенит-граносиенит-щелочно-гранитовой ассоциации характерна более высокая величина коэффициента агпаитности, достигающая единицы и превышающая ее (от 0,9—1 до 1,2—1,4). Для пород обеих ассоциаций характерна высо-

Таблица 22

Химический состав ранне-среднеюрских вулканитов и ассоциирующих с ними интрузивов бассейна верховьев р. Хануй-Гол

№ п.п.	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Покровная фация						
1	Базальт	47,91	2,12	14,27	4,98	5,93
2	Трахибазальт	47,89	2,04	15,73	3,14	6,88
3	Трахидолерит	49,95	1,99	16,20	5,46	4,27
4	Трахибазальт	51,78	1,72	16,67	7,10	1,98
5	Ортофир	63,95	0,97	17,39	3,34	0,36
6	Трахинандезитобазальт	48,50	2,15	26,70	4,00	4,55
Субвулканическая фация						
7	Сиенит-порфир	62,50	0,94	16,52	3,42	1,36
8	Граносиенит-порфир	70,00	0,41	13,45	1,57	0,80
9	Граносиенит-порфир	70,03	0,40	14,50	1,50	0,85
10	Гранит-порфир	75,90	0,25	13,30	0,60	0,29
11	"	74,00	0,27	13,49	0,92	0,58
12	"	73,46	0,28	13,17	1,24	0,52
13	"	76,96	0,22	12,30	1,10	0,34
14	"	75,20	0,21	12,81	0,73	0,50
15	Фельзит	73,05	0,27	13,24	1,30	0,50
Гипабиссальные интрузивы						
16	Гранодиорит	66,92	0,45	15,30	1,15	2,62
17	Гранит	72,60	0,30	13,50	1,21	0,79
18	Гранит	72,72	0,16	13,25	0,65	1,36
19	Лейкогранит	75,90	0,25	12,59	0,60	0,65
20	Граносиенит	72,86	0,42	13,11	1,29	0,79
21	"	72,44	0,19	13,64	1,13	0,94
22	Лейкогранит	75,46	0,22	12,73	0,60	0,80

Примечание. Химические анализы 6—22 выполнены в химлабораториях БГГЭ ИМГРЗ Мингео СССР и АН СССР по материалам авторов, остальные (1—5) взяты из литературных источников.

Таблица 23

Химический состав ранне-среднеюрских вулканитов и ассоциирующих с ними интрузивов района сомона Бат-Цэнгел

№ п.п.	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Покровная фация						
1	Трахибазальт	51,12	1,14	18,48	7,98	1,44
2	Трахинандезит	58,04	1,02	16,55	7,74	1,22
3	Ортофир	59,90	0,64	17,90	3,98	1,87
4	"	59,00	1,30	16,70	5,90	0,36
Субвулканическая фация						
5	Сиенит-порфир	68,62	0,62	15,62	1,62	0,65
6	Гранит-порфир	71,10	0,20	14,60	1,31	0,50
7	"	72,40	0,46	13,72	1,92	0,29
Гипабиссальные интрузивы						
8	Биотитовый лейкогранит	75,46	0,20	12,51	1,21	0,34
9	Рибекитовый гранит	74,36	0,20	11,34	2,10	1,18
10	"	74,65	0,21	12,66	0,62	0,86
11	Лейкогранит	75,00	0,20	14,78	0,92	0,50

Примечание. Химические анализы 5—11 выполнены в химлаборатории БГГЭ ИМГРЗ Мингео СССР и АН СССР по материалам авторов, остальные (1—4) взяты из литературных источников.

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Ппп	Σ
Покровная фация								
0,16	8,35	7,49	4,33	3,41	1,20	0,29	—	100,44
0,16	4,48	7,20	4,65	2,57	1,20	2,99	0,54	99,56
0,13	3,42	7,19	4,49	3,48	1,49	1,41	0,61	100,03
0,17	3,92	6,40	3,67	3,22	1,34	0,80	—	98,77
0,03	—	1,56	6,15	6,10	0,17	0,10	—	100,12
0,14	4,35	6,10	5,40	2,20	1,30	0,26	2,75	99,00
Субвулканическая фация								
0,20	1,48	1,72	5,04	4,72	0,48	н/о	1,71	100,0
0,07	0,82	1,80	4,55	5,40	0,05	0,1	0,07	99,67
0,10	0,40	0,85	4,00	5,30	0,07	0,05	1,10	99,05
0,01	0,20	0,40	3,05	4,25	0,02	0,10	0,95	99,01
0,02	0,20	0,33	3,05	5,95	0,02	0,10	0,50	99,93
0,04	0,24	0,28	5,60	3,75	0,08	0,10	0,70	99,36
0,03	0,20	0,62	3,65	3,10	0,03	0,10	0,65	99,00
0,05	0,20	0,34	5,15	3,30	0,02	0,10	0,75	99,06
0,04	0,20	0,60	5,15	3,85	0,07	0,12	0,92	99,11
Гипабиссальные интрузивы								
0,09	1,20	3,10	3,45	3,65	0,13	0,12	0,85	99,03
0,04	0,32	1,23	4,75	4,00	0,10	0,10	0,32	99,16
0,03	0,20	0,51	5,60	4,50	0,04	0,12	0,43	99,37
0,02	0,20	0,51	3,65	4,60	0,04	0,10	0,36	99,17
0,04	0,52	0,01	3,45	4,85	0,13	0,12	0,56	99,15
0,01	0,20	0,39	4,40	5,10	0,02	0,10	0,95	99,25
0,05	0,20	0,55	5,10	3,45	0,02	0,12	0,38	99,48

Примечание. Химические анализы 6—22 выполнены в химлабораториях БГГЭ ИМГРЭ Мингео СССР и АН СССР по материалам авторов, остальные (1—5) взяты из литературных источников.

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Ппп	Σ
Покровная фация								
0,13	3,17	6,65	4,06	2,98	0,32	0,89	—	98,86
0,15	1,61	3,45	3,65	3,77	0,40	0,74	—	99,80
0,18	1,43	3,40	4,49	4,27	0,12	0,72	—	98,90
0,11	1,37	1,96	4,40	5,75	0,60	0,50	1,50	99,15
Субвулканическая фация								
0,02	0,20	0,43	5,90	4,50	0,06	0,10	0,96	99,10
0,04	0,30	0,57	4,65	4,75	0,06	0,18	0,75	99,00
0,02	0,20	0,56	4,40	4,45	0,13	0,10	0,89	99,34
Гипабиссальные интрузивы								
0,04	0,20	0,51	4,25	4,25	0,04	0,12	0,58	100,00
0,10	0,20	0,28	4,75	4,25	0,04	0,16	0,74	99,00
0,01	0,20	0,78	4,80	4,30	0,05	0,16	0,90	99,00
0,05	0,20	1,34	3,10	3,75	0,04	0,16	0,59	100,40

Примечание. Химические анализы 5—11 выполнены в химлаборатории БГГЭ ИМГРЭ Мингео СССР и АН СССР по материалам авторов, остальные (1—4) взяты из литературных источников.

Таблица 22

Химический состав ранне-среднеюрских вулканитов и ассоциирующих с ними интрузивов бассейна верховьев р. Хануй-Гол

№ п.п.	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Покровная фация						
1	Базальт	47,91	2,12	14,27	4,98	5,93
2	Трахибазальт	47,89	2,04	15,73	3,14	6,88
3	Трахидолерит	49,95	1,99	16,20	5,46	4,27
4	Трахибазальт	51,78	1,72	16,67	7,10	1,98
5	Ортофир	63,95	0,97	17,39	3,34	0,36
6	Трахиндезитобазальт	48,50	2,15	26,70	4,00	4,55
Субвулканическая фация						
7	Сиенит-порфир	62,50	0,94	16,52	3,42	1,36
8	Граносиенит-порфир	70,00	0,41	13,45	1,57	0,80
9	Граносиенит-порфир	70,03	0,40	14,50	1,50	0,85
10	Гранит-порфир	75,90	0,25	13,30	0,60	0,29
11	"	74,00	0,27	13,49	0,92	0,58
12	"	73,46	0,28	13,17	1,24	0,52
13	"	76,96	0,22	12,30	1,10	0,34
14	"	75,20	0,21	12,81	0,73	0,50
15	Фельзит	73,05	0,27	13,24	1,30	0,50
Гипабиссальные интрузивы						
16	Гранодиорит	66,92	0,45	15,30	1,15	2,62
17	Гранит	72,60	0,30	13,50	1,21	0,79
18	Гранит	72,72	0,16	13,25	0,65	1,36
19	Лейкогранит	75,90	0,25	12,59	0,60	0,65
20	Граносиенит	72,86	0,42	13,11	1,29	0,79
21	"	72,44	0,19	13,64	1,13	0,94
22	Лейкогранит	75,46	0,22	12,73	0,60	0,80

Примечание. Химические анализы 6—22 выполнены в химлабораториях БГГЭ ИМГРЭ Мингео СССР и АН СССР по материалам авторов, остальные (1—5) взяты из литературных источников.

Таблица 23

Химический состав ранне-среднеюрских вулканитов и ассоциирующих с ними интрузивов района сомона Бат-Цэнгел

№ п.п.	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Покровная фация						
1	Трахибазальт	51,12	1,14	18,48	7,98	1,44
2	Трахиндезит	58,04	1,02	16,55	7,74	1,22
3	Ортофир	59,90	0,64	17,90	3,98	1,87
4	"	59,00	1,30	16,70	5,90	0,36
Субвулканическая фация						
5	Сиенит-порфир	68,62	0,62	15,62	1,62	0,65
6	Гранит-порфир	71,10	0,20	14,60	1,31	0,50
7	"	72,40	0,46	13,72	1,92	0,29
Гипабиссальные интрузивы						
8	Биотитовый лейкогранит	75,46	0,20	12,51	1,21	0,34
9	Рибекитовый гранит	74,36	0,20	11,34	2,10	1,18
10	"	74,65	0,21	12,66	0,62	0,86
11	Лейкогранит	75,00	0,20	14,78	0,92	0,50

Примечание. Химические анализы 5—11 выполнены в химлаборатории БГГЭ ИМГРЭ Мингео СССР и АН СССР по материалам авторов, остальные (1—4) взяты из литературных источников.

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Ппп	Σ
Покровная фация								
0,16	8,35	7,49	4,33	3,41	1,20	0,29	—	100,44
0,16	4,48	7,20	4,65	2,57	1,20	2,99	0,54	99,56
0,13	3,42	7,19	4,49	3,48	1,49	1,41	0,61	100,03
0,17	3,92	6,40	3,67	3,22	1,34	0,80	—	98,77
0,03	—	1,56	6,15	6,10	0,17	0,10	—	100,12
0,14	4,35	6,10	5,40	2,20	1,30	0,26	2,75	99,00
Субвулканическая фация								
0,20	1,48	1,72	5,04	4,72	0,48	н/о	1,71	100,0
0,07	0,82	1,80	4,55	5,40	0,05	0,1	0,07	99,67
0,10	0,40	0,85	4,00	5,30	0,07	0,05	1,10	99,05
0,01	0,20	0,40	3,05	4,25	0,02	0,10	0,95	99,01
0,02	0,20	0,33	3,05	5,95	0,02	0,10	0,50	99,93
0,04	0,24	0,28	5,60	3,75	0,08	0,10	0,70	99,36
0,03	0,20	0,62	3,65	3,10	0,03	0,10	0,65	99,00
0,05	0,20	0,34	5,15	3,30	0,02	0,10	0,75	99,06
0,04	0,20	0,60	5,15	3,85	0,07	0,12	0,92	99,11
Гипабиссальные интрузивы								
0,09	1,20	3,10	3,45	3,65	0,13	0,12	0,85	99,03
0,04	0,32	1,23	4,75	4,00	0,10	0,10	0,32	99,16
0,03	0,20	0,51	5,60	4,50	0,04	0,12	0,43	99,37
0,02	0,20	0,51	3,65	4,60	0,04	0,10	0,36	99,17
0,04	0,52	0,01	3,45	4,85	0,13	0,12	0,56	99,15
0,01	0,20	0,39	4,40	5,10	0,02	0,10	0,95	99,25
0,05	0,20	0,55	5,10	3,45	0,02	0,12	0,38	99,48

Примечание. Химические анализы 6—22 выполнены в химлабораториях БГГЭ ИМГРЭ Мингео СССР и АН СССР по материалам авторов, остальные (1—5) взяты из литературных источников.

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Ппп	Σ
Покровная фация								
0,13	3,17	6,65	4,06	2,98	0,32	0,89	—	98,86
0,15	1,61	3,45	3,65	3,77	0,40	0,74	—	99,80
0,18	1,43	3,40	4,49	4,27	0,12	0,72	—	98,90
0,11	1,37	1,96	4,40	5,75	0,60	0,50	1,50	99,15
Субвулканическая фация								
0,02	0,20	0,43	5,90	4,50	0,06	0,10	0,96	99,10
0,04	0,30	0,57	4,65	4,75	0,06	0,18	0,75	99,00
0,02	0,20	0,56	4,40	4,45	0,13	0,10	0,89	99,34
Гипабиссальные интрузивы								
0,04	0,20	0,51	4,25	4,25	0,04	0,12	0,58	100,00
0,10	0,20	0,28	4,75	4,25	0,04	0,16	0,74	99,00
0,01	0,20	0,78	4,80	4,30	0,05	0,16	0,90	99,00
0,05	0,20	1,34	3,10	3,75	0,04	0,16	0,59	100,40

Примечание. Химические анализы 5—11 выполнены в химлаборатории БГГЭ ИМГРЭ Мингео СССР и АН СССР по материалам авторов, остальные (1—4) взяты из литературных источников.

Т а б л и ц а 24

Содержание элементов-примесей (в г/т) в раннемезозойских вулканогенных и интрузивных породах вулканогенных прогибов Центральной Монголии

Порода	$\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3^*$	Zr	Nb_2O_5^*	Si	Rb	Be	Sn
Покровная фация							
Трахибазальты (8)	0,048	420	0,002	25	95	3,0	4,0
Трахнандезиты (4)	0,035	160	0,002	28	92	3,0	3,0
Трахнандезитобазальты (6)	0,013	130	0,001	29	70	2,0	4,5
Трахнандезиты (5)	0,012	200	0,003	38	76	3,2	2,9
Породы субвулканических тел							
Гранит-порфиры (3)	0,020	270	0,003	20	104	11	3,0
Фельзит-порфиры (2)	0,025	280	0,004	16	76	4,5	3,0
Сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры (4)	0,030	250	0,003	23	106	4,6	5,0
Кварцевые порфиры (3)	0,032	420	0,002	36	59	2,5	2,3
Гранит-порфиры (2)	0,040	255	0,005	25	128	2,8	4,0
Сиенит-порфиры (4)	0,035	220	0,006	16	172	2,9	3,5
Сиенит-порфиры и граносиенит-порфиры (5)	0,042	320	0,004	28	128	2,8	3,6
Породы гипабиссальных интрузий							
Сиенитодиориты (4)	0,011	510	0,003	20	108	4,0	6,0
Гранодиориты (5)	0,012	290	0,002	26	154	5,2	5,0
Граносиениты (3)	0,015	160	0,006	48	216	6,0	4,0
Лейкограниты (4)	0,050	195	0,005	32	123	4,5	4,0
Рибекит-арфведсонитовые граниты (8)	0,252	680	0,08	270	340	3,0	3
Лейкограниты (5)	0,010	220	0,05	74	217	2,0	3,0
Габбро-диориты (3)	0,020	280	0,001	15	98	2,0	3,0
Граносиениты (3)	0,018	320	0,005	17	145	3,5	4,0

*Содержание в мас.%.

Примечание. Анализы выполнены в лабораториях ИМГРЭ и БГГЭ Мингео СССР количественным спектральным (Cu, Pb, Mo, Zn, Cr, Ni, V, Co, Sn, Zr), химическим (Nb_2O_5 , $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$, F) и

кая величина (>70%) коэффициента железистости в большинстве типов пород, достигающая в отдельных разновидностях 90—95%. Те же общие особенности химизма характерны для трахириолитов субвулканических тел, тесно ассоциирующих с интрузивными массивами рассмотренных ассоциаций. Риолиты и риолитодациты субвулканических тел арельной ассоциации Предхэнтэйского прогиба, по данным [28], являются своеобразными щелочноземельными породами, отличающимися от толентовых пород меньшим содержанием Na_2O при повышенных Al_2O_3 и MgO . Как и породам охарактеризованных выше субвулканических тел, сопровождающих массивы позднетриасово-раннеюрских интрузивных ассоциаций, им свойственен калиевый тип щелочности.

Для геохимической характеристики раннемезозойских вулканических и плутонических ассоциаций использованы оригинальные данные по содержанию в слагающих их породах ряда литофильных, халькофильных и сидерофильных элементов (табл. 24). Содержание элементов определялось количественными методами и только в пробах пород, изученных петрографически и петрохимически. Как видно из табл. 24, уровни содержания большинства элементов во всех типах вулканогенных и интрузивных пород основного, среднего и кислого состава близки между собой и не намного превышают кларковые. Обнаружены 162

РЬ	Zn	Мо	Cu	V	Cr	Ni	Co	F	Район опробования
Покровная фация									
25	140	1,0	30	92	19	15	17	600	I
19	130	5,0	17	70	16	19	28	800	
25	95	3,4	32	42	50	29	46	900	
22	83	4,7	22	98	55	34	34	950	II
Породы субвулканических тел									
22	35	2,0	20	25	18	5	5,5	1200	III
37	37	3,0	17	26	19	5	11,0	1500	
44	42	1,0	15	28	15	5	3	1300	
30	58	2,0	12	30	27	2,5	3	400	II
25	62	1,2	9,0	32	30	7,5	3,0	800	III
33	45	1,3	10,0	42	32	2,8	3	850	
32	55	1,0	12,5	39	25	5	3	430	
Породы гипабиссальных интрузивов									
35	85	2,0	24	76	8	5	12,0	600	I
28	70	1	10	45	16	5	3	800	
27	55	2,0	20	15	18	5	3	900	
25	40	4,0	15	13	15	7,0	3	1000	
23	110	1,0	20	5	16	5	3	2100	
25	27	1,0	22	16	14	5	3	1300	III
26	28	2,0	35	65	39	5	21	960	III
22	21	2,5	15	29	16	5	8,2	800	

физико-химическим (Li, Rb) методами; I—II — ранне-среднеюрские вулканогенные и интрузивные породы вулканических полей верховьев р. Хануй-Гол' (I) и района Бат-Цэнгел (II), III — вулканогенные и интрузивные породы Орхонской впадины.

надкларковые содержания Zn, Pb, Zr, F, Nb и некоторых других элементов. Наиболее высокое содержание Nb, Zr, P3Э, F характерно для щелочных гранитов района сомона Бат-Цэнгел. Повышенное содержание Nb, Zr, P3Э и других элементов было ранее установлено также в щелочно-гранитовых породах гранит-граносиенит-щелочно-гранитовой ассоциации юго-восточного обрамления Хэнтэй-Даурского сводового поднятия (Даш-Балбарский, Баян-Уланский массивы) [33, 35]. Наиболее высокое содержание F характерно для щелочных гранитов и гранит-порфиров и сиенит-порфиров субвулканических тел. В последовательном ряду формирования вулканогенных пород изученных вулканических полей Орхон-Селенгинской системы прогибов наблюдается прямая зависимость повышения содержания большинства элементов-примесей при увеличении кислотности пород (рис. 50).

Геохимическая характеристика вулканогенных и интрузивных пород ранне-среднеюрских вулканогенных полей на примере Батцэнгельского поля может быть дополнена данными по распределению в них P3Э (рис. 51). Из анализа диаграммы выявляется сходство в распределении большинства P3Э для петрохимически близких типов интрузивных и вулканогенных пород и обогащенность пород обеих серий легкими лантаноидами.

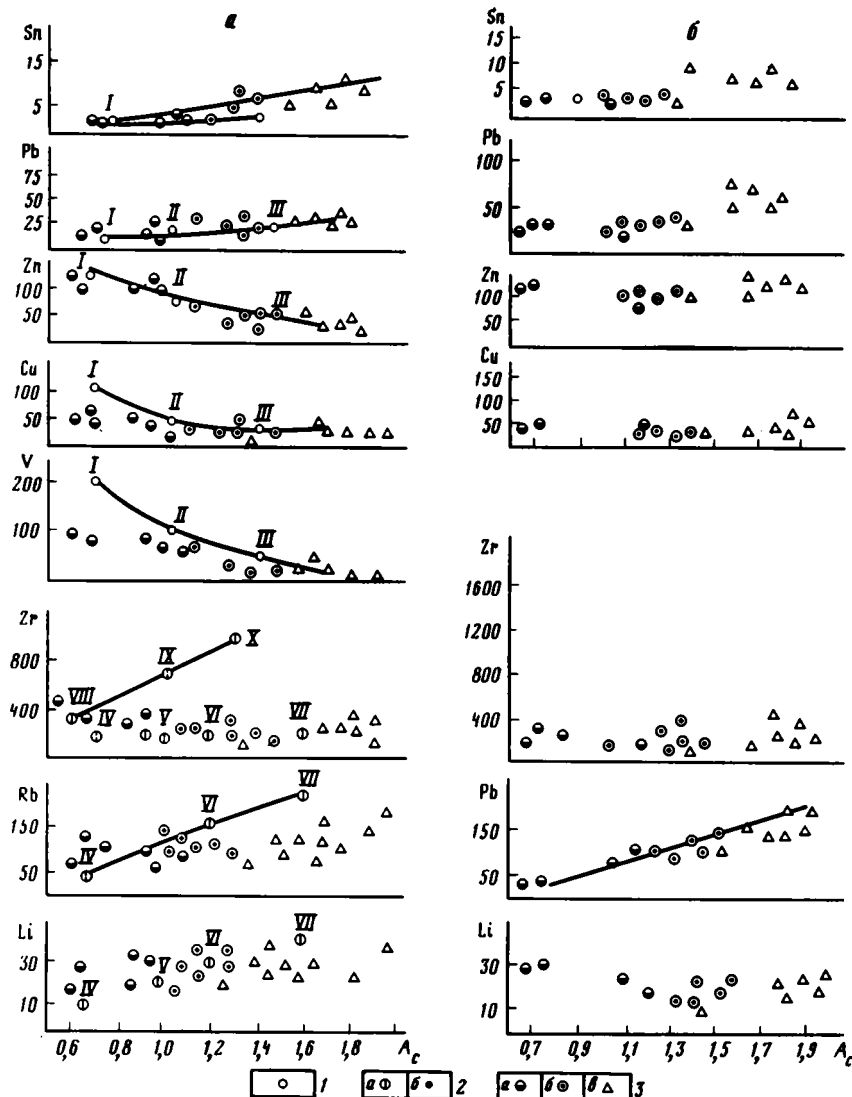


Рис. 50. Диаграммы зависимости среднего содержания элементов-примесей в ранне-среднеюрских вулканогенных и интрузивных породах Хануйгольского (а) и Бат-Ценгельского (б) вулканических полей от величины показателя кислотности (A_c)

1 — кларки по А.П. Виноградову в основных (I), в средних (II) и в кислых (III) породах; 2 — среднее содержание элементов-примесей в породах известково-щелочных серий (а), субщелочных серий по А.А. Беусу и Л.С. Бородину (б): IV — базальты, V — андезиты, VI — дациты и гранодиориты, VII — риолиты и граниты, VIII — щелочные базальты, IX — трахиты, X — пантеллериты; 3 — вулканогенные и интрузивные породы изученных вулканических полей (а — вулканы основного и среднего состава, б — породы субвулканических тел, в — средние и кислые породы гипабиссальных массивов)

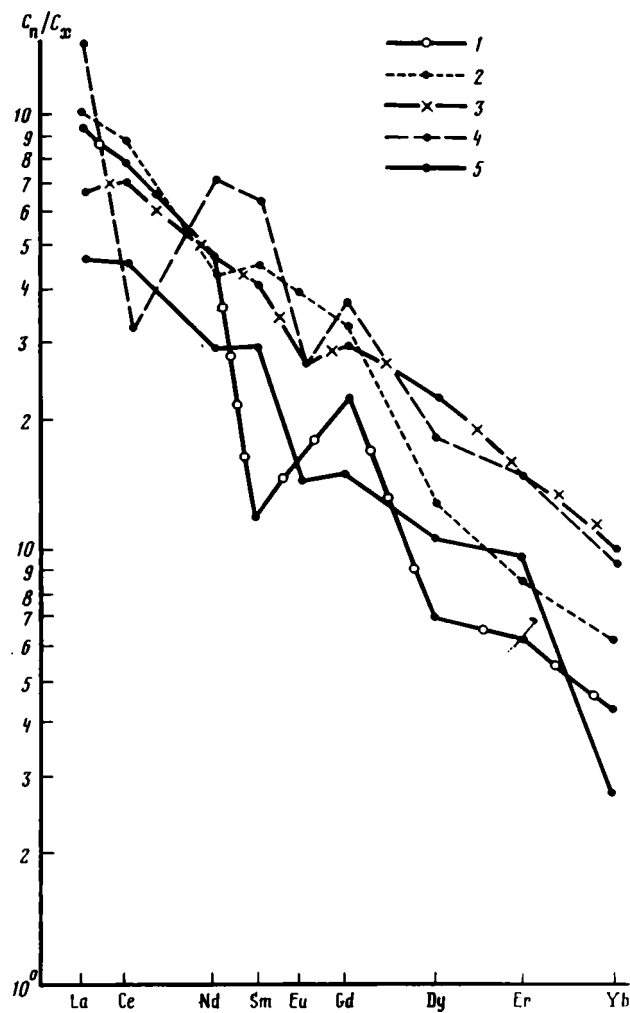


Рис. 51. Нормированные по хондриту содержания РЗЭ в вулканогенных породах раннемезозойской трахибазальт-трахириолитовой серии района сомона Бат-Цэнгел и в ассоциирующих интрузивных породах гранит-граносиенит-щелочно-гранитового состава

1, 2 — вулканы основного состава (трахибазальты (1) и трахиандезиты (2)); 3 — трахириолиты; 4, 5 — сиениты и граносиениты

АССОЦИАЦИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ
И ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД ПОЗДНЕГО МЕЗОЗОЯАССОЦИАЦИИ ПОЗДНЕЮРСКО-РАННЕМЕЛОВЫХ ВПАДИН
ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ

Наиболее широко распространенная среди вулканических ассоциаций позднего мезозоя базальт-трахибазальт-трахиандезитовая ассоциация проявилась на территории Центральной Монголии в два этапа: в позднеюрско-раннемеловое и раннемеловое время.

Породы, слагающие позднеюрско-раннемеловую ассоциацию, широко развиты в Центральной и Восточной Монголии. Геологические данные свидетельствуют, что современная площадь выходов пород ассоциации является реликтовой и значительно уступает первоначальной. Повсюду, где выходят позднемезозойские эффузивы, сохранились лишь руины вулканических разрезов, что свидетельствует о длительной эрозии вулканических полей. Характерно нахождение среди этих полей субвулканических тел, среднезернистая раскристаллизация которых позволяет оценить величину эрозии в несколько сотен метров. В то же время на некоторых участках сохранились кислые и щелочно-кислые эффузивы мощностью 150—200 м, образовавшиеся в последнюю стадию позднемезозойского магматизма. По-видимому, здесь эрозия была незначительной.

На площадях распространения более древних образований, примыкающих к полям позднемезозойских вулканитов, часто наблюдаются останцы последних, которые свидетельствуют в большинстве случаев о том, что эти древние образования раньше также перекрывались вулканогенными толщами.

Контакты рассматриваемых эффузивов с массивами условно мезозойских гранитоидов не всегда интерпретируются однозначно. Однако эти массивы располагаются в поле вулканитов и весьма вероятно, что площади, сложенные мезозойскими гранитоидами, ранее были перекрыты эффузивами.

Наконец, депрессии, выполненные преимущественно осадочными отложениями раннемелового—четвертичного возраста, располагаются внутри обширных полей эффузивов, являясь как бы своего рода "внутривулканическими" образованиями. Это обстоятельство заставляет считать депрессии наложенными и предполагать возможным продолжение под ними эффузивных толщ, что подтверждается наблюдениями за условиями залегания эффузивов: обычно их пласты полого падают в сторону депрессий. С учетом этих данных можно предполагать, что на огромной территории к юго-востоку от Улан-Батора в позднемезозойское время существовала обширная область распространения вулканических пород, простиравшихся за пределы Монголии, в Забайкалье и Китай. Ее площадь составляет более 500000 км².

Вулканиты рассматриваемой ассоциации в большинстве случаев залегают на нижнепалеозойских толщах и прорывающих их гранитоидах. Реже их подстилают, отделяясь резкими угловыми несогласиями, верхнепалеозойские или нижнемезозойские породы. Наиболее молодые подстилающие породы имеют ранне-среднеюрский возраст. Их соотношения с позднемезозойскими вулканитами наблюдались в районе горы Их-Богдо и к юго-западу от сомона Сайн-Шанд. В обоих случаях ниже-среднеюрские образования представлены слоистыми осадочными пачками, дислоцированными в складки с крутым падением слоев (40—60°). На них почти горизонтально и резко несогласно залегают толщи позднемезозойских базальтов. В районе сомона Сайн-Шанд, на юго-востоке

Гобийского Алтая, с ниже-среднеюрскими слоями граничат красноцветные верхнеюрские породы так называемой шарилинской свиты.

Позднеюрско-раннемеловые вулканиты перекрываются осадочными породами, относящимися обычно к дзунбаинской свите нижнего мела, а также к верхнему мелу и кайнозою. Все исследователи отмечают, что соотношения рассматриваемых позднемезозойских толщ с нижней подсвитой дзунбаинской свиты согласны. Там, где имеются дзунбаинские отложения, в верхних частях подстилающих разрезов увеличивается роль осадочных прослоев. М.С.Нагибина [54] обратила внимание на приуроченность дзунбаинской свиты к морфологически выраженным депрессиям, оконтуренным полями позднемезозойских вулканитов.

Палеонтологические данные о возрасте вулканитов рассматриваемой ассоциации малочисленны и недостаточно надежны [4]. Наиболее уверенно определяется позднеюрский (кимеридж-титонский) — раннемеловой (валанжинский) возраст некоторых вулканитов [4, 54, 78], что соответствует геологическим наблюдениям, устанавливающим залегание позднемезозойских вулканитов на ниже-среднеюрских отложениях и перекрытие их нижнемеловыми (готерив-барремскими) толщами. Вся эта серия охватывает, таким образом, вулканогенные образования цаганцабской свиты, охарактеризованные верхнеюрско-нижнемеловыми (до валанжина включительно) органическими остатками, и согласно подстилающие их вулканиты, которые ранее без палеонтологической аргументации считались средне-верхнеюрскими. Учитывая данные о согласном залегании осадочных пачек дзунбаинской свиты нижнего мела на цаганцабскую свиту и трудность подразделения пород готерив-барремского (дзунбаинская свита) и валанжинского (цаганцабская свита) возраста, нельзя исключить, что в рассматриваемую серию вулканитов включены частично породы, образовавшиеся в готерив-барремское время и соответствующие стратиграфическому положению дзунбаинской свиты. Данные о фациальном замещении эффузивных пород осадочными свидетельствуют о одновременном проявлении магматизма на всей территории. По-видимому, в разных пунктах вулканические процессы, формировавшие вулканиты с приведенными выше формационными признаками, начинались и заканчивались в разное время.

