

В. В. ЯРМОЛЮК

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ АССОЦИАЦИИ И СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИХ РАЗВИТИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ЗСБНХУ-ын ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

ХӨДӨЛМӨРИЙН ГАВЬЯАНЫ
УЛААН ТУГИЙН ОДОНТ
ГЕОЛОГИЙН ХҮРЭЭЛЭН

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE USSR

ORDER
OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE

АКАДЕМИЯ НАУК МНР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ

БНМАУ-ын ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

ГЕОЛОГИЙН
ХҮРЭЭЛЭН

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE MPR

GEOLOGICAL INSTITUTE



В. В. ЯРМОЛЮК

ДЭЭД ПАЛЕОЗОЙН ВУЛКАНЫ ЭВШЛҮҮД ӨМНӨТ МОНГОЛЫН

ХАМТАРСАН
МОНГОЛ-ЗӨВЛӨЛТИЙН
ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ
ШИНЖИЛГЕЕНИЙ ЭКСПЕДИЦИ

Бутээл, цуврал 23

ЭРХЛЭХ ЗӨВЛӨЛ

Н.С. Зайцев, БНМАУ-ын ШУа-ийн сурвалжлагч гишүүн *Б. Лувсан-Данзан*, акамедич *В.В. Меннер*, *В.Г. Гербова*, академич *А.В. Пейве*, ЗСБНХУ-ын ШУА-ийн сурвалжлагч гишүүн *П.П. Тимофеев*, *О. Томуртогоо*, академич *А.Л. Яншин*.

ХАРИУЦЛАГАТАЙ ЭРХЛЭГЧ

ЗСБНХУ-ын ШУА-ийн сурвалжлагч гишүүн *И.В. Лучицкий*.

1978

«НАУКА» ХЭЛЭЛИЙН ГАЗАР
МОСКВА

В. В. ЯРМОЛЮК

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ АССОЦИАЦИИ И СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИХ РАЗВИТИЯ

СОВМЕСТНАЯ СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Труды, выпуск 23

2535

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

член-корреспондент АН СССР *И.В. Лучицкий*

1978

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА

Институт геологических наук АН Армянской ССР Библиотека

УДК 551.21/552.111

V.V. YARMOLIUK

UPPER PALEOZOIC VOLCANIC ASSOCIATION AND STRUCTURAL–PETROLOGICAL FEATURE OF THEIR FORMATION

THE JOINT
SOVIET–MONGOLIAN
SCIENTIFIC-RESEARCH
GEOLOGICAL EXPEDITION

Transaction, vol. 23

EDITORIAL BOARD:

N. S. Zaitsev, Corresponding Member of the MPR Academy of Sciences *B. Luwsan–Dansan*, Academician *V. V. Menner*, *V.G. Gerbova*, Academician *A. V. Peive*, Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences *P.P. Timofeev*, *O. Tomurtogoo*, Academician *A.L. Yanshin*

Верхнепалеозойские вулканогенные ассоциации и структурно-петрологические особенности их развития. М., "Наука", 1978.

В работе описаны вулканогенные ассоциации Южной Монголии, структурно принадлежащие верхнепалеозойскому вулканическому поясу Евразии. В результате изучения разрезов, прослеживания литологических подразделений по площади, а также анализа взаимоотношений между интрузивными и покровными образованиями дана характеристика фациальной структуры отдельных ассоциаций. На этой основе проведены палеовулканологические реконструкции, включающие описание отдельных вулканических построек и структур, типизацию вулканической деятельности, а также оценку геодинамических условий развития как отдельных ассоциаций, так и всего южно-монгольского фрагмента вулканического пояса. В работе приведена наиболее полная петрохимическая характеристика вулканогенных образований Южной Монголии. Геологические и петрохимические материалы легли в основу оригинальной петрологической модели образования контрастных и эволюционных серий магматических пород.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся изучением древних вулканических толщ, а также вулканологов и петрологов.

Табл. 4. Ил. 50. Библ. 82 назв.

Я $\frac{20805-175}{055\,(02)-78}$ 78–385

©Издательство "Наука", 1978 г.

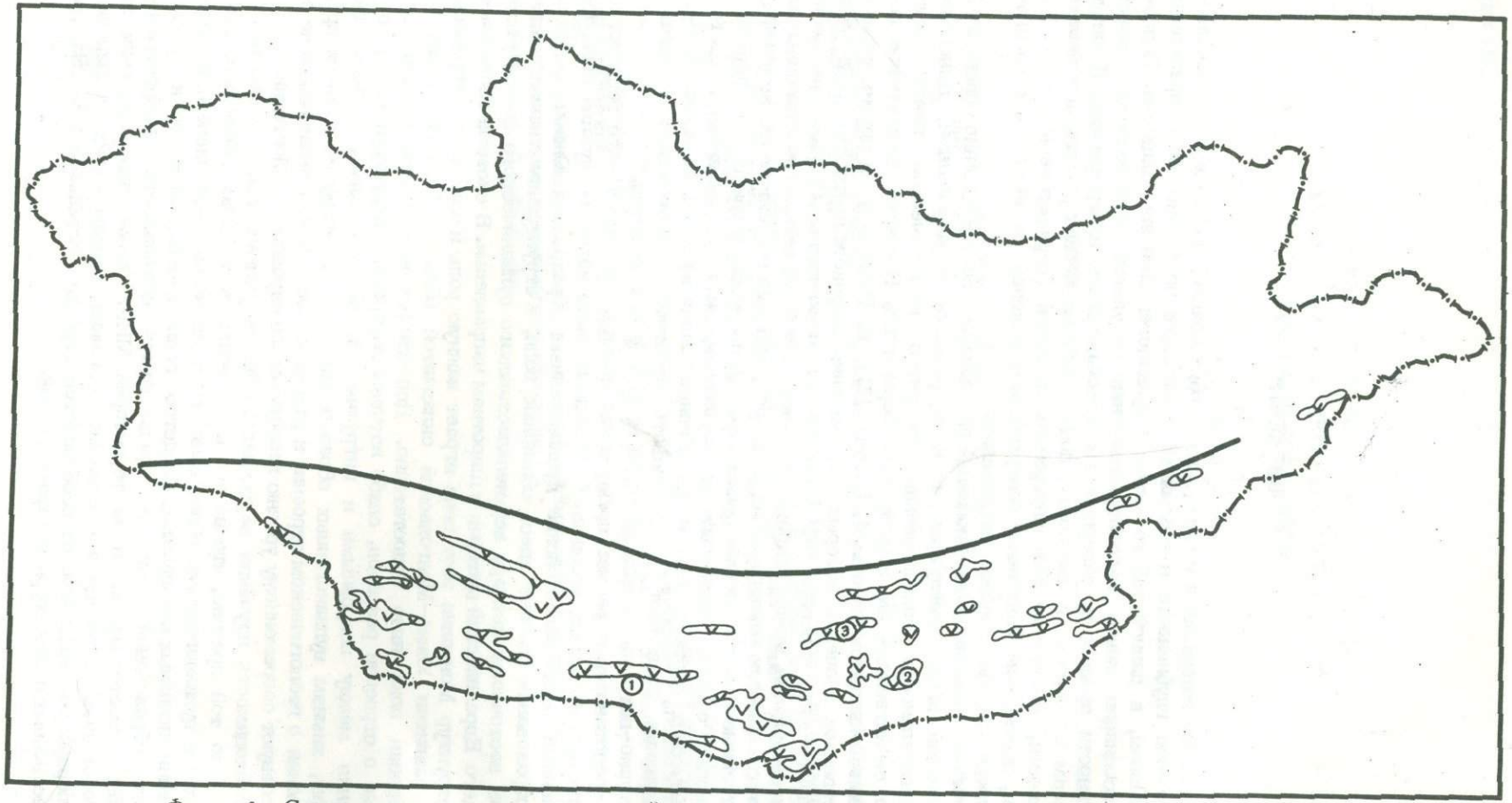
ВВЕДЕНИЕ

Ассоциации излившихся и интрузивных образований, принадлежащих различным фациям глубинности и связанных единством пространственно-временных соотношений, в данной работе названы вулканогенными ассоциациями. Подобные ассоциации можно рассматривать как результат деятельности сложной совокупности процессов, завершаемых вулканическими извержениями. К таким процессам относятся, в частности, подъем магматических расплавов к земной поверхности, заполнение ими внутренних полостей (периферических камер) и трещин, достижение расплавами поверхности и, наконец, излияние этих расплавов, нередко сопровождаемое эксплозиями.

Изучение вулканогенных ассоциаций предполагает соответственно определение соотношений между интрузивными и покровными образованиями, выяснение последовательности возникновения продуктов вулканической деятельности, анализ свойственных им структурных форм и т.д. Примером аналогичных исследований являются работы Ч. Бренча [71], И. Ричи [79] и других ученых, существенное значение которых для решения широкого круга геоструктурных, петрологических, палеовулканологических задач очевидно. Опираясь на такого рода исследования, можно подойти к проблемам петрогенезиса с учетом большого количества важных геологических факторов, включая геотектонические условия, свойственные разным стадиям вулканического процесса, глубины залегания магматических очагов, обстановку их заложения, динамику развития в системе тектонических структур (например, в зонах Беньофа) и т.п. В итоге подобные исследования позволяют рассматривать проблемы петрогенезиса в аспекте структурно-петрологической эволюции геологических объектов.

В представленной работе предпринята попытка именно такого рода исследования вулканогенных ассоциаций. Исходным материалом послужили прекрасно обнаженные верхнепалеозойские вулканогенные образования Южной Монголии. Эти образования слагают здесь обширные поля, в структурном плане принадлежащие восточному сектору верхнепалеозойского вулканического пояса, рассекающего Евразиатский материк в широтном направлении. В системе геологических структур Монголии этот пояс играет важную роль и завершает герцинский этап развития Южно-Монгольской складчатой области. Тем не менее пояс исследован пока явно недостаточно. Для многих его участков отсутствуют данные о строении разрезов, слабо изучены внутренняя структура толщ, соотношения между покровными и интрузивными образованиями, вулканические центры, химизм вулканогенных образований и т.д. Поэтому имеющиеся представления о геологическом строении и развитии пояса очень схематичны и не соответствуют современному уровню геологической изученности Монголии.

Необходимость изучения верхнепалеозойского вулканического пояса назрела еще и по той причине, что на его продолжении в пределах Советского Союза в связи с вулканогенными образованиями установлены многочисленные месторождения полезных ископаемых. Сходство геологических структур и вулканогенных образований позволяет предполагать возможность распространения подобных месторождений и на территории МНР. Однако для выявления этих месторождений необходима постановка широких геологических исследований и в первую очередь изучение особенностей строения вулканического пояса, его вещественных и структурных характеристик.