С вулканитами рассматриваемой позднеюрско-раннемеловой ассоциации тесно связаны интрузивы щелочно-кислого и кислого состава, слагающие преимущественно малые штокообразные тела гипабиссальной фации. Они залегают как среди вулканитов ассоциации, так и в породах домезозойского фундамента.

Наиболее широко распространенную группу пород позднемезозойских массивов гипабиссальной фации представляют гранитоиды.

Среди них имеются гранитоиды повышенной основности (биотитовые, амфибол-биотитовые и амфиболовые гранодиориты, адамеллиты) и нормальные биотитовые и двухслюдяные микроклин-олигоклазовые граниты, а также олигоклаз-микроклиновые биотитовые граниты и аляскиты, детально изученные В.И.Коваленко и др. [33].

Отдельные массивы целиком или частично сложены гранитоидами повышенной щелочности, кварцевыми сиенитами, граносиенитами и их порфировыми аналогами, содержащими повышенное количество щелочного полевого шпата (анортотлаза, микроклин-пертита) до 50—60%.

Для гипабиссальных интрузивов, ассоциирующих с вулканитами базальт-трахибазальт-трахиандезитового состава, характерны наряду с равномернотекстурированными структурами порфировидные до гигантопорфировидных. Структуры пород варьируют по зернистости от средне- до мелко- и тонкозернистых и "эффузивоподобных". Широко распространены гранофировые и микропегматитовые структуры, наиболее характерные для существенно калишпатовых биотитовых гранитов и аляскитов. Характерной особенностью гранитоидов, залегающих среди вулканитов, является неоднородность их состава, прояв-

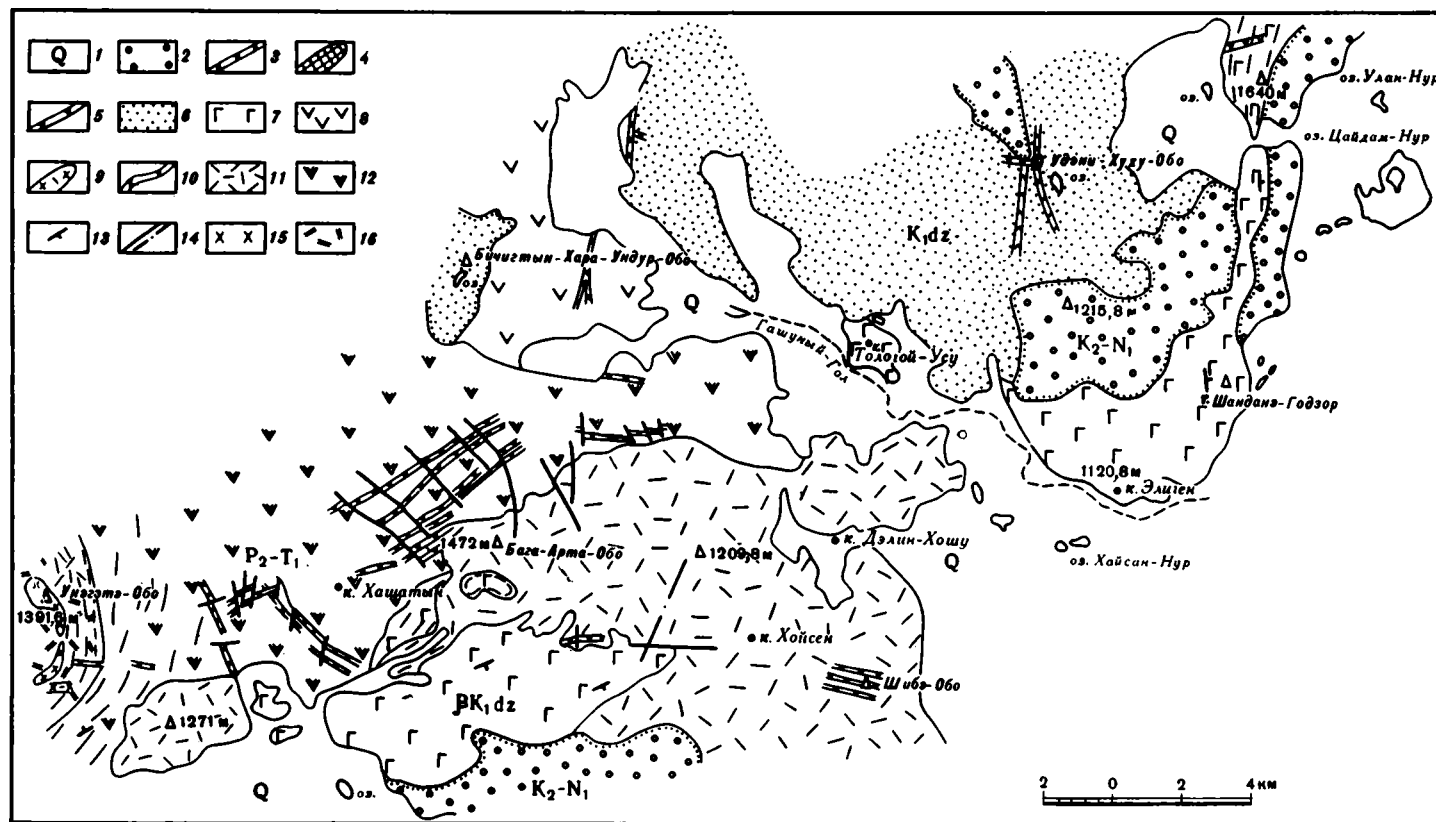


Рис. 52. Схематическая геологическая карта района Галшарыйнского месторождения флюорита

1 — четвертичные отложения; 2 — конгломератные и карбонатные отложения (K_2-N_1); 3 — барит-кварц-флюоритовые жилы Галшарыйнского и Хар-Бичигтынского месторождений; 4 — средне- и мелкозернистые биотит-амфиболовые сниты; 5 — дайки андезитобазальтов и базальтов повышенной щелочности (K_1dz); 6 — тонкослоистые алевролиты, аргиллиты, мергели (K_1dz); 7 — покровы базальтов, андезитобазальтов (K_1dz); 8 — базальты, андезитобазальты, трахиандезиты, трахибазальты покров (J_3-K_1); 9 — дайки и субвулканические тела гранит-порфиров, фельзит-порфиров; 10 — субвулканические и дайкообразные тела граносиенитов, микросиенитов, сиенит-порфиров в поле базальтов позднепермско-раннетриасового возраста; 11 — покровы трахириолитов, риолитов, их лавобрекчий и туфолав (P_2-T_1 ?); 12 — покровы базальтов, андезито-базальтов, трахиандезитов, андезито-дацитов (P_2-T_1 ?); 13 — элементы залегания пород; 14 — разломы; 15 — граносиенит-порфиры (P_2-T_1 ?); 16 — трахиты (P_2-T_1 ?);

ленная в пределах массива частой сменой (с постепенными переходами) близких по составу разновидностей, сопровождаемой также изменчивостью на коротких расстояниях структурно-текстурных признаков.

Геолого-петрографические и петрохимические особенности позднеюрско-раннемеловых ассоциаций вулканитов базальт-трахибазальт-трахиандезитового состава и сопровождающие их интрузивные проявления кислого и щелочно-кислого состава субвулканической и гипабиссальной фаций были изучены на примере Галшарыйнского и Баян-Обинского районов развития этих образований на территории Центральной Монголии.

Детальное описание этих ассоциаций приводилось ранее [45, 70], поэтому ниже излагаются лишь новые геологические данные, полученные при детальном картировании района Галшарыйнского флюоритового месторождения (рис. 52), а также результаты петрохимического и геохимического изучения пород данных ассоциаций.

Среди позднемезозойских магматических образований района Галшарыйнского флюоритового месторождения представлены покровы базальтов и андезитобазальтов, слагающие наибольшую площадь, а также субвулканические тела щелочно-кислых пород (граносиенитов, сиенитов, граносиенит-порфиров и сиенит-порфиров) нередко стекловатого или порфирового строения, брекчиевой, обломочной и ингимбритовой текстуры. В большинстве случаев ранее они считались эффузивами. Интрузивная природа данных пород была показана нами ранее, в работах [45, 70]. Многие из субщелочных и кислых магматических образований, слагающих широко распространенные в закартированном районе субпластовые и пластовые близповерхностные тела, по петрографическому составу и текстурно-структурному облику весьма сходны с сиенит-порфирами и граносиенит-порфирами эндоконтактных зон гипабиссальных массивов района сомона Галшара, центральные части которых сложены полнокристаллическими породами близкого состава, интрузивная природа которых не вызывает сомнения.

Среди полей распространения базальтоидных пород по составу и условиям залегания, а также по наличию фаунистических определений, выполненных для аналогичных образований соседних районов, выделены покровы условно пермско-триасового (P_2-T_1), позднеюрско-раннемелового (J_3-K_1) и раннемелового (K_1dz) возраста. Позднемезозойские покровы соответствуют по возрасту цаганцабской (J_3-K_1cc) и дзунбаинской (K_1dz) свитам. В закартированном районе широко представлены также молодые протяженные дайки преимущественно трахибазальтового состава, размещенные среди полей основных вулканитов позднеюрско-раннемелового возраста и среди более молодых осадочных отложений раннемеловой дзунбаинской свиты (см. рис. 52). По наблюдениям Ж.Бадамгаравы [2], присутствуют и молодые субвулканические тела риолитов.

Ближние особенности геологического строения характерны и для ассоциации позднеюрско-раннемеловых вулканитов базальт-трахибазальт-трахиандезитового состава Баян-Обинского района Центральной Монголии. С ними также ассоциируют интрузивы кислого и щелочно-кислого состава гипабиссальной фации.

Приводимые ниже описания конкретных интрузивных массивов — Галшарыйнского и Баян-Обинского, сложенных породами гипабиссальной, субвулканической и близповерхностных фаций, — подтверждают представление о парагенетических соотношениях между кислыми и щелочно-кислыми породами этих фаций.

Один из примеров такого рода гипабиссальных тел — Баян-Обинский массив, расположен в пределах одноименного низкогорного массива среди эффузивов базальтового и андезитобазальтового состава, отнесенных на геологической карте МНР [11] к верхней юре — нижнему мелу. Он является одним из наиболее

крупных интрузивов, сложенных существенно калишпатовыми биотитовыми гранитами. Массив имеет овальную форму, вытянутую в северо-западном направлении, длина его 27—30 км, ширина 1,5—2 км.

В составе пластинообразных тел, слагающих массив, представлен разнообразный ряд гранитных пород разной степени кристалличности (средне-, мелко-, тонкозернистые и порфировые разновидности), сменяющих друг друга без видимой зоны закалки. Характерна закономерная смена состава структурных разновидностей, слагающих пластины, на разных уровнях эрозионного среза. На наиболее низких гипсометрических уровнях выходят обычно средне- и разнотекстурированные мелкокристаллические разновидности лейкократовых биотитовых гранитов (их мы условно относим к гипабиссальной фации). На более высоких уровнях они сменяются мелко- и тонкозернистыми фельзитовыми и стекловатыми разновидностями, имеющими эффузивный облик (субвулканическая фация). Среди них представлены афировые и порфировые разновидности массивной и флюидалной текстуры.

Аналогичные мелко- и тонкозернистые, а в отдельных участках стекловатые породы образуют также жильные тела, залегающие в среднезернистых гранитах наиболее глубинных участков массива. Наибольшее количество подобных тел отмечается у северо-восточного эндоконтакта. Жильные тела микрогранитов, гранит-порфиров и стекловатых риолитов прослеживаются здесь на расстоянии нескольких десятков метров и имеют мощность, как правило, 1—2,5, иногда 5—10 м. Простирание их изменяется от субмеридионального до северо-восточного (от 10—20 до 40—50°). В обнажениях близ вершины горы Баян-Обо наблюдался четкий, но без видимой зоны закалки, контакт среднезернистых гранитов глубинных зон массива с полого залегающими телами флюидалных риолитов. В контакте отмечается резкая смена пород различной степени кристалличности. Близкие по составу породы слагают пластинообразные апофизы, прорывающие базальты, а также расположенные у юго-восточного и юго-западного экзоконтактов многочисленные субвулканические тела (в частности, в районе горы Манту-Ула). В юго-восточном экзоконтакте массива субвулканические тела прослеживаются в поле базальтовых покровов в субмеридиональном и субширотном направлениях на расстоянии от нескольких сотен метров до нескольких километров, образуя обычно возвышенные участки рельефа. Эти тела сложены светло- и сиренево-серыми риолитами, содержащими вкрапленники калиевого полевого шпата, кварца и биотита, составляющими до 10% общей массы пород. Субвулканические тела имеют зональное строение, выражающееся в более высокой степени кристалличности центральных участков по сравнению с эндоконтактовыми зонами. В районе юго-восточных отрогов горы Баян-Обо, в пределах одного субвулканического тела, наблюдались постепенные переходы сиенит-порфиров в тонкозернистые микрограниты, а на отдельных участках — в разнотекстурированные граниты, близкие по структуре и составу к гранитам глубинных зон массива.

Отдельные разновидности пород, слагающих субвулканические тела, различаются количественным содержанием вкрапленников и степенью раскристаллизации основной массы. По составу, структурным и текстурным особенностям центральные зоны таких тел часто не отличимы от лейкократовых микрогранитов и гранит-порфиров, слагающих небольшие дайки, залегающие в юго-восточной части массива.

Северо-западный экзоконтакт массива осложнен серией даек гранит- и фельзит-порфиров, обогащенных вкрапленниками микроклина и кварца. Их мощность от 1,5—2 до 10—20 м. Дайки имеют северо-восточное простирание и крутое падение.

Таким образом, наблюдается преобладание в структуре пород, слагающих главную интрузивную фацию массива, его эндоконтактовые зоны и сопровождающую массив серию жильных и субвулканических пород. При этом между

всеми этими породами наблюдаются как постепенные переходы, так и взаимные пересечения. Постепенные переходы наблюдаются не только в пределах массива, но и в наиболее крупных сопровождающих его телах субвулканической фации (переходы от микрогранитов к фельзит-порфирам, обогащенным вкрапленниками микроклина и кварца). Все это свидетельствует о генетическом родстве пород массива и окружающих его субвулканических тел.

Существенная роль среди пород субвулканической фации периферических зон массива и выходящих за его пределы апофиз принадлежит породам "эффузивного" облика, отвечающим составу риолитовых порфиров. Они характеризуются тонкозернистым строением и массивной текстурой и обнаруживают постепенные переходы в различной степени раскристаллизованные и в полосчатые породы флюидалной текстуры, имеющие игнимбритоподобный облик.

По текстурным и структурным признакам они весьма близки описанным выше гранит-порфирам и фельзит-порфирам. Поэтому на их петрографической характеристике мы не останавливаемся. Отметим лишь более широкое развитие здесь фельзитовых, стекловатых структур и флюидалных и сферолитовых текстур. Среди порфировых выделений преобладают чаще всего кварц и плагиоклаз состава олигоклаза (иногда олигоклаз-андезина), редок биотит.

Сравнение набора акцессорных минералов пород субвулканической фации и полнокристаллических пород массива указывает на сходство их качественного состава при довольно существенных различиях количественных содержаний. Для пород субвулканической фации отмечается более высокое содержание магнетита, гематита, ильменита и более низкое циркона, апатита и флюорита.

Примером гипабиссальных массивов, сложенных гранитоидами повышенной щелочности (сиенитами, граносиенитами и их субвулканическими аналогами), где парагенетические соотношения глубинных, субвулканических и близповерхностных фаций можно видеть непосредственно в обнажениях, является Галшарыйнский массив, залегающий в позднеюрско-раннемеловых базальтоидах Галшарыйнского флюоритоносного района.

Галшарыйнский массив представляет собой куполообразное тело площадью около 25 км² вместе с серией пластинообразных апофиз, выходящих за его пределы во вмещающую базальтоидную толщу. Массив имеет грубоконцентрическое строение. В центре его выходят желтовато-серые массивные порфировидные среднезернистые сиениты гипабиссальной фации с подчиненными граносиенитами и сиенитовыми порфирами. Периферию массива слагают "эффузивоподобные" породы порфирового, стекловатого и брекчиевого строения, ранее считавшиеся пермскими эффузивами [13]. Эти же породы представлены и в расположенных за пределами массива линзообразных интрузивных телах, нередко имеющих симметрично-зональное строение. Следы контактового воздействия массива на вмещающие породы весьма незначительны. Они выражены слабым ороговикованием базальтоидов, иногда незначительной биотитизацией и калишпатизацией в зоне экзоконтакта, не превышающей первые сантиметры. Характер соотношений пород центральной и периферической зон массива позволяет говорить о постепенной смене пород, обладающих различными текстурно-структурными особенностями и степенью раскристаллизации. Породам центральных зон массива свойственны массивная текстура и полнокристаллическое порфировидное строение. Текстурно-структурные особенности пород периферических зон более разнообразны: представлены афировые стекловатые породы с полосчатой флюидалной текстурой, порфировые с фельзитовой текстурой основной массы и брекчиевые, насыщенные разновеликими обломками (иногда 80—90%) близких по составу пород. Полосчатые флюидалные афировые стекловатые разновидности периферических зон нередко постепенно сменяются порфировыми породами, в различной степени насыщенными вкрапленниками, вплоть до полно раскристаллизованных разностей.

Сиенитовые и граносиенитовые порфиры резко, но без видимойзоны закалки сменяют полнокристаллические породы в периферических зонах массива и располагаются обычно на более высоких гипсометрических уровнях эрозионного среза. Характерны желтовато-кремовая, иногда желтовато-серая до темно-серой окраска пород и порфировое их строение с варьирующим соотношением вкрапленников и основной массы в пределах 15—25% объема пород, занимаемого вкрапленниками. Преобладает массивная текстура пород. Порфировые фации нередко постепенно сменяются афировыми стеклами или фельзитами с незначительным содержанием порфировых вкрапленников. Среди вкрапленников преобладает полевой шпат (ортоклаз), образующий широкие таблитчатые выделения, размер которых варьирует в значительных пределах (от 1—2 мм до 0,8—1,5 см). Подчиненную роль играют кислый плагиоклаз, биотит и кварц. Имеются породы с существенно плагиоклазовым составом вкрапленников, отвечающим олигоклазу конечных номеров. Состав основной массы пород кварц-калишпатовый, структура преимущественно фельзитовая с вариациями до мелкозернистой и стекловатой. Последняя характерна для афировых пород, иногда содержащих единичные вкрапленники калишпата или кварца. Отдельные участки основной массы таких пород имеют форму линз, окруженных стекловатым субстратом, иногда обладающим слабо выраженной флюидалной текстурой. Разнообразие структур и текстур порфировых фаций и изменчивость их в пределах незначительных площадей свидетельствуют о неравновесных условиях кристаллизации магматического расплава в близповерхностных зонах. Наибольшее разнообразие структур и текстур характерно для брекчиевидных пород игнимбритового облика, слагающих район вершины горы Галшара-Ула-Обо.

Брекчиевидные субвулканические породы граносиенитового состава, представляющие собой автомагматические брекчии, неразрывно связаны с породами описанной выше фации, хотя и резко сменяют их в коренных выходах района, расположенного близ вершины горы Галшара-Ула-Обо. Породы имеют преимущественно серую или темно-серую окраску и наряду с порфирокластическими выделениями калишпата, кварца и плагиоклаза содержат многочисленные обломки пород, часто идентичных по составу описанным выше породам. Размеры обломков не превышают 2—3 см в поперечнике и часто обнаруживают ориентированное расположение согласно хорошо выраженной флюидалности основной массы пород. Обломки сиенитовых порфиров имеют преимущественно вытянутую линзовидную форму и ориентированы в субпараллельные полосы, выделяющиеся на фоне темно-серой массы брекчированных пород более светлой окраской. Основная масса пород имеет преимущественно микрофельзитовую или стекловатую структуру. Участки пород, насыщенные обломками, обычно чередуются с участками порфирокластического строения. По составу, внешнему облику и структурно-текстурным особенностям эти породы весьма близки к породам излившихся фаций и почти не отличимы от трахилипаритовых и трахидацитовых лав, что может свидетельствовать об их генетическом родстве. Минералогия обломочной фракции пород довольно однообразна (кислый плагиоклаз, калишпат, кварц, редко биотит). Почти полное отсутствие темно-цветных минералов в порфирокластических выделениях определяет лейкократовый облик пород рассматриваемой группы.

Набор аксессуарных минералов всех выделенных типов пород в целом сходен. Наибольшим распространением пользуются магнетит, гематит, ильменит, циркон, апатит, сфен, флюорит. В ряде проб из полнокристаллических пород центральной части массива обнаружены касситерит, лопарит и др. Близкие парагенезисы породообразующих и аксессуарных минералов пород и постепенная смена фаций различной глубины кристаллизации подтверждают генетическое единство пород ассоциации.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ПОЗДНЕЮРСКО-
РАННЕМЕЛОВЫХ
ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Имеющиеся в нашем распоряжении данные преимущественно оригинальных полных силикатных анализов (табл. 25, 26) позволяет охарактеризовать химизм позднеюрско-раннемеловых вулканогенных и интрузивных образований на примере Баян-Обинского и Галшарыйнского районов.

Как показано ранее [45, 70], в составе вулcano-плутонических ассоциаций рассматриваемых районов представлены пространственно и парагенетически связанные породы основного, среднего и кислого состава, слагающие разнообразие по форме залегания тела различной фациальной принадлежности: эффузивной, субвулканической, приповерхностной и гипабиссальной. Причем породы основного и среднего состава преимущественно слагают вулканогенную (эффузивную) фацию, а породы кислого и субвулканического состава — субвулканическую и гипабиссальную фации. Характерными чертами строения вулcano-плутонических ассоциаций являются приуроченность к низам разрезов вулканогенных пород вулканитов основного состава и снижение основности пород по направлению к верхам разрезов. Благоприятные условия обнаженности позволили изучить геологические соотношения пород различных фаций в этих районах и провести их петрогеохимическое опробование. В сборе представительного каменного материала для петрохимических и геохимических исследований и в его обработке принимала участие научный сотрудник Геологического института АН МНР С.Ариунбилэг.

Из диаграммы, построенной по методу А.Н.Заварицкого [22] (рис. 53), видно, что обе ассоциации принадлежат к известково-щелочным сериям, хотя и различаются некоторыми петрохимическими характеристиками. При сравнении вариационных линий составов пород ассоциаций с типовыми ассоциациями породы Галшарыйнского района оказались более близкими по составу породами наиболее щелочной ветки известково-щелочной серии, а породы Баян-Обинского — породам вариационной линии Йеллоустонского парка, занимающей промежуточное положение между наиболее и наименее щелочными ветвями известково-щелочной серии.

Базальты покровов обеих ассоциаций, как видно из диаграммы (см. рис. 53), близки средним базальтам Р.Дэли, а интрузивные породы субвулканической и гипабиссальной фаций различны по составу и соответствуют среднему составу сиенитов р.Дэли для Галшарыйнского района и гранитов для Баян-Обинского района. Обеим ассоциациям пород свойственна контрастность состава.

На классификационной диаграмме (рис. 54), разработанной номенклатурной комиссией Петрографического комитета АН СССР, поля точек составов пород вулcano-плутонических ассоциаций изученных районов расположены на границе щелочных и субщелочных пород в интервале кремнекислотности 46—78%. Для Галшарыйнского района характерно более высокое содержание щелочей в породах гипабиссальной фации. Общая щелочность пород обеих ассоциаций, несмотря на значительные интервалы кремнекислотности, сохраняется примерно на одинаковых уровнях.

Коэффициент агаптности, как это видно на диаграмме (рис. 55), лишь незначительно возрастает от трахиандезитов к андезитобазальтам и практически не увеличивается в дацитах, риолитах, граносиенитах, гранитах и лейкогранитах.

Нанесенные на диаграмму альбит—ортоклаз—кварц Боуэна и Таттла нормативные составы кислых и субщелочных пород субвулканических и гипабиссальных фаций (рис. 56) обеих ассоциаций ложатся практически на одну линию от стороны треугольной диаграммы к области тройных эвтектик, что указывает на их генетическое родство.

Т а б л и ц а 25

Химический состав пород вулcano-плутонической ассоциации Баян-Обинского района

Компонент	Фация									
	эффузивная			субвулканическая			гипабиссальная			
	Трахи- базальты (2)	Андезито- базальты (3)	Дациты (1)	Вулкани- ческое стекло (1)	Стеклова- тый сне- нит-пор- фир (3)	Риолито- вый пор- фир (3)	Калишпа- товый крупно- зернистый гранит (1)	Калишпа- товый крупноз- ернистый гранит (3)	Гранит- порфиры (3)	Гранит- порфир (дайка) (1)
SiO ₂	50,00	54,24	66,40	74,51	68,58	76,76	75,16	76,90	76,35	76,60
TiO ₂	2,23	1,84	0,66	0,17	0,85	0,07	0,1	0,01	0,01	0,04
Al ₂ O ₃	15,60	17,50	15,80	11,74	14,75	11,66	12,35	11,0	11,80	10,95
Fe ₂ O ₃	10,60	6,79	3,84	2,35	3,37	1,76	1,86	1,94	0,95	2,48
FeO	0,72	2,06	0,50	0,8	0,49	0,56	0,71	0,84	0,83	0,63
MnO	0,12	0,13	0,05	0,04	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01
MgO	4,56	2,43	0,49	0,10	0,45	0,20	0,11	Не обн.	0,20	0,20
CaO	9,09	6,0	3,03	0,4	1,42	0,43	0,50	0,20	0,55	0,23
Na ₂ O	3,81	3,72	4,26	3,26	4,22	3,26	4,16	4,02	4,40	2,86
K ₂ O	2,0	2,68	3,64	5,17	4,68	4,52	4,55	4,39	4,40	4,51
P ₂ O ₅	0,90	0,72	0,24	Не обн.	0,14	0,02	0,03	Не обн.	0,03	Не обн.
H ₂ O ⁺	1,10	1,16	0,98	"	Не обн.	Не обн.	Не обн.	"	Не обн.	"
H ₂ O ⁻	Не обн.	Не обн.	Не обн.	"	"	1,07	"	"	0,30	"
"	"	1,36	"	1,65	0,65	0,71	0,37	0,58	0,20	1,41
Ппп	0,02	Не опр.	0,002	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
S	Не опр.	0,18	0,10	"	"	"	"	"	"	"
CO ₂	Не опр.	0,18	0,10	"	"	"	"	"	"	"
Σ	100,74	100,81	99,92	99,39	99,14	100,95	99,53	99,90	100,10	100,0

П р и м е ч а н и е. Для подсчета среднего состава использованы результаты полных силикатных анализов пород, выполненных в химлабораториях ИМГРЭ Мингео СССР и АН СССР, ИГЕМ АН СССР, ГЕОХИ им. А.П. Виноградова СО АН СССР, ГИН АН СССР по материалам авторов, а также данные химических анализов пород, заимствованные из литературных источников.

Т а б л и ц а 26

Химический состав пород вулcano-плутонической ассоциации Галшарийнского района

Компонент	Фация										
	гипабиссальная		субвулканическая				эффузивная				
	Граносиениты (2)	Сиениты (3)	Санидино-вые порфиры (1)	Граносиенит-порфиры (6)	Сиенит-порфиры (4)	Трахит-зальты (дайки)	Трахит-зальты (5)	Андезит-базальты (3)	Дациты* (1)	Риолиты (1)	Туфы трахи-риолитов (1)
SiO ₂	65,92	65,03	74,0	68,10	62,35	58,85	49,41	56,99	65,30	77,70	75,90
TiO ₂	0,68	0,67	0,18	0,46	0,92	1,45	2,75	2,02	0,88	0,24	0,16
Al ₂ O ₃	15,68	15,79	12,7	15,71	17,36	16,55	15,91	15,99	18,20	11,78	11,76
Fe ₂ O ₃	3,78	2,74	3,8	2,04	3,76	5,35	4,53	7,18	3,87	1,37	1,3
FeO	0,95	2,02	—	0,46	0,89	0,99	6,16	0,76	Не обн.	0,36	0,9
MnO	0,09	0,11	0,09	0,03	0,08	0,10	0,14	0,1	"	0,04	0,04
MgO	0,95	1,30	0,78	0,40	0,88	1,18	3,42	1,5	1,56	0,48	0,20
CaO	1,62	2,0	1,43	0,58	1,87	4,26	7,85	5,99	2,72	0,65	0,52
Na ₂ O	5,17	4,71	3,50	6,06	5,13	4,58	4,02	3,20	3,26	2,22	3,14
K ₂ O	4,56	4,55	3,20	6,50	5,62	4,02	2,24	2,67	3,28	5,12	4,66
P ₂ O ₅	0,26	0,21	0,12	0,04	0,04	0,47	0,49	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
H ₂ O ⁺	0,44	0,70	Не обн.	0,28	0,56	Не обн.	0,12	0,25	Не обн.	0,32	"
H ₂ O	0,21	0,22	"	0,08	0,21	"	0,63	Не обн.	"	0,08	"
Ппп	0,11	0,07	10,14	0,24	Не обн.	3,28	0,32	1,63	1,10	Не обн.	0,70
CO ₂	Не обн.	0,06	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,91	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Σ	100,22	100,30	99,50	100,98	99,67	100,09	99,90	99,87	100,17	100,41	99,79

П р и м е ч а н и е. Для подсчета среднего состава использованы результаты полных силикатных анализов пород, выполненных в химлабораториях ИМГРЭ Мингео СССР и АН СССР, ИГЕМ АН СССР, ГИН АН СССР и ГЕОХИ им. А.П. Виноградова СО АН СССР, по материалам авторов, а также данные химических анализов пород, заимствованные из литературных источников.

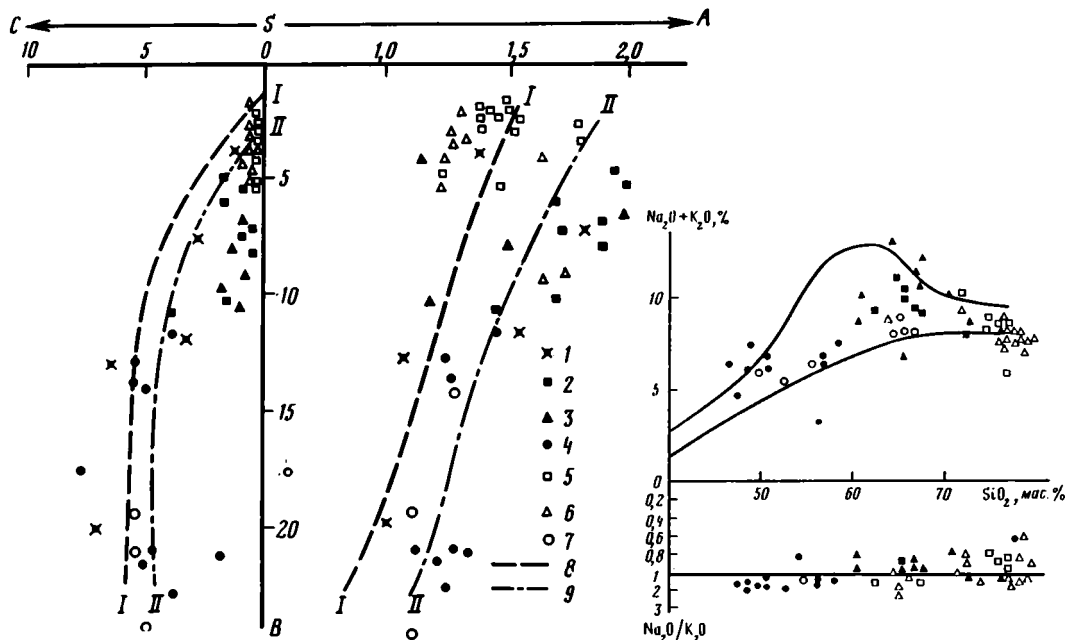


Рис. 53. Петрохимическая диаграмма составов пород вулканоплутонических ассоциаций Галшарийского и Баян-Обинского районов

1 — средние типы пород по Р. Дэли; 2—4 — ассоциация пород Галшарийского района: 2 — сиениты, граносиениты (гипабиссальная фация); 3 — кварцевые порфиры, граносиенит-порфиры, сиенит-порфиры (субвулканическая фация); 4 — базальты, андезитобазальты, дациты, риолиты покровов (эффузивная фация); 5—7 — ассоциация пород Баян-Обинского района: 5 — калишпатовые биотитовые граниты (гипабиссальная фация), 6 — кварцевые порфиры, сиенит-порфиры, стекла (субвулканическая фация), 7 — базальты, андезитодациты, дациты покровов (эффузивная фация); 8—9 — вариационные линии составов вулканических ассоциаций Йеллоустонского парка (I) и Этны (II) по А.Н. Заварицкому [22]

Рис. 54. Классификационная петрохимическая диаграмма составов пород вулканоплутонических ассоциаций Баян-Обинского и Галшарийского районов

Условные обозначения см. на рис. 53

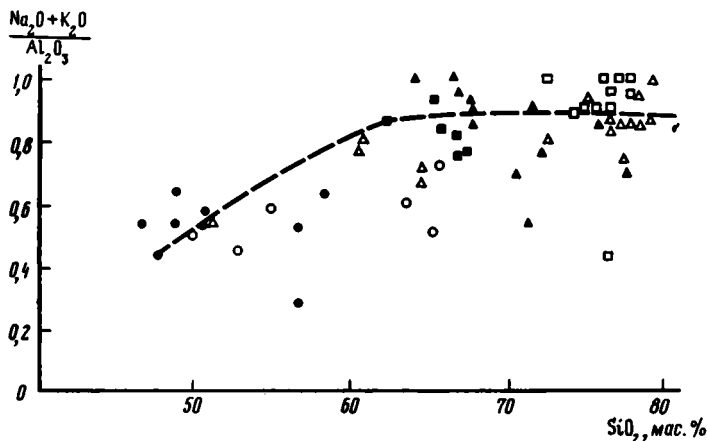


Рис. 55. Диаграмма коэффициент апатитности—кремнезем пород позднемезозойских вулканоплутонических ассоциаций Баян-Обинского и Галшарийского районов

Условные обозначения см. на рис. 53

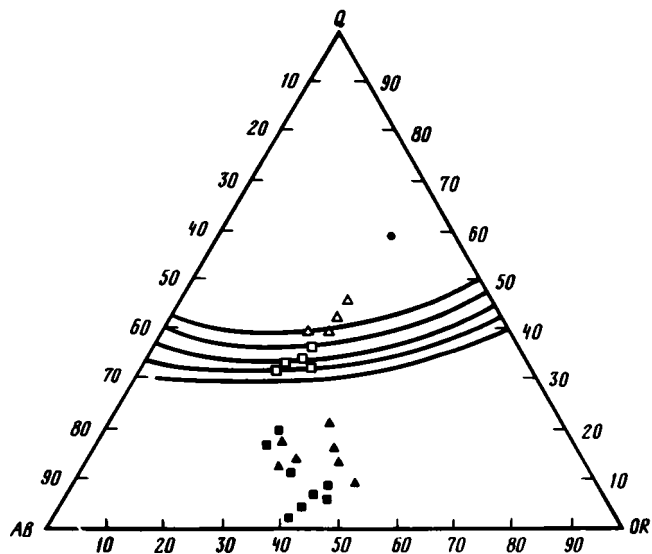


Рис. 56. Положение нормативных составов пород гипабиссальной и субвулканической фаций вулcano-плутонических ассоциаций Баян-Обинского и Галшарыйнского районов на диаграмме Таттла и Боуэна

Условные обозначения см. на рис. 53

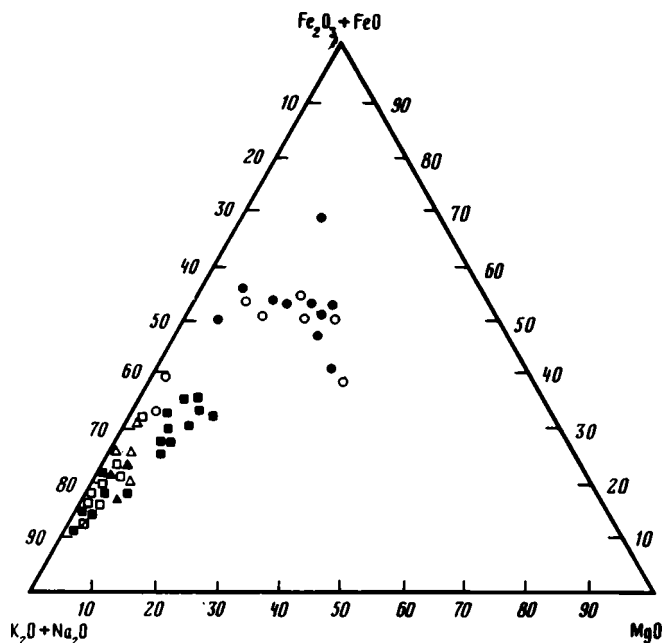


Рис. 57. Диаграмма щелочи—железо—магний пород вулcano-плутонических ассоциаций Баян-Обинского и Галшарыйнского районов

Условные обозначения см. на рис. 53

На диаграмме щелочи—железо—магний (рис. 57) точки составов магматических пород Галшарыйнского и Баян-Обинского районов образуют непрерывный ряд от трахибазитов до риолитов и трахириолитов с постоянным уменьшением в них железо-магнезиальных компонентов. В этом ряду породы гипабиссальной и субвулканической фаций занимают калий-натриевый угол диаграммы. Точки составов пород эффузивной, субвулканической и гипабиссальной фаций образуют на диаграмме общую неразрывную совокупность, что позволяет рассматривать их в рамках единой вулcano-плутонической ассоциации и считать, что они генетически родственны. Кроме того, выявляется определенная направленность процесса дифференциации трахибазальтовой магмы с формированием высококремнистых и богатых щелочами магматических пород.

Данные о составе и структурном состоянии калиевых полевых шпатов кислых и щелочно-кислых магматических пород субвулканических и гипабиссальной фаций позднеюрско-раннемеловых вулcano-плутонических ассоциаций Галшарыйнского и Баян-Обинского районов сведены в табл. 27. Из нее видно, что по структурному состоянию калиевые полевые шпаты разнофациальных магматических пород Галшарыйнского района практически не различаются, хотя намечается тенденция к увеличению степени моноклинного упорядочения калиевых полевых шпатов этих образований в направлении увеличения глубинности их формирования. Калиевые полевые шпаты всех фациальных разновидностей этого района отвечают по своему структурному состоянию ортоклазу (см. табл. 27).

Для магматических пород Баян-Обинской ассоциации различия структурного состояния калиевых полевых шпатов фациальных разновидностей более существенны. Так, в породах субвулканической фации калиевый полевой шпат представлен санидином с характерными низкими значениями степени моноклинной упорядоченности (0,1—0,4), а в породах гипабиссальной фации — микроклином промежуточной и высокой степени моноклинной упорядоченности (0,7). Это согласуется с данными В.С. Антипина и др. [1], показавшими связь увеличения степени моноклинной упорядоченности калиевых полевых шпатов магматических пород с увеличением глубины их формирования (см. табл. 27, рис. 58). Увеличение степени упорядоченности калиевых полевых шпатов прослеживается, таким образом, от субвулканических к гипабиссальным фациям пород обеих вулcano-плутонических ассоциаций.

Высокая степень моноклинной упорядоченности калиевых полевых шпатов рассматриваемых субвулcano-плутонических ассоциаций указывает на высокотемпературные условия формирования магматических пород ассоциаций и достаточно быструю их кристаллизацию, что подтверждается преобладающими нулевыми значениями показателей рентгеновской триклинности (ΔP).

Анализ большого числа оригинальных силикатных анализов позднемезозойских магматических пород, приведенных в [70], показал, что флюоритоносным районам, в том числе и Галшарыйскому, свойственны в большей степени, чем нефлюоритоносным районам, повышенная щелочность вулcano-плутонических ассоциаций и достаточно контрастный состав слагающих их пород. По преобладанию К в суммарном составе щелочей породы вулcano-плутонических ассоциаций флюоритоносных районов характеризуются повышенной калиевой щелочностью. Последняя свойственна и многим нефлюоритоносным районам развития позднеюрско-раннемеловых магматических образований Монголии.

Во флюоритоносных районах Монголии присутствуют своеобразные дайковые породы с аномально высоким содержанием кремнезема (86—90%). Подобным аномальным содержанием кремнезема отличаются также автобрекчиевые образования флюоритоносных районов. Такие породы обнаружены нами в Галшарыйнском и Бэрхинском районах [70], а также в пределах других районов известных

Таблица 27

**Состав, структурное состояние и содержание Na, K, Li, Rb, Cs, Ba в калиевых полевых шпатах
интрузивных образований вулcano-плутонических ассоциаций Галшарыйнского и Баян-Обинского районов**

Альбит, %	Калиевый полевой шпат, %	ΔP	ΔZ	Структурная разновидность	Порода	K	Na	Li	Rb	Cs	Ba
Субвулcano-плутонические ассоциации пород района горы Баян-Обо											
10	90	—	0,10	Санидин	Гранит-порфир	64	3,9	29,0	17	—	0,041
10	90	—	0,17	«	Фельзит-порфир	74	3,6	14,0	177	—	0,0770
10	90	—	0,45	Ортоклаз	Граносиенит-порфир	39	2,2	12,0	285	5	0,0078
40	60	—	0,60	«	Гранит-порфир	59	4,8	4,0	250	—	0,007
50	50	0,80	0,80	Микроклин максимальный	Лейкогранит	62	4,4	4,0	232	—	—
2	95	0,89	0,88	«	«	6,5	2,8	8,7	245	—	—
25	75	0,20	0,77	Микроклин высокий	«	8,7	3,0	10,0	315	—	—
15	85	0,20	0,70	—	«	5,1	4,8	14,0	450	Сл.	—
60	40	0,30	0,65	Микроклин промежуточный	Биотитовый гранит	6,7	3,1	21,0	201	—	—
Субвулcano-плутоническая ассоциация пород района горы Галшара-Ула											
		—	0,41	Ортоклаз	Сиенит-порфир	49	4,9	17	82	10	0,39
60	40	—	0,74	—	«	3,7	5,1	4	79	—	—
60	40	—	0,40	—	«	5,6	5,0	40	262	10	0,016
60	40	—	0,57	—	Сиенит	5,3	4,8	8	8	178	—
60	40	0,76	0,84	Микроклин (промежуточный)	«	4,4	5,2	40	120	—	—
40	60	—	0,63	Ортоклаз	Граносиенит	5,3	4,3	12	161	—	—
					«	6,8	4,6	12	194	—	—
40	60	—	0,61	Ортоклаз	«	5,2	5,4	Сл.	218	—	0,041
60	40	—	0,63	Микроклин (промежуточный)	«	5,2	5,4	Сл.	218	—	0,041
30	70	0,68	0,65	Ортоклаз	Сиенит	6,5	3,6	8	227	—	—
50	50	—	0,65		Граносиенит	5,6	4,4	8	232	10	—
30	70	—	0,45		Сиенит	7,1	3,6	6	315	—	0,086
5	95	0,98	0,96	Микроклин (максимальный)	Граносиенит	9,6	1,7	4	940	26	—

П р и м е ч а н и е. Содержание редких щелочных элементов (Li, Rb, Cs) приведено в г/т, петрогенных элементов (K, Na) и Ba — в %; ΔP — показатель рентгеновской триклинности, ΔZ — степень моноклинной упорядоченности калиевых полевых шпатов.

месторождений флюорита (месторождения Бороундур, Адаг и др. [40]). Помимо высоких содержаний кремнезема этим породам свойственна также, как и большинству типов пород позднеюрско-раннемеловых ассоциаций Монголии, повышенная калиевая щелочность.

Сравнение особенностей химизма позднемезозойских трахиандезит-трахибазальтовых ассоциаций и парагенетически связанных с ними трахит-трахидацит-риолитовых ассоциаций Монголии с одновозрастными ассоциациями прилегающих районов Забайкалья (рис. 59) показало их петрохимическое родство. На рис. 59 поля составов этих ассоциаций на классификационной диаграмме, построенной в параметрах общая щелочность—кремнекислотность, занимают сходную позицию, местами перекрывая друг друга.

Имеющиеся в нашем распоряжении данные о химизме нижнемеловых магматических проявлений Центральной Монголии сведены в табл. 28. Из табл. 28 видно, что базальты нижнемеловых покровов и даек района горы Удэни-Хуху-Обо (Галшарыйнский флюоритоносный район) петрохимически достаточно близки, хотя базальтам дайковых тел свойственна несколько более высокая щелочность и кремнекислотность. И тем, и другим вулканическим образованиям свойственна повышенная щелочность с преобладанием Na в суммарном составе щелочей, чем они отличаются от позднеюрско-раннемеловых вулканогенных образований Галшарыйнского района. Состав сиенитов гипабиссального штокообразного массива района горы Удэни-Хуху-Обо отличается от более ранних сиенит-порфиоров субвулканических тел и даек района Галшарыйнского флюоритового месторождения более высокой общей щелочностью.

Геохимические особенности пород позднеюрско-раннемеловых вулкано-плу-

8	9	10	11	12	13	14	15
50,85	49,82	52,25	49,87	71,25	61,92	63,29	50,56
1,53	1,50	1,30	2,18	0,12	0,64	1,10	1,62
14,90	16,09	18,21	15,77	14,63	14,36	15,67	15,06
7,25	5,00	4,28	13,77	2,66	3,78	3,23	8,40
4,00	6,28	3,97				0,93	3,16
0,12	0,12	0,15				0,05	Не обн.
4,05	3,90	4,10	3,61	0,61	7,22	1,42	2,30
6,90	7,30	7,50	7,31	0,87	1,59	1,98	8,80
1,60	1,27	1,64	3,77	3,92	4,36	4,52	1,88
4,20	4,50	3,75	2,24	3,69	4,62	6,40	3,16
1,79	1,73	Не обн.	1,51	2,33	1,89	0,20	Не обн.
0,34	Не обн.	0,60	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,34	«
1,37	1,60	1,60	1,51	«	«	0,08	«
0,42	0,40	0,226	0,35	Не опр.	Не опр.	0,31	0,25
99,41	99,11	100,61	100,03	100,08	100,38	99,64	98,78
2,62	3,54	2,28	5,94	1,06	0,9	1,41	1,52
5,80	5,77	5,39	6,01	7,61	8,98	10,9	5,04
0,65	1,23	1,41	1,20	1,90	1,34	1,25	1,10

амфиболовые сиениты гипабиссального тела района горы Удэни-Хуху-Обо. Полные силикатные анализы (4, 6—10) выполнены в химлаборатории ИМГРЭ (зав. лаб. И.С. Разина). Остальные анализы выполнены на квантометре в спектральной лаборатории ИМГРЭ (зав. лаб. Л.И. Сердобова).

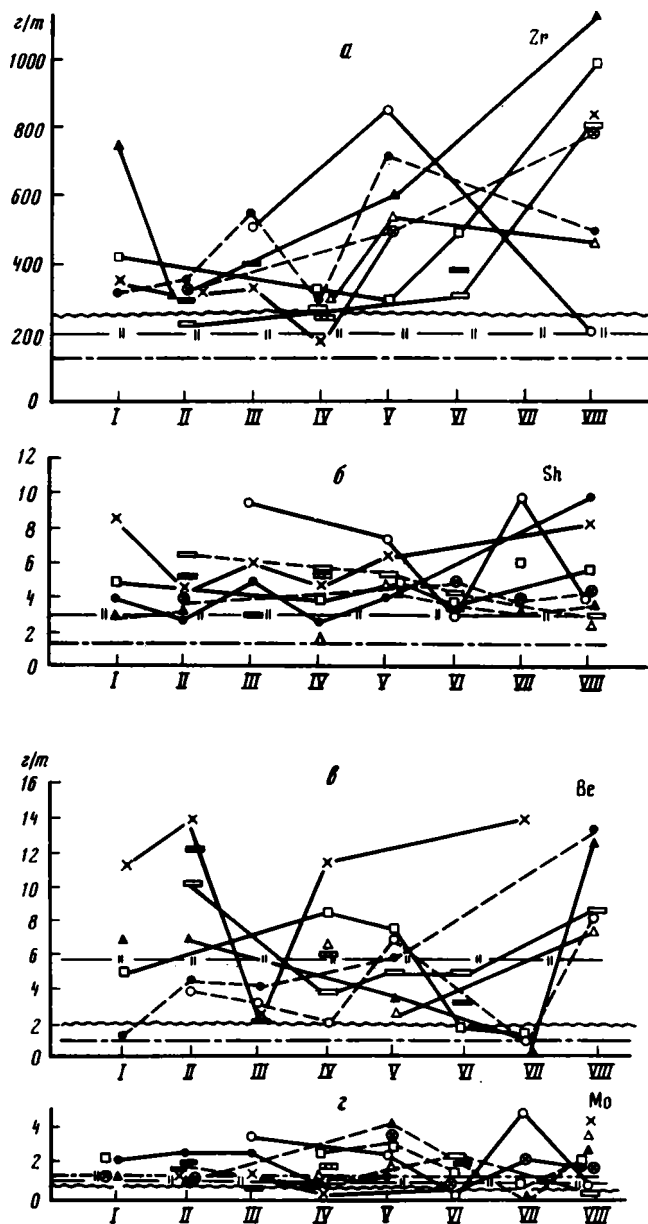
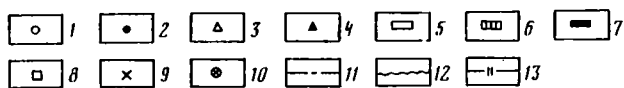
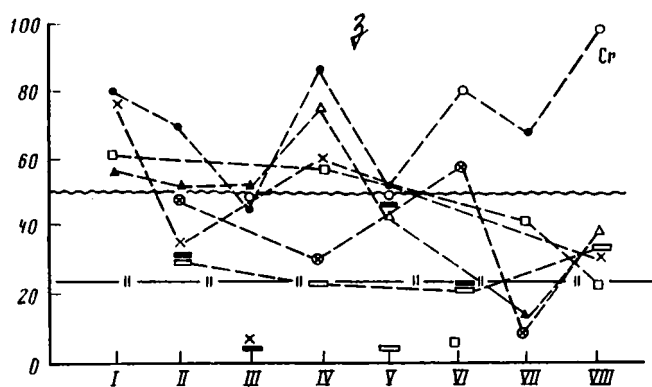
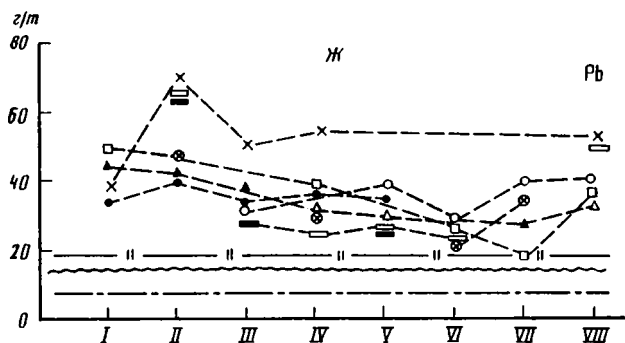
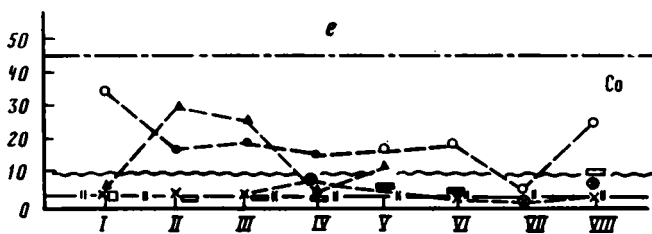
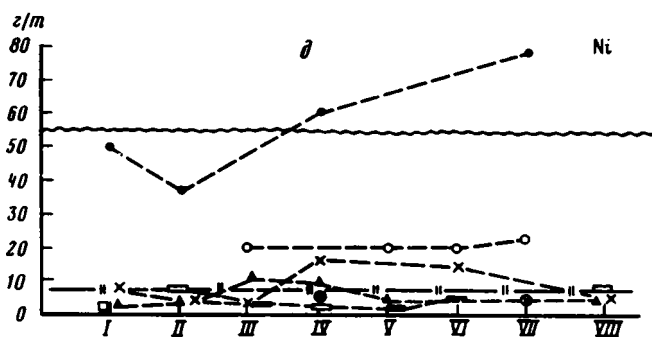


Рис. 60. Диаграммы среднего содержания РЗ (а—г) в вулканогенных и интрузивных породах флюоритовых районов Монголии и Гобийского Алтая: Гобийский Алтай (I); восточная излучина р. Керулен (II); рудник Вэрх (III); сомоны Цаган-Дэльтер, Баян-Обо, Их-Хайрхан (IV); сомон Тэбшин-Шире (V); сомоны Галшара, Буянт (IV); бассейн р. Онон (VII); сомоны Мунку-Хан, Тумэн-Цогт (VIII)

1 — базальты, андезитобазальты; 2 — трахибазальты; 3 — дациты, андезиодациты, трахиты; 5 — биотитовые и амфибол-биотитовые граниты; 6 — аляскиты и лейкограниты; 7 — граносниениты, кварцевые сиеениты; 8 — габбро-сиеениты, сиеениты; 9 — трахириолиты; 10 — риолиты; 11—13 — кларковые содержания элементов: 11 — для основных пород, 12 — для средних, 13 — для кислых



тонических ассоциаций Монголии рассматриваются нами на основе данных количественных определений элементов-примесей в различных типах вулканогенных и интрузивных пород различной фациальной принадлежности, размещенных как во флюоритоносных, так и в других районах. Определялись как литофильные и щелочно-литофильные элементы, характерные для пород повышенной кремнекислотности (Sn, Be, Zr, Nb и др.), так и сидерофильные элементы, характерные для пород основного состава (Co, Ni, Cr и др.), а также элементы халькофильной и литофильно-халькофильной групп (Pb, Zn, Mo и др.).

Количественные определения элементов-примесей выполнялись спектральным, рентгено-спектральным, химическим и физико-химическими методами в лабораториях ИМГРЭ Мингео СССР и АН СССР, ГЕОХИ им. А.П. Виноградова СО АН СССР и ИГЕМ АН СССР.

На основе имеющихся количественных данных построены диаграммы среднего содержания элементов-примесей, позволяющие характеризовать распределение наиболее типичных для позднемезозойских вулканоплутонических ассоциаций Монголии элементов в различных типах пород и судить об особенностях их содержания в породах флюоритоносных и других районах их распространения (рис. 60). Характерной особенностью всех типов пород ассоциаций является высокие содержания в них F, Zr, Sn, Be. Особенно значительно повышено по отношению к кларковому содержание F и Zr. Отмечаются некоторые провинциальные различия в распределении этих элементов в породах различных районов распространения позднемезозойских магматических образований. Так, наиболее высоким содержанием Zr отличаются основные вулканы района сомона Тэбшин-Шире и трахириолиты районов сомона Мунку-Хан и Тумэн-Цогт. Наиболее низкое содержание Zr свойственно всем типам пород района восточной излучины р. Керулен.

Наиболее высокое содержание Be обнаружено в трахириолитах бассейна р. Онон и в восточной излучины р. Керулен, а также в районах сомона Цаган-Дэльгэр, Баян-Обо и Тумэн-Цогт.

В Бэрхинском и Галшарыйнском флюоритоносных районах, а также в районе сомона Мунку-Хан отмечены наиболее высокие содержания Be по сравнению с кларковыми для основных пород.

Содержание Mo и Sn незначительно варьирует в различных типах пород. Однако более высокое, чем кларковое, содержание обнаруживают преимущественно породы основного и среднего состава. Провинциальные различия в содержании Mo для однотипных пород также незначительны. Наиболее высокое, по сравнению с кларковым, содержание Sn установлено в районах бассейна р. Онон, сомона Тумэн-Цогт и в Бэрхинском районе.

Содержания Cr, Ni, Co во всех типах пород рассматриваемой вулканоплутонической ассоциации ниже или близки кларковым, причем наиболее низкие, чем кларковые, содержания характерны для пород основного состава большинства районов. Повышено, по сравнению с другими районами, содержание Ni в основных породах района сомона Цаган-Дэльгэр и Их-Хайрхан.

Во всех типах пород позднеюрско-раннемеловой ассоциации значительно превышают кларковые содержания Pb. Причем наиболее высокие по сравнению с кларковыми содержания обнаруживают породы основного состава.

Имеющиеся в нашем распоряжении немногочисленные количественные определения суммы P33 и отдельно элементов цериевой и иттриевой групп позволяют отметить, что для основных пород большинства районов распространения рассматриваемой ассоциации характерен цериевый состав P33 (от 100 до 170—180 г/т).

Из табл. 29 видно, что позднемезозойские вулканы Восточной Монголии отличаются повышенным, по сравнению с кларковым, содержанием F, что особенно характерно для пород основного состава флюоритоносных и других районов

Среднее содержание F (в X) в позднемезозойских магматических образованиях МНР

Возраст	Район	Породы и их фации			
		основные	кислые и щелочно-кислые		
		эффузивная	близпо- верхностная	субвулка- ническая	гипабиссаль- ная
J ₃ —K ₁	Бассейн р. Онон	0,048(2)	0,173(9)	0,053(4)	0,079(5)
	Пос. Бэрхэ	—	0,050(2)	0,020(2)	0,026(3)
	Сомон Цаган-Дэлыгэр	0,101(6)	0,080(16)	0,087(11)	0,240(6)
	Сомон Тэбшин-Шире	0,256(8)	0,092(4)	0,046(2)	0,086(2)
	Восточная излучина Керулена	0,152(8)	0,066(2)	0,033(2)	0,048(2)
	Южно-Керуленский	0,178(2)	0,030(9)	0,065(13)	0,22(7)
	Сомон Галшара	0,274(8)	0,167(6)	0,061(5)	—
	Сомон Галшара	0,335(3)	0,020(8)	0,021(3)	0,029(4)
K ₁	Гора Удэни-Хуху-Обо	0,322(5)	—	0,332(2)	0,370(2)
	(включая дайки основного состава)				

распространения позднеюрско-раннемеловых вулканитов. Обогащенность F, по данным Г.А. Шаткова [76], и других исследователей характерна и для позднеюрско-раннемеловых андезитобазальтов Восточного Забайкалья. Среднее содержание F в этих породах соизмеримо с содержанием F в базальтах рассматриваемых районов Монголии. Все это позволяет предположить мантийный источник F флюоритоносных районов Монголо-Забайкальского региона.

В породах кислого и щелочно-кислого состава флюоритоносных районов, наиболее близких по времени формирования к флюоритовым рудным телам, содержания F снижаются по сравнению с районами, где флюоритовые рудные тела отсутствуют (районы бассейна р. Онон, сомона Цаган-Дэлыгэр и др.). "Высвобождение" F из кислых расплавов приводило, таким образом, к накоплению его в процессе формирования кварц-флюоритовых жил.

На примере рассмотрения особенностей распределения некоторых редких элементов в породах Галшарыйнского и Баян-Обинского районов (табл. 30, 31) выявлены особенности их поведения в различных фациальных разновидностях пород позднеюрско-раннемеловых вулcano-плутонических ассоциаций.

Вулканические фации представлены в обоих районах преимущественно базальтами, трахибазальтами, в меньшей степени трахиандезитами, андезитами, слагающими покровы. Породы субвулканических фаций залегают обычно в виде силлов и других малых тел разной морфологии и размеров. Близкие по внешнему облику и составу породы слагают и эндоконтактные зоны гипабиссальных массивов гранит-лейкогранитового и граносиенит-сиенитового состава, известных в этих районах. Среди пород субвулканических фаций преобладают гранит-порфиры, риолитовые порфиры, санидиновые порфиры, трахиты, сиенит-порфиры, кварцевые порфиры, граносиенит-порфиры.

Наиболее широко распространенным в рассматриваемых районах породам основного состава, слагающим покровы, свойственно высокое содержание F, значительно превышающее кларковое, а также повышенное, по отношению к кларковому, содержание Sn, Be, Pb, Cu.

Породы субвулканической и гипабиссальной фаций обеих рассматриваемых

Таблица 30

**Содержание элементов-примесей в вулканогенных и интрузивных породах
Галшарыйского района**

Фация	Порода	K*	Na*	F	Rb	Li	Zn	Pb
Эффузивная	Базальты (2)	2,8	3,2	330	56	22,0	20,5	90,3
	Трахиреолииты (2)	4,2	4,1	80	167	9,5	29	29
	Туфы трахиреолиитов (3)	3,6	2,1	250	250	25,0	65	62
Субвулканическая	Сиенит-порфиры (2)	5,0	4,4	40	110	8,0	16	13,6
	Граносиенит-порфиры (3)	3,7	3,3	30	209	9,0	40	38
Гипабиссальная	Граносиениты (3)	4,2	3,4	50	185	18,5	25	42,5
	Сиениты (2)	4,3	3,9	30	105	15,2	17	51

*Содержание приведено в мас.%, остальные значения в г/т.