Ф и г. 1. Схема размещения верхнепалеозойских вулканогенных образований в Южной Монголии
Вулканогенные ассоциации районов: *1* – хребты Ноен и Тост; *2* – сомон Хан-Богд; *3* – хр. Ихе-Шанхай

Все это послужило причиной для развертывания в рамках совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции работ по изучению верхнепалеозойских вулканогенных ассоциаций на юге Монголии.

Работы были начаты в 1973 г. исследованиями в районе хр. Ноен в пределах одного из наиболее крупных полей верхнепалеозойских вулканитов. Позднее исследователями были охвачены поля вулканитов, развитые в районах хребтов Ихе-Шанхай, Цохиотуин-Хид, Улугей-Хид, сомон Хан-Богд (фиг. 1). В процессе исследований были составлены геологические карты различной детальности, изучены разрезы вулканогенных толщ, выяснены соотношения между интрузивными и покровными образованиями и т.д. Большой объем работ был проделан по изучению петрохимии и геохимии вулканитов, без чего невозможно достаточно строго охарактеризовать составы пород преимущественно стекловатых и афировых.

Содержание и структура работы определялись стремлением автора дать расширенную геологическую характеристику вулканогенных ассоциаций. В связи с этим приведена общая характеристика геологии вулканического пояса и рассмотрены данные о фациальной изменчивости вулканогенных ассоциаций, иллюстрированные некоторыми типовыми примерами; даются описания разрезов, сопровождаемые характеристикой соотношений между отдельными их подразделениями, а также между интрузиями и покровными образованиями. Кроме того, осуществлены палеовулканологические реконструкции, а также сделаны выводы относительно главных закономерностей развития вулканизма в пределах пояса.

При изучении химизма вулканогенных образований особое внимание уделялось выявлению черт преемственности между различными по химическому составу породами. Полученные результаты позволили оценить условия и особенности эволюции магматических расплавов.

В заключение рассмотрены вопросы механизма образования вулканогенных ассоциаций с петрологических и структурных позиций.

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС ЕВРАЗИИ И ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЕГО ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА ЕВРАЗИИ

В строении Евразиатского материка выделяется протяженный пояс верхнепалеозойских наземных вулканогенных образований, общие представления о котором изложены в работах А.А. Моссаковского [39, 40, 41].

Вулканический пояс пересекает Евразиатский материк и протягивается в широтном направлении более чем на 9000 км от Пиренеев до северо-восточных районов Китая. В большей своей части пояс лежит в пределах герцинских складчатых областей, однако его контуры в общем не совпадают с их границами. В особенности это относится к северному обрамлению пояса, который местами выходит за рамки герцинских складчатых образований, вследствие чего верхнепалеозойские вулканиты налегают на более древние складчатые структуры. Южная граница пояса следует параллельно южной границе герцинских складчатых областей, несколько отступая от нее к северу, поэтому вулканические образования не распространялись в область развития поздних герцинид, содержащих морские отложения верхнего карбона и нижней перми (например, Солонкерская зона), а также в геосинклинальные прогибы, существовавшие вплоть до альпийского орогенеза, которые определяют южную границу герцинид.

В структурном отношении вулканический пояс принадлежит к так называемым краевым вулканическим поясам. Анализ палеогеографической позиции показывает, что он располагался на краю обширного материка, включавшего Северную Европу и Северную Азию. С юга этот материк на всем своем протяжении граничил с крупным морским бассейном – Палеотетисом. В пределах этого палеоокеана в участках, непосредственно прилегающих к вулканическому поясу, в верхнем карбоне и перми происходило накопление мощных флишевых и карбонатно-терригенных толщ, разрезы которых рассматриваются как типичные геосинклинальные. В тыловой части вулканического пояса в пермское время располагались бореальные эпиконтинентальные моря-заливы цехштейнового или предуральского типа.

Появление вулканитов на большей части пояса связано с тектоническими структурами орогенного этапа развития герцинид, такими, как крупные межгорные впадины и прогибы (Саарская, Заальская, Внутрисудетская, Ноенсомонская и др). Реже они формировались на поднятиях, где отмечается связь с наложенными мульдами и грабен-синклиналями. Несмотря на приуроченность верхнепалеозойского вулканизма к депрессионным структурам основания, вулканогенные образования, по крайней мере на зрелых стадиях развития пояса, формировались в субаэральных условиях. По-видимому, они слагали возвышающуюся над уровнем моря цепь вулканических массивов с достаточно расчлененным рельефом, что подтверждает тесный парагенез вулканических продуктов и континентальных моласс. Последние представлены продуктами разрушения вулканитов, что свидетельствует о местном источнике материала. Таким образом, вулканический пояс представлял собой цепь вулканических островов и горных сооружений, которая, подобно Курило-Камчатской цепи вулканов, отделяла океанический бассейн с геосинклинальным режимом осадконакопления от крупного материка и располагавшихся в его пределах эпиконтинентальных морей.

Развитые в пределах пояса образования принадлежат известково-щелочной базальт-андезит-липаритовой серии и этим отличаются от вулканитов, распространенных к северу от вулканического пояса. Последние принадлежат субщелочным трапповым и щелочным андезито-базальтовым сериям и не имеют поясового распространения.

Вулканические образования Евразиатского пояса повсеместно отличаются постоянством парагенезиса вулканогенных пород, устойчивым характером последовательности залегания в вулканических толщах и стабильными соотношениями между покровными и интрузивными породами. Лучше всего эти образования изучены в пределах Казахстана. Здесь они распространены на огромных площадях и заполняют обширные впадины (Токраусскую, Северо-Прибалхашскую и др.), а также более мелкие грабены и мульды. Происхождение этих структур связано со специфическими вулкано-тектоническими процессами, вызвавшими крупные проседания земной коры [65]. На фоне крупных вулканических впадин широко распространены более мелкие вулкано-тектонические депрессии кальдерного типа [4, 25, 30]. Помимо этого вулканиты здесь слагают отдельные вулканические нагорья, являющиеся остатками древних стратовулканов и щитовых вулканов [7, 32, 59]. С вулканитами здесь ассоциируют многочисленные массивы гранитоидов. Для них установлена тесная связь с покровными образованиями и тем самым их вулканогенная природа.

Наименее изученный отрезок Евразиатского пояса приходится на территории Джунгарии и Монголии, который в соответствии со структурным делением пояса, предложенным А.А. Моссаковским [39], представляет восточный сектор пояса.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ

Поля верхнепалеозойских вулканогенных образований в пределах Южной Монголии протягиваются в широтном направлении более чем на 1400 км при ширине до 200 км.

Вулканический пояс здесь приурочен к южному краю Южно-Монгольских герцинид и в основном тяготеет к пограничной зоне, разделяющей герциниды и более молодую эвгеосинклинальную зону Внутренней Монголии. К северу от главной полосы распространения вулканиты встречаются в пределах изолированных полей, тяготеющих к небольшим грабенам и мульдам. На юге наземные вулканогенные толщи сменяются прибрежно-морскими и вулканогенно-осадочными отложениями, выполняющими ряд прогибов на территории Барунцохинской и Тотошаньской зон.

Современные представления о строении верхнепалеозойских вулканогенных образований Южной Монголии сформировались в результате исследований В.М.Синицина, Б.Лувсан-Данзана, А.А. Моссаковского, О.Д. Суетенко, О. Томуртогоо и других исследователей [3, 8, 9, 10, 11, 12, 36, 41, 42]. К началу наших работ было установлено, что наиболее ранние проявления вулканической деятельности в пределах пояса относятся к раннему карбону. Вулканогенные образования формировались в отдельных пространственно-изолированных участках вулканического пояса. Они известны в ряде мест Барунхурайской котловины и Гобийского Алтая, широко распространены на территории от хр. Ноен на западе до района сомона Хан-Богд и Улугей-Хид на востоке. Вулканиты, как правило, согласно залегают на осадочных комплексах нижнего карбона, содержат прослои терригенных пород и фациально замещаются ими в латеральных направлениях. Вулканогенные образования представлены базальтовыми и андезитовыми порфиритами, кварцевыми порфирами, а также туфами, игнимбритами и туфолавами этих пород. В строении разрезов, достигающих мощности 3000 м, наиболее основные разности пород приурочены к нижним горизонтам. Верхние части разрезов сложены андезитовыми порфиритами, андезито-дацитами с прослоями кислых лав и их пирокластов. Здесь же в большом количестве появляются туфогенно-осадочные и осадочные породы – туфопесчаники, туфогравелиты, туфоконгломераты, иногда карбонаты.

Средне-верхнекаменноугольные вулканогенные образования согласно или с несогласием надстраивают разрезы нижнекаменноугольных вулканитов и занимают большие площади в осевых участках пояса. Они широко развиты в Гобийском Тянь-Шане и Уланульской зоне в пределах протяженной полосы от юго-западной границы Монголии до Улугейского вулканического массива на востоке. Строение толщ, мощность которых превышает 1000 м, характеризуется сложным сочетанием различных по составу вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород с преобладанием в разрезах кислых образований. Соотношения между различными породами в разрезах варьируют даже в пределах отдельных вулканических массивов и свидетельствуют о сложной фациальной структуре последних. Значительные различия отмечаются и в строении отдельно сравниваемых массивов. Так, например, в строении Ноенсомонской впадины [19] и манлайских грабен-синклиналей [56] главную роль играют лавы, лавобрекчии, лавоконгломераты, туфы и игнимбриты липаритовых и дацитовых порфиров, среди которых содержатся горизонты и пачки андезитовых и трахиандезитовых порфиритов, а также многочисленные (особенно в верхних частях разрезов) пачки разнозернистых туфопесчаников и туфоалевролитов.

В Цохитуинском вулканическом массиве преобладают вулканиты среднего основного состава - андезитовые, андезито-базальтовые порфириты и в меньшей степени их туфы [11]. Кислые образования связаны с верхними частями разрезов и представлены экструзивными телами липаритов. В Ихе-Шанхайском вулканическом массиве покровные образования представлены преимущественно лавами андезито-дацитов и дацитов, а также покровами липаритовых игнимбритов.

Заведомо пермские вулканогенные образования известны главным образом вдоль северного фаса пояса в пределах Джинсэтского грабена в ряде участков Гобийского Алтая, в районе горы Аргалант-ула. В строении разрезов устанавливается преобладание вулканогенных образований основного и среднего составов. Кислые вулканиты распространены ограниченно и приурочены к низам разрезов. Возможно, они соответствуют верхнекаменноугольным кислым вулканитам других участков пояса.

Пермским возрастом датируются и верхние горизонты разреза вулканогенной ассоциации района сомона Хан-Богд. В их составе в отличие от упомянутых вулканических полей преобладают кислые вулканиты - лавы, игнимбриты и липаритовые лавобрекчии. Базальты и андезиты распространены в низах разреза, согласно подстилают липаритовые образования и встречаются среди последних в виде небольших по мощности серий покровов.