Примечание. Анализы выполнены методами фотометрии пламени (Li, Rb, Cs, K, Na) и спектральными количественными методами (остальные элементы) в аналитических лабораториях ГЕОХИ им. А.П. Виноградова СО АН СССР, ИМГРЗ Мингео СССР и АН СССР.

Таблица 31

**Содержание элементов-примесей в вулканогенных и интрузивных породах
Баян-Обинского района**

Фация	Порода	K*	Na*	F*	Rb	Li	Pb	Sn
Эффузивная	Базальты (2)	2,1	2,9	0,14	75	10	22	2,8
	Риолиты (3)	3,8	2,5	0,02	220	50	33	6,2
Субвулканическая	Риолитовые брекчии (2)	3,7	2,5	0,02	250	49	25	10
	Санидиновые порфиры (5)	4,0	2,2	0,04	206	42	37	5,0
	Вулканическое стекло (2)	4,2	2,4	0,10	260	46	28	6,0
	Калишпатовые граниты среднезернистые (1)	4,1	4,5	0,08	310	62	23	6,8
Гипабиссальная	Калишпатовые граниты (3) по [51]	3,8	2,8	0,13	299	67	25	10
	Лейкограниты мелкозернистые (3)	3,6	3,0	0,20	254	70	17	9,3
	Гранит-порфиры (8)	3,7	2,4	0,23	346	71	31	12

*Содержание приведено в мас.%, остальные значения — в г/т.

Примечание. Анализы выполнены методом фотометрии пламени (Li, Rb, K, Na) и спектральными количественными методами (остальные элементы) в аналитических лабораториях ГЕОХИ им. А.П. Виноградова СО АН СССР (г. Иркутск) и ИМГРЗ Мингео СССР и АН СССР.

ассоциаций обнаруживают более высокое или близкое к кларковому содержание большинства упомянутых выше элементов-примесей и низкое содержание Ba и Sr. Наиболее низкое содержание последних характерно для автобрекчий риолитов. Породы гипабиссальной и субвулканической фаций Галшарыйского района обеднены F по сравнению с вулканитами эффузивной фации основного состава и породами гипабиссальной и субвулканической фаций Баян-Обинского района. Однако F концентрируется здесь в виде флюорита в кварц-флюоритовых жилах в позднюю стадию развития магматизма, давая промышленные концентрации в виде рудопроявлений и месторождений кварцево-флюоритовой формации, детально описанных в работе Ю.Я. Кошелева [40].

Sn	Be	B	Ba	Sr	Ni	Co	Cu	K/Na	K/Rb	Ba/Rb
4,0	2,6	14	630	280	19	20	42	0,82	480	11,5
3,4	4,8	14,4	140	35	14,5	3,6	14,8	1,05	290	0,8
120	62	16	20,2	29	6,8	2,0	9,2	9,0	101	0,05
3,6	3,2	7,1	540	290	6,2	2,0	8,9	1,13	454	4,9
4,0	5,0	21	240	52	9,0	2,0	15	1,12	123	1,14
4,9	6,0	13	355	395	5,6	7,0	6,0	1,25	225	2,0
3,5	2,5	21	1500	180	6,0	4,0	8,5	1,10	403	63,0

Zn	Be	B	Ba	Sr	Ni	Co	Cu	K/Na	K/Rb	Ba/Rb
83	2,8	15	86	33	25	18,0	32,0	0,73	370	0,48
63	6,0	28	56	58	7,4	3,5	7,0	172,0	170	0,20
45	6,9	17	70	24	5,0	7,5	7,4	1,48	148	0,28
38	6,0	15	150	30	5,0	4,0	10	1,81	194	0,72
68	6,4	27	130	32	4,0	5,2	7,2	1,47	152	0,50
48	4,5	14	38	22	5,0	2,0	10	1,20	142	0,10
45	7,1	10	160	50	2,3	3,0	5,0	1,30	127	0,53
80	6,0	8,0	58	10	6,3	1,5	12	1,20	141	0,22
58	5,0	18	25	25	7,5	2,3	14	1,54	106	0,10

Различия в содержаниях некоторых элементов-примесей в фациях пород вулcano-плутонических ассоциаций рассматриваемых районов отчетливо видны на диаграммах зависимости содержаний F, Ba и Ba/Rb от содержания кремнезема (рис. 61).

В целом, порядок содержаний элементов как литофильной и щелочно-литофильной, так и халькофильно-литофильной группы, практически не зависит от основности пород; что косвенно может свидетельствовать также о генетическом родстве расплавов, генерирующих породы рассматриваемых ассоциаций.

Характерная особенность нижнемеловых субщелочных базальтоидов и сиенитов района горы Удэни-Обо (Галшарыйнский район) — высокое содержание в них

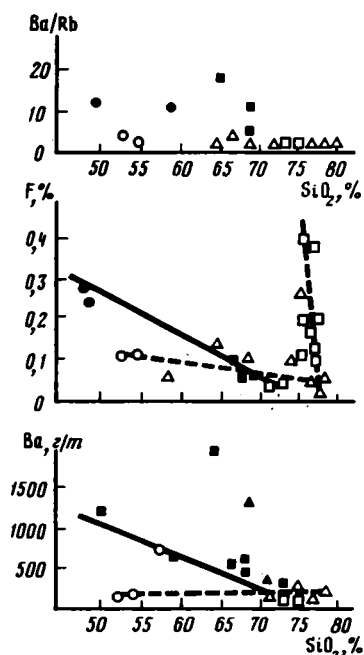


Рис. 61. Диаграмма зависимости содержания F, Ba, Ba/Rb от кремнекислотности пород вулканоплутонических ассоциаций Баян-Обинского и Галшарыйнского районов

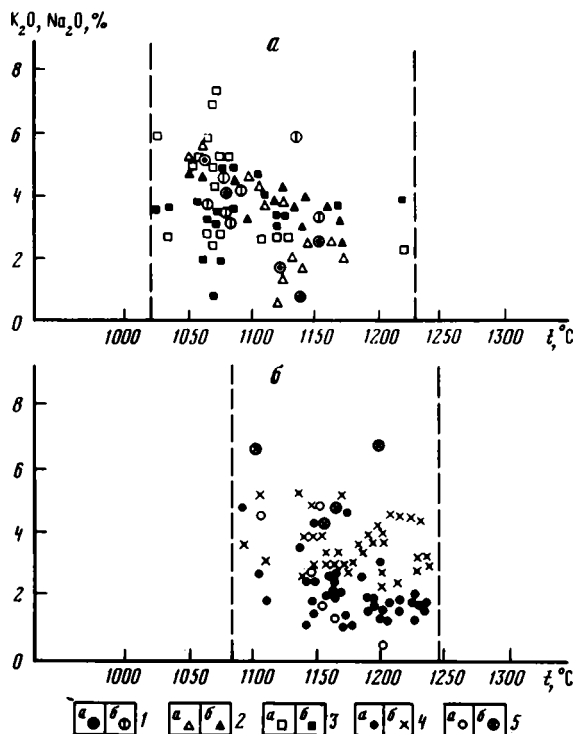


Рис. 62. Диаграмма щелочности и температур кристаллизации базальтоидных пород поздне-мезозойских ассоциаций Восточной и Центральной Монголии: позднеюрско-нижнемеловая базальт-трахириолитовая ассоциация Восточной Монголии (а) и раннемеловая ассоциация субщелочных оливиновых базальтов Восточной и Центральной Монголии (б)

Районы: 1 — бассейна р. Онон; 2 — флюоритового месторождения Бэрхэ; 3 — междуречья Ульдзы и Керулена; 4 — Гобийского Алтая (хребты Арц-Богдо и Их-Богдо); 5 — горы Удэни-Обо (Галшарыйнский район Восточной Монголии). В — 1—5: а — содержание K_2O , %; б — содержание Na_2O , %

F, независимо от фациальной принадлежности пород и уровня их кремнекислотности. Как видно из табл. 29, содержание F в них превышает кларковое в средних типах изверженных пород (по А.П. Виноградову) и среднее содержание в однотипных породах позднеюрско-раннемелового (цаганцабского) этапа формирования. Подобный характер распределения отмечается и для других элементов-примесей (Sr, Ba, Pb). Концентрации их в вулканогенных породах этого района близки щелочным вулканитам Восточно-Африканской рифтовой системы [19]. Содержание Ba, Sr, Ni, Cr, V, Sn, Be в субщелочных породах основного и среднего состава приближается к кларковому.

Таким образом, сравнение среднего содержания элементов-примесей в главных типах пород позднеюрско-раннемеловых вулканоплутонических ассоциаций повышенной щелочности с кларками их в главнейших типах изверженных пород по А.П. Виноградову показало, что основные породы ассоциаций (базальты, андезитобазальты, трахибазальты и др.) характеризуются кларковыми и более низкими для некоторых районов, чем кларковые, содержаниями ряда элементов, типичных для основных пород (Cr, Ni, Co и др.), но более высокими, по сравнению с кларковыми, содержаниями элементов литофильной группы (Sn, F, Be, Zr, а также Pb). Подобные геохимические особенности характерны для описанных В.И. Герасимовским и др. [19] мантийных вулканических ассоциаций,

включающих подобный рассматриваемым нами ассоциациями набор вулканогенных образований.

В соответствии с объемом, занимаемым породами основного состава рассматриваемых вулканоплутонических ассоциаций, и однородностью их петрохимических черт на значительных площадях можно предполагать, что источник вещества, генерирующий их, должен быть сопоставим по площади с ареалом ассоциации и иметь глубинный, подкоровый источник. Этому не противоречат и геохимические данные, обнаруживающие сходство с вулканогенными ассоциациями мантийного происхождения.

Данные химических анализов позднемезозойских магматических образований были использованы для определения температур кристаллизации магматических пород разных этапов формирования (позднеюрско-раннемелового и раннемелового). Статистическая обработка данных 270, преимущественно оригинальных полных силикатных анализов пород позднеюрско-раннемеловых вулканоплутонических ассоциаций, собранных нами для всей территории МНР [70], и данных по химизму раннемеловых базальтоидов (табл. 28, 32, 33), была проведена в секторе подготовки информации и вычислений ИМГРЭ АН СССР и Мингео СССР по программе TEMPOR, составленной на основе уравнения для определения температур ликвидусов базальтоидных пород.

Полученные данные определений температур кристаллизации вулканических пород изученных ассоциаций нанесены на диаграммы щелочности и температур кристаллизации [58] (рис. 62). Из диаграммы видно, что вулканы разновозрастных ассоциаций характеризуются различными интервалами температур кристаллизации. Интервалы температур кристаллизации раннемеловых базальтоидов — 1100—1250°C, а вулканитов позднеюрско-раннемелового этапа — 1650—1170°C. Как будет показано ниже, эти разновозрастные магматические ассоциации отличаются и некоторыми геологическими особенностями проявления и различной петрогеохимической специализацией.

Ассоциация раннемеловых базальтоидов повышенной щелочности развита преимущественно на юге Монголии, на территории Гобийского Алтая. Раннемеловой возраст вулканитов был обоснован фаунистическими данными, полученными при изучении разрезов мезозойских вулканогенных осадочных образований различных районов Гобийского Алтая [3]. Установлено, что время проявления этого вулканизма отвечало достаточно широкому диапазону раннемеловой эпохи, начиная с готерив-барремского времени и вплоть до апт-альбского, что соответствует периоду формирования отложений дзунбаинской свиты и более молодых осадочных образований позднего мезозоя.

Рассматриваемая ассоциация детально изучалась нами на территории Южно-Гобийского района на примере вулканических полей, обрамляющих с юга поднятие Гобийского Алтая. Плутонические образования играли здесь подчиненную роль и проявились главным образом в виде малых силлообразных или дайковых тел, группирующихся в поясе субширотного и северо-западного простирания, распространяясь далее на запад вплоть до Монгольского Алтая, где они изучались Р.В. Оболенской и А.А. Оболенским [55].

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ВПАДИН ГОБИЙСКОГО АЛТАЯ

Рассмотрение особенностей проявления позднемезозойского магматизма в Гобийском Алтае представляет большой интерес, так как распространенные здесь вулканогенные щелочно-базальтоидные образования, встречающиеся в виде покровов и в интрузивном залегании, близки по составу и времени формирования щелочно-базальтоидным дайковым образованиям Монгольского Алтая и прилегающих районов Западной Монголии, с которыми, по [55], связаны

различные типы эпите rmального ртутного, и Ag-Bi-сульфосо льного ору днен ия.

Благоприятные условия обнаженности на большой площади развития поздне-мезозойских образований в Гобийском Алтае позволили выявить детали строения разрезов осадочных пород на различных стратиграфических уровнях и изучить тесно связанные с ними магматические, преимущественно вулканогенные, образования. Предпринятое нами в последние годы специальное изучение разрезов мезозойских отложений Гобийского Алтая и геологическое картирование участков их развития в масштабе 1:100000 (рис. 64—69) позволили собрать многочисленные отпечатки фауны и флоры и получить новые данные, позволяющие частично пересмотреть и уточнить стратиграфию мезозойских отложений данной территории, а также определить положение в них магматитов [3].

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Гобийский Алтай является районом широкого распространения мезозойских осадочных и вулканогенных образований, которые выполняют здесь ряд грабенобразных прогибов и впадин, расположенных к югу от крупной Барун-Баян-Уланской впадины юго-восточной части Долины Озер, являющейся непосредственным продолжением протяженной системы Предалтайских прогибов. Мезозойские осадочные образования представлены юрскими, преимущественно терригенными, и нижнемеловыми вулканогенными осадочными толщами. В структурном плане впадины расположены в северо-западном и северо-восточном направлениях (рис. 33).

Стратиграфия отложений мезозойских впадин Гобийского Алтая наиболее детально изучалась Н.А. Логачевым, С.Д. Хилько и другими исследователями при обследовании плейстоценовой области Гоби-Алтайского землетрясения, организованном Комитетом наук и высшего образования МНР. По их данным, мезозойские отложения были расчленены на ряд свит: цэлийн, тормхон, тэвш, холботу и булганту.

В качестве свиты цэлийн были описаны ниже-среднеюрские флористически охарактеризованные эффузивно-осадочные и осадочные отложения подсвит, на которых с угловым несогласием залегают позднеюрские терригенные образования свиты тормхон, хотя возраст ее не был обоснован палеонтологическими данными. Свита тэвш представляет собой мощную толщу основных лав с редкими прослоями осадочных пород, сопоставляемых с подобными отложениями цаганцабской свиты (J_3 — K_1 сс). Свита холботу была расчленена на три подсвиты: нижнюю (конгломерато-известняковую), среднюю (бумажных сланцев) и верхнюю (конгломератопесчаную). Найденные в породах свиты холботу органические остатки аналогичны ископаемым моллюскам из дзаунбаинской (K_1 dz) свиты других районов Монголии. Свита булганту сложена кислыми эффузивами, имеющими неясное стратиграфическое положение, а свита балясун, сложена существенно осадочными породами, залегающими с угловым несогласием на отложениях нижнемеловых свит тормхон и тэвш.

Позже В.Ф. Шувалов [78] уточнил детали стратиграфии упомянутых выше мезозойских отложений Гобийского Алтая и предложил новые названия свит: бахарская — для свиты цэлийн, ундурухинская — для свиты тэвш, андахудукская — для шинхудукской свиты, хулсын-гольская — для свиты холботу. Расчленение толщ обосновывалось обильными находками органических остатков.

Во время полевых исследований в районах Гобийского Алтая нами были обследованы ряд участков распространения позднемезозойских вулканитов в районах хребтов Арц-Богдо, Их-Богдо, Бага-Богдо, в районе сомонов Чандмань, Баян-Цаган, Шинэ-Джинст, что позволило в дополнение к данным предшествовавших исследователей установить более широкие поля распространения

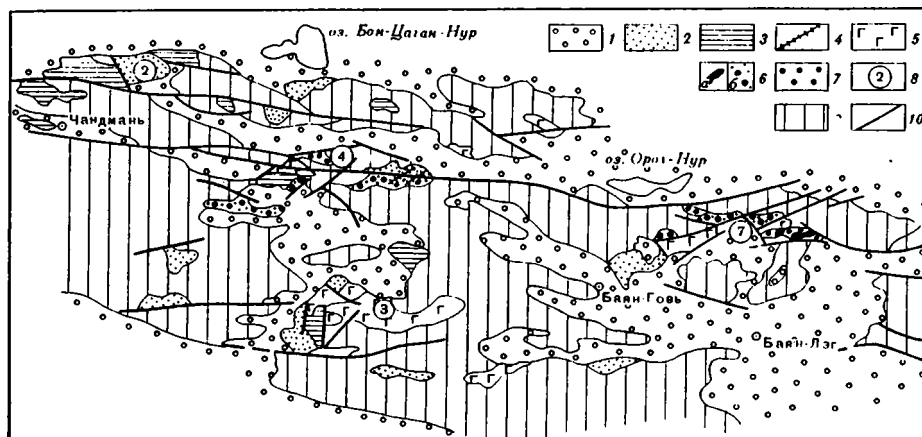


Рис. 63. Схематическая геологическая карта района Гобийского Алтая

1 — верхнемеловые-кайнозойские отложения; 2—3 — нижнемеловые отложения; 2 — верхней толщи — гравелиты, песчаники, алевролиты, глинистые аргиллиты и трахибазальты; 3 — нижней толщи — глинистые сланцы, мергели, аргиллиты, песчаники, гравелиты, андезитобазальты, трахибазальты и их туфы; 4—5 — верхнеюрско-нижнемеловые образования: 4 — пластовые тела и дайки субшелочных базальтоидов; 5 — покровы трахибазальтов с переслаиванием мергелистых сланцев, углистых алевролитов, песчаников, гравелитов, конгломератов; 6 — верхнеюрские образования: (а — интрузии сиенит-диоритов, б — конгломерато-брекчии, конгломераты с линзами грубозернистых песчаников, гравелитов и глин); 7 — нижне-, среднеюрские разномерные песчаники, гравелиты, конгломераты, конгломерато-брекчии, алевролиты, аргиллиты с углистыми прослоями; 8 — районы детально изученных разрезов; 9 — осадочно-метаморфические комплексы домезозойского /доюрского/ фундамента; 10 — разломы

свиты Тэвш, чем это показано на схеме Н.А. Флоренсова и др. [20]. Нами были закартированы в масштабе 1:100000 участки распространения раннемеловых вулканитов на значительной площади в пределах наложенных на центральную и юго-восточную части поднятия Гобийского Алтая мезозойских впадин (см. рис. 63) и на основании детального изучения разрезов осадочных и вулканогенных образований (рис. 64), условий залегания и состава вулканитов, а также сбора фауны в осадочных прослоях, переслаивающихся с вулканогенными образованиями, охарактеризованы геологические и петрогеохимические особенности вулканических образований и уточнено время проявления вулканизма.

Участки распространения оливин-пироксеновых базальтов, близких базальтам свиты тэвш, обнаружены, в частности, к западу от сайра Тормхон, где толща базальтоидов, слагающих гору Джиран-Бордо, однообразна с примыкающими к ней с юго-востока вулканитами свиты тэвш. Об этом свидетельствует наличие в этой толще пород — аналогов базальтов свиты тэвш и близкие условия залегания.

К востоку от хребта Их-Богдо, в районе хребта Арц-Богдо, позднемезозойские вулканиты также широко распространены. Окрестности горы Их-Буг-Ула сложены потоками базальтов с маломощными прослоями красноцветных грубообломочных осадков. Они местами подстилают базальты, залегающие на палеозойских сланцах и гранитах, в других случаях базальты непосредственно залегают на фундаменте. Наблюдаются и тектонические соотношения между базальтами и осадочными породами. В поле базальтов отмечаются отдельные вулканические центры, характеризующиеся интенсивным развитием даек, обилием крупных бомб, туфовых и лавовых агломератов. Общая мощность эффузивов здесь достигает 400—500 м.

Юрские отложения. Изучены в районах горы Бахар-Ула и родника Цэлийн-Булак, в пределах Ноён-Бахарской и Цэл-Булакской впадин, а также севернее сомона Шинэ-Джинст. В разрезах юрских толщ здесь развиты главным образом

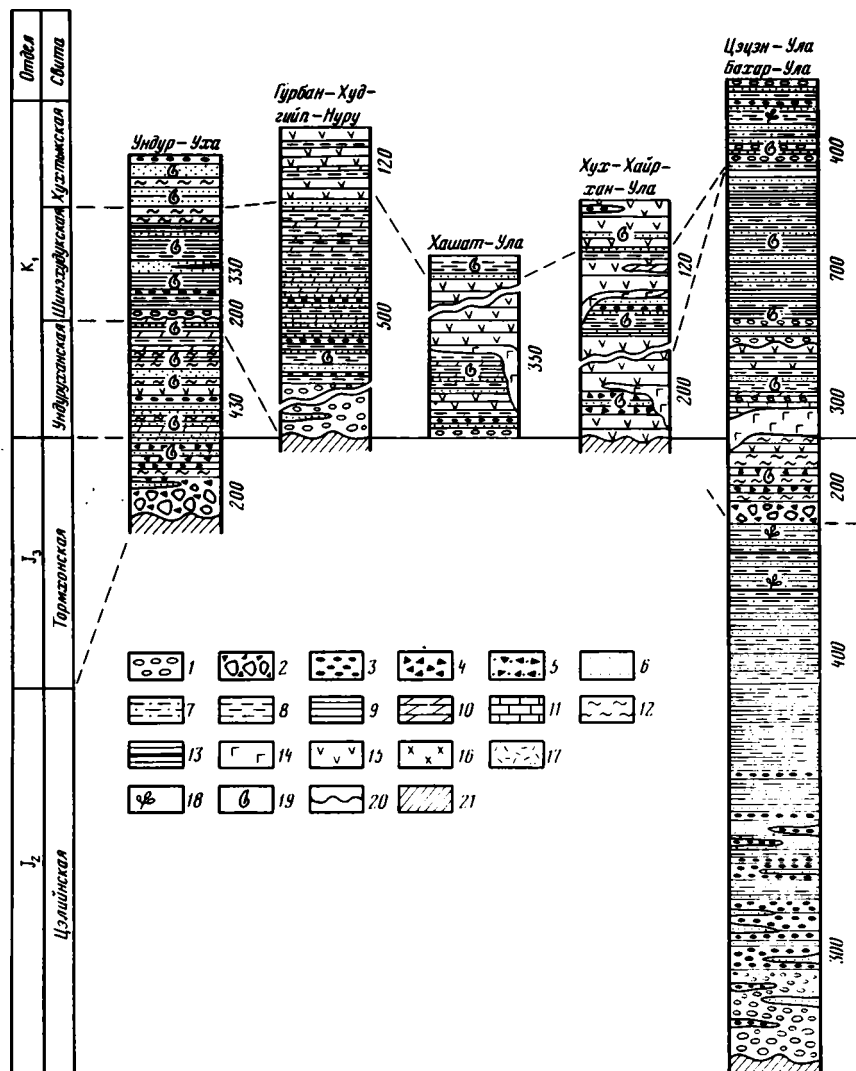
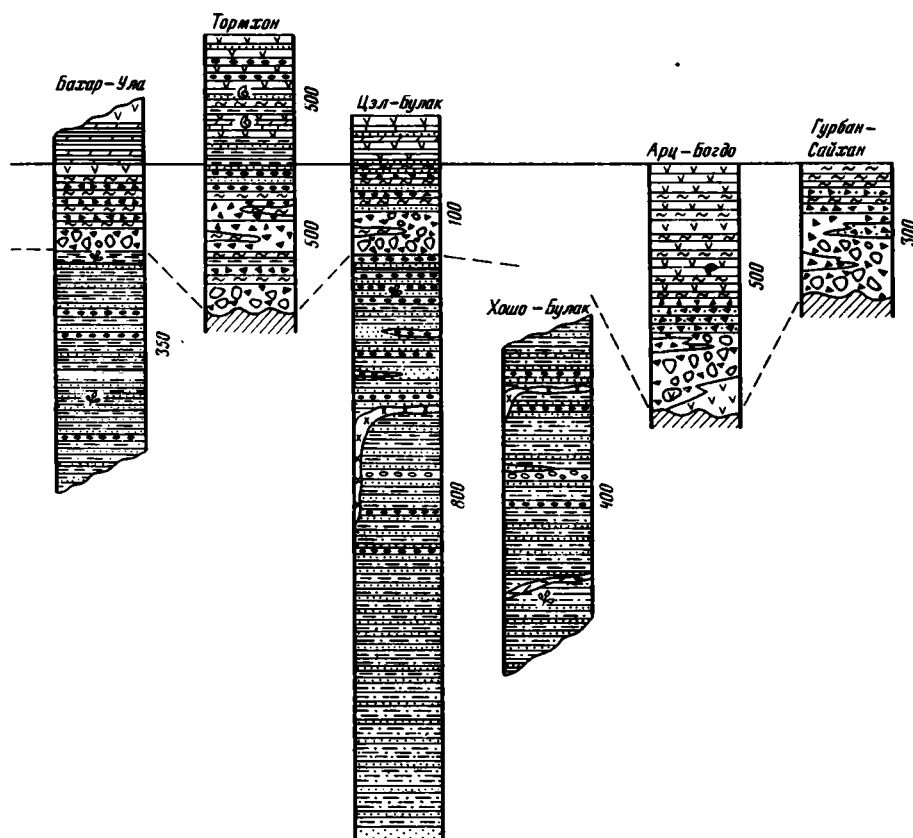


Рис. 64. Сопоставление разрезов мезозойских отложений Гобийского Алтая

1 — конгломераты; 2 — конгломерато-брекчии; 3 — гравелиты; 4 — брекчии; 5 — щебнистые гравелитистые песчаники; 6 — песчаники; 7 — алевролиты; 8 — аргиллиты; 9 — «бумажные» битуминозные сланцы; 10 — мергели; 11 — известняки; 12 — глины; 13 — углистые прослои; 14 — оливин-пироксеновые базальты, трахибазальты; 15 — андезитобазальты, базальты; 16 — биотитовые сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты; 17 — кварцевые жилы и зоны окварцевания; 18 — места находок флоры; 19 — места находок фауны; 20 — стратиграфические несогласия; 21 — доюрский фундамент. Мощность в метрах

разногалеchnые конгломераты, конгломератобрекчии, гравелиты, гравелитистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, глины, реже глинистые сланцы и пласты угля. Базальная часть юрских отложений, изученная В.Ф. Шуваловым [78] в районе горы Бахар-Ула, сложена валунными конгломератами с прослоями и линзами гравелитов и грубозернистых песчаников. Выше по разрезу конгломераты становятся средне- и мелкогалеchnыми. При этом увеличивается по мощности и по количеству объем песчаных пород. Обломочный материал конгломератов слабо сортирован и по составу полностью соответствует местным областям



сноса. Породы имеют серый и зеленовато-серый цвет. Мощность базальной части разреза около 300 м. Предыдущими исследователями в базальной части юрских разрезов, развитых в районах Цэлийн-Булак и горы Дулан-Богдо, описывались эффузивные покровы основного и кислого состава. Однако наблюдения в левом борту родника Цэлийн-Булак показали, что они являются эффузивоподобными, интенсивно кремневыми песчаниками, принадлежащими нижнеюрской толще. Интенсивно зеленокаменно измененные разновидности эффузивов слагают, по нашему мнению, древнее осадочно-метаморфическое основание силурийского возраста. Аналогичного мнения придерживаются геологи-съемщики ВАГТа, проводившие с 1984 по 1988 г. в этом районе геологическую съемку масштаба 1:200000. Наиболее полный разрез юрских отложений в данном районе наблюдался северо-восточнее родника Цэлийн-Булак (рис. 65). В разрезе снизу вверх здесь представлены:

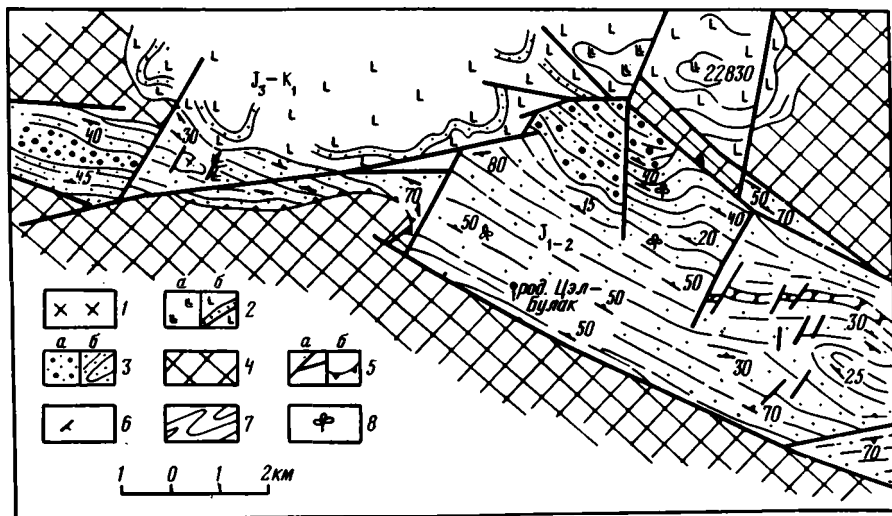


Рис. 65. Геолого-структурная схема Цэл-Булакского грабена

1 — верхнеюрские (?) интрузии сиенит-диоритов и граносиенитов; 2 — верхнеюрско-нижнемеловые образования (а — пластовые тела и дайки габбро-диабазов, б — покровы базальтов, трахибазальтов с прослоями кремнистых аргиллитов и алевролитов); 3 — нижнесреднеюрские терригенные отложения (а — верхняя существенно конгломератовая толща, б — нижняя алевролитопесчаниковая толща); 4 — доюрский фундамент; 5 — разломы (а — сбросы и сбрососдвиги, б — надвиги); 6 — элементы залегания; 7 — простирающие «слоистости» пород; 8 — места находок растительных остатков

Мощность, м

1. Алевролиты темно- и зеленовато-серые, углистые, с прослоями желтовато-серых аркозовых известковых песчаников (0,5—2 м), реже аргиллитов (до 0,5 м).....	30
2. Песчаники темно-серые, мелкозернистые, рассланцованные, с редкими прослоями (0,2—0,4 м) аркозовых песчаников с известковым цементом.....	50
3. Алевролиты зеленовато-серые, рассланцованные, с прослоями (0,2—0,5 м) мелко-среднезернистых полимиктовых, реже аркозовых песчаников.....	120
4. Песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые, с переслаиванием алевролитов, отмечаются прослои (0,5 м) полимиктовых песчаников с известковым цементом.....	160
5. Песчаники светло-серые, грубозернистые, с косой слоистостью, с прослоями (0,3—0,5 м) рассланцованных зеленовато-серых мелкозернистых песчаников, реже алевролитов и аргиллитов, среди которых заключен прослой (1,5 м) гравелитов.....	25
6. Песчаники зеленовато-серые, средне- и мелкозернистые с прослоями алевролитов (0,5 м), аргиллитов (0,1—0,3 м).....	20
7. Песчаники светло-серые, грубозернистые с косой слоистостью, перемежающиеся со слоями (0,2—0,5) серых, темно-серых алевролитов, аргиллитов, гравелитов, встречаются редкие прослои (0,3 м) мелкогалечных конгломератов.....	150
8. Песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые, переслаивающиеся с маломощными (до 3 м) выклинивающимися прослоями грубозернистых песчаников, гравелитов, реже алевролитов.....	35
9. Песчаники темно-серые, мелкозернистые, переслаивающиеся со слоями серых рассланцованных алевролитов и темно-серых аргиллитов. Встречаются прослои крупнозернистых песчаников с линзами гравелитов. Породы содержат обильные растительные остатки.....	50

Суммарная мощность разреза этой алевролитопесчаниковой толщи составляет около 700 м.