Суммируя имеющиеся сведения о верхнепалеозойском вулканическом поясе в пределах Южной Монголии, можно наметить такую последовательность слагающих его образований:

1. Нижний карбон - мощные толщи андезитовых порфиритов, сопровождаемые небольшими проявлениями кислых вулканитов. Устанавливается некоторое раскисление состава вулканитов к верхам разреза и возрастание в том же направлении доли пирокластических и туфогенно-осадочных образований.

2. Средний - верхний карбон - серии кислых вулканитов. Ведущую роль играют туфы, игнимбриты, лавобрекчии. Основные вулканиты редки. Они встречаются лишь в виде изолированных линз.

3. Нижняя пермь - толща базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов, местами контрастно переслаивающихся с липаритами.

Следует отметить общее смещение в пространстве разновозрастных центров вулканической активности, обусловившее приуроченность пермских вулканитов к северному краю полосы выходов вулканогенных образований.

Выше отмечалось структурное сходство рассматриваемого верхнепалеозойского вулканического пояса с Катазиатским краевым вулканическим поясом. Эти пояса близки по многим геологическим показателям. Так, сравнивая Южно-Монгольскую часть пояса с Охотско-Чукотским сектором Катазиатского пояса, можно отметить, что первый подобно второму завершает развитие складчатой области и формируется в той ее части, которая граничит с морскими впадинами.

Последовательность вулканических образований в строении сравниваемых секторов вулканических поясов также хорошо сопоставляется. Более того, в строении Охотско-Чукотского пояса, как и в пределах Южной Монголии, происходит смещение наиболее поздних вулканитов в сторону материка [55].

Кроме перечисленных особенностей строения пояса, следует отметить большую роль в его структуре отдельных вулканических ассоциаций, различающихся строением разрезов и составом вулканогенных образований. Можно предположить, что это связано с очаговым развитием магматизма, т.е. с формированием отдельных вулканических массивов над крупными, но изолированными магматическими очагами, возникшими вдоль пограничной структуры континент – океан.

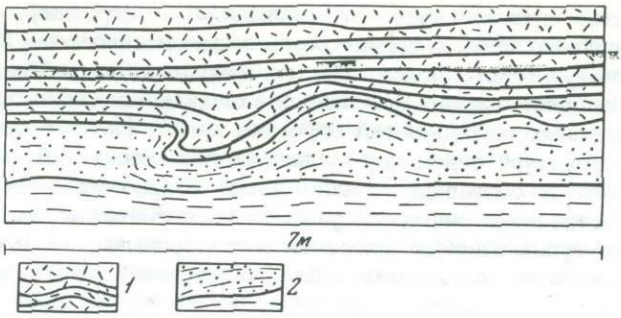
ФАЦИИ ГЛУБИННОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

В строении вулканогенных ассоциаций широко проявлены излившиеся, пирокластические и интрузивные образования. Их сочетания многообразны и определяют сложную фациальную структуру ассоциаций. Расшифровка последней является основной задачей палеовулканологических исследований и во многом зависит от детальности расчленения вулканогенных образований на отдельные фации, т.е. литологически однородные совокупности пород, обладающие определенным набором структурно-текстурных характеристик. К сожалению, наблюдаемые особенности строения и состава породы далеко не всегда позволяют отнести ее к той или иной фации, так как характерны для различных фаций. Это создает значительные трудности при расшифровке внутреннего строения толщ, в особенности при разделении пластовых интрузий и вулканических покровов, при расчленении покровных образований и т.д. В связи с этим ниже приводится описание отдельных фаций наиболее распространенных в структуре вулканических полей, при этом особое внимание уделено рассмотрению отличительных признаков схожих в каком-либо отношении фаций.

К покровным фациям различные авторы [29, 64] относят образования, которым свойственны признаки формирования на дневной поверхности, т.е. признаки воздействия вышележащих пород на нижележащие и взаимодействия с активным кислородом воздуха в условиях атмосферного давления. Среди вулканитов Южной Монголии этими признаками характеризуются эффузивные, экструзивные, пирокластические и околожерловые образования.

Э ф ф у з и в ы представлены лавовыми покровами и потоками. Признаки, по которым можно выделить эти образования, систематизированы в многочисленных публикациях, однако при полевых работах они, как правило, в полном объеме не наблюдаются. В частности, те признаки, которые основаны на приконтактовых соотношениях эффузивов с окружающими породами, выявляются не всегда даже в условиях хорошо обнаженной Южной Монголии. Поэтому, различая покровные образования и близкие к ним по строению и условиям залегания пластовые интрузии, чаще приходится использовать элементы внутреннего строения изучаемых тел. В эффузивах такое строение асимметрично в вертикальном сечении и определяется различиями физико-химических, механических условий становления нижнего и верхнего контактов потоков. Наиболее общим признаком эффузивной природы пластовых тел в этом случае является различие в мощности зон шлаковых обожженных пород, приуроченных к эндоконтактовым участкам покровов. Эти зоны сложены малиново-красными, нередко лиловыми породами, среди которых отмечаются пористые и массивные стекловатые разновидности. Близ подошвы такие зоны проявлены в пределах сантиметров или первых десятков сантиметров и в целом повторяют поверхность контакта. В верхней части покровов они распространены значительно шире, их мощность достигает нескольких метров.

Для потоков характерны также пористые ноздреватые образования. Они встречаются в виде обособленных неправильных участков в массивной породе или вытягиваются в линзы, однако в целом связаны с верхними частями потоков. Часто поры, в особенности в более древних породах, заполнены халцедоном,



Ф и г. 2. Налегание покрова липарито-дацитов на слабо диагенезированные туфогенно-осадочные породы

1 – липарито-дациты; *2* – туфогенно-осадочные породы

опалом, кварцем, реже-карбонатами, цеолитами, и это придает эффузивам характерный миндалекаменный облик.

К проявлениям асимметрии внутреннего строения пластовых тел относятся различия формы и других особенностей верхнего и нижнего контактов. Эти различия определяются спецификой механического взаимодействия перемещающегося расплава с окружающей средой. Нижний контакт в отличие от верхнего обычно, как правило, обнаруживает следы активного воздействия потока. Примером могут служить соотношения липарито-дацитового потока с подстилающими туфопесчаниками к востоку от сомона Ноен (фиг. 2). Песчаники у контакта смяты, но слоистость в них в целом повторяет линию контакта. Кроме того, они встречаются в виде ксенолитов в теле покрова. Липариты у контакта стекловаты, флюидальность повторяет поверхность контакта. Вдали от контактов породы массивные и относительно раскристаллизованные. Верхний контакт также обладает неровной поверхностью, но в перекрывающих его осадках не наблюдается механического нарушения слоистости.

При излиянии лав на скальные породы нижний контакт потока повторяет их эрозионную поверхность, не нарушая ее. В отдельных случаях обломки подстилающих пород захватываются лавами, однако подобные ксенолиты отсутствуют в верхнем эндоконтакте излившихся тел. В общем случае нижний контакт потока, форма которого обусловлена строением и состоянием подстилающей поверхности, не параллелен и не аналогичен верхнему; он более сложен. Форма верхнего контакта иногда в той или иной степени сглаживается, особенно часто – в лавах высокой текучести.

Э к с т р у з и и, как и эффузивы, формируются на дневной поверхности. В отличие от покровов лавы экструзии обладают высокой вязкостью, благодаря чему они располагаются непосредственно у выводящих каналов. Эту особенность экструзий следует учитывать при изучении строения вулканических полей.

Отличительные признаки экструзивных образований являются производными высокой вязкости магматических расплавов. Экструзии, как правило, представлены малопротяженными линзообразными телами, мощность которых в центральных участках составляет десятки и сотни метров, но резко сокращается к их периферии. В перекрывающих образованиях нередко отмечаются грубообломочные брекчии, сложенные крупными (до 2 м) обломками пород экструзий. Они встречаются в обрамлении экструзий и образуются, вероятно, при их разрушении. Подобный процесс наблюдается на современных вулканах, где он сопровождается раскаленными каменными лавинами, возникающими на склонах лавовых куполов, игл и обелисков [37, 49].

По внутреннему строению экструзивные тела в целом напоминают лавовые потоки. В их основании нередко наблюдаются стекловатые (закаленные) тонкофлюидальные породы, которые кверху становятся сравнительно раскристаллизованными, нередко флюидальными или грубополосчатыми. Линии течения в таких телах обычно сильно деформированы и образуют на поверхностях об-

нажений сложный слойчатый рисунок. В верхних частях экструзий породы приобретают пористое, ноздреватое строение; они становятся брекчированными. Такие агглютинатоподобные породы вплоть до образования почти типичных агглютинатов сложены сцементированными, неупорядоченными по размеру обломками лав. Между обломками иногда сохраняются пустотки, заполненные халцедоном, карбонатом и т.д.

Среди пирокластических образований распространены обычные туфы, спекшиеся туфы, игнимбриты и туфогенно-осадочные породы. Систематика этих пород хорошо разработана [37], поэтому укажем лишь использованные в нашей работе признаки, позволяющие разделять обычные туфы, спекшиеся туфы и игнимбриты. Эти породы нередко встречаются совместно, в конкретных геологических телах. Так, например, в верхней части игнимбритовых потоков нередко происходит смена игнимбритов спекшимися туфами, а затем без каких-либо литологических границ обыкновенными туфами.

По петрографическим признакам пирокластические образования также образуют непрерывную последовательность, поэтому приведем используемые в работе критерии их разделения.

Туфы – пирокластические породы, состоящие из обломков вулканического стекла, кристаллов, пород.

Спекшиеся туфы – породы, в которых отмечается сплавление обломков стекла, появляется эвтакситовая структура. Различаются слабо спекшиеся туфы, в которых обломки стекла обладают четкими ограничениями и лишь слегка оплавлены, и сильно спекшиеся туфы, в которых частички стекла плотно прижаты друг к другу и вследствие оплавления утрачивают четкие границы. Обычно они характеризуются более совершенной эвтакситовой структурой, обломки в них уплощены вдоль поверхностей напластования.

Игнимбриты – породы, в которых обломки стекла спекаются в гомогенную массу. Отдельные частицы в них выделяются окраской и обрамляются рудной пылью. Эти породы характеризуются совершенной эвтакситовой (псевдофлюидальной) структурой.

Все перечисленные породы слагают обособленные покровные тела, в строении которых нередко принимает участие одновременно несколько разновидностей пород, связанных взаимными переходами. По отношению к таким сложным покровным телам применялись названия "туфовый пласт", "игнимбритовый покров" и т.д. в зависимости от преобладания в их строении тех или иных пород.

Взаимоотношения околожерловых вулканических брекчий и пирокластических образований такие же, как в экструзиях с эффузивами. Брекчии этого типа сосредоточены вблизи выводящих вулканических каналов; они представлены грубообломочными породами – агломератами, бомбовыми туфами, слагающими линзообразные тела вокруг вулканических каналов. Мощность таких тел сокращается по мере их удаления от вулканических каналов. Одновременно наблюдается уменьшение в них размеров обломков пород.

Субвулканические образования представлены небольшими интрузивными телами, сложенными порфировыми породами разного состава. К ним относятся дайки – резко секущие маломощные тела большой протяженности, штоки – рвущие тела, имеющие в поперечнике более или менее изометричные очертания, и силлы – пластовые интрузивные тела, внедрившиеся вдоль поверхностей напластования. Пластовые интрузии в наибольшей степени и прежде всего по структурным признакам трудно отличить от вулканических потоков. В то же время их роль в строении вулканогенных толщ может быть значительной. В ряде районов Монголии и Приморья они составляют, по нашим наблюдениям, десятки процентов от общего объема стратифицированных образований. Близкие оценки (20%) получены А. Ритманом [49] при исследовании кратера Соммы, склонов Стромболи и других вулканов, а также Б.И. Пийпом [45] по наблюдениям на вулкане Зимина.

Несмотря на столь широкое распространение пластовых интрузий, практика геологических исследований показывает, что выделение подобных тел представ-

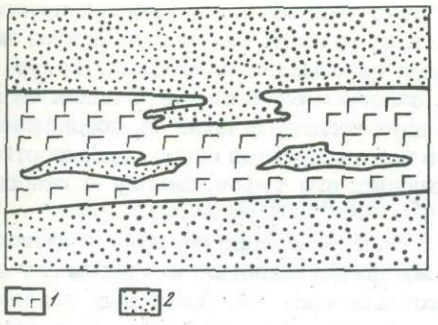
ляет далеко не простую задачу. Для их распознавания, как указывает Д. Шрок [64], требуется обстановка достаточно полной геологической обнаженности. Это условие выполняется редко, поэтому в ряде случаев такие тела рассматриваются как потоки и включаются в стратиграфический разрез. В итоге представление об истинной мощности излившихся пород, слагающих вулканогенные толщи, и о структуре вулканических полей искажается. Кроме того, включение пластовых интрузий в стратиграфическую последовательность создает ошибочное представление о действительной смене эффузивных пород в ряду сформировавшихся вулканических потоков, и – как следствие – рассматриваемая в таких условиях картина эволюции магматической деятельности становится недостоверной. Все это определяет важность обособления в разрезах интрузивных пластов в процессе геологических исследований и соответственно выявления признаков фациальной принадлежности пластовых магматических тел к эффузивному или интрузивному типу. К числу таких признаков можно отнести обычное симметричное по отношению к контактам строение интрузивных пластовых тел. Это проявляется в подобии структур и текстур пород у противоположных контактов последовательной сменой слабо раскристаллизованных, нередко стекловатых у контактов образования раскристаллизованными.

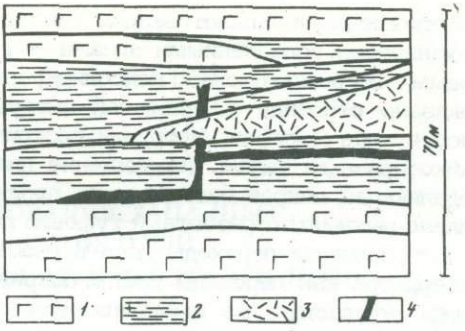
Одна из отличительных особенностей трещинных интрузий связана с развитием флюидальных структур в приконтактовых частях. Такие же структуры часто встречаются в пластовых залежах, где они отмечаются как у лежащего, так и у висячего контактов. Симметрично построенными являются, например, согласные тела роговообманковых андезитов, распространенные в районе хр. Ноен. В приконтактовых зонах мощностью до 0,5 м они отчетливо флюидальны за счет сравнительно тонких (несколько миллиметров) параллельных контакту черных прослоев, выделяющихся на господствующем буром фоне. Под микроскопом флюидальность выражена чередованием в различной степени раскристаллизованных прослоев. К центральной части тела флюидальность исчезает и породы приобретают порфировидную структуру.

Близким строением характеризуются и липаритовые тела из того же района. Они обычно связаны с более глубокими горизонтами разреза вулканогенных образований и представлены пологосекущими, пластовыми и сложными по структуре телами. В зонах эндоконтактов эти тела сложены тонкофлюидальными породами, в которых полосы неодинаково окрашены и различаются по составу и степени раскристаллизации. Под микроскопом они выделяются по тем же признакам, причем можно отметить большой объем мономинеральных линзочек и прослоев кварца. Эти полосы граничат со стекловатыми, фельзитовыми и аллотриоморфнозернистыми. В центральных частях пластовых тел флюидальные породы сменяются массивными и сферолоидными.

Флюидальность в магматических телах обычно объясняют гидродинамическим расслоением расплава в магматическом потоке под действием градиента скоростей. Вдоль поверхностей, отделяющих пластовые тела от вмещающих пород, перепад скоростей наибольший и приблизительно одинаков, а условия остывания благоприятствуют быстрой консервации возникших структур. В результате в пластовых интрузиях флюидальность проявлена симметрично по отношению к контактам в отличие от поверхностных образований, в которых флюидальность, если она и наблюдается, приурочена главным образом к подошве покровов. Именно в этой части покрова могло сохраняться относительно свободное течение расплава и происходить его гидродинамическое расслоение. Отмечаемая иногда в экструзиях расслоенность в прикровельных участках резко отличается от флюидальности в приподошвенных частях не только по виду, но и по строению, размерам и составу отдельных полос, а также по обычному их брекчированию.

Пластовые интрузивные тела, кроме того, характеризуются функциональной зависимостью степени раскристаллизации пород от их положения относительно контактов. Нередко стекловатые у контактов породы по направлению к центру пласта сменяются хорошо раскристаллизованными и полнокристаллическими породами. Расположение всех этих пород оказывается симметричным относительно центральной части интрузивного тела. Именно так для ряда липаритовых





Ф и г. 3. Силл базальтов *(1)* в туфах *(2)* хр. Ноен

Ф и г. 4. Строение многоэтажной интрузии базальтов

1 – базальты покрова; *2* – туфогенно-осадочные породы; *3* – липариты; *4* – базальты интрузии

интрузий хр. Ноен в эндоконтактовых участках устанавливается широкое распространение магматических стекол, начинающихся непосредственно в контакте и нередко обладающих флюидальным строением только за счет чередования разноокрашенных полос стекла. В глубь тела такие стекла сменяются флюидальными неполнокристаллическими породами, в центральных частях раскристаллизованными до гранит-порфиров. Ширина стекловатых зон в подобных случаях варьирует от долей миллиметра до нескольких метров.

Наконец, сами контакты пластовых интрузий в отличие от эффузивов обычно подобны и параллельны друг другу и, как правило, по конфигурации приближаются к плоским поверхностям. Лишь иногда наблюдаются нарушающие эти плоскости апофизы, а также выклинивания-провесы пород кровли или подошвы (фиг. 3), отражающие интрузивные соотношения с вымещающими толщами. Такой характер контактов обусловлен, вероятно, внедрением магмы в трещины отслаивания, возникающие в консолидированных толщах вдоль поверхностей напластования.

Существуют и другие признаки, которые наряду с симметричностью строения позволяют отличать интрузивные залежи. Так, стекла среди интрузий, по-видимому, встречаются чаще, чем в потоках. В Монголии, например, во всех случаях, когда фациальная принадлежность тел, сложенных стеклами, устанавливается однозначно, они оказываются субвулканическими и приповерхностными интрузивными залежами. Широко распространены стекловатые интрузивные породы и в других районах [17].

Интрузии характеризуются также псевдослоистым строением, обусловленным чередованием слоев, сложенных, с одной стороны, в разной степени раскристаллизованными, а с другой-обломочными магматическими породами близкого состава. Переходы между такими породами бывают как постепенные, так и резкие. Обломочные породы в интрузиях описаны для многих областей и получили название туффузитов, криптовулканитов, автобрекчий. Д. Рейнольдс [78] объясняет их образование вскипанием магмы, вызванным освобождением летучих при падении давления. Примером подобных образований является пластовое тело мощностью до 1,5 м, наблюдавшееся к востоку от Хайляз-ула. Оно сложено кислыми породами и выглядит как слоистая пачка чередующихся алевролито- и песчаниковидных, местами косослоистых пород, образующих тонкоплитчатый делювий. Подобный облик породы приобретают за счет ритмичного чередования стекловатых прослоев, насыщенных в той или иной степени кристаллами ортоклаза и кварца, и слоев того же состава, имеющих обломочную текстуру. Мощность таких прослоев варьирует от долей сантиметра до 10-30 см.

Показателем интрузивной природы пластовых залежей являются также взаимные переходы из стратиформного положения в резко несогласное. Нередко такие интрузии состоят из нескольких субпластовых образований, расположенных на различных стратиграфических уровнях и соединенных перемычками, секущими

по отношению к напластованию. Положение пластовых тел обычно контролируется механически ослабленными зонами – границами раздела между отдельными лавовыми покровами, слабо консолидированными туфовыми горизонтами. На фиг. 4 показано строение базальтовой интрузии, залегающей в толще близких ей по составу лав и туфов. Интрузия состоит из двух согласных пластов, соединенных дайкообразным телом. Размещение пластов контролируется снизу поверхностью, отделяющей покров базальтов от перекрывающих его туфов, вверху – относительно рыхлыми горизонтами туфовой пачки.

Непрерывные переходы даек в пластовые залежи нередко интерпретируются в литературе как переходы даек в покровы. Нам представляется, что в том случае, когда специально не оговариваются фациальные признаки пластовых залежей, подобные наблюдения скорее всего свидетельствуют об интрузивной природе последних. Это заключение опирается на данные современной вулканологии, из которых следует, что лавовые потоки, за исключением экструзивных куполов, пространственно разобщены со своими корнями. Разрыв между эффузивной и жерловой фацией, по-видимому, обусловлен отходом магматической колонны в конце извержения или экструзиями последних вязких порций расплава.

На принадлежность пластовых тел к интрузиям указывают еще и скопления своеобразных обособлений магматических пород в экзоконтактовых ореолах. Такие скопления могут рассматриваться как результат импрегнирования или просачивания (инъекции) расплава во вмещающие толщи, что особенно характерно для магматического внедрения в сравнительно рыхлые породы [67]. Благодаря развитию подобных процессов интрузии в краевых участках приобретают брекчиевидное строение. Общий облик краевых зон в таком случае определяется пятнистым распределением небольших по размерам и сложных по форме обособлений магматических пород. Цементируются они наиболее поздними порциями расплава, формируются также и центральные части интрузий. В цементирующей массе обычно отмечаются обломки вмещающих пород, иногда пластически деформированных. Во внешней части зоны их роль резко возрастает. Мощность зоны брекчирования определяется обстановкой локализации магматического тела и оказывается особенно значительной при размещении в пределах сравнительно рыхлых образований. При внедрении в тонкослоистые толщи полоса брекчирования сужается вплоть до полного ее вырождения. В ряде случаев структура брекчированных зон определяется распространением магматических обособлений, цементируемых вмещающими породами.