Флористические остатки, собранные Ж. Бадамгаравом из средней части разреза толщи (северо-западнее родника Цэлийн-Булак), по заключению В.А. Вахромеева и Ж. Содова [85], представлены *Raphaelia diamensis* Sew. *ceadophelis haibur-*
nensis (I.A.U). Brongn. Согласно их мнению, аналогичные флористические остатки встречаются в отложениях средней юры Западного Казахстана и Тувы. Предыдущие исследователи [78], основываясь на определениях листовой флоры и

спорово-пыльцевого комплекса из этих же отложений, относили свиту цэлийн к нижней—средней юре. Таким образом, ранне-среднеюрский (во всяком случае, среднеюрский) возраст рассматриваемых отложений подтверждается дополнительным сбором флористических остатков.

Выше по разрезу на описанных отложениях согласно, с постепенным переходом залегает существенно конгломератовая толща (конгломераты и конгломератобреккии с линзами гравелитов, гравелистых песчаников, глин). Эта толща ранее относилась к позднеюрской свите тормхон. Слабо отсортированный грубо-обломочный материал этих отложений представлен разнообразными палеозойскими породами: гранитами, сланцами, мраморизованными известняками и основными эффузивами. Размер обломочного материала колеблется 0,1—0,8 м. Среди них встречаются гальки, валуны и неокатанные глыбы размером 2—3 м, сцементированные грубозернистым песчаным материалом. Видимая мощность этих конгломератов и конгломератобрекчий олистостромового типа отложений составляет не менее 200 м.

Таким образом, в составе юрских отложений данного района можно выделить две толщи: нижняя — алевролитопесчаниковая ниже-, среднеюрского возраста и верхняя — существенно конгломератовая, возраст которой нами определяется как верхи средней юры. Такое заключение основывается на постепенном переходе между указанными толщами, при котором наблюдается увеличение грубо-обломочного материала, уменьшение и исчезновение прослоев тонкозернистых песчаников и алевролитов в переходной части разреза.

Аналогичные выше описанным образования ранней—средней юры были изучены в районах горы Бахар-Ула и сомона Шинэ-Джинст. В бахарском разрезе верхняя часть юрских отложений сложена угленосными аргиллитами, алевролитами с редкими прослоями грубозернистых песчаников и гравелитов. Прослой угля имеют мощность до 1 м [78]. Из собранной В.Ф. Шуваловым в верхних горизонтах бахарского разреза ископаемой флоры Е.М. Маркович определены *Coniopteris ex. gr. hymenophylloides* (Br.) Sew., *C. cf. spectabilis* Brick, *Ginkgo sp. Ozekonowskia rigida* Neer., *Podoramites sp.*, *Sphenobaiera sp.*, *Desmiophyllum sp.* Первые два вида являются весьма характерными для нижней—средней юры Евразии, но наиболее часто встречаются в среднеюрских отложениях Казахстана и Средней Азии. Согласно устным сообщениям А.Г. Пономаренко и С.М. Синицы, на выше-описанных ниже(?)—среднеюрских угленосных отложениях согласно залегают карбонатно-глинистые породы, содержащие обильные остатки насекомых и моллюсков. По определениям А.Г. Пономаренко, изучавшей насекомых, возраст отложений позднеюрский.

По простираанию верхнеюрская карбонатно-глинистая толща выклинивается на небольшое расстояние. По всем признакам эти породы представляют небольшие унаследованные участки осадконакопления послеранне-среднеюрского времени. По палеонтологическим и литологическим данным они могут быть сопоставимы с одновозрастными отложениями района угольного месторождения Хоуши-Хот-Хор [62].

Севернее сомона Шинэ-Джинст аналогичные бахарскому разрезу юрские отложения представлены темно-бурыми алевролитами с прослоями (0,3—0,5 м) грубозернистых, местами аркозовых песчаников. В этих породах В.И. Тихонов и Г. Бадарч нашли флористические остатки *Phoemeapsis angustifolia* Heer., *Sphenobaiera sp.*, *Equisetites sp.*, *Gomopteris ex gr. burejensis* (Zall) Sew., *Podoramites sp.*, *Desmiophyllum sp.*, указывающие, по данным В.А. Вахромеева, на их среднеюрский возраст.

В целом средняя и верхняя части разрезов изученных юрских толщ принадлежат к озерно-аллювиальной фации, в составе которой преобладают песчаники и алевролиты, имеющие серый, зеленовато-серый, темно-серый и желтовато-серый цвета. Песчаники полимиктовые, с глинистым и карбонатным цементом, иногда аркозовые. В песчаниках имеются прослой и линзы алевролитов, угли-

стых аргиллитов, реже гравелитов. Они имеют массивную текстуру, иногда косо- и тонкослоистую. Подчиненную роль в озерно-аллювиальной фации играют алевролиты, аргиллиты, реже сланцы с пластами угля. Цвет этих пород преимущественно серый, темно-серый, темно-зеленовато-серый. В них имеются отпечатки фауны и флоры. Часто встречаются грубообломочные породы (гравелиты, грубозернистые песчаники, реже мелкогалечные конгломераты). Суммарная мощность фации превышает 600 м.

По совокупности литологических и фациальных признаков описываемые отложения принадлежат к сероцветной угленосной формации, возраст которой обоснован обильными находками флоры и фауны. Последние были собраны только в верхней озерно-аллювиальной фации отложений и однозначно определяют среднеюрский возраст толщи. Ниже залегающая пролювиально-аллювиальная фация отложений является базальным горизонтом палеонтологически охарактеризованной озерно-аллювиальной фации среднеюрского возраста. Обе фации отложений могут быть отнесены к единой свите цэлийн, выделенной там, где расположен стратотипический разрез — в районе родника Цэлийн-Булак (см. рис. 65).

Нижнемеловые отложения. Широко распространены в пределах Гобийского Алтая и прилегающих к нему территорий Центральной Монголии и представлены разнообразным комплексом пород, среди которых преобладают или основные эффузивы, или грубообломочные терригенные породы, фациально сменяющие друг друга. Покровы эффузивов основного состава часто сопровождаются дайками и силлообразными телами того же состава.

На основании стратиграфических соотношений осадочных и вулканогенных отложений детально изученных разрезов ряда позднемезозойских впадин Гобийского Алтая (см. рис. 64) и определения фаунистических остатков нижнемеловые отложения расчленены нами на три комплекса пород, отвечающих по возрасту трем горизонтам нижнего мела: цаганцабскому, шинхудукскому и хухтыкскому [3].

Цаганцабский горизонт (J_3-K_1 сс) включает основные эффузивы и грубообломочные терригенные породы. В наиболее полно изученных разрезах горизонта почти всюду удается выделить нижнюю часть, сложенную, главным образом, конгломератобрекчиями, и верхнюю часть, в которой большое место занимают плохо сортированные песчаники и песчанистые глины с отдельными прослоями конгломератов. Венчаются разрезы переслаиванием покровов основных эффузивов и красных глин. Мощность отложений варьирует от нескольких сотен метров до 1000 м. Как правило, нижняя толща значительно превышает по мощности верхнюю.

Наиболее представительный разрез верхнеюрских отложений был установлен на южном отроге хребта Арц-Богд в районе горы Унзэт-Ула.

На метаморфизованных известковистых сланцах домезозойского фундамента здесь с размывом залегают снизу вверх:

Мощность, м

1. Конгломератобрекчия красновато-бурого цвета с лиловым оттенком, содержащие плохо окатанную гальку, глыбы и валуны размером до 0,5 м, сцементированные сильно ожелезненным песчаногравийным материалом. Отмечаются маломощные прослои и линзы грубозернистых несортированных красновато-лиловых песчаников и гравелитов 180—190
2. Глина песчанистая, красно-бурого цвета 40
3. Базальт черный, плотный, с прослоями красно-бурой глины 15
4. Чередование красно-бурых глин и потоков черных массивных базальтов 130

Выше по разрезу увеличивается (до 100 м) мощность каждого базальтового потока. Видимая мощность разреза составляет 450—500 м, возраст основан на определении пресноводной фауны и костей динозавров. Аналогичный разрез ранее был описан В.Ф. Шуваловым в пределах Ноён-Бахарской впадины [78] под

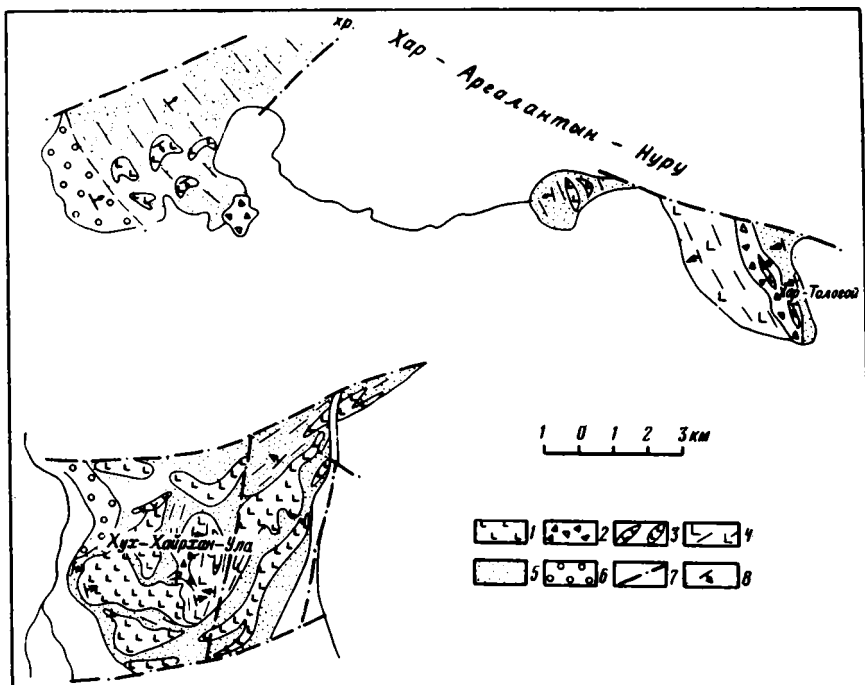


Рис. 66. Схема геологического строения поля вулканитов района хребта Хар-Аргалантын-Нуру (горы Хуху-Хайрхан-Ула, Хар-Тологой)

1 — субвулканические тела трахидолеритов; 2 — брекчии стекловатых трахибазальтов; 3 — дайки оливинных базальтов и трахибазальтов; 5 — песчано-алевролитовые породы с прослоями мергелей и мергелистых сланцев; 6 — конгломерато-брекчии; 7 — разломы; 8 — элементы залегания

названием свиты тормхон. Возраст ее не был обоснован палеонтологическими находками. По нашим наблюдениям, в районе Хатусуджи-Булак и Улан-Булак довольно мощная пачка красно-бурых конгломератобрекчий, сменяющаяся глинисто-алевролитовой пачкой с прослоями (0,3 м) песчаников, согласно перекрывается покровами основных эффузивов. Осадочные отложения пронизаны дайками диабазов северо-восточного простирания. Мощность отложений около 500 м.

На юго-западном склоне горы Бахар-Ула аналогичный разрез был описан В.Ф. Шуваловым в качестве свиты тормхон, перекрывающейся покровами основных эффузивов ундурухинской свиты. По данным В.М. Синицы (устное сообщение), базальная часть рассматриваемого разреза с размывом перекрывает фаунистически охарактеризованные позднеюрские известково-глинистые породы и, в свою очередь, перекрывается нижнемеловыми отложениями, описание которых приведено ниже.

Строение верхней части цаганцабского разреза мезозойских впадин Гобийского Алтая представлено фрагментарными разрезами, изученными нами на западном склоне горы Хух-Хайрхан-Ула и в районе колодца Гун-Худаг (рис. 66). Так как эти разрезы были подробно описаны ранее [3], характеристика их здесь не приводится. Определения фауны, собранной авторами, выполненные Г.Г. Мартинсоном, указывают на принадлежность этих отложений к верхней юре — нижнему мелу.

Отнесение разрезов осадочно-вулканогенных отложений к низам нижнего мела обосновывается, главным образом, литологическими особенностями кор-

релируемых пород. Верхняя же возрастная граница устанавливается на основе постепенной смены этих отложений вверх по разрезу фаунистически охарактеризованными нижнемеловыми отложениями неокома. Правда, по данным В.Ф. Шувалова [78] в этих разрезах найдены фаунистические остатки, характеризующие проходящие формы для нижнего мела.

В целом нижние части выше описанных разрезов цаганцабского возраста представлены пролювиальной фацией, состоящей из неокатанных несортированных глыб и обломков различных по составу пород. Размеры обломков достигают нескольких метров. Цементом их является щебнистый и песчанистый материал и глины. Выше по разрезу пролювиальная фация постепенно сменяется глинами, песчанистыми породами, переслаивающимися с потоками основных эффузивов. Цвет пород буровато-красный, красный и весьма сходен с цветом отложений верхней части свиты цэлийн.

По формационным признакам осадочные породы близки аллювиальной фации, представленной разнозернистыми песчаниками, алевролитами, мергелистыми сланцами, гравелитами и реже туфами. Характерны светлые, серые, желтовато-серые и реже красновато-бурые цвета пород. Покровы основных эффузивов залегают в виде потоков, отделенных друг от друга шлаковыми корками. Потоки сложены базальтами, андезитобазальтами с миндалекаменной текстурой.

Шинхудукский горизонт. (K_1sh). Представительные разрезы этого горизонта были изучены нами в районах хребта Гурбан-Худгийн-Нуру и горы Хашат-Ула, (рис. 67) расположенных севернее сомона Шинэ-Джинст, а также в районе горы Хар-Тологой, к югу от хребта Хар-Аргаланту. Осадочные отложения этого горизонта принадлежат озерно-аллювиальной фации. Мощность его разрезов достигает 600—700 м. Подробное описание этих разрезов также приведено в работе [3], поэтому здесь дается лишь краткая их характеристика.

На южном склоне хребта Гурван-Худгийн-Нуру снизу вверх на метаморфических породах нижнего палеозоя залегают:

Мощность, м

1. Базальные конгломераты, конгломератобрекчин с прослоями грубозернистых песчаников, гравелитов, реже алевролитов серого и бурого цвета	100
2. Серые конгломераты, гравелиты с прослоями песчаников, реже алевролитов. В последних найдены остатки фауны <i>Hemicorbiculla pusiella</i> (Reis), <i>Gallea obrutschewi</i> (Pamm), <i>Bithynia drumbainis</i> Martins., <i>Lioplax</i> sp., <i>Limnocyrena venusta</i> Kolesn., <i>Bithynia</i> sp., характеризующие, по мнению Г.Г. Мартинсона шинхудукский горизонт нижнего мела.	200
3. Серые песчаники с прослоями мергелистых и глинистых сланцев, реже гравелитов	50
4. Глинистые сланцы темно-серого цвета, переслаивающиеся с тонкими прослоями (0,1—0,2 м) песчаников и алевролитов	40
5. Завершает разрез пачка плотных черных тонкокристаллических базальтов, переслаивающихся с тонкослоистыми глинистыми и мергелистыми породами. В верхних частях базальтовых покровов, слагающих пачку, ответливо выражен горизонт шлаков, падающий под углом 30—40°	90

Последняя пачка по стратиграфическому положению аналогична базальтам верхней части разреза района горы Хашат-Ула. Согласно определениям фауны, найденной в осадочных прослоях среди вулканогенных образований, она отвечает по возрасту хухтыкскому горизонту нижнего мела. Общая мощность разреза составляет около 500 м.

В районе горы Яган-Толгойн, расположенной западнее хребта Гурван-Худгийн-Нуру, в аналогичных третьему слою осадочных породах найдены остатки фауны *Sphaericoncha* cf. *Amgensis* (Martins.) *Hemicorbicula sup plana* (Reis), характерной, по мнению Г.Г. Мартинсона, для шинхудукского горизонта нижнего мела (неоком).

Аналогичный с выше охарактеризованным разрез был описан в районе горы Хар-Толгойн южнее хребта Хар-Аргалантын-Нуру (см. рис. 66). На восточном склоне горы Хар-Толгойн разрез начинается алевролитно-песчаниково-гравелитовыми отложениями с прослоями аргиллитов, с угловым несогласием зале-

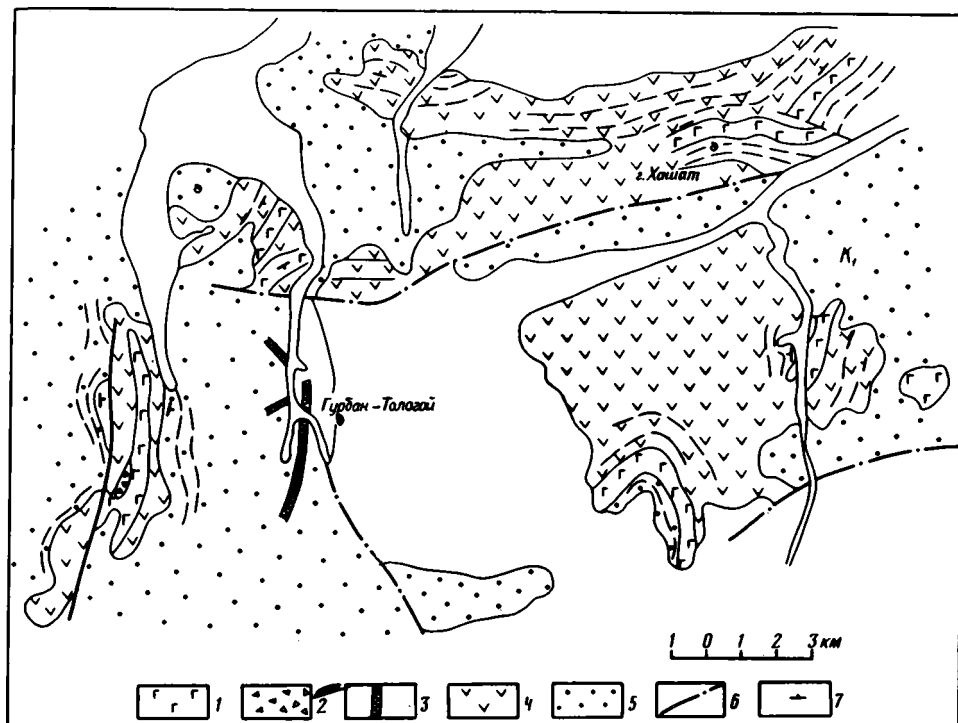


Рис. 67. Схема геологического строения поля вулканитов района горы Хашат

1 — субвулканические тела (силлы) трахибазальтов; 2 — брекчии стекловатых трахибазальтов; 3 — дайки оливиновых трахибазальтов; 4 — покровы трахибазальтов; 5 — песчано-алевролитово-гравелитовые отложения с прослоями аргиллитов и мергелей; 6 — разломы; 7 — элементы залегания

гающими на метаморфических образованиях домезойского основания. Выше них лежит покров тонкокристаллических черных оливиновых базальтов мощностью 30—40 м. Общая мощность разреза около 170 м. В прослоях песчаников, алевролитов обнаружены отпечатки фауны *Bithynia matumotai* Sur. *Bithynia dzumbaiensis* Martins. *Probaicalia vitimensis* Mart. *Bithynia subleadh* Martins. *viaparus* cf. *fusistomus* (Ramm), *Belania* sp., принадлежащей шинхудукскому горизонту нижнего мела (согласно определениям Г.Г. Мартинсона).

В разрезе севернее сомона Шинэ-Джинст в районе горы Хашат-Ула (см. рис. 67) в основании комплекса осадочных и вулканогенных пород залегают конгломераты, грубозернистые песчаники, местами глинистые сланцы, прорывающиеся силлообразными телами базальтов, имеющими в плане овальную форму. Мощность осадочной пачки около 50 м. Выше согласно залегают покровы базальтов, чередующиеся с маломощными пачками туфогенно-осадочных пород. Западнее горы Хурман-Ула эта часть разреза сложена чередованием серых, темно-серых глинистых, местами углистых алевролитов, желтовато-серых песчаников, гравелитов и темных стекловатых туфов базальтового состава. Мощность последних не более 0,5 м. Осадочные породы прорваны дайкой массивных оливиновых базальтов. На южном склоне горы Хашат-Ула в алевролитах, подстилающих базальтовые покровы, найдены остатки фауны моллюсков *Hemicorbicula subplana* (Reis.), *Limnocyrena* *Venusta* Kolesn., *Limnocyrena* sp. и *Shaerium angulata* Kolesn., *Musculina* sp., принадлежащих шинхудукскому горизонту нижнего мела (неокон).

Верхняя часть разреза в районе севернее сомона Шинэ-Джинст представлена многочисленными потоками базальтов общей мощностью до 180 м.

Базальтовые потоки чередуются с прослоями песчанико-алевролитово-гравелитовых и глинисто-мергелистых пород, в которых найдены остатки пресноводной фауны моллюсков, представленной, согласно определениям Г.Г. Мартинсона, следующими видами: *Limnocyrena Submarginata* Martins., *Shaerium Anderssoni* (Grab) и *Amesoda cf. elliptica* Kolesn., принадлежащими по возрасту хухтыкскому горизонту нижнего мела.

Таким образом, к хухтыкскому горизонту предположительно отнесены нами осадочные породы и вулканы основного состава, распространенные в пределах южного склона хребта Гурван-Худгийн-Нуру и в районе горы Хашат-Ула, (см. рис. 67), севернее сомона Шинэ-Джинст. Они занимают наиболее высокое стратиграфическое положение в разрезе развитых здесь осадочных и вулканогенных образований раннемелового возраста и представлены переслаиванием монотонных черных тонкокристаллических, преимущественно афировых трахибазальтов, и песчанико-алевролитово-гравелитовых и глинисто-мергелистых пород. В последних в районе горы Хашат-Ула, севернее сомона Шинэ-Джинст, нами были найдены остатки фауны моллюсков, принадлежащих, согласно определениям Г.Г. Мартинсона, хухтыкскому (апт—альб) горизонту нижнего мела.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ПОЗДНЕГО МЕЗОЗОЯ

Изучение позднемезозойских осадочных и вулканогенных магматических образований Гобийского Алтая, проведенное в последние годы авторами в составе СМГЭ АН СССР и АН МНР показало, что вулканогенные ассоциации щелочно-базальтоидного состава формировались в широком временном диапазоне поздней юры—раннего мела с валанжина до апт—альба, что соответствовало времени накопления отложений цаганцабской, дзунбанской свит и более молодых отложений позднего мезозоя. Наиболее широко представлены покровы. Кроме того, выявлены на территории юго-востока Гобийского Алтая и Галшарыйнского района Монголии многочисленные интрузивные силлообразные и дайкообразные тела, а также гипабиссальные интрузивы. Первые сложены щелочными базальтоидами и эруптивными брекчиями, содержащими включения измененных метаморфических пород, лерцолитов и минералов-вкрапленников более ранних базальтоидных покровов. В составе гипабиссальных интрузивных тел представлен разнообразный набор субщелочных пород среднего и кислого состава. В позднемезозойских впадинах Гобийского Алтая преобладают сиениты, сиенито-диориты и габбро-диориты.

Установлено широкое распространение пластовых интрузий габбро-диабазов. Наряду с отмечавшейся Н.А. Флоренсовым и др. [20] интрузией оливин-пироксеновых габброидов, подобные образования обнаружены нами к югу от горы Тэвш (рис. 68), юго-восточнее горы Бахар-Ула и в других местах. Судя по аэрофотоснимкам, площадь выходов габброидов, слагающих пластовые тела у горы Тэвш, составляет не менее 50 км². Они залегают в вулканогенно-осадочной толще, охарактеризованной нижнемеловой фауной, и практически согласны с вмещающими породами, лишь иногда образуя секущие апофизы. Интрузивная природа этих тел подтверждается также прямолинейностью контактов в отдельных обнажениях, где удается наблюдать переходы в круго наклоненные залежи. В верхних эндоконтактах тел устанавливается зона закалки около 3—5 см, сложенная скрытокристаллическими базальтами. Ниже этой зоны в интервале около 1 м отмечаются ксенолиты черных сланцев и редкие обломки вмещающих пород. Обломки сланцев имеют округлые очертания, достигают в размере 1 м и вытянуты по длинной оси вдоль поверхности контакта. Часто наблюдается серия пластовых интрузий. Мощность наиболее крупных из них достигает 60—80 м, мелких — 1—2 см, протяженность первых — 3—4 км, вторых — десятки сантиметров —

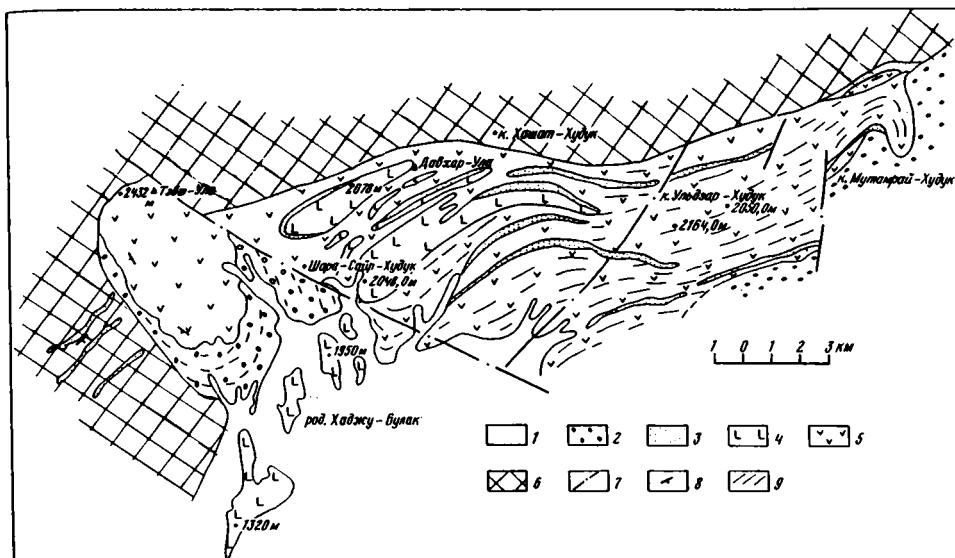


Рис. 68. Схема геологического строения мезозойской впадины района горы Тэвх-Ула (Гобийский Алтай)

1 — четвертичные отложения; 2 — конгломерато-гравелитовые отложения верхнего мела; 3 — оливниновые и оливин-пироксеновые базальты и андезитобазальты силлообразных тел; 4 — песчано-алевролитовые прослои, чередующиеся с базальтоидами; 5 — субшелочные базальты и андезитобазальты вулканогенных покровов, переслаивающиеся с песчано-алевролитовыми отложениями нижнего мела; 6 — осадочно-метаморфические образования домезозойского фундамента; 7 — разломы; 8 — элементы залегания пород; 9 — элементы "слоистости" базальтоидных покровов

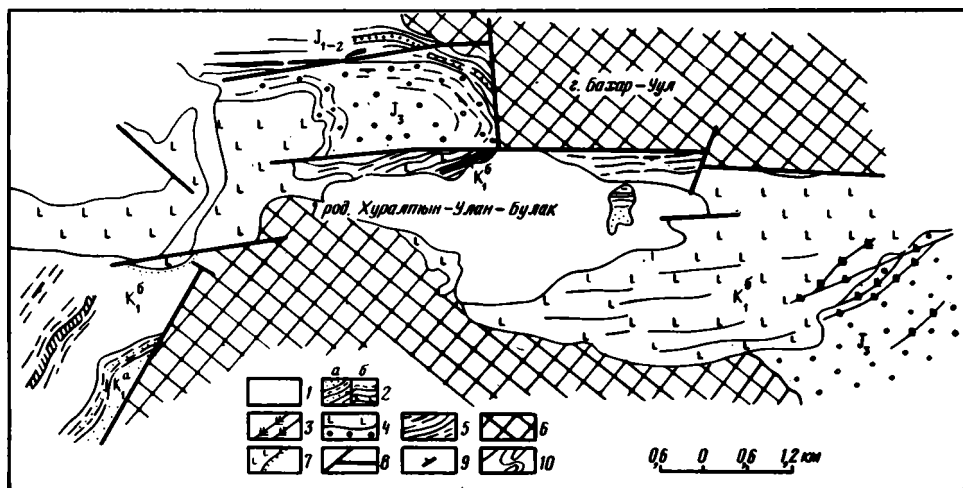


Рис. 69. Схема геологического строения мезозойской впадины района горы Бахар-Ула

1 — четвертичные отложения; 2 — нижнемеловые отложения: K_1^a — верхняя песчано-гравели-
товая толща, K_1^b — нижняя осадочно-вулканогенная толща — покровы базальтов, трахибазальтов с
чередованием глинистых (бумажных) сланцев, мергелей, аргиллитов, алевролитов, песчаников; 3 —
верхнеюрско-нижнемеловые субвулканические тела базальтоидов; 4 — верхнеюрские (тормхонские)
конгломераты, конгломерато-бреккии, гравелистые песчаники, алевролиты и базальты; 5 — ниже-
среднеюрские (бахарские) конгломераты, песчаники, аргиллиты с прослоями угля; 6 — осадочно-
метаморфические образования доюрского возраста; 7 — зона ороговикования; 8 — разломы; 9 —
элементы залегания; 10 — простираение "слоистости" вулканогенных и осадочных толщ

единицы метров. Маломощные интрузии, как правило, располагаются в экзо-контактной зоне крупных тел и почти параллельно им, причем в направлении от контакта уменьшается и величина примыкающих интрузий. Маломощные залежи (до 3—4 м) обычно слагаются недифференцированной массой основных пород, в крупных наблюдается псевдостратификация, обусловленная чередованием в вертикальном разрезе линз пород, различающихся по структуре и составу. Главную часть тела, преимущественно в его основании, слагают среднезернистые меланократовые габбро. В центральной зоне залегают крупнозернистые, вплоть до пегматоидных, лейкогаббро. Переходы между различными породами постепенные. Лейкократовые сиенитодиориты сосредоточены преимущественно в кровле, где они встречаются наряду со средне- и мелкозернистыми габбро. Эти породы дают согласные, постепенные и несогласные, резкие контакты с габбро. Известны они и в центральных частях тела, где имеют массивную или шаровую текстуру. Обнаружено несколько подводящих зон питания базальтоидного вулканизма. Такие зоны наблюдались в хребте Их-Богдо, к югу и юго-востоку от хребта Баян-Цаган, а также в районе горы Бахар-Ула (рис. 69). На современном эрозионном срезе они представляют поле брекчий и даек длиной в несколько километров, в котором заключены глыбы и линзы массивных базальтов. Размеры глыб от нескольких сантиметров до нескольких метров в поперечнике. Дайки мощностью до нескольких метров и протяженностью до 100 м прорывают брекчии и ориентированы как вдоль, так и вкрест простирания зон. На отдельных участках они образуют сложные сплетения. Другие зоны полностью лишены даек. Все эти зоны приурочены к краевым частям полей вулканитов и ориентированы в соответствии с их простиранием. Установлено также прорывание базальтоидов, аналогичных свите тэвш, близповерхностными и субвулканическими кислыми и щелочно-кислыми породами. Так, в нижнем течении Балясун-Сайра, близ субширотного разлома, базальты и переслаивающиеся с ними конгломераты прорваны субвертикальной, переходящей в пластовую, залежью стекловатых трахириолитов. Наряду с массивными породами встречаются автомагматические брекчии. Вмещающие базальты хлоритизированы и эпидотизированы.