Помимо указанных признаков, при предварительной разбраковке пластовых магматических образований на фациальные группы известную помощь оказывают наблюдения резкой изменчивости признаков, монотонно проявленных в толщах покровных образований (например, состава, цвета и др.). Так, появление среди пористых и обожженных эффузивов пластовых тел массивного строения, резко выделяющихся на общем фоне, заставляет, по крайней мере, более внимательно рассмотреть их взаимосвязь с окружающими образованиями. Детальное изучение таких "аномальных" образований в вулканогенных толщах Монголии обычно позволяет выявить какой-либо из перечисленных признаков и таким образом подтвердить их истинную природу.

Глубинные (гипабиссальные) образования представлены крупными интрузивными массивами, сложенными полнокристаллическими магматическими породами. Они срезают на большую мощность вмещающие толщи и сопровождаются ореолами контактово-измененных пород.

Рассмотренные группы пород, принадлежащих различным фациям глубинности, широко распространены среди верхнепалеозойских вулканогенных ассоциаций Южной Монголии. Изучение соотношений между этими фациями позволяет установить тесную взаимосвязь между ними, выявить постепенные переходы между родственными образованиями и тем самым определить сложную фациальную структуру вулканогенных толщ. Все эти сложные соотношения демонстрируют возрастное и генетическое единство различных образований и позволяют рассматривать совокупность выделяемых фаций как результат единого магматического процесса на земной поверхности в виде вулканической деятельности.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗАПАДНЫХ УЧАСТКОВ ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ. ВУЛКАНОГЕННАЯ АССОЦИАЦИЯ ХРЕБТОВ ТОСТ И НОЕН

Верхнепалеозойские вулканогенные образования прослеживаются непрерывной полосой от г. Далан-Дзадагад до западной границы МНР. В строении разрезов, мощности которых местами превышают 5 км, участвуют породы различного состава. В Заалтайской Гоби в районе хр. Эдренгийн-Нуру, а также южнее хребта, вплоть до острогов Гобийского Тянь-Шаня, в низах разреза господствуют порфириты. Они переслаиваются с терригенными образованиями, содержащими морскую фауну нижнего карбона. Вулканиты представлены маломощными (3-8 м) покровами, для которых не характерны шлаковые зоны и окисление пород в кровле. Все это указывает на подводный режим излияний. В более высоких горизонтах разрезов появляются серии покровов липаритовых игнимбритов и туфов. Кислые вулканиты чередуются с покровами основных пород, преобладающими по объему. Терригенные прослои среди вулканитов представлены вулканомиктовыми тонкослоистыми песчаниками и алевролитами, нередко с карбонатным цементом, содержащими членики криноидей, а также раковины брахиопод. Эти прослои свидетельствуют о сохранении режима осадконакопления и, следовательно, указывают на подводный характер излияний. Однако в тех местах, где лавовые потоки слагают массивные линзы и лишены осадочных прослоев, в вулканитах появляются обожженные окисленные породы, среди них устанавливаются шлаковые и бомбовые горизонты. Можно, по-видимому, говорить, что в соответствующий промежуток времени накопление вулканитов происходило в условиях мелководного морского бассейна, а отдельные вулканические постройки возвышались над водной поверхностью.

Верхние части разреза хр. Эдренгийн-нуру представлены контрастно переслаивающимися сериями базальтовых покровов и трахилипаритовых игнимбритов, здесь же установлены крупные трахилипаритовые экструзии. Контрастные образования дают примерно сопоставимые объемы, однако кислые вулканиты преобладают. В этой части разреза широко развиты туфы, шлаки, бомбы, в покровах отмечены зоны обжига и шлакования лав, установлены незначительные линзы пролювиальных отложений. Таким образом, формирование вулканогенных образований на заключительных стадиях развития верхнепалеозойского вулканизма осуществлялось в континентальных условиях.

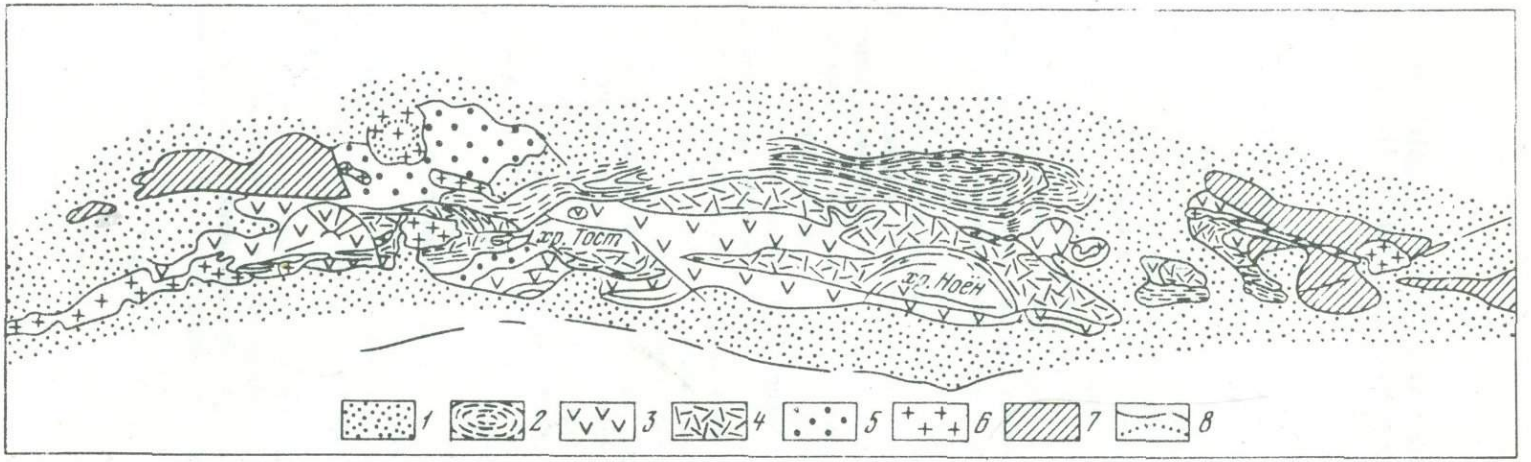
В других районах этой части Южной Монголии, например в районе сомона Ноен, вулканическая деятельность отличалась рядом особенностей. Вулканиты здесь формировались на самых ранних этапах в субаэральной обстановке. Строение разрезов в целом сопоставимо с вулканогенными ассоциациями Заалтайской Гоби, однако здесь преобладают кислые вулканиты. В пределах этого вулканического поля, наиболее крупного среди верхнепалеозойских вулканических полей Южной Монголии, вулканиты распределены более или менее устойчиво и представляют собой очень сложный и интересный комплекс разнообразных геологических соотношений. Поэтому ниже приводится более подробное описание наблюдаемой здесь ассоциации.

Вулканическое поле, приуроченное к хребтам Тост и Ноен, протягивается с запада на восток более чем на 200 км при ширине выходов до 30 км (фиг. 5). С севера и юга вулканогенные образования погружаются под мощный комплекс пермо-триасовых отложений, вследствие чего в этом районе устанавливается наиболее полный для Южной Монголии разрез верхнепалеозойских - нижнеме-

2535

2 352

Институт ... Библиотека



Ф и г. 5. Схема дешифрирования космического снимка масштаба 1:1 000 000 территории хребтов Ноен и Тост

1 – рыхлые мезо-кайнозойские образования; *2* – пермо-триасовые моласоидные толщи; *3* – *5* – палеозойские вулканогенные образования с различными особенностями фототона; *6* – граниты; *7* – складчатый фундамент; *8* – линейные элементы фототона *(а)*, границы полей различного фототона *(б)*

зозойских образований. Разрез был подробно изучен Н.С. Зайцевым и другими [19], собравшими органические остатки и описавшими его.

По данным этих исследователей, в строении вулканогенного комплекса можно выделить ряд толщ, последовательно сменяющихся друг друга без признаков несогласия. В основании залегают липариты и их туфы, выше они сменяются покровами андезитов, андезито-базальтов, затем толщами туфогенно-осадочных пород, базальтов и их туфов и, наконец, верхней толщей липаритов, их туфов и туфогенно-осадочных пород. В вулканогенно-осадочных горизонтах А.А. Моссаковским была собрана флора, в соответствии с которой возраст вулканических образований был определен как средне-позднекаменноугольный. Вулканогенные образования с размывом перекрыты конгломератами и толщами других терригенных пород, в целом относящихся к верхней перми. В нижней красноцветной части этих отложений отмечены отдельные вулканические покровы [3]. А.И.Анатольева высказала предположение о нижнепермском возрасте красноцветных толщ, основанное на обособленности этих образований от верхнепермских безугольных терригенных пород и преемственности вулканических образований, развитых среди красноцветных отложений, с верхнекаменноугольными вулканитами. Принимая это предположение, можно оценить возрастной интервал формирования вулканогенных образований в районе хр. Ноен как средне-верхнекарбоновый – нижнепермский.

Исследования Н.С. Зайцева, А.И. Анатольевой и других не преследовали специальной цели изучения особенностей состава и строения вулканогенных толщ. Однако условия прекрасной обнаженности, значительная расчлененность и большие мощности вулканогенных образований позволяют проследить отдельные толщи, изучить их взаимоотношения между собой и с многочисленными субвулканическими образованиями и тем самым составить представление о внутренней структуре одного из наиболее крупных полей верхнепалеозойских вулканитов Южной Монголии (фиг. 6).

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА ПОКРОВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Изучение вулканогенных образований в пределах поля их распространения выявило невыдержанность отдельных подразделений разреза по мощности и фациальной структуре. Поэтому, прежде чем перейти к общей характеристике покровных образований, следует привести описание отдельных разрезов, свойственных различным участкам вулканического поля. Опираясь на их сравнительное исследование, можно затем дать общий анализ геологического строения вулканогенной ассоциации.

А. В восточной части рассматриваемой территории, в районе гор Денгийн-нуру, покровные образования смяты в пологие складки восток-северо-восточного простирания. Здесь в пределах северного крыла антиклинальной структуры разрез следующий (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Плотные темно-серые спекшиеся туфы липаритов с обломками кристаллов олигоклаза, кварца, обломками основных эффузивов, фьяммевидными линзочками стекла, определяющими эвтакситовую структуру породы	20
2. Бледно-зеленые тонкообломочные витрокластические туфы липаритов. В основании горизонта прослои черных туфогравелитов мощностью до 2-3 м	22
3. Пестрые туфовые брекчии содержат до 60-70% объема породы обломков порфиритов, кислых туфов и флюидальных липаритов размером 8-10 см; заполняющая масса-туфовая или туфопесчаниковая. Выше по разрезу содержание обломков сокращается до 10%. Туфовые брекчии сменяются бледно-зелеными туфовыми гравелитами (4 м) и среднезернистыми	

Мощность, м

зеленовато-серыми туфовыми песчаниками (28 м) с обломками хлоритизированного стекла, переслаивающимися с маломощными прослоями (до 4 м) пепловых липаритовых туфов 110-130

Залегание пород в этой части разреза изменчиво, углы падения составляют 5-15°. Более крутые углы наблюдаются вблизи уступов в рельефе, и возможно, связаны с приразломными дислокациями.

4. Переслаивание разноокрашенных плотных спекшихся липаритовых туфов. В их составе до 20% обломков кристаллов олигоклаза, кварца и флюидальных фельзитов. Породы обладают эвтакситовой структурой основной массы. Мощность отдельных покровов от 1-3 до 20 м 90-110
5. Пачка переслаивающихся туфовых песчаников, туфовых гравелитов, алевролитов и витрокластических псефитовых туфов ... 22
6. Зеленые туфовые брекчии. Обломки составляют до 20% объема пород и представлены в основном флюидальными фельзолипаритами. Заполняющая масса - пемзовые спекшиеся туфы . 20
7. Андезитовые порфириты порфировой структуры с вкрапленниками плагиоклазов, пироксена. В верхней части породы пористые, шлаковидные 40
8. Туфовые гравелиты с обломками до 1,5 см андезитов, туфовые песчаники, липаритовые туфы 70-100
9. Пачка переслаивающихся желтых, зеленых и бурых спекшихся и обычных липаритовых туфов. Туфы содержат обломки кристаллов кварца и плагиоклазов. Пачке подчинены сравнительно маломощные (до 4 м) прослои бурых и зеленых средне- и крупнозернистых туфовых песчаников, туфовых гравелитов. Слои в целом погружаются на северо-запад - 330°, однако углы падения изменяются от 0 до 15-20°, местами отмечается пологое встречное падение 600-700
10. Туфовые брекчии с крупными (20-30 см) обломками флюидальных липаритов. Обломки составляют 30% объема породы в нижних частях горизонта, вверх они сменяются гравийными туфовыми брекчиями, а затем розовыми витрокластическими туфами 20
11. Переслаивание витрокластических и витрокристаллокластических туфов, спекшихся туфов с маломощными слоистыми пепловыми туфами, туфовыми песчаниками и черными туфовыми алевролитами. В поле выходов пачки отмечены дайки розовых флюидальных фельзит- и гранит-порфиров, обломки которых присутствуют в туфах 700-800
12. Слоистые темно-серые и бурые туфовые гравелиты с прослоями зеленых пепловых туфов 20
13. Желтые и розовые витрокристаллокластические спекшиеся туфы с обломками кварца и плагиоклазов 17
14. Внутренне однородная пачка бледно-зеленых спекшихся туфов. В основании преобладают породы с пепловой, а в центральных частях с витрокристаллокластической эвтакситовой структурой, содержащие обломки плагиоклазов и многочисленные фьямме. В верхних частях пачки - слабо спекшиеся туфы, в которых кристаллические обломки превышают 50% объема породы 400
15. Зеленые витрокластические туфы с крупными лепешками зеленого стекла 40

В верхней части туфовой пачки пластовое тело флюидальных липаритов 170

Мощность, м

16. Витрокластические спекшиеся туфы. В нижних частях в экзоконтакте пластового тела туфы окварцованы, обломки стекла выщелочены 8
17. Пачка переслаивающихся светло-серых, зеленых, красных, фиолетовых разнозернистых туфовых песчаников. В верхней части пачки отмечаются покровы базальтов с небольшими вкрапленниками плагиоклаза и моноклинного пироксена. Породы погружаются к северу с углами падения 10-35° 110
18. Темно-фиолетовые спекшиеся туфы трахилипаритов, в верхней части переходящие в грубообломочные туфовые брекчии с обломками флюидальных трахилипаритов 20
19. Темно-серые афировые базальты 110
20. Фиолетовые туфы смешанного состава с обломками базальтов и кислого стекла 20
21. Светло-серые и желтые витрокластические туфы с обломками розовых полевых шпатов 10

Суммарная мощность - 2500-2700 м.

Далее к северу прослеживаются выходы песчаников, гравелитов и конгломератов, принадлежащих пермо-триасовым терригенным толщам.

Главная часть рассмотренного разреза сложена разнообразными пирокластами липаритов, тем не менее в его строении можно выделить ряд подразделений (пачек), различающихся количественными соотношениями главных его составляющих. В составе нижней пачки пород примерно в равных количествах представлены туфы, туфовые брекчии и туфогенно-осадочные образования. В составе обломков в большом количестве присутствуют андезитовые порфириты. Это указывает на существование в нижних, невскрытых горизонтах разреза вулканитов более основного состава, чем те, которые наблюдаются в разрезе. Действительно, выходы порфиритов устанавливаются восточнее, где они слагают крупное поле и подстилают липаритовые пирокласты. Выше отмечена мощная серия спекшихся туфов и игнимбритов, которым подчинены прослои туфогенно-осадочных пород. Разрез венчается покровами базальтов, их туфов и туфогенно-осадочных пород, переслаивающихся с трахилипаритовыми игнимбритами.

В. В районе высоты 2106 разрез начинается с образований, залегающих в ряде брахиантиклинальной структуры. В основании разреза отмечаются выходы флюидальных и сферолоидных липаритовых порфиров, слагающих пластовое тело. Над ними залегают (снизу вверх):

Мощность, м

1. Черные туфовые алевролиты, переслаивающиеся с темно-серыми туфовыми песчаниками 20
2. Серия покровов липаритовых игнимбритов. Игнимбриты плотные, зеленые и бурые, содержат обломки плагиоклазов и кварца. Основная масса пород эвтакситовая с фьяммевидными обособлениями раскристаллизованного стекла 170

От более высоких уровней разреза игнимбриты отделены интрузией сферолоидных липаритовых порфиров. Она образует два субпластовых языка мощностью 10 и 20 м, разделенных горизонтом слоистых туфовых песчаников мощностью 8 м.

3. Серия покровов плотных бурых, зеленых и буровато-зеленых игнимбритов мощностью 8-12 м. Породы содержат обломки кварца и кислых плагиоклазов, основная их масса перекристаллизована в фельзит, структура эвтакситовая. Отдельные покровы разделены прослоями зеленых пепловых туфов. Азимут падения - юго-восток (140°), угол 20° 150

Мощность, м

4. Зеленые пемзовые спекшиеся туфы липаритов, содержат прослои, обогащенные обломками (до 3 см) флюидальных фельзолипаритов 80
5. Пачка переслаивающихся зеленых туфов, бурых и буровато-зеленых туфовых алевролитов, туфовых песчаников. Доля туфогенно-осадочных пород составляет 40% общего объема 140
6. Серия маломощных (по 1,5-3 м) покровов витрокристаллокластических спекшихся липаритовых туфов, разделенных слабо сцементированными слоистыми туфовыми песчаниками и туфовыми алевролитами, азимут падения - юго-восток (170^0), угол 25^0 65-80
7. Пачка переслаивающихся зеленовато-серых и бурых туфовых песчаников, туфовых алевролитов и туфов, содержащих прослои туфовых брекчий с обломками до 5-8 см флюидальных липаритов 50-70
8. Массивные лавовые брекчии липаритов. Крупные обломки (до 0,5 м) флюидальных и порфировидных липаритов составляют до 60-80% объема породы. Заполняющая масса - флюидальная туфолава с обломками липаритов, полевых шпатов и кварца. Лавовые брекчии образуют резко выклинивающуюся в латеральных направлениях линзу с максимальной мощностью 150-200
9. Грубообломочные туфы сиреневого и зеленого цветов. Около 50% объема составляют обломки (в среднем до 1 см) кислых вулканитов. Азимут падения - юго-запад (190^0), угол $0-15^0$ 100

В 4 км западнее соответствующие горизонты разреза представлены зелеными витрокластическими туфами с крупными обломками зеленого хлоритизированного стекла, с которыми переслаиваются маломощные прослои туфогенно-осадочных пород. Здесь разрез надстраивается следующими породами:

10. Серия слоев серых песчаников, бурых и зеленых алевролитов и гравелитов, а также прослоев зеленых витрокластических туфов (мощностью до 2-3 м). В осадочных породах много пирокластического материала, в особенности крупных (до 3 см) лепешкообразных обломков хлоритизированного стекла. Азимут падения - юго-запад (190^0), угол 15^0 300
11. Андезитовые порфириты с вкрапленниками (до 5 мм) олигоклаз-андезина и микролитовой структурой основной массы. В верхней части покрова мощная (до 3 м) зона шлаков 60
12. Бурые слоистые туфовые алевропесчаники 10
13. Андезито-дацитовые порфириты. В нижней части выходов - двухметровая зона глыбово-агломератовых лав, в верхней части - шлаки 30
14. Пачка переслаивающихся туфовых песчаников, туфовых алевролитов и гравелитов 60
15. Розовые эвтакситовые игнимбриты липарито-дацитов с обломками флюидальных порфировых пород и кислого стекла 60
16. Переслаивание зеленых грубообломочных туфовых гравелитов с туфовыми песчаниками 40
17. Плотные темно-зеленые лавовые брекчии липарито-дацитов и трахилипаритов, состоящие из незначительных (до 1 см) обломочков липаритов, вытянутых по длинной оси вдоль поверхностей напластования, что определяет полосчатое

Мощность, м

строение пород. Основная масса флюидальная, фельзитовая, редкие вкрапленники кварца и ортоклаза. В верхней части покрова появляются лавовые брекчии с обломками размером 5 см и более 200

18. После перерыва около 100–150 м выходы покровов темно-серых пироксеновых базальтов, переслаивающихся с туфами 50

Базальты погружаются под бурые песчаники, алевролиты и конгломераты, *относящиеся к молассовым толщам пермо-триаса.*

В данном разрезе можно выделить следующие основные его подразделения: туфы и спекшиеся туфы липаритов, а также грубообломочные туфы липаритов, переслаивающиеся с туфогенно-осадочными породами; пачка туфогенно-осадочных пород; андезитовые, андезито-дацитовые порфириты; спекшиеся туфы, игнимбриты, лавобрекчии липарито-дацитов, грахилипаритов; базальты и их туфы.