Впервые обнаруженные в пределах Цэл-Булакской впадины (южные отроги хребта Бага-Богдо) (см. рис. 65) интрузивные проявления щелочно-базальтоидного состава представлены дайкообразными телами различной мощности и протяженности, вытянутыми в субширотном и северо-западном направлениях. Серия субширотно вытянутых, протяженных (до первых километров) даек мощностью от 2—3 м до первых десятков метров, прорывает моноκлиально залегающие терригенные образования ранне-среднеюрского возраста в 4 км восточнее родника Цэл-Булак. Залегание их нарушено субмеридиональными системами трещин и мелких разломов, пересекающих их вкрест простирания. В том же направлении ориентирована и серия выполняющих эти трещины маломощных жильных тел субщелочного и кислого состава (граносиенитового, лейкогранитового, пегматитового), а также кварцевых и кварц-карбонатных жил. В отдельных жильных телах наблюдались переходы от участков лейкогранитового и граносиенитового состава мелко- и среднезернистого строения к пегматитовым крупнозернистым агрегатам и участкам пегматоидного и мелкозернистого строения. Характерно брекчирование пород, слагающих жильные тела. Контактное воздействие щелочно-базальтоидных тел на вмещающие породы незначительно. Ширина зон экзоконтактов не превышает 0,5—1 м. В зонах эндоконтактов наблюдаются приконтактные оторочки тонкозернистых афанитовых пород. Выявленные интрузивные проявления перекрыты покровом базальтоидов, переслаивающихся с осадочными пачками, содержащими фауну поздней юры—раннего мела. Покров с угловым несогласием перекрывает ранне-среднеюрские терригенные отложения западной части Цэл-Булакской впадины

(см. рис. 65) в районе высоты 2285 м и отложения тормхонской (J_3) свиты. В районе Даруга-Худук было обнаружено штокообразное тело сиенитодиоритового состава размером $0,5 \times 1$ км. Оно прорывает отложения свиты целийн (J_{1-2}) и сложено массивными полнокристаллическими породами равномерно-среднезернистого строения, в зонах эндоконтакта сменяющимися мелкозернистыми разностями. С незначительным угловым несогласием на отложениях свиты тормхон (J_3) залегает покров базальтоидов, переслаивающихся с маломощными пачками осадочных мергелистых пород с фауной поздней юры — раннего мела. Он состоит из ряда потоков массивных базальтоидов, чередующихся с потоками миндалекаменных базальтов того же состава. Общая мощность покрова составляет 700—800 м. Мощность отдельных потоков — от 3—5 до 10 м. Выше покрова базальтов залегает силлообразное тело меланократовых габбро-долеритов мощностью 200—250 м. В нижней части вулканического разреза базальты содержат включения лерцолитов, а также мегакристы оливина, пироксена и плагиоклаза, что обычно связывают с принадлежностью базальтовых покровов к кайнозою. Однако в данном случае базальты покрова переслаиваются с осадочными образованиями, содержащими позднеюрско-раннемеловые органические остатки. По стратиграфическому положению базальты данных покровов, а также габбро-долериты могут быть сопоставлены с базальтоидными проявлениями позднеюрско-раннемелового (цаганцабского) возраста других районов Центральной и Восточной Монголии.

На закартированной в масштабе 1:100000 территории Ноён-Бахарской впадины (см. рис. 69), в районе горы Бахар-Ула, наряду с покровами щелочно-базальтоидного состава установлены дайкообразные и силлообразные тела щелочных базальтоидов. Серия даек щелочно-базальтоидного состава обнаружена нами в пределах поля развития терригенных грубообломочных отложений свиты тормхон (J_3) на востоке закартированной территории впадины, а также среди перекрывающих их базальтоидов раннемелового покрова (см. рис. 69).

Дайкообразные тела щелочных базальтоидов представлены серией протяженных (до первых километров) тел, вытянутых в северо-восточном направлении. Мощность их от 5—10 до 20—25 м. Тела часто сопровождаются апофизами во вмещающие породы тормхонской свиты. В зонах экзоконтактов наблюдается ороговикование осадочных пород. Ширина зон ороговикования не более 1—1,5 м. Аналогичные дайкообразные тела встречены в восточной части базальтового покрова, с угловым несогласием залегающего на отложениях тормхонской свиты. В районе высоты 2120 м обнаружено тело агломератопоподобных брекчий размером $2 \times 2,5$ км. Брекчии содержат обломки базальтов, заключенные в стекловатый базальтовый цемент, содержащий карбонатное вещество. Величина обломков от 1—2 см до 2—3 м в поперечнике. При выветривании обломки базальтов угловатой или изометричной формы образуют россыпи разновеликих базальтовых "шаров" и глыб. Состав базальтов в обломках близок базальтам покровов. Брекчии, по-видимому, слагают самостоятельное интрузивное тело, залегающее в базальтовом покрове. Об интрузивной природе брекчий свидетельствует наличие ксенолитов известково-мергелистых вмещающих пород размером от 2—3 см до 1 м в поперечнике. Для базальтов покровов и экструзивных брекчиевых тел характерна интенсивная карбонатизация. Многочисленные карбонатные жилы и прожилки (кальцитовые, халцедон-кальцитовые и др.) пронизывают породы в различных направлениях. В составе миндалинов миндалекаменных разновидностей базальтов также преобладают карбонаты.

Ниже приводится петрографическая и петрогеохимическая характеристика выявленных интрузивных позднемезозойских образований Цэл-Булакской и Ноён-Бахарской впадин.

По петрографическому составу выделяются следующие разновидности пород, слагающих дайки: трахиандезитобазальты, трахиандезиты, трахибазальты, ще-

лочные оливиновые базальты. Аналогичные разновидности базальтоидов характерны и для силлообразных тел и покровов. Преобладают трахиандезиты и трахиандезитобазальты. Характерны порфиновые структуры пород, реже встречаются афировые. Порфиновые выделения, составляющие до 15% объема пород, представлены обычно плагиоклазом (андезин-лабрадором № 46—50), реже оливином и моноклинным пироксеном. Оливин нередко замещен иддингситом, хлоритом, иногда карбонатом и кварцем. Характерны неровные очертания кристаллов. Моноклинный пироксен представлен большей частью авгитом, иногда присутствует титан-авгит. Основная масса пород стекловатая, гиалопилитовая, интерсертальная и долеритовая. Последняя наиболее характерна для силлообразных тел щелочно-базальтоидного и габбро-долеритового состава. В основной массе обычно представлены те же минералы, что и во вкрапленниках. Кроме того, здесь присутствуют рудный минерал и биотит; содержание которых обычно выше в породах даек. Иногда наблюдается несколько генераций минералов основной массы. Наиболее крупные зерна основной массы по величине приближаются к размерам вкрапленников. Отличительной чертой щелочно-базальтоидных даек Ноён-Бахарской впадины по сравнению с дайками Цэл-Булакской впадины является наличие в составе их основной массы небольшого количества калиевого полевого шпата, цементирующего микролиты плагиоклаза и щелочное стекло.

Дайковым телам обеих впадин свойственна массивная текстура пород, хотя встречаются и участки пузыристой, миндалекаменной текстуры, более характерной для базальтов покровов. Миндалины обычно выполнены халцедоном, кварцем, карбонатом, хлоритом, цеолитами.

Породы сиенито-диоритового состава, слагающие гипабиссальное штокообразное тело в районе выс. 2286 м в западной части Цэл-Булакской впадины, имеют зеленовато-серую окраску, массивное полнокристаллическое строение и среднезернистую равномернозернистую структуру. В составе породообразующих минералов представлены роговая обманка (30—40%), плагиоклаз (андезин — 34—36%), калиевый полевой шпат (микроклин-пертит — 10—20%). Среди второстепенных минералов преобладает кальцит, развивающийся по главным минералам и в интерстициях между ними. Подчиненную роль играют апатит, циркон и рудные минералы, ассоциирующие преимущественно с темноцветными минералами. Микроструктура пород гипидиоморфнозернистая.

Петрографический состав перекрывающих дайковые тела щелочных базальтоидов покровов близок описанному выше составу даек. Среди темноцветных минералов тех и других базальтоидных пород преобладают оливин и моноклинный пироксен, в зависимости от соотношения которых выделяются пироксеновые, оливин-пироксеновые и существенно оливиновые разновидности щелочных базальтоидов. В трахиандезитах и трахиандезитобазальтах даек в составе вкрапленников преобладают плагиоклаз и моноклинный пироксен. Оливин встречается реже. Петрографическое изучение субвулканических тел показало, что они сложены преимущественно долеритами и трахидолеритами с порфировой и афировой структурами. В составе вкрапленников, занимающих 10—15% объема порфировых пород, представлены лабрадор, титан-авгит и оливин. Основная масса имеет долеритовую микроструктуру, реже микропойкилитовую, в отдельных участках — микрогаббровую.

Базальты покровов отвечают по составу щелочным оливиновым трахибазальтам, пироксен-плагиоклазовым трахиандезитобазальтам и андезитобазальтам. Имеются как мелкозернистые афировые разновидности с небольшим содержанием стекла в основной массе, так и гиалобазальты с содержанием вулканического стекла до 90—95%. Парагенезис минералов вкрапленников аналогичен базальтам субвулканических тел: плагиоклаз (андезин-лабрадор), оливин, титан-авгит. В миндаликах представлен главным образом кальцит, а также халцедон, хлорит, цеолиты. Основная масса пород преимущественно долеритовая, микродиабазо-

вая, реже микропоякилитовая и витрофировая. В основной массе пород наряду с плагиоклазом, моноклинным пироксеном присутствует биотит, в ассоциации со стекловатыми участками пород — карбонат. Среди акцессорных минералов базальтов покровов и субвулканических тел преобладают рудный минерал, апатит, редко сфен. Характерной особенностью пород является наличие карбоната, который выполняет миндалины, а также ассоциирует со стекловатыми участками пород.

Химический состав вулканитов приведен в табл. 32, 33, из которых видно, что породы слабо дифференцированы по составу, содержание кремнезема варьирует в них от 48 до 55%. Менее значительны вариации содержания CaO , Mg и щелочных окислов. Содержания щелочных металлов достаточно высоки (от 4—5 до 7—8% — суммарное их количество). Преобладает Na в составе щелочей, содержание которого в большинстве разностей близко к 5%. Среди щелочноземельных окислов CaO преобладает над MgO . Вулканиты рассматриваемого района обнаруживают сходство химического состава как с вулканитами прилегающих районов Гобийского Алтая, описанных ранее [20], так и с нижнемеловыми вулканитами основного состава, выделенными впервые в Восточной Монголии на территории Галшарыйнского района Ж. Бадамгаравом [2]. Они отличаются от базальтов Гобийского Алтая более низкой щелочностью (суммарное содержание щелочей — 4—5%). Химический состав раннемеловых магматических образований Гобийского Алтая и Галшарыйнского района Центральной Монголии отражен на диаграмме кремнезем — общая щелочность (рис. 70), где видно, что точки составов базальтоидов покровов, силлообразных и дайкообразных тел щелочно-базальтоидного состава концентрируются преимущественно в поле, отвечающем

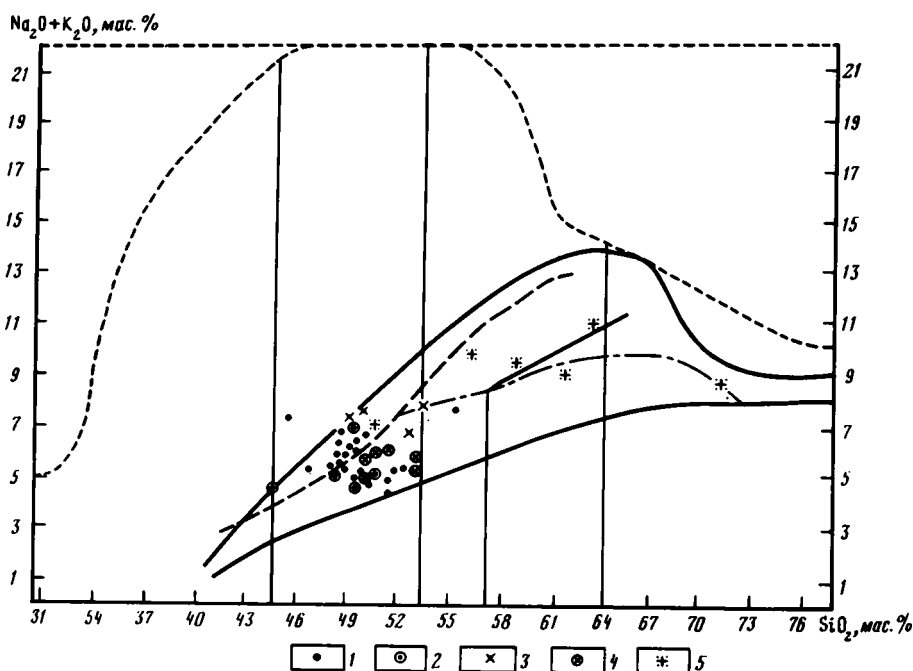


Рис. 70. Классификационная диаграмма химического состава позднемезозойских магматических образований Гобийского Алтая и Галшарыйнского района Монголии

1 — щелочные базальтоиды нижнемеловых покровов Гобийского Алтая; 2 — щелочные базальтоиды нижнемеловых покровов Галшарыйнского района; 3 — субщелочные и щелочные базальтоиды дайкообразных и силлообразных тел Гобийского Алтая; 4 — субщелочные и щелочные базальтоиды субвулканических тел и даек Галшарыйнского района; 5 — субщелочные породы среднего и кислого состава малых габбиссальных тел тех же районов

Т а б л и ц а 32

Химический состав позднемезозойских вулканитов юго-востока Гобийского Алтая										
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	49,48	48,32	48,33	48,50	49,07	49,20	49,20	48,55	48,82	49,40
TiO ₂	1,90	1,53	1,49	1,90	1,54	2,90	2,53	2,04	1,54	1,93
Al ₂ O ₃	15,93	14,50	15,62	15,16	15,41	14,78	14,70	14,99	15,91	15,80
Fe ₂ O ₃	4,27	4,92	3,01	2,60	3,95	2,83	3,31	3,59	3,52	4,60
FeO	3,53	7,35	6,89	8,73	7,53	7,62	7,42	7,58	7,57	5,40
MnO	0,18	0,18	0,16	0,16	0,16	0,16	0,18	0,18	0,15	0,15
MgO	4,53	6,82	6,90	7,06	6,88	4,90	5,82	6,24	7,09	6,25
CaO	7,56	6,08	7,26	6,54	6,96	6,40	6,08	7,37	6,98	6,08
K ₂ O	3,50	2,58	1,65	1,30	1,72	2,56	2,58	2,99	1,76	1,70
Na ₂ O	3,36	3,96	4,33	4,20	4,66	3,54	3,96	3,80	4,33	3,22
H ₂ O'	0,46	Не обн.	0,46	0,30	0,26	Не обн.	Не обн.	0,75	0,47	Не обн.
H ₂ O ⁺	1,50	2,68	2,77	2,50	1,49	2,28	2,68	1,52	1,47	3,00
CO ₂	0,02	0,10	Не обн.	0,20	0,28	0,33	0,10	0,20	0,22	0,75
P ₂ O ₅	1,28	1,59	0,69	0,62	0,55	1,39	1,59	0,78	0,59	0,98
Σ	97,50	100,61	100,16	99,60	100,46	99,69	100,15	100,06	100,53	99,26
Na ₂ O + K ₂ O	6,86	6,54	5,98	5,50	6,37	6,10	6,54	6,79	6,09	4,92
Na ₂ O/K ₂ O	0,36	1,53	2,62	3,24	2,70	1,38	1,53	1,12	2,46	1,89
al'	1,10	1,15	1,18	1,25	1,55	1,18	1,16	1,05	1,22	1,60

Пр и м е ч а н и е. 1, 3—8, 10—13 — покровы щелочных базальтоидов районов гор Их-Богдо и Тэвш по [98]; 2, 9 — базальты района горы Жиран-Богдо по [84]; 14—16 — щелочные базальтоиды силлообразных субвулканических тел там же; 17—21 — трахнандезитобазальты и трахибазальты района хребта Арц-Богдо и сомона Баян-Лэг по [5]. Полные силикатные анализы выполнены в химлабораториях ИМГРЭ и МОМГЭ Мингео СССР и АН СССР.

Т а б л и ц а 32 (окончание)

Компонент	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	48,32	48,85	49,58	52,48	48,54	49,40	55,12	51,61	48,53	45,20	49,78
TiO ₂	2,75	1,83	2,78	2,01	2,76	3,02	1,78	1,18	1,75	4,00	1,75
Al ₂ O ₃	20,30	16,90	16,20	15,13	14,87	15,51	14,91	19,44	16,47	21,60	18,05
Fe ₂ O ₃	5,19	5,65	5,68	4,27	8,17	7,69	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	6,05
FeO	2,16	2,66	6,55	5,34	1,58	4,88	10,02	9,76	11,73	12,64	3,60
MnO	0,12	0,13	0,17	0,15	0,11	0,25	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1,28	0,10
MgO	7,07	5,09	3,86	3,39	3,37	4,11	0,78	1,16	4,69	1,28	3,55
CaO	4,61	9,29	7,26	6,52	5,61	6,29	6,30	7,78	7,64	6,88	2,35
K ₂ O	3,04	2,16	1,42	2,63	3,88	2,51	3,48	1,16	1,78	3,28	2,00
Na ₂ O	2,38	3,28	3,54	4,19	3,55	2,57	4,35	4,18	3,74	4,08	2,79
H ₂ O'	1,26	0,76	0,51	0,58	0,96	1,74	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
H ₂ O ⁺	1,26	1,94	1,92	1,86	1,20	1,48	3,21	3,13	3,21	0,95	1,82
CO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,24	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
P ₂ O ₅	0,90	«	«	1,14	0,75	0,87	«	«	«	«	2,63
Σ	99,36	99,96	99,92	100,32	100,39	100,36	99,95	99,47	99,54	99,91	101,07
Na ₂ O + K ₂ O	5,65	5,44	4,96	6,82	7,43	5,08	7,83	5,34	5,52	7,36	4,39
Na ₂ O/K ₂ O	0,78	1,51	2,49	1,59	0,91	1,07	1,27	3,60	2,10	1,24	1,39
al'	2,02	1,13	1,32	1,16	1,13	1,35	1,05	1,48	1,24	1,44	1,31

Таблица 33

Химический состав позднемезозойских магматических пород Цэл-Булакской и Ноён-Бахарской впадин Гобийского Алтая

№ п.п.	Впадина	Фация	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	Цэл-Булакская	Интрузивная (J ₃)	55,97	1,59	14,20	6,80	2,05	0,10	2,16
2			58,70	1,38	18,18	5,64	0,74	0,05	1,23
3			48,85	1,83	16,90	5,65	2,66	0,13	5,09
4	Ноён-Бахарская	Вулканогенная (покровы J ₃ —K ₁)	49,58	2,78	16,20	5,68	6,55	0,17	3,86
5			49,62	1,92	14,85	5,91	3,33	0,12	3,09
6			53,08	1,75	15,25	6,86	1,98	0,08	2,92
7			51,10	1,57	17,37	4,95	4,45	0,14	2,79
8		Вулканогенная (покровы K ₁)	52,13	1,51	17,49	4,26	6,99	0,15	2,99

Примечание. 1, 2 — сиенитодиориты биотит-амфиболовые: центральная часть штока (1), эндоконтактная зона (2); 4, 3 — оливин-пироксеновые трахизабазальты покровов (J₃—K₁); 5, 6 — щелочные базальтоиды дайковых тел; 7, 8 — оливин-пироксеновые базальты покровов (K₁). Полные силикатные анализы выполнены в химлабораториях ГИН АН СССР и ИМГРЗ Мингео СССР и АН СССР.

Таблица 34

Содержание элементов-примесей в позднемезозойских щелочных базальтоидах Гобийского Алтая и других районов Монголии

Структура, возраст	Ta ₂ O ₅ *	Nb ₂ O ₅ *	F*	Bc	Sn
Дайковые тела, K ₁	Цэль-Булакская впадина				
	0,00024—0,00040	0,004—0,006	0,33	3,1—5,1	2,4—3
	Ноён-Бахарская впадина				
	0,00020—0,00032	0,005—0,006	0,36	2,8—4,6	3—3,2
Покровы, K ₁	Цэль-Булакская впадина				
	0,0024—0,0032	Не обн.	0,25	Не обн.	2,3—4,0
	Район-Сайн-Шанд				
	0,0034—0,0038	0,002	0,28	2,0—2,3	2,5—4,0
	Ноён-Бахарская впадина				
	0,0020—0,0022	0,006	0,35	Не обн.	4,3—8
	Галшарыйнский районы				
	0,0004—0,0005	0,007—0,0075	0,36—0,38	2,8—3,0	4,5—16

*Содержание приведено в мас.%, остальные значения — в г/т.

Примечание. Количественные определения элементов выполнены в спектральной, химической и рентгеноспектральной лабораториях МОМЭ и БГЭ ИМГРЗ АН СССР и Мингео СССР.

составу субщелочных и щелочных базальтоидов. Более высокой щелочностью характеризуются поля составов базальтоидов Галшарыйнского района. Точки составов пород интрузивных гипабиссальных тел попадают в поле составов субщелочных основных и средних пород. Лишь единичные точки попадают в

CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O'	H ₂ O ⁺	F	Σ	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	Na ₂ O + K ₂ O	al'
4,72	3,51	4,28	1,75	0,68	1,94	He обн.	100,85	1,01	7,78	1,13
3,16	5,29	4,33	He обн.	0,28	1,03	0,41	100,42	0,81	9,64	1,42
9,29	2,16	3,28	He обн.	0,76	1,94	0,38	98,86	1,51	5,44	1,15
7,26	1,42	3,54	«	0,51	1,92	0,45	99,92	2,49	4,96	1,30
6,63	3,51	4,28	1,36	0,81	0,93	He обн.	99	1,21	7,79	1,03
6,12	3,24	4,62	1,41	1,54	0,72	«	99,57	1,42	7,86	1,10
6,43	2,20	2,78	He обн.	0,75	4,80	0,36	98,69	1,26	4,98	1,51
7,38	1,02	4,10	«	0,15	1,31	0,32	99,67	4,01	5,12	1,41

Li	Rb	W	Mo	Y	La	ΣTR	Pb
Цель-Булакская впадина							
22	56—58	13—15	2,0—5,0	10—15	50—56	530—600	24—70
Ноён-Бахарская впадина							
25	57—72	17—40	3,0—5,5	11—18	56—58	350—500	90—140
Цель-Булакская впадина							
17	18—37	20—22	2,7—3,5	10—16	34—72	300—320	15—30
Район Сайн-Шанд							
16	19—28	25—45	3,7—4,0	11—18	48—50	200—570	17—33
Ноён-Бахарская впадина							
25—27	43—48	28—45	1,3—2,2	23—56	32—35	340—600	26—48
Галшарыйнский район							
26—28	41—51	22—42	2,0—2,1	31—51	15—48	350—630	36—48

поле гранитоидов состава. По сравнению с породами вулканогенных покровов интрузивные породы дайкообразных и гипабиссальных тел имеют более высокие суммарные содержания щелочей (8—9%) и фосфора (P₂O₅ > 1—2).

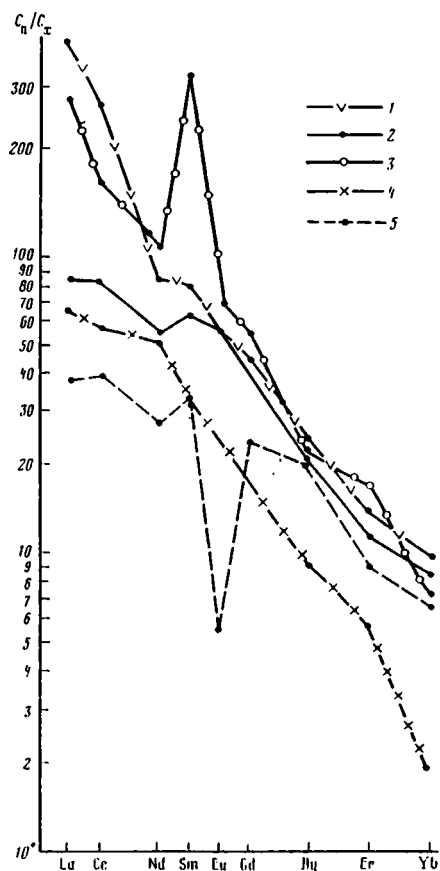


Рис. 71. Нормированные по хондриту содержания РЗЭ в вулканогенных и интрузивных породах позднего мезозоя Гобийского Алтая

1 — щелочные базальтоиды нижнемеловых покровов; 2 — габбро-долериты силлообразных субвулканических тел; 3—5 — субщелочные средние и кислые породы гипабиссальных тел Цэль-Булакской впадины: 3 — трахириолиты, 4 — сиениты, 5 — граносиениты

Геохимические данные (результаты количественных определений элементов-примесей в позднемезозойских вулканогенных образованиях Гобийского Алтая) (табл. 34) указывают на обогащенность пород основного, субщелочного и кислого состава F и РЗЭ (превышающими кларковые) и обогащенность основных пород также Sr, Ni и Co. Содержание литофильных элементов (Sn, Be, Rb и др.) незначительно повышено по отношению к кларковому. Повышенное содержание Ag свойственно всем интрузивным и вулканогенным породам Гобийского Алтая.

Геохимическая характеристика щелочно-базальтоидной ассоциации вулканогенных и интрузивных пород Гобийского Алтая может быть дополнена данными по составу и содержанию в них группы РЗЭ, характер распределения которых представлен на диаграмме нормированных (по хондриту) их содержаний (рис. 71). На диаграмме видно, что содержание и характер распределения РЗЭ для вулканогенных пород покровов и интрузивных тел в целом сходны, что предполагает общность их магматического очага.

Однако имеются некоторые различия в содержаниях ряда элементов, выраженные наличием, в частности, резких минимумов Eu в интрузивных членах ассоциации, а также в несколько более низких содержаниях РЗЭ в последних по сравнению с вулканогенными образованиями покровов.

Таблица 34 (продолжение)

Структура, возраст	Zn	V	Ga	Cu	Ag	Zr
Дайковые тела, К ₁	Цэль-Булакская впадина					
	78—210	75—200	19—20	22—40	0,08—0,10	560—680
	Ноён-Бахарская впадина					
	90—140	170—190	21—22	37—45	0,10—0,12	320—340
Покровы, К ₁	Цэль-Булакская впадина					
	90—110	120—200	16—20	48—90	0,07—0,09	150—170
	Район Сайн-Шанд					
	120—200	111—130	17—25	45—55	0,08—0,09	200—250
	Ноён-Бахарская впадина					
	80—90	190—270	20—21	100—120	0,10—0,11	560
Покровы, К ₁	Галшарыйнский район					
	100—120	230—250	25—27	80—110	0,09—0,10	570—580

При сравнении химических составов пород дайковых тел и покровов является близость их химизма при некоторых различиях в содержаниях отдельных пороодообразующих окислов. Различаются и некоторые геохимические характеристики этих пород, хотя в целом уровень содержаний большинства элементов литофильной и халькофильной групп в тех и других образованиях достаточно близок. В породах дайковых тел отмечается более высокое по сравнению с вулканогенными породами покровов содержание кремнезема, щелочей, особенно калия, фосфора и углекислоты. Базальтоиды покровов более обогащены кальциево-магнезиально-железистыми компонентами. Сравнение химизма и геохимических особенностей пород гипабиссальных тел сиенитодиоритового состава и базальтоидов покровов показало их достаточно большое сходство. Для тех и других образований характерно высокое содержание щелочных окислов при преобладании натриевой составляющей. И те, и другие содержат повышенные концентрации Zr, Zn, W, V, F, P, CO₂ и легких лантаноидов.

Приведенные выше данные свидетельствуют о генетическом родстве вулканогенных и интрузивных образований рассматриваемого района.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ МЕЗОЗОЙСКИХ ПЛУТОНИЧЕСКИХ И ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ ГРАНИТОИДНЫХ АССОЦИАЦИЙ МОНГОЛИИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Как уже отмечалось, уровень содержания большинства элементов-примесей в раннемезозойских вулканогенных и интрузивных породах вулканогенных прогибов Орхон-Селенгинского вулканического пояса близок к кларковому. Надкларковые содержания характерны лишь для некоторых элементов халькофильного, литофильного и щелочно-литофильного типов (Zn, Pb, F, Zr, Nb, Li и др.). Наиболее высокие содержания (Nb, Zr, P₃₃, Li, F) установлены в щелочных гранитах района сомона Бат-Цэнгел и аналогичных по составу породах гранит-граносиенит-щелочно-гранитовой ассоциации юго-восточного обрамления Хэн-тэй-Даурского сводового поднятия (Даш-Балбарский, Баян-Уланский и другие массивы). Уровень содержания F большинства типов пород, слагающих вулканогенные прогибы ранне-среднеюрского возраста, не достигает кларкового. Наиболее высокое содержание F характерно для щелочных гранитов и субвулканических тел гранит- и сиенит-порфирового состава.