С К северу от высоты 2106 отмечена следующая последовательность залегания вулканогенных образований (снизу вверх):

Мощность, м

1. Пачка переслаивающихся тонкослоистых бледно-зеленых, зеленовато-серых туфовых песчаников и туфовых алевролитов с обломками хлоритизированного стекла 100
2. Серия покровов спекшихся псефитовых липаритовых туфов, *состоящих из обломков стекла, флюидальных липаритов,* кварца и полевых шпатов. Покровы разделены прослоями мощностью 4–6 м темно-серых псефитовых литовитрокластических туфов, а также тонкослоистых черных и светло-серых туфовых песчаников и туфовых алевролитов 250
3. Зеленые плотные литовитрокластические туфы. Содержат крупные (до 15 см) уплощенные обломки флюидальных липаритов, ориентированные вдоль слоистости 90
   От вышележащих горизонтов разреза туфы отделены субпластовым телом желтовато- и темно-серых флюидальных гранит-порфиров с призматической отдельностью 60–70
4. Зеленые витрокластические туфы, аналогичные горизонту 3 40
   В верхней части пачки туфы рассечены субпластовым телом флюидальных липаритовых порфиров, мощностью до 30
5. *Зеленые плотные литовитрокластические туфы с обломками* бурых полевых шпатов. Азимут падения – север (360°), угол 30° 70
6. Плотные темно-коричневые спекшиеся липаритовые туфы с обломками кислого стекла, полевых шпатов и кварца. В рельефе выделяются скальными выходами 17
7. Светло-зеленые пятнистые витрокластические туфы липаритов, слоистые за счет чередования псефитовых и псаммитовых разностей 150
8. Плотные фиолетовые спекшиеся туфы с крупными зелеными фьямме, обломками кварца и серицитизированного плагиоклаза 4–6
9. Переслаивающиеся зеленые туфовые песчаники, туфовые алевролиты, витрокластические туфы 80
10. Зеленые витрокластические эвтакситовые спекшиеся туфы *липаритов; выделяются в рельефе скальными выходами* 40

Мощность, м

11. Бледно-зеленые витрокластические и спекшиеся липаритовые туфы, переслаивающиеся с подчиненными прослоями туфовых песчаников и туфовых алевролитов 350-380
Зона разлома около 200 м, в пределах которой покровы поставлены на голову. Зона трассируется дайками гранит-порфиров, дацитовых порфиритов.
12. Темно-серые андезито-дацитовые порфириты. Содержат вкрапленники олигоклаза, опацитизированного пироксена; основная масса микролитовая, микропойкилитовая. Азимут падения - северо-запад (310^0), угол $10-20^0$ 300-400
13. Пачка черных туфовых песчаников, туфовых алевролитов, туфовых гравелитов, содержащих обломки андезито-дацитов 40-50
14. Серия покровов плотных стекловатых игнимбритов дацитов, липарито-дацитов с хорошо выраженной эвтакситовой структурой и многочисленными фьямме. В них присутствуют таблички олигоклаза и альбит-олигоклаза, реже - зерна кварца. Покровы венчаются менее спекшимися туфами, и в нижней части серии они переслаиваются с туфовыми песчаниками, туфовыми алевролитами и гравелитами 400-500
15. Серия покровов зеленовато- и темно-серых афировых андезито-базальтов и их туфов 50

Базальты перекрываются мощной толщей песчаников, конгломератов и гравелитов пермо-триасового комплекса.

Строение этого разреза можно представить в виде серии таких последовательно сменяющих друг друга пачек пород: обычных и спекшихся туфов липаритов и туфогенно-осадочных пород; андезито-дацитовых порфиритов, сменяющихся в верхних частях туфовыми песчаниками и туфовыми гравелитами; спекшихся дацитовых и липарито-дацитовых туфов; базальтов.

D. Наиболее полный разрез покровных образований наблюдается в юго-восточной части хр. Тост. Нижние горизонты здесь обнажаются в пределах экзоконтактов гранитоидного массива Тахилга-оба и представлены монотонной пачкой бледно-серых липаритовых туфов и туфолав. В верхней части пачки появляются игнимбриты и крупноглыбовые липаритовые брекчии. Мощность пачки превышает 600 м. Более высокие горизонты разреза прослеживаются к востоку от массива, где отмечаются следующие породы (снизу вверх):

Мощность, м

1. Литокристаллокластические туфы с обломками порфиритов и фельзитов, переслаивающиеся с тонко- и грубослоистыми и туфовыми алевролитами 600
2. Андезитовые порфириты с редкими вкрапленниками плагиоклаза, пироксена и андезитовой основной массой 8
3. Разнозернистые пестрые по окраске туфовые песчаники и туфы смешанного состава 50
4. Андезитовые порфириты 12
5. Туфовые песчаники и туфовые алевролиты, переслаивающиеся с туфами, содержащими обломки порфиритов; отдельные прослои от 5-10 см до нескольких метров 100
6. Пачка конгломератов. Отмечено чередование слоев крупноглыбовых и средне-мелкогалечных пород; присутствуют прослои песчаников. В составе обломков галечников-главным образом липаритовые туфы и лавы, в меньшей степени - порфириты. Пачка по простиранию не выдержана и, вероятно, проявлена в виде линзы, выклинивающейся в северо-восточ-

	Мощность, м
ном и юго-западном направлениях. Азимут падения – юго-восток (110°), угол 15–20°	200
7. Темно-серые пироксеновые порфириты. В верхней части *покрова – зона шлаков*	8
8. Спекшиеся липаритовые туфы с обломками плагиоклазов, кварца, порфиритов и фельзитов	40–50
9. Переслаивающиеся зеленовато-серые псаммитовые витрокластические туфы, туфовые песчаники и мелкогалечные конгломераты	50
10. Серия покровов андезито-базальтовых порфиритов. Породы содержат в основном вкрапленники плагиоклаза; основная *масса андезитовая с микролитами плагиоклаза и пироксена.* Покровы разделены маломощными прослоями обохренных туфов и туфовых песчаников. В основании серии залегает горизонт мелкообломочных агломератов порфиритов мощностью 4 м	400
11. Бледно-зеленые, бурые и темно-серые туфы, туфовые песчаники и туфовые алевролиты. Азимут падения – юго-восток (135°), угол падения изменяется от 60° вблизи выходов *порфиритовой толщи до 25° на удалении от нее на 200 м.*	100
12. Пачка липаритовых туфов. В нижней ее части чередуются бледно-зеленые пепловые и псефитовые витрокластические туфы с ориентированной структурой за счет упорядоченного размещения крупных (до 3 см) лепешковидных обломков стекла. В верхней части бледно-зеленые, розовые и серые спекшиеся туфы с эвтакситовой структурной основной массы и фьяммевидными обломками стекла	150
13. *Бурые и зеленые спекшиеся липаритовые туфы содержат* обломки фельзитов, плагиоклазов и редко – кварца. Среди туфов залегают маломощные (до 3 м) прослои зеленых, фиолетовых тонкослоистых песчаников и алевролитов. Азимут падения – юго-восток (135°), угол 30°	85–100
14. Переслаивающиеся слои от 5–10 см и до 2,5 м зеленых, бледно-зеленых, фиолетовых и бурых витрокластических туфов, туфовых песчаников, туфовых алевролитов	40
Среди этих пород располагается пластовая интрузия базальтов, мощностью	6
15. Ритмично слоистые бледно-зеленые и фиолетовые туфовые *песчаники и туфовые алевролиты, чередующиеся с кристаллокластическими* липаритовыми игнимбритами. Обломки кристаллов плагиоклаза и кварца в игнимбритах составляют до 60% всей массы пород и характеризуются упорядоченным распределением в эвтакситовой основной массе. Мощность игнимбритовых покровов 15–20 м	70–80
16. Серия покровов бледно-зеленых и зеленых спекшихся липаритовых туфов. В породах присутствуют обломки плагиоклазов, *редко – кварца, а также фельзолипаритов.* Основная масса эвтакситовая, раскристаллизована в фельзит. Азимут падения – юго-восток (140°), угол 30°	150–200
17. Серия покровов плотных бурых и бледно-зеленых липаритодацитовых игнимбритов. Покровы мощностью 5–10 м, нижний отделен от других прослоем желтых пелитовых туфов мощностью 2 м. В породах содержатся обломки плагиоклазов; кварца, редко – пироксена, базальтов и флюидальных фельзитов. *Основная масса стекловатая, эвтакситовая.* Азимут падения – юго-восток (150°), угол 15–20°	70

Мощность, м

18. Пачка чередующихся ритмичнослоистых туфовых песчаников, алевролитов, гравелитов и липаритовых туфов. Азимут простирания – юг (180°), угол 30° 12
19. Темно-серые плотные липаритовые туфы пелитовые, псаммитовые или псефитовые. Более грубообломочные туфы образуют прослои до 2 м. Поле выходов туфов разбито многочисленными дайками флюидальных липаритов и гранит-порфиров 300-400
20. Бледно-зеленые плотные спекшиеся липаритовые туфы. Среди них залегает субпластовое тело темно-серых гранит-порфиров мощностью до 50 м, которое по простиранию полого срезает поверхности напластования вмещающих пород ... 50
21. Плотные бледно-зеленые витрокристаллокластические спекшиеся туфы с обломками полевых шпатов и кварца с эвтакситовой основной массой. В нижней части покрова преобладают породы с пепловым строением 150
22. Темно-серые афировые базальты с микролитовой основной массой и редкими вкрапленниками моноклинного пироксена и плагиоклазов 20
23. Плотные бледно-зеленые спекшиеся липаритовые туфы с обломками полевых шпатов, хлоритизированного стекла и фельзитов. Основная масса реликтово-обломочная, раскристаллизована в фельзит. Азимут падения – юг (180°), угол 25° 30
24. Темно-серые афировые базальты, переслаивающиеся с базальтовыми туфами 50
25. Бледно-зеленые витрокристаллокластические туфы липаритов 30
26. Бледно-фиолетовые и коричневые флюидальные трахилипариты. Флюидальность обусловлена чередованием слоев различной кристалличности и прослоями автобрекчий. В основании серии преобладают стекловатые породы, в верхних участках появляются крупноглыбовые лавобрекчии. Породы содержат вкрапленники кварца, ортоклаза. Основная масса пойкилобластовая радиально-лучистая 300
27. Зеленые, голубовато-серые флюидальные трахилипариты с ориентированными по напластованию линзами автобрекчий, а также в различной степени раскристаллизованных пород ... 120
28. Зеленые эвтакситовые игнимбриты трахилипаритов с многочисленными обломками сравнительно хорошо раскристаллизованных трахилипаритов. В породах отмечены обломки пироксеновых базальтов, ортоклаза и моноклинного пироксена 120
29. Коричневые пятнистые трахилипаритовые лавобрекчии с обломками флюидальных трахилипаритов, гранофиров и ортоклаза; основная масса флюидальная, раскристаллизована в микрофельзит 110
30. Зеленые и бурые трахилипаритовые спекшиеся туфы. В породах содержатся обломки фельзитов, кварца и полевых шпатов. Основная масса микробрекчированная, содержит фьяммевидные обособления стекла. Облик пород более или менее однороден, однако в верхней части покров появляются грубообломочные агломератовидные их разновидности 120-130
31. Серия покровов массивных флюидальных липаритов. В верхних частях покровов, как правило, зоны шлаков, представ-

	Мощность, м
ленные несортированными брекчиями липаритов. Азимут падения – юг (180°), угол 20°	250-270
32. Серия покровов темно-серых и голубовато-серых афировых базальтов, чередующихся с прослоями базальтовых шлаков и туфов	100-120
33. Массивные темно-серые афировые трахилипариты, сложенные пойкилоофитовым кварц-калишпатовым агрегатом	10
34. Базальтовые туфы	2
35. Флюидальные бурые трахилипариты, в которых отдельные полосы раскристаллизованы в микросферолитовый кварц-полевошпатовый агрегат. Азимут падения – юго-восток (135°), угол 15°	8
36. Серия покровов миндалекаменных афировых базальтов	30

Южнее после перерыва наблюдаются выходы пермо-триассовых терригенных толщ.