Интрузивные породы, ассоциирующие с вулканитами изученных полей Орхон-

Co	Ni	Cr	Sr	Ba	Sc	TiO ₂ *	Число анализов
11—23	3,5—9,0	5—16	Цэль-Булакская впадина 800—870 600		9—16	1,5—1,6	5
18—25	20—21	35—40	Ноён-Бахарская впадина 850—900 630—650		11—16	1,7—1,9	8
10—30	11—35	37—48	Цэль-Булакская впадина 800—850 580—700		17—20	1,2—1,9	10
21—25	20—36	60—65	Район Сайн-Шанд 870—900 560—830		18—30	2,1—2,2	7
28—36	27—45	23—40	Ноён-Бахарская впадина 2010—2300 300		19	2,5—3,9	11
29—31	35—49	65—68	Галшарыйнский район 2200—2250 350		17—21	2,0—2,5	12

Селенгинской системы раннемезозойских прогибов, характеризуются близким уровнем содержания литофильных, халькофильных и сидерофильных элементов к содержанию их в субвулканических телах субщелочного и кислого состава, завершающих формирование вулканогенных образований прогибов. В отношении ряда элементов сидерофильной (Ni, Co, Cr) группы элементов намечается некоторый разрыв между вулканогенными и интрузивными породами основного состава, с одной стороны, и кислыми и субщелочно-кислыми plutonicкими и вулканическими породами, с другой. По содержанию Au вулканогенные и интрузивные породы повышенной щелочности близкого состава раннемезозойских вулканогенных прогибов Орхон-Селенгинского и Предхэнтэйского вулканических прогибов (табл. 35) не имеют значимых различий. Это касается основных, средних и кислых пород. Наиболее высокие содержания отмечаются в породах кислого и субщелочного состава, слагающих субвулканические тела, рвущие вулканы основного и среднего состава покровной фации, а также в дайках диоритовых порфиринов района сомона Хишиг-Ундэр (Орхонская впадина). Об этом же свидетельствуют и данные В.В. Кепежинскас и И.В. Лучицкого [28], касающиеся триасовых риолитовых и дацитовых экструзивных и субвулканических тел Орхон-Селенгинского и Предхэнтэйского прогибов, характеризующихся более высокими средними содержаниями Au по сравнению с содержаниями его в породах андезитового и андезитобазальтового состава, слагающих покровы. Как видно из табл. 35, содержания Au в породах субвулканических тел изученных раннемезозойских вулканических полей Орхон-Селенгинского прогиба близки к содержаниям его в аналогичных по составу породах ареальных рвущих тел Предхэнтэйского прогиба юго-восточного обрамления Хэнтэйского сводового поднятия.

Сравнение средних содержаний элементов-примесей в главных типах пород позднемеозойской вулкано-плутонической ассоциации повышенной щелочности с кларками их в главнейших типах изверженных пород по А.П. Виноградову показывает, что основные породы ассоциации (базальты, андезитобазальты, трахибазальты) характеризуются кларковыми и более низкими содержаниями ряда элементов, типичных для основных пород (Co, Cr, V, Ni), но более высокими, по сравнению с кларковыми, содержаниями элементов литофильной группы (Sn, W, Be, Zr), а также Pb. Характерны некоторые различия в содержаниях ряда элементов в породах нормальной и повышенной щелочности. Последние обогащены Zr, Be, Mo.

Средние породы (андезиты, габбро-сиениты, трахиты и сиениты и др.) также характеризуются более низкими, по сравнению с кларковыми, содержаниями Zn, Ni, V, а сиениты — и Cr. Обнаружены более высокие, по сравнению с кларковыми, содержания в отдельных типах пород (андезитодацитах, габбро-сиенитах) Be, Mo, Zr, а также Co.

Кислые породы отличаются повышенными, по сравнению с кларковыми, содержаниями всех элементов литофильной группы, а также и более низкими содержаниями в большинстве типов пород Cr, Ni, V, Co, хотя в отдельных районах отмечаются повышенные, по отношению к кларковым, содержания Ni и Cr в гранитах нормальной щелочности, риолитах и трахириолитах.

Содержание элементов литофильной группы в гранитоидах, ассоциирующих с позднемеозойскими вулканическими породами, соответствует уровню содержания их в гранитоидах стандартного геохимического типа по В.И. Коваленко и др. [33] и в позднемеозойских гранитоидах гранит-лейкогранитовой ассоциации Восточного Забайкалья (Харалгинский, Кукульбейский комплексы) по данным В.Д. Козлова и др. [37].

Содержание F в позднемеозойских магматических породах (160 количественных определений) превышает кларковые в породах основного состава. Для флюоритоносных Галшарыйнского и Южно-Керуленского районов также, как и

Таблица 35

**Среднее содержание Au в вулканогенных и интрузивных породах раннего мезозоя
Предхэнтэйского и Орхон-Селенгинского прогибов**

Структура	Порода	Тип ассоциации, фации	Содержание, мг/т	
Предхэнтэйский прогиб	Риолиты*	Ареальные рвущие тела	2,49	18
Орхон-Селенгинский прогиб	Трахибазальты	Покровы	0,65	1
	Трахиандезиты	То же	0,62	10
	Риолиты*	Ареальные рвущие тела	1,14	7
Орхонская впадина	Сиениты	Гипабиссальная фация	0,003	3
	Базальты	Покровы	0,003	2
	Диорит-порфиры	Дайки	0,50	1
	Габбро-диориты	Гипабиссальные тела	Не обн.	1
	Граносиениты	То же	-	2
	Гранодиориты	-	0,003	2
	Граносиениты	-	0,003	1
	Фельзит-порфиры	Субвулканическая фация	0,10	2
Орхон-Селенгинский прогиб	Сиенит-порфиры	То же		
	Анлизетобазальты	Покровы	0,30	2
			0,003	4

*Данные по [28].

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены по материалам авторов в лабораториях БГГЭ ИМГРЭ АН СССР и Мингео СССР. Чувствительность метода — 0,003 мг/т.

для районов, где флюоритонность практически отсутствует (бассейн р. Онон, район сомона Цаган-Дэлгэр, междуречье Ульдзы и Керулена), содержание F в основных и средних породах более высокое, чем в кислых и щелочно-кислых. Однако для последних характерны более высокое содержание F в кислых и щелочно-кислых породах, чем для первых, при более низких количествах его в основных и средних породах.

Сравнение средних содержаний элементов-примесей в близких по кремнекислотности вулканогенных и интрузивных породах позднемезозойской вулканоплутонической ассоциации выявило их близкий уровень для большинства элементов-примесей в тех и других образованиях в пределах каждой группы кремнекислотности. Близкая последовательность изменения содержаний петрогенных элементов вулканогенных и интрузивных пород рассматриваемых ассоциаций на вариационных диаграммах, учитывающих главные петрогенные компоненты /окислы/, а также близкий уровень содержаний редких элементов в породах интрузивного и вулканогенного рядов, подтверждает генетическое родство пород, выделяемых в вулканоплутонические ассоциации.

Трахиандезит-базальт-риолит-трахириолитовые с интрузивными комагматами вулканоплутонические ассоциации позднеюрско-раннемеловых прогибов Центральной и Восточной Монголии, приуроченные к Восточно-Монголо-Забайкальскому вулканическому поясу, обнаруживают высокий уровень содержаний R33, а также F, Rb, K, что сближает их с шошунит-латитовыми сериями Восточного Забайкалья, выделенными Л.В. Таусоном [65] и др. Субщелочным базальтоидам вулканогенных структур юго-восточного обрамления Гобийского Алтая /Южная Монголия/, свойственны наиболее высокие содержания R33 и более высокие по отношению к кларковому. Характерны также повышенные концентрации в них Na, Ba, Nb, F.

Анализ распределения R33 в различных типах вулканогенных и интрузивных пород изученных вулканоплутонических ассоциаций указывает на высокий

уровень их содержаний при достаточно широком разбросе значений в зависимости от геологической позиции ассоциаций, состава слагающих их пород и кристаллохимических свойств элементов редкоземельного спектра. Вулканитам и их субвулканическим аналогам свойственны более высокие содержания R33 чем комагматичным им породам гипабиссальных тел. Европиевый минимум наиболее резко выражен в вулканитах среднего и кислого состава позднеюрско-раннемеловых и раннемеловых ассоциаций Монголо-Забайкальского вулканического пояса и юго-восточного обрамления Гобийского Алтая. Содержания легких лантаноидов превышают содержания тяжелых лантаноидов во всех типах пород рассмотренных вулканно-плутонических ассоциаций.

Охарактеризованные выше общие петрохимические и геохимические особенности мезозойских вулканно-плутонических гранитоидных ассоциаций вулканических поясов Центральной Монголии в какой-то мере определили особенности связанной с ними эндогенной минерализации.

Ареалы размещения наиболее крупных эндогенных рудопроявлений, месторождений и минерализации халькофильного, литофильно-халькофильного и литофильного геохимического профиля совпадают с ареалами распространения плутонических и вулканно-плутонических раннемезозойских гранитоидных ассоциаций в Центральной Монголии, что позволяет предполагать генетическую связь эндогенных месторождений и рудопроявлений Монголии подобного геохимического профиля с мезозойским магматизмом.

Металлогеническая специфика плутонических и вулканно-плутонических гранитоидных ассоциаций определяется их петрохимическими особенностями и структурной обстановкой их формирования.

Размещение плутонических гранитоидных ассоциаций на территории Монголии и в сопредельных районах Забайкалья контролируется преимущественно положительными структурами (сводовыми поднятиями), что видно на примере раннемезозойского Хэнтэй-Даурского сводового поднятия (см. рис. 47), и определяет положение наиболее крупных раннемезозойских месторождений и рудопроявлений олово-вольфрамово-редкометалльного профиля, а также золоторудные проявления. Первые сопровождают гранитоидные массивы лейкогранит-гранитовой и аляскитовой ассоциаций с литий-фтористыми гранитами, вторые — массивы габбро-гранитной и гранодиорит-гранитовой ассоциаций. Все перечисленные ассоциации принадлежат к известково-щелочной серии нормальной щелочности.

Редкометалльное оруденение раннемезозойской металлогенической эпохи связано с формированием танталоносных редкометалльных гипабиссальных литий-фтористых гранитов Хэнтэйского рудного пояса, приуроченного к южной и юго-восточной частям Хэнтэй-Даурского сводового поднятия (Жанчивланский, Абдарский, Юдугуйнский и другие массивы), описание которых приводится в работе В.И. Коваленко и др. [33].

Размещение наиболее крупных месторождений и рудопроявлений олово-вольфрамово-редкометалльного профиля Монголии и сопредельных районов Восточного Забайкалья, сопровождающих формирование плутонических гранит-лейкогранитовых и аляскитовых с литий-фтористыми гранитами ассоциаций нормальной щелочности, также преимущественно контролируют положительные структуры. Причем наиболее важные в промышленном отношении месторождения и рудопроявления тяготеют к устойчивым поднятиям, унаследовано развивавшимся на протяжении всей истории развития структур Центрально-Азиатского складчатого пояса, начиная с докембрия, включая мезозойскую историю их развития.

Вулканно-плутонические гранитоидные ассоциации раннемезозойских вулканогенных прогибов Центральной Монголии в геохимическом и металлогеническом отношении изучены недостаточно. Однако

данные по территориям МНР и сопредельных районов Малханской и Селенгино-Витимской структурных зон Западного Забайкалья [77] позволяют считать, что эти ассоциации характеризуются иной геохимической специализацией и сопровождаются преимущественно рудопроявлениями и минерализацией халькофильного, литофильно-халькофильного и щелочно-литофильного профиля. Данные типы рудопроявлений и месторождений связаны с ареалами распространения монцонит-сиенит-гранодиоритовой ассоциации Орхон-Селенгинской системы вулканогенных прогибов (преимущественно молибденовая и медно-молибденовая минерализация). Характерна связь последней с порфировыми субвулканическими телами, завершающими формирование вулканогенных ассоциаций основного и среднего состава повышенной щелочности и тесно связанными с гипабиссальными интрузивами близкого состава. В вулканитах основного и среднего состава отдельных вулканогенных прогибов отмечается повышенный фон содержания Cu , а в связанных с ними субвулканических телах кислого и субщелочного состава выявляются повышенные содержания Mo .

В пределах Северо-Гобийского вулканогенного пояса юго-восточного обрамления Хэнтэй-Даурского поднятия известны также отдельные проявления и минерализация олово-вольфрамово-редкометального профиля, связанные с присутствием массивов лейкогранит-аляскитовой ассоциации с литий-фтористыми гранитами, размещенными обычно за пределами вулканогенных прогибов, в зонах их раннекаледонского складчатого обрамления.

С ареалом распространения вулканогенных и интрузивных образований позднемезозойской вулcano-плутонической ассоциации в пределах Центральной Монголии пространственно совпадает ареал размещения значительной части промышленных месторождений и рудопроявлений с флюоритовой и олово-вольфрамовой минерализацией. Они образуют выделяемый в пределах Монголии А.Д. Каленовым и Р.А. Хасиным и др. Восточно-Монгольский флюоритовый пояс, [24, 25] близкий по конфигурации к площади распространения позднемезозойской вулcano-плутонической ассоциации. Он протягивается в северо-восточном направлении и продолжается на территории Приаргунской зоны Восточного Забайкалья, где также характеризуется приуроченностью к нему флюоритовых и редкометально-олово-вольфрамовых месторождений и рудопроявлений [76].

Пространственная связь размещения продуктов позднемезозойского магматизма и флюоритовых рудопроявлений и месторождений подтверждается в конкретных районах их развития. Большинство флюоритовых рудопроявлений и месторождений располагается непосредственно в пределах вулканогенно-осадочных образований позднего мезозоя или вблизи их выходов, где оно обычно ассоциирует с интрузивными субвулканическими образованиями кислого и субщелочного состава, характеризующимися расслоенным строением, присутствием стекловатых и автобрекчиевых разностей, флюидальностью и наличием пород с аномальными содержаниями кремнекислоты.

Наличие флюоритовой минерализации устанавливается также во многих олово-вольфрамовых, редкометальных, полиметаллических рудопроявлениях и месторождениях Восточной Монголии, связываемых большинством исследователей с гипабиссальными интрузивами повышенной кремнекислотности (Борун-Цогт, Тумен-Цогт). Полученные в последние годы В.И. Коваленко и др. [32] данные абсолютного возраста для ряда интрузивов такого типа указывают на позднемезозойский их возраст.

Связь позднемезозойского магматизма с флюоритовой минерализацией подтверждается, таким образом, не только сопоставлением ареалов магматизма и площадей флюоритоносности, но и данными о возрастных соотношениях магматизма и флюоритоносности, а также геохимическими данными, указывающими на обогащенность позднемезозойских магматических образований фтором. Анализ особенностей проявления позднемезозойского магматизма в районах

наиболее крупных флюоритовых месторождений показал, что этим районам свойственны наибольшая дифференцированность магматических проявлений, а также присутствие поздних даек трахибазальтового состава, простирающие которых подчинено системам разрывных нарушений, секущих по отношению к простирающемуся ареалу позднемезозойского магматизма. Парагенетическая связь проявления наиболее мощной флюоритовой минерализации с районами широкого проявления поздних даек трахибазальтового состава помимо геохимических данных подтверждает подкоровый источник фтора флюоритовых месторождений Восточной Монголии.

С полями распространения вулканогенных образований кислого состава позднемезозойской вулcano-плутонической ассоциации, близкими по составу гипабиссальным интрузивам лейкогранит-гранитового и аляскитового состава на территории Монголии и в сопредельных районах Восточного Забайкалья, связаны цекиеносные стекла [43, 75]. Для некоторых разновидностей кислых высококремнистых субвулканических пород позднемезозойской вулcano-плутонической ассоциации Монголии и Забайкалья (онгонитов) характерны повышенные содержания Ta, Li, F, Cs и других элементов, что позволяет считать их субвулканическими аналогами литий-фтористых гранитов.

Связь редкометального и флюоритового оруденения характерна и для позднемезозойской вулcano-плутонической ассоциации калиевых субщелочных и щелочных пород Южной Монголии, приуроченной к кулисообразно расположенной системе разломов Главного Монгольского линеймента, разделяющего герцинские и каледонские структурные зоны северного и южного мегаблоков Монголии. Редкоземельная и флюоритовая минерализация была впервые обнаружена здесь сотрудниками Совместной Советско-Монгольской экспедиции АН СССР и АН МНР В.А. Баскиной, И.К. Волчанской [5] и детально изучена В.И. Коваленко и др. [54] в районе Мушугай-Худука. Калиевые щелочные породы данной ассоциации и связанные с ними карбонатные и магнетит-апатитовые породы, по данным упомянутых выше исследователей, содержат повышенные концентрации редкоземельных и других элементов.

Глава 7

ЭВОЛЮЦИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Главными геологическими признаками объединения эффузивных, экструзивных и интрузивных пород в вулcano-плутонические ассоциации являются, во-первых, их возрастная и территориальная близость, во-вторых, сопряженная латеральная изменчивость вулканогенных и интрузивных членов ассоциаций, приводящая к фацимальной смене одних ассоциаций другими. При выделении вулcano-плутонических ассоциаций должен выдерживаться принцип единства пространства и времени для их вулканогенных и интрузивных членов. При этом в подавляющем большинстве изученных авторами средне- и позднепалеозойских вулcano-плутонических гранитоидных ассоциаций их гранитоидные члены на наблюдаемых уровнях моложе вулканогенных, что выражено секущими интрузивными контактами. Исключением являются рудоносные малые интрузии, сопровождающиеся молибден-медным оруденением. Они развиваются в противоположном направлении, а именно: интрузив, сложенный гранодиоритами, сечется субвулканическими штоками, а затем дайками; штоки и дайки сложены гранодиорит-порфирами, плагиопорфирами, тоналит-порфирами и дацитами и

имеют антидромный характер формирования. Мезозойские вулканоплутонические ассоциации отличаются часто отсутствием контактов плутонических тел с кислыми вулканитами; первоначальное расположение магматических тел обычно завуалировано последующими блоковыми перемещениями и всплыванием затвердевших в земной коре относительно легких сиалических масс.

Для рассмотренных вулканоплутонических ассоциаций характерны следующие особенности.

1. Вулканоплутонические ассоциации проявлены на значительных территориях площадью десятки тысяч квадратных километров, что свидетельствует о значительных объемах и глубинном происхождении магм.

2. Вулканическая деятельность протекала в наземных или субаэральных условиях.

3. В составе пород мезозойских вулканоплутонических ассоциаций на современном эрозионном срезе преобладают эффузивы; в более древних образованиях количественные соотношения вулканических и плутонических пород определяются типом и размером структур (шовные прогибы, поднятия), степенью их эродированности.

4. Вулканогенные породы залегают на подстилающих комплексах с резким несогласием; характерны выдержанные на значительных площадях пологие формы залегания эффузивов основного состава.

5. Вулканогенные породы сменяются по разрезу и по простиранию туфогенноосадочными образованиями, формирующимися в континентальных водоемах, что свидетельствует о тенденции к прогибанию основания структур в период формирования вулканических серий.

6. Характерно сохранение единообразия тектонического фона в процессе формирования вулканоплутонической ассоциации.

7. Среди магматических пород ассоциаций отмечается значительное разнообразие в составе, однако главную массу составляют породы основного и кислого состава.

8. Наблюдается вертикальная зональность в распределении различных магматических продуктов; она выражена в увеличении роли кислых пород с глубиной и преимущественным проявлением основной магмы в эффузивной фации.

9. Базальты, андезитобазальты, реже андезиты залегают в виде протяженных потоков мощностью от 5 до 20 м, которые определяют в основном платообразный, ступенчатый характер современного рельефа. Отмечается хорошая стратифицированность и моноклиальное падение покровов в отдельных блоках. Реже наблюдаются силловые образования этого состава. Особенности условий залегания пород основной группы свидетельствуют о преимущественно трещинном характере извержений. Наряду с этим основные и средние вулканиты составляют вулканы центрального типа.

10. Вулканогенные породы кислого состава фациально более разнообразны. Они залегают в виде нагромождений пирокластики, покровов, экструзивных тел и даек. Наблюдаются непосредственные переходы от покровов и экструзивных тел к крутым дайкам, к системе вертикальных субпараллельных или сложных ветвистых даек. Для мезозойских образований кислого состава характерны протяженные силлообразные тела, заполняющие субгоризонтальные трещины отслоения.

11. Пермские кислые вулканиты, слагающие дайки, субвулканические тела и покровы, местами бывают переполнены ксеногенным материалом вмещающих и подстилающих пород. Среди кислых и средних вулканитов встречаются обломки мелкозернистых пород сходного состава, а именно: в риолитах — гранитов, в трахидацитах — граносиенитов, в андезитах — диоритов, которые, очевидно, представляют собой взорванные затвердевшие кромки промежуточных магма-

тических камер. Все это в совокупности с наличием магматических автобрекчий и субвулканических игнимбритов свидетельствует о высокой флюидонасыщенности кислых магматических расплавов и о широком распространении эксплозивных процессов.

Мезозойские магматические образования и палеозойские основные вулканы не содержат или содержат малое количество ксеногенных обломков, что свидетельствует о незначительной механической активности магмы, поступающей в верхние горизонты коры.

12. Форма интрузивных массивов — штоки, лополиты, лакколлиты, межформационные залежи, крутые трещинные тела. Глубоко эродированные массивы или участки массивов сложены крупно- и среднезернистыми, нередко порфировидными гранитоидами, выше они сменяются средне- и мелкозернистыми разновидностями, переходящими в эндоконтактах и апофизах в гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, реже — в интрузивные трахириолиты и трахидациты. Такие интрузивные скрытокристаллические породы оконтуривают массивы в виде системы кольцевых, серповидные даек или слагают дайковые пояса, секущие вулканы покровных фаций. Типична субгоризонтальная или пологая расслоенность интрузивных тел, особенно их верхних горизонтов. Мощность чередующихся слоев — единицы метров — первые десятки метров. Они отличаются либо составом, либо структурой пород.

13. Зоны магмоводов интрузивов фиксируются крутопадающими трещинными телами или крутопадающими участками пологих межформационных тел. Они отличаются фациальным и фазовым разнообразием интрузивных пород, присутствием их гнейсовидных и гибридных разновидностей, проявлением процессов калишпатизации. В надинтрузивных участках таких структур наблюдаются плагиоклазовая фельдшпатизация вулканогенных пород, крупные гранитоидные штокверки, переходящие в агматиты. Контакты массивов могут сопровождаться широкими зонами эруптивных брекчий, в которых обломки перекристаллизованных вулканических сцементированы гранитоидным материалом. Для рассматриваемых зон типична изменчивая обстановка флюидного режима формирования гранитоидов, в том числе увеличение углекислой составляющей флюидов в породах повышенной щелочности.

Таким образом, для зон магмоводов налицо признаки механической и химической активности магматических расплавов, поднимающихся в верхние структурные этажи земной коры. Заполнение магматическими расплавами пологих трещин с образованием силлов и межформационных тел могло произойти при наличии большой разницы давлений между магматическим источником, с одной стороны, и полости — с другой. Возникновение субгоризонтальных и пологих полостей отслоения, заполненных магмой, связано, очевидно, с проседанием вулканогенных структур и прогибанием их основания, а также с явлениями аркогенеза. Крупные полости отслоения приурочены к поверхностям структурных несогласий, разделяющих различные структурные этажи. Они оказываются благоприятными для разгрузки тектонических напряжений, и по ним при изгибе должны отслаиваться пластины пород, пространство между которыми заполняется магматическим расплавом, образующим субвулканические, плутонические и жильные тела.

14. По геохимическим признакам кислые вулканы представляют собой наиболее дифференцированные члены вулcano-плутонических ассоциаций, обогащенные кремнеземом и литофильными элементами-примесями. Это позволяет считать их продуктами глубинной дифференциации очагов, перемещенными частями которых являются более поздние интрузии гранитоидов. Потеря летучих компонентов верхними зонами магматических очагов при вулканической деятельности приводит к увеличению вязкости расплавов, что может являться одной из причин смены эффузивного магматизма интрузивным.

Вулканические пояса позднего палеозоя и раннего мезозоя имеют протяженность более 1000 км и контролируются крупными шовными зонами. Для них наиболее характерны три типа магмоподводящих структур: трещинные, концентрические очаговые и линейные рифтогенные.

Трещинные структуры определяют размещение базальтовых серий, линейные рифтогенные — базальтовых и контрастных, очаговые концентрические структуры — дифференцированных магматических серий, серий пород кислого состава, а также контрастных серий с существенной ролью кислого магматизма в интрузивной и эффузивной форме. Диаметр очаговых структур 50—60, 90—100 до 130 и редко до 200 км. Они образуют цепочки и гирлянды, вытянутые вдоль вулканических поясов. Форма их круговая и овальная. Крупные очаговые структуры, соответствующие понятию вулканического центра [9], вмещают более мелкие дуговые и кольцевые структуры диаметром 30—50 км и отдельные вулканические постройки диаметром 5—15 км. Можно предполагать цилиндрическую и конусовидную форму крупных очаговых структур и их глубинное заложение.

Есть признаки автономности развития очаговых структур и длительности их существования. Так, пермские соседние или близко расположенные вулканические центры Северо-Монгольского пояса отличаются составом пород вулканоплутонических ассоциаций, уровнем содержания петрогенных элементов, геохимической специализацией и минерализацией: соответственно халькофильной медно-молибденовой в одних структурах и щелочно-литофильной редкометальной — в других. Возрастные ряды вулканических серий и вулканоплутонических ассоциаций очаговых структур вулканического пояса, проявленные на разных стадиях его развития (ранних, средних, завершающих), обладают серийными признаками. Например, на западе Северо-Монгольского пояса местами дважды проявлены пермские субщелочные ассоциации с щелочными гранитами, а в восточной половине Орхон-Селенгинского прогиба магматические породы, сформированные после главного этапа медно-молибденового оруденения, имеют халькофильную специализацию, в том числе основные вулканы поздней перми — раннего триаса содержат самородную медь, а трахиандезиты, кислые субвулканические породы и связанные с ними гидротермалиты позднего триаса — ранней юры имеют Pb-, Zn-, Ag-специализацию.

По распределению вулканических и плутонических фаций выделяются купольные, кольцевые и купольно-кольцевые структуры, отличающиеся приуроченностью интрузивных тел к их центральным и периферическим зонам и сочетанием обоих типов размещения. С типом структур в ряде случаев коррелируется размещение и зональность оруденения. Так, позднемезозойские F-, Sn-, W-грейзены сосредоточены по периферии кольцевых структур, а кварцфлюоритовая минерализация — в их центральных частях.

Представление о существовании цилиндрических магмоподводящих каналов под современными вулканами разделяют многие исследователи. Считается, что они представляют собой следы подъема магматических колонн или диапиров, содержащих частично расплавленное вещество, с центральной наиболее разогретой частью. Е.С. Жаринов подчеркивает, что цилиндрические зоны характеризуются пониженными скоростями распространения сейсмических волн и анизотропией. Вертикальные цилиндрические зоны сочленяются с промежуточными очагами. На разных уровнях системы цилиндрическая зона — промежуточная камера должны происходить процессы взаимодействия глубинных расплавов и флюидов с окружающим веществом, в результате чего образуются вторичные магмы, в том числе кислого состава, а затем они дифференцируются.

В пределах очаговых структур, контролирующих размещение вулканоплутонических гранитоидных ассоциаций, характер связи кислого магматизма с базальтовым можно определить как парагенетический; лишь незначительная

доля кислых магматитов является продуктами дифференциации базальтоидных магм, что подтверждается геохимическими данными.

В позднемезозойских ареалах магматизма, происходившего в рифтогенном режиме, структурная связь основных и кислых магматитов иногда нарушается. Основной вулканизм контролируется разломами, а кислые, щелочно-кислые эффузивы и гранитоиды — преимущественно кольцевыми структурами диаметром 30—60 км.

Для позднемезозойского щелочно-базальтового магматизма принимается гипотеза о мантийном плавлении субстрата с образованием щелочно-базальтовых магм [70]. Щелочно-кислые и кислые эффузивные и интрузивные породы возникли в результате глубинных ликвационных процессов щелочно-базальтовых расплавов.

Вулкано-плутонические ассоциации позднего палеозоя и мезозоя обладают чертами сходства и отличия. Сходство определяется геологическими условиями формирования, отличие — эволюцией магматизма в ходе последовательной кратонизации структур Центральной и Северной Монголии во времени.

Континентальные вулканические пояса позднего палеозоя и мезозоя развивались параллельно с замыканием Монголо-Охотского внутреннего моря и превращением его в систему Хангай-Хэнтей-Даурских сводовых поднятий с гранитоидным магматизмом. Замыкание началось в середине карбона, происходило в течение позднего палеозоя и мигрировало с запада на восток. В конце перми это море на монгольской территории прекращает существование. Однако южнее его Хэнтэйской части закладывается узкий Агинско-Предхэнтэйский морской прогиб, уходящий в Забайкалье. В среднем триасе—ранней юре он сохранился только на крайнем северо-востоке Монголии, а в средней юре море окончательно покинуло территорию Монголии [69].

В процессе кратонизации структур состав вулканогенных и интрузивных образований менялся в направлении увеличения щелочности и основности пород. Среди продуктов девонского вулканизма преобладают обогащенные калием кислые породы умеренной и повышенной щелочности, с которыми ассоциируют несоизмеримо более значительные по масштабам распространения гранитоиды умеренной и повышенной щелочности. В составе пермских вулканитов породы кислого и основного состава присутствуют в соизмеримых количествах, есть ассоциации нормальной щелочности, но преобладают ассоциации повышенной щелочности калий-натриевого типа. Плутонические образования по объему подчинены вулканогенным. Позднемезозойские вулканиты обладают повышенной щелочностью. Среди них основные и средние породы преобладают над кислыми. Юрские, позднеюрско-раннемеловые и раннемеловые вулканогенные образования представлены преимущественно контрастными ассоциациями повышенной щелочности и щелочными с меланефелинитами и карбонатитами [34]. Среди первых ведущую роль играют трахибазальты и трахиандезиты, подчиненную — риолиты и трахириолиты. Объем связанных с ними гранит-граносиенитовых интрузий невелик. Раннемеловые вулканиты — это в основном базальты и трахибазальты, которым комагматичны габброиды и габбро-сиенитоиды. Для кайнозоя типичны субщелочные и щелочные базальты [39].

В целом вулкано-плутонические ассоциации нормальной щелочности от среднего палеозоя к позднему мезозою уменьшаются до полного исчезновения при параллельном увеличении роли ассоциаций повышенной щелочности, субщелочных и щелочных; резко уменьшается количество кислых магматических пород. Эволюция состава вулкано-плутонического магматизма свидетельствует о том, что в процессе становления и последующего развития земной коры происходило последовательное перемещение зон магмообразования на все более глубокие уровни литосферы.

С ростом кратонизации структур увеличивается роль рифтогенных режимов

магматизма. В девоне рифтогенный магматизм типичен для начальных и завершающих этапов магматизма и по масштабу резко подчинен главному — среднему этапу, когда образовалась основная масса кислых вулканитов и гранитоидов; в перми рифтогенез с формированием субщелочных контрастных серий завершает развитие вулканических поясов или, в случае рекуррентного магматизма, проявляется дважды в конце каждого магматического цикла. Позднемезозойский вулканизм на территории Монголии уже связан с континентальным рифтогенезом.

Пермские и позднемезозойские рифтогенные вулканоплутонические ассоциации имеют черты сходства: субщелочной контрастный состав, преобладание покровных фаций оливиновых базальтов и долеритов, проявление кислого вулканизма преимущественно в субвулканической фации, высокое содержание в породах F, Zr и флюоритоносность. Главное отличие заключается в масштабности развития рифтогенных ассоциаций и оруденения. Пермские вулканоплутонические ассоциации контролируются узкими шовными зонами, для них типичны щелочные граниты, флюорит представляет минералогический интерес. Позднемезозойские ассоциации имеют широкое площадное распространение в Центральной и Восточной Монголии, с ними связаны флюоритовые месторождения.

Наибольшим сходством состава, строения и геохимических особенностей обладают вулканогенные и интрузивные образования перми и раннего мезозоя, вследствие чего они не всюду расчленены и неоднозначно распознаются.

Позднепалеозойские вулканические пояса — Центрально-Монгольский и Северо-Монгольский — оконтуривают в виде гигантской субширотной петли Хангай-Хэнтэй-Даурскую систему и смыкаются на ее западном фланге вокруг Хангая. Раннемезозойские вулканические пояса и ареалы в виде дуги, замкнутой на западе, оконтуривают Хэнтэйский свод и продолжаются далее на восток. Зональность позднепалеозойского магматизма от центра Хангая к вулканическим поясам выглядит следующим образом: в центральной части свода размещены мезоабиссальные плутоны гранодиорит-адамеллит-гранитового состава батолитового типа, они оконтурены с севера и запада подковообразным ареалом гипабиссальных гранит-лейкогранитовых массивов, образующих штоки и пластовые залежи. Свод обладает резко увеличенной мощностью гранитного слоя земной коры, достигающей 25 км, ему соответствует крупный региональный минимум силы тяжести. Во внутренней зоне вулканического пояса, прилегающей к Хангайскому своду, распространены вулканогенные серии нормальной и повышенной щелочности и крупные массивы гранитоидов известково-щелочного ряда, не всегда обнаруживающие прямую связь с вулканитами. Следующая зона сложена вулканоплутоническими ассоциациями повышенной щелочности. Внешние шовные зоны вулканических поясов состоят из вулканоплутонических ассоциаций повышенной щелочности и субщелочных.

Таким образом, от Хангайского свода к внешним шовным зонам вулканических поясов плутонические щелочноземельные ассоциации корового происхождения сменяются вулканоплутоническими смешанного типа щелочности; затем в породах вулканоплутонических ассоциаций растет общая и калиевая щелочность и снижается кремнекислотность, параллельно меняются соотношения вулканических и плутонических пород в пользу вулканических. Для внешних шовных зон вулканических поясов характерны: редкометалльно специализированные ассоциации повышенной щелочности и субщелочные, контрастный состав вулканитов, их значительные мощности, пониженная кремнекислотность пород, резкое преобладание вулканогенных пород над интрузивными. В этих структурах среди базальтов значимую роль играют разновидности с геохимическими признаками глубинных магм, а среди кислых пород присутствуют пантеллериты, комендиты, щелочные граниты и граносиениты. Расстояние между осевыми частями Хангайского свода и шовных структур внешней зоны

вулканических поясов составляет всего 240—250 км. Особенности магматизма свидетельствуют о наличии в пермское время крупной термальной антиклинали под Хангайским сводом и о крутом погружении ее крыльев в направлении к внешним частям вулканических поясов, что определило соответствующие уровни магнообразования. В восточном направлении общая щелочность вулканоплутонических ассоциаций всех зон вулканических поясов заметно снижается.

Во внутренней зоне вулканических поясов развиты гранодиорит-порфиры и плагиопорфиры, с которыми парагенетически связано молибден-медное оруденение. Во внешней зоне расположены щелочные граниты, редкометально минерализованные на поднятиях и флангах вулканических поясов. К западу и северу от вулканических поясов находится ареал развития щелочных гранитов. На западе он узок и граничит с Алтайским поднятием, где проявлен позднепалеозойский известково-щелочной гранит-лейкогранитовый магматизм с W, Mo, Be минерализацией. На севере щелочные граниты широко распространены в разломных зонах древних устойчивых поднятий Тувы и Восточного Саяна, где сопровождаются редкометальной минерализацией.

Зональность раннемезозойского магматизма хорошо изучена [33, 35, 36, 38, 48]. В Хэнтэй-Даурском сводовом поднятии внутренняя зона сложена мезоабиссальными интрузивными гранодиорит-гранитного состава, периферическая — гипабиссальными гранит-лейкогранитовыми массивами и мелкими телами литий-фтористых гранитов. С северо-запада и юго-востока сводовое поднятие обрамляют вулканические пояса. В их внутренних зонах развиты ассоциации вулканогенных и интрузивных пород нормальной и повышенной щелочности, которые во внешних зонах сменяются ассоциациями повышенной щелочности, субщелочными и щелочными. Последние имеют на севере площадное распространение, на юго-востоке — локальное. По распределению магматических образований разной щелочности выявляется асимметричная зональность: в северо-западном обрамлении Хэнтэй-Даурского поднятия преобладают K-Na и Na, в юго-восточном и южном — Na-K и K вулканоплутонические ассоциации.

Со структурно-магматической зональностью сопряжена металлогеническая зональность. Гранит-лейкогранитовые массивы сводовых поднятий сопровождаются кварцево-жильными и грейзеновыми проявлениями W, Sn, Mo, Be и редкометальными плюмазовыми литий-фтористыми гранитами с Ta и Be. При этом пермские гранит-лейкогранитовые массивы унаследованных поднятий [Алтайское] отличается от молодых поднятий [Хангайское] повышенной положительной геохимической специализацией на редкометальное литофильное оруденение и являются более продуктивными. Для внутренних зон вулканических поясов характерна молибден-порфировая, молибден-медно-порфировая и полиметаллическая минерализация: для внешних зон и их обрамления — щелочно-гранитовая редкометальная и редкометально-редкоземельная.

Выявлены геохимические признаки различия порфиров безрудных и сопровождающихся Mo-Cu оруденением. Первые обладают дифференцированным спектром распределения R3Э и наличием Eu-минимума, вторые — отсутствием Eu-минимума и наличием Eu-максимума.

В позднем мезозое Хэнтэй-Даурский свод и его обрамление имели аналогичную рассмотренной выше металлогеническую зональность [35, 38]. Юго-восточнее, в области развития континентального рифтогенеза, ведущим становится редкометально-флюоритовое и флюоритовое оруденение, связанное с трахибазальт-трахириолитовыми и комагматичными сиенит-граносиенитовыми сериями. Западнее, в системах разломов Главного Монгольского линейamenta с калиевыми щелочными вулканоплутоническими ассоциациями связано флюорит-редкометальное и стронциевое оруденение. Далее к западу, в системах разломов Гобийского и Монгольского Алтая известно Ag—Bi-сульфосоляное и ртутное оруденение, связанное с глубинным щелочно-базальтоидным магматизмом.

Таблица 36

**Сопоставление возрастных рядов гранитоидных ассоциаций
и их металлогенической специализации
в однотипных структурах позднепалеозойского и раннемезозойского орогенов**

Сводовые поднятия		Вулканические пояса, их фрагменты	
Хангайское, Pz ₃	Хэнтэй-Даурское, Mz ₁	Хантайширский, P ₁	Селенгино-Витимский, Mz ₁
Гранит-лейкогранитовая с аляскитами Sn, W	Аляскитовая с литий-фтористыми гранитами: Ta, Li, Be Гранит-лейкогранитовая с Li-F гранитами: Sn, W, Ta, Nb	Однополевошпатовые кварцевые снениты, граносиениты, граниты с дифференциатами микроклин-альбитовых щелочных гранитов: TR, Zr, Nb	
Гранодиорит-гранитовая	Гранодиорит-гранитовая: Au, W, Mo, Cu	Монцитониты, двуполевошпатовые кварцевые снениты, граносиениты, граниты: Fe, W	
Тоналит-гранодиоритовая с ранней фазой габбро-диоритов	Габбро-диоритовая и габбро-гранодиорит-гранитовая	Щелочные габбриды	

Среди разнообразных позднепалеозойских и раннемезозойских интрузивных пород наблюдаются сходные возрастные ряды гранитоидов, проявленные в однотипных структурах, при этом гранитоиды нормальной щелочности характерны для сводовых поднятий, повышенной щелочности и щелочные — для вулканических поясов (табл. 36).

Позднепалеозойские и раннемезозойские гранитоиды имеют редкометальную и халькофильную геохимическую специализацию, которая реализуется в металлогеническую в сходных структурных условиях. Известны следующие типа редкометальных проявлений: редкометально-редкоземельные и редкометальные в связи со щелочными гранитами; редкометальные пегматиты; Ta, Be и сопутствующих компонентов в литий-фтористых гранитах; грейзеновые и кварцевожильные Sn-W с сопутствующей редкометальной минерализацией в связи с гранит-лейкогранитовой и аляскитовой ассоциациями. Редкометальные щелочные граниты тяготеют к древним устойчивым поднятиям, сложенным преимущественно докембрийскими комплексами пород, реже встречаются в вулканических поясах; остальные типы минерализации приурочены к сводовым поднятиям; унаследованным, эпигеосинклинальным и активизационно-орогенным. Граниты унаследованных поднятий обладают повышенной положительной геохимической специализацией на редкометальные элементы по сравнению с гранитами эпигеосинклинальных поднятий и являются более продуктивными.

Из халькофильных проявлений в позднем палеозое и раннем мезозое наиболее распространены Mo-Cu-порфировые с сопутствующей Ag-полиметаллической минерализацией, в раннем мезозое; также золоторудные.

Молибден-медно-порфировое оруденение завершает формирование K-Na глиноземистых вулканоплутонических ассоциаций, для которых характерно сочетание пород умеренной и повышенной щелочности и которые приурочены к поперечным поднятиям, осложняющим строение внутренних зон вулканических поясов. Рудные районы, как правило, расположены на сочленении и пересечении трансрегиональных линеаментов нескольких направлений.

Геохимическую специализацию на Au имеют раннемезозойские субвулканические тела среднего и кислого состава из вулканоплутонических ассоциаций,

обрамляющих сводовые поднятия. Золотое оруденение тяготеет к внутренним частям сводовых поднятий и связано с гранит-гранодиоритовым плутоническим магматизмом натриевого типа.

Различное положение разнотипного оруденения отчетливо выражено в структуре геохимического поля, выявленного с помощью тренд-анализа. Для сравнения использованы проявления Та в литий-фтористых плюмазитовых гранитах, генетически связанные с гранит-лейкогранитовыми и аляскистовыми массивами Хэнтэйского свода; Мо-порфировое оруденение северо-восточного фланга Селенгино-Витимского вулканического пояса (север Читинской области), соответствующего области поднятий преимущественно с гранитоидным магматизмом; Мо-Си-порфировое оруденение Орхон-Селенгинского прогиба. Тренд-анализ для мезозойских гранитов Хэнтэйского свода и его обрамления выполнил П.В. Коваль [35], для амананского и бичурского комплексов Читинской области — И.Г. Рутштейн, Э.Р. Ридер и др.

Танталоносные граниты сосредоточены на крыле структуры первого порядка северо-восточного направления, описанной изолинией с содержанием $\text{SiO}_2 = 74\%$. Количество пунктов минерализации уменьшается к осевой части структуры с $\text{SiO}_2 = 72\%$ и на крыле ее с изолинией $\text{SiO}_2 = 76\%$. Тренды Na_2O , K_2O и Fe_2O_3 описывают структуры северо-западного направления. Рудопроявления приурочены к положительным (Na_2O , K_2O) и отрицательным (Fe_2O_3) структурам тренд-поверхности, которые образованы следующими изолиниями (в %): для Na_2O —5—4, K_2O —5—4,5, Fe_2O_3 —1—2.

Мо-порфировые месторождения расположены в осевой части и на крыле положительной структуры северо-восточного направления, образованной изолиниями содержаний SiO_2 , причем концентрация месторождений отмечается в районе изолиний $\text{SiO}_2 = 68,5$ — 69% . Сравнительно крупные месторождения приурочены к крыльям положительных (Na_2O , K_2O) и отрицательных (Fe_2O_3 , CaO) структур тренд-поверхности, представляющих собой зоны значительных градиентов изменчивости содержаний петрогенных элементов. Месторождения сосредоточены в области содержаний $\text{Na}_2\text{O} = 4,3$ — $3,9\%$, $\text{K}_2\text{O} = 4$ — $3,8\%$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,55$ — $1,65$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1,3$ — $1,2$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,4$ — $14,6\%$. $\text{Ca} = 0,75$ — $0,76$. По характеру распределения FeO месторождения тяготеют к области разрыва сплошности геохимического поля.

Эрдэнэтский Мо-Си рудный район расположен в области значительного градиента величины $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (см. рис. 39) вблизи зоны разрыва сплошности геохимического поля большинства петрогенных компонентов (см. рис. 43, 44). Зона разрыва сплошности геохимического поля является геохимической границей металлогенической специализации позднепалеозойского магматизма: на западе (и севере) редкометалльно-редкоземельный, на востоке — Мо-Си и Мо. Она соответствует меридиональному линеamentу — Великому Георазделу Азии, расположенному в области смены простираций структур Центральной Азии с северо-западного на северо-восточное. Аномалия геохимического поля по ряду элементов фиксируется в этом районе для пермских базальтов; затем она усиливается в андезитах, дацитах и риолитах. Это дает возможность судить о наличии глубинных неоднородностей в области генерации базальтовой магмы; они становятся определяющими на меньших глубинах в очагах становления кислых магм.

В целом вулканоплутонический магматизм вулканических поясов обладает специфическими геохимическими и металлогеническими особенностями, обусловленными сочетанием редкометалльных литофильных, халькофильных и сидерофильных элементов, что обусловлено его смешанным мантийно-коровым генезисом.

1. Антипин В.С., Петрова З.И., Кузьмин М.И. Щелочные полевые шпаты гранитоидов различного генезиса // Геохимия. 1975. № 9. С. 1317—1326.
2. Бадамгарав Ж. Стратиграфия и состав мезозойских вулканогенных и осадочных образований района г.Галшара-Ула // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 6. С. 63—72.
3. Бадамгарав Ж., Лучицкая А.И., Фрих-Хар Д.И., Мартинсон Г.Г. Новые данные о нижнемеловых базальтах Монголии // Там же. 1986. № 4. С. 44—51.
4. Балла З. О строении и распространенности юрского вулканогенного комплекса Восточной Монголии // Acte Geol. Acad. Sihtiar. Hung. 1972. Vol. 167 P. 185—210.
5. Баскина В.А., Волчанская И.К., Коваленко В.И. и др. Калиевый щелочной вулканоплутонический комплекс Мушугай-Худук на юге МНР и связанная с ним минерализация // Сов. геология. 1978. № 4. С. 86—98.
6. Берзина А.П., Сотников В.И. Рудоносный магматизм Эрдэнэтского рудного узла // Магматизм медно-молибденовых рудных узлов. Новосибирск: Наука, 1989. С. 5—59.
7. Бородин Л.С. Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Недра, 1981. 193 с.
8. Волчанская И.К. Закономерности размещения минерализации Монголии по данным морфоструктурного анализа // Геология руд. месторождений. 1980. № 4. С. 86—96.
9. Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура). М.: Наука, 1980. 300 с.
10. Гаврилова С.П., Максимюк И.Е., Оролмаа Д. Молибден-медно-порфировое месторождение Эрдэнэтийн-Овоо (МНР). М.: ИМГРЭ, 1989. 39 с.
11. Геологическая карта Монгольской Народной республики масштаба 1:500000 / Под ред. Н.А.Маринова, Н.С.Зайцева, Р.А.Хасина. М.: ГУГК: 1972.
12. Геологическая карта Северной Монголии, масштаб 1:500000. Улан-Батор: ГУГК МНР, 1988.
13. Геология Монгольской Народной республики. М.: Недра, 1973. Т. 1: Стратиграфия, 582 с.
14. Геология Монгольской Народной республики. М.: Недра, 1973. Т. 2: Магматизм, метаморфизм, тектоника. 750 с.
15. Геохимия Восточно-Сихотэ-Алинского и Охотского вулканогенных поясов. М.: Наука, 1981. 185 с.
16. Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 235 с.
17. Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г. Реконструкция положения материков в фанерозое. М.: Наука, 1978. 121 с.
18. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. М.: Наука, 1975. 288 с.
19. Герасимовский В.И., Лактионова Н.В., Коваленкер В.Г. Ванадий, хром, никель, кобальт и медь в эффузивных породах Исландии // Геохимия, 1975. № 8. С. 1177—1189.
20. Гоби-Алтайское землетрясение / Под ред. Н.А.Флоренсова, В.П.Солоненко. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 390 с.
21. Дуранте М.В. Палеоботаническое обоснование стратиграфии карбона и перми Монголии. М.: Наука, 1976. 275 с.
22. Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1944. 279 с.
23. Ильин А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии — кембрии. М.: Наука, 1982. 115 с.
24. Каленов А.Д., Хасин Р.А. Возраст и некоторые закономерности размещения флюоритовой минерализации Восточной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 4. С. 34—48.
25. Кандинов М.Н., Добролюбов В.А. Закономерности размещения и перспективы флюоритоносности Восточной и Центральной Монголии // Геология и полезные ископаемые Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1984. Вып. 2. С. 165—176.
26. Карта магматических формаций СССР, масштаб 1:2500000. Л.: ВСЕГЕИ, 1972.
27. Кепежинская В.В. Петрохимия позднепалеозойских—раннемезозойских вулканических ассоциаций Центральной Монголии // Ассоциация вулканогенных пород и вулканические структуры. Новосибирск: Наука, 1974. С. 3—7.
28. Кепежинская В.В., Лучицкая И.В. Континентальные вулканические ассоциации Центральной Монголии. М.: Наука, 1974. 72 с.
29. Когарко Л.Н. Отношение Ni/Co — индикатор мантийного происхождения магм // Геохимия. 1973. № 10. С. 1441—1446.
30. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитов. Новосибирск: Наука, 1977. 206 с.
31. Коваленко В.И., Зайцев Н.С., Ярмолюк В.В. и др. Основные геодинамические этапы развития

- территории Монголии и их металлогеническая специфика // Эндегенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984. С. 7—41.
32. Коваленко В.И., Коваль П.В. Эндегенные редкоземельные и редкометальные рудные формации Монголии // Там же. С. 50—75.
 33. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П. и др. Редкометальные гранитоиды Монголии. М.: Наука, 1971. 238 с.
 34. Коваленко В.И., Самойлов В.С., Владыкин Н.В. и др. Геохимическая характеристика пород приповерхностного карбонатитового комплекса из пустыни Гоби (МНР) // Геохимия, 1977. № 9. С. 1312—1327.
 35. Коваль П.В. Геохимические особенности мезозойских магматических ассоциаций Монголии // Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979. С. 168—178.
 36. Коваль П.В., Гэрэл О. Вулканогенные ассоциации районов медно-порфирового оруденения Монголо-Охотской внутриконтинентальной подвижной зоны // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986. С. 69—86.
 37. Козлов В.Д., Свядковская Л.Н. Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья. Новосибирск. Наука, 1977. 252 с.
 38. Комаров Ю.В. Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1972. 156 с.
 39. Континентальный вулканизм Монголии, М.: Наука, 1983. 185 с.
 40. Кошелев Ю.Я. Эпитермальные флюоритовые месторождения Восточно-Монгольского вулканического пояса. Новосибирск: Наука, 1985. 132 с.
 41. Кузнецов В.А. Главные типы магматических формаций. М.: Наука, 1964. 387 с.
 42. Кузьмин М.И., Филиппова И.Б. История развития Монголо-Охотского пояса в среднем—позднем палеозое и мезозое // Строение литосферных плит. М.: Ин-т Океанологии АН СССР, 1979. С. 189—227.
 43. Лебедева Л.И. Литий, рубидий, цезий в вулканических стеклах // Геохимия, 1973. № 11. С. 1678—1688.
 44. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Существует ли между интрузивными и эффузивными породами различие в химическом составе // Избр. тр. Л.: Изд-во АН СССР, 1949. Т. 1. С. 302—306.
 45. Луицкая А.И. Позднемезозойские вулканоплутонические ассоциации Восточной Монголии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1937. Т. 53. Вып. 4. С. 97—108.
 46. Маракушев А.А., Емельяненко П.Ф., Фролова Т.И. и др. Петрография. М.: Изд-во МГУ, 1976. Ч. 1. 384 с.
 47. Матреницкий А.Т. Новые данные по абсолютному возрасту эффузивных и интрузивных пород Орхон-Селенгинского прогиба (МНР) // Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса. М.: Наука, 1980. С. 353—373.
 48. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 308 с.
 49. Металлогенический анализ в областях активизации (на примере Забайкалья). М.: Наука, 1977. 176 с.
 50. Михайлов Э.В. Интрузивные комплексы Северной Монголии // Магматизм и металлогения МНР. М.: Наука, 1971. С. 60—77.
 51. Михайлов Э.В., Шабаловский А.Е. О рудо-контролирующем значении поперечных и диагональных разломов Восточной и Центральной Монголии // Там же. С. 142—147.
 52. Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозоя Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 318 с.
 53. Моссаковский А.А., Томуртоого О. Верхний палеозой Монголии. М.: Наука, 1976. 125 с.
 54. 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—90.
 55. Оболенский А.А., Оболенская Р.В. Критерии связи эпитермального оруденения с магматизмом // Критерии прогнозной оценки эндогенного оруденения Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1982. С. 36—48.
 56. Павленко А.С., Филиппов Л.В., Орлова Л.П. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. 221 с.
 57. Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса. Новосибирск: Наука, 1981. 315 с.
 58. Перчук Л.Л., Фролова Т.И. Причины разнообразия базальтовых серий // Изв. АН СССР сер. геол., 1979. № 9. С. 28—45.
 59. Раген Э. Геология гранита. М.: Недра, 1979. 327 с.
 60. Салтыковский А.Я., Оролмаа Д. Позднепалеозойский—мезозойский вулканизм Северной Монголии и Западного Забайкалья. М.: Наука, 1977. 202 с.
 61. Скуридин В.А. Рудоносные порфировые штоки медно-молибденовых рудных узлов. Новосибирск: Наука, 1989. С. 174—200.
 62. Содов Ж. О возрасте мезозойских отложений Хоутин-Хот-Хор по палеоботаническим данным. Тр. ГИН МНР. Улан-Батор, 1988. № 9.
 63. Сотников В.И., Берзина А.П., Скороходов В.Н. Металлогения меди и молибдена в МНР // Вопросы магматизма и металлогении МНР. Новосибирск: Наука, 1981. С. 9—18.
 64. Степанов П.П., Волохнин В.С. Современная структура и глубинное строение земной коры Монголии по геофизическим данным // Сов. геология. 1969. № 5. С. 47—63.
 65. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
 66. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.
 67. Телешев А.Е., Поляков Г.В., Балыкин П.А. Дерзигский плутон — типичный представитель среднепалеозойского граносиенит-гранитового комплекса Восточной Тувы // Геология и геофизика. 1976. № 12. С. 34—46.
 68. Филиппова И.Б. История развития Хан-

- гайского синклинория в среднем и верхнем палеозое // Там же. № 6. С. 42—58.
69. Филиппова И.Б., Суетенко О.Д., Хасин Р.А. Мезозойские палеогеодинамические обстановки и некоторые особенности металлогении Восточной Монголии // Геология и полезные ископаемые Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1984. Вып. 2. С. 27—46.
 70. Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И. Поздне-мезозойские вулканы и связанные с ними гипабиссальные интрузивы Монголии. М.: Наука, 1978. 167 с.
 71. Фрих-Хар Д.И., Синица С.М., Иванов В.Г. и др. Позднедзубанские (K₁art-alb.) вулканы Гобийского Алтая (Монголия) // ДАН СССР. 1982. Т. 264. № 2. С. 425—428.
 72. Федорова М.Е. Геологическое положение и петрология гранитоидов Хангайского Нагорья. М.: Наука, 1977. 201 с.
 73. Хасин Р.А., Маринов Н.А., Хурц Ч., Якимов Л.И. Медно-молибденовое месторождение Эрдэнэтуин-Обо в Северной Монголии // Геология руд. месторождений. 1977. Т. 19. № 6. С. 3—15.
 74. Хасин Р.А., Суетенко О.Д., Филиппова И.Б. Геодинамические обстановки палеозоя Восточной Монголии // Геология и полезные ископаемые Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1980. Вып. 1. С. 20—34.
 75. Шатков Г.А., Гудин Е.Н. О высоком содержании цезия в кислых вулканических стеклах // Геохимия. 1969, № 12. С. 1510—1512.
 76. Шатков Г.А., Соловьев Н.С., Щаткова Л.Н., Якобсон Л.Н. Основные закономерности развития Монголо-Приаргунского пояса и особенности химизма вулканических пород // Геология и полезные ископаемые Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1980. Вып. 1. С. 35—54.
 77. Шеремет Е.М., Козлов В.Д. Петрология, геохимия и рудоносность гранитоидов молибденового пояса Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1981. 133 с.
 78. Шувалов В.Ф. Стратиграфия мезозойских отложений Центральной Монголии // М.: Наука, 1975. С. 50—112. (Тр. СМГЭ; Вып. 13).
 79. Ярмолюк В.В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 196 с.
 80. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Самойлов В.С., Горегляд А.В. Щелочной магматизм Южной Монголии и его структурное положение // ДАН СССР. 1979. Т. 247. № 5. С. 1244—1248.
 81. Яшина Р.М., Матреницкий А.Т. Верхнепалеозойский магматизм Северной Монголии и его металлогенические особенности // Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979. С. 96—113.
 82. Яшина Р.М. Щелочной магматизм сводово-глыбовых поднятий. М.: Наука, 1972. 276 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие.....	5
Глава 1	
Краткие сведения о геологическом строении региона (С.П.Гаврилова, А.И.Лучицкая, Д.И.Фрих-Хар).....	7
Глава 2	
Пермские ассоциации вулканогенных и интрузивных пород Юго-западного Хангая (С.П.Гаврилова, Д.Оролмаа)	10
Глава 3	
Пермские ассоциации вулканогенных и интрузивных пород междуречья Орхона и Селенги (С.П.Гаврилова, Д.Оролмаа)	73
Глава 4	
Характерные черты пермских вулcano-плутонических ассоциаций (С.П.Гаврилова, Д.Оролмаа)..	128
Глава 5	
Ассоциации вулканогенных и интрузивных пород раннего мезозоя (А.И.Лучицкая, Д.И.Фрих-Хар).....	139
Глава 6	
Ассоциации вулканогенных и интрузивных пород позднего мезозоя (А.И.Лучицкая, Д.И.Фрих-Хар, Ж.Бадамгарав).....	166
Глава 7	
Эволюция и условия формирования вулcano-плутонических ассоциаций (С.П.Гаврилова, А.И.Лучицкая, Д.И.Фрих-Хар).....	216
Литература.....	225

CONTENT

Preface	3
Chapter 1	
General information about geological structure of the region (<i>S.P.Gavrilova, A.I.Luchitskaya, D.I.PhrichChar</i>)	7
Chapter 2	
Permian association of volcanic and plutonic rocks of South-West Khangai (<i>S.P.Gavrilova, D.Orolmaa</i>).....	10
Chapter 3	
Permian association of volcanic and plutonic rocks of Orchon and Selenga interstream area (<i>S.P.Gavrilova, D.Orolmaa</i>).....	73
Chapter 4	
Characteristic features of permian volcanic-plutonic associations (<i>S.P.Gavrilova, D.Orolmaa</i>).....	128
Chapter 5	
Early Mesozoic association of volcanic and plutonic rocks (<i>A.I.Luchitskaya, D.I.Phrich-Char</i>).....	139
Chapter 6	
Late Mesozoic associations of volcanic and plutonic rocks (<i>A.I.Luchitskaya, D.I.Phrich-Char, J.Badamgarav</i>)....	166
Chapter 7	
Evolution and conditions of formations of volcanic-plutonic associations (<i>S.P.Gavrilova, A.I.Luchitskaya, D.I.Phrich-Char</i>).....	216
References	225

ГАРЧИГ

Өмнөх уг.....	5
I б у л э г	
Судалгаа явуулсан нутгийн геологийн тогтоцын тухай товч ойлголт (С.П.Гаврилова, А.И.Лучицкая, Д.И.Фрих-Хар).....	7
II б у л э г	
Хангайн өмнөд хэсгийн пермийн вулканоген ба интрузив чулуулгийн эвшил (С.П.Гаврилова, Д.Оролмаа).....	10
III б у л э г	
Орхон, Сэлэнгийн сав газрын пермийн вулканоген ба интрузив чулуулгийн эвшил (С.П.Гаврилова, Д.Оролмаа).....	73
IV б у л э г	
Пермийн вулкан-плутон эвшлийн онцлог шинж (С.П.Гаврилова, Д.Оролмаа).....	128
V б у л э г	
Туруу мезозойн вулканоген ба интрузив чулуулгийн эвшил (А.И.Лучицкая, Д.И.Фрих-Хар, Ж.Бадамгарав).....	139
VI б у л э г	
Хожуу мезозойн вулканоген ба интрузив чулуулгийн эвшил (А.И.Лучицкая, Д.И.Фрих-Хар).....	166
VII б у л э г	
Вулкан-плутон эвшлийн ууссэн нөхцөл ба эволюци (С.П.Гаврилова, А.И.Лучицкая, Д.И.Фрих-Хар).....	216
Ашигласан ном	225

Научное издание
**ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ**

Труды, выпуск 50

*Утверждено к печати
Совместной Советско-Монгольской
научно-исследовательской
геологической экспедицией*

Редактор *Г.В. Киреева*
Художественный редактор *В.Ю. Яковлев*
Технический редактор *Н.М. Бузова*
Корректор *Л.А. Агеева*

8 р. 60 к.