В строении рассмотренного разреза можно выделить следующие главные составные части:

1. Туфы и туфолавы липаритов.
2. Туфы смешанного состава, туфовые песчаники, конгломераты с отдельными покровами андезитовых порфиритов.
3. Андезитовые и андезито-базальтовые порфириты и их туфы.
4. Туфы обычные и спекшиеся липаритовые и липарито-дацитовые, чередующиеся с ритмичнослоистыми туфовыми песчаниками и туфовыми алевролитами.
5. Базальты, чередующиеся с базальтовыми и липаритовыми туфами.
6. Игнимбриты и туфолавы трахилипаритового состава.
7. Базальты и их туфы с редкими покровами трахилипаритов.

Приведенные разрезы относительно полно представляют строение вулканогенных образований в пределах хребтов Тост и Ноен. Сопоставление этих разрезов свидетельствует о существовании повторяющихся групп (толщ) пород, занимающих определенное место в структуре разрезов. Такими толщами являются (в порядке стратиграфической последовательности снизу вверх): толща липаритовых туфов и туфолав; толща андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов; толща липаритовых обычных и спекшихся туфов, игнимбритов, а также туфогенно-осадочных пород; толща переслаивающихся основных и кислых вулканитов (контрастных вулканитов).

Эти толщи характеризуются непостоянной мощностью, внутренней фациальной неоднородностью, поэтому для получения более полного представления об их пространственной структуре ниже приводится описание каждой толщи в отдельности.

ТОЛЩА ЛИПАРИТОВЫХ ТУФОВ И ТУФОЛАВ

Породы этой толщи обнажены в центральной части хр. Тост в ядре брахиантиклинальной структуры, прорванной гранитным массивом Тахилга-оба, и представлены разнообразными по составу зеленовато-серыми липаритовыми туфами и туфолавами, образующими серию мощных (до 40 м) покровов; к югу от массива ее наблюдаемая мощность превышает 600 м. Туфам и туфолавам подчинены немногочисленные прослои терригенных пород.

На этих породах с размывом и несогласием залегает порфиритовая толща. В низах последней Б.Лувсан-Данзан собрал флористический комплекс, характерный для нижнего карбона [11]. В более верхних ее горизонтах, по данным А. Томуртогоо, обнаружена ископаемая флора среднего карбона. Эти две находки позволяют датировать начальные стадии образования порфиритовой толщи верхами нижнего карбона, а толщу липаритовых туфов в целом относить к нижнему карбону.

Распространение липаритовых туфов и туфолав, по-видимому, локальное. Если учесть, что в других участках территории (там, где удается наблюдать основание вулканогенной ассоциации) они отсутствуют и порфириты залегают непосредственно на складчатом фундаменте, то можно говорить о местном развитии липаритов и их вероятной связи с изолированным одиночным вулканическим центром.

ТОЛЩА АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТОВЫХ И АНДЕЗИТОВЫХ ПОРФИРИТОВ

К этой толще принадлежат серия лавовых андезито-базальтовых порфиритов, их туфы, а также переслаивающиеся с ними туфогенно-осадочные породы. Выходы этих образований установлены на флангах вулканического поля в пределах хр. Тост и гор Денгийн-нуру, где наблюдаются наиболее глубокие горизонты разрезов вулканогенной ассоциации. В районе гор Денгийн-нуру и Хургу-ула они начинают разрезы и полого налегают на среднепалеозойские складчатые толщи.

В восточной части рассматриваемой территории в горах Денгийн-нуру порфириты установлены в пределах тектонического блока, расположенного в осевой части крупной антиклинальной складки. Здесь наблюдается серия лавовых покровов с хорошо развитыми зонами красных и лиловых шлаков, а также грубообломочных бомбовых и лапилиевых туфов. Туфы преобладают в низах толщи, а в верхних ее горизонтах господствуют довольно однообразные лавовые покровы. Порфиритовую толщу подстилают силурийские (?) сланцы, поэтому ее разрез начинается в этом районе дресвянниками сланцев, а также маломощными конгломератами и туфоконгломератами, в которых наряду с галькой сланцев встречаются обломки порфиритов. Вверх по разрезу они быстро сменяются существенно вулканогенными породами. Мощность порфиритовой толщи в этой части территории превышает 500 м.

Другой район широкого распространения андезитовых порфиритов расположен на восточных и юго-восточных склонах хр. Тост. Порфиритовая толща здесь имеет наибольшую мощность и характеризуется двучленным строением. В нижней ее части преобладают туфы смешанного и андезитового составов, среди которых размещаются немногочисленные покровы. Верхняя часть толщи на линии опорного разреза *D* мощностью свыше 400 м почти исключительно лавовая, однако в 6-9 км к северо-востоку в районе горы Мугурцук-ула в ней появляются фиолетовые, красные и зеленые псефитовые туфы, туфовые песчаники, туфовые гравелиты, содержащие обломки лав. Вулканические покровы в приподошвенной части более или менее массивны, контактная поверхность, как правило, ровная. В кровле покровов обычны шлаки, в перекрывающих туфах в большом количестве содержатся обломки порфиритов. К югу от горы Товон-ула толща представлена зелеными туфами, черными туфовыми гравелитами с обломками андезитовых порфиритов, а также вулканическими брекчиями с крупными (до 1 м) бомбами андезитов. Лавы сосредоточены в верхних горизонтах разреза (около 180-200 м), где наблюдается ряд покровов, разделенных прослоями зеленых туфов. Покровы обычно сопровождаются бомбовыми горизонтами (до 4 м), в которых обломки достигают 1 м в поперечнике. Наблюдаемая мощность толщи составляет здесь 240-300 м. Далее к востоку толща не прослеживается, так как погружена под мощный чехол более молодых вулканитов.

К северу от хр. Тост в районе горы Хургу-ула андезито-базальтовые порфириты залегают на среднепалеозойских складчатых терригенных толщах и обрамлены ими на западе и северо-западе. Пространственные соотношения вулканитов и складчатых толщ позволяют предполагать непосредственное налегание вулканитов на среднепалеозойские образования без переходов. Нижние горизонты разреза вулканитов к юго-западу от горы Хургу-ула сложены темно-серыми и лиловыми пористыми базальтами, переслаивающимися с маломощными прослоями шлаковых туфов и туфогенно-осадочных пород. К востоку от горы

Хургул-ула наиболее ранними образованиями являются туфы, туфовые песчаники, туфовые гравелиты, мощность которых превышает 100 м. Они перекрыты покровами андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов. Последние залегают полого с падениями в разных румбах и обнажаются в пределах большого поля. Покровы в подошве сложены агломератами, в кровле - шлаками. Туфогенно-осадочные прослои редки и лишь местами образуют небольшие линзы, сложенные тонкослоистыми песчаниками. Мощность толщи здесь около 500-600 м.

Рассматривая общее распределение пород порфиритовой толщи, можно отметить, что они группируются преимущественно в тех участках, где наблюдаются выходы складчатого основания. В центральной части территории, в районе хр. Ноен, они неизвестны, так как наиболее древние из развитых там образований принадлежат более молодой толще липаритовых туфов. Это позволяет предполагать существование погребенных порфиритов в не выведенных на поверхность более глубоких горизонтах разрезов. Такое предположение подтверждается сходством особенностей строения толщи на флангах вулканогенной ассоциации. Так, в районе гор. Денгийн-нуру и в пределах хр. Тост наблюдается двучленное строение разрезов, в которых нижние горизонты сложены преимущественно туфами, туфогенно-осадочными породами и конгломератами, а верхние - выдержанными по мощности лавовыми покровами, преобладающими над туфогенными породами.

В различных участках территории породы толщи близки по составу, вследствие чего толща представлена главным образом лавами плагиоклазовых, реже - пироксен-плагиоклазовых порфиритов - плотными массивными голубовато-серыми, лиловыми и бурыми породами. Пористые и шлаковые разновидности составляют местами до 20-30% общего объема, однако обычно их количество не превышает 10%. Они тяготеют к верхним зонам покровов и имеют красную или бурую окраску.

Породы, слагающие толщу, постоянно обнаруживают порфировое строение. Вкрапленники в них представлены плагиоклазами (главным образом андезином) и в меньшей степени моноклинным пироксеном. Плагиоклазы обычно имеют вид короткопризматических табличек и нередко образуют гломеропорфировые сростки. Центральные участки кристаллов часто имеют мозаично-блоковое строение. Отдельные "кирпичики", слагающие внутренние части кристаллов, имеют идиоморфные формы и по облику схожи с микролитами основной массы породы. Между их гранями, однако, сохраняются тонкие перегородки стекла, что препятствует заполнению этими "кирпичиками" всей центральной части кристаллов. С другой стороны, отмечается срастание таких кристаллических блоков ребрами, благодаря чему создается скелетная дендритовидная структура центральных участков кристаллов. Таким образом, петрографические данные указывают на кристаллизацию вкрапленников в порфиритах в момент резкого изменения термодинамического состояния магмы, в период ее быстрого охлаждения, как это отмечает А.Н. Заварицкий [18], ссылаясь на Майерса [76]. Подобный режим кристаллизации обычен для расплавов, излившихся на дневную поверхность, что позволяет предполагать формирование петрографического облика пород в момент их излияния. Другим свидетельством подобного предположения является строение граней кристаллов. При большом увеличении на них видна тонкоигольчатая (скелетная) бахрома обрастания. Торцевые участки кристаллических призм имеют хорошо выраженные признаки скелетного строения, так как образуют тонкие выступы, вторгшиеся в основную массу породы. Эти выступы соответствуют микролитам основной массы, вследствие чего их можно рассматривать как одновременными с формированием последней, т.е. возникли в условиях земной поверхности.

Структурные особенности пород определяются микролитовым, пилотакситовым и андезитовым рисунками распределения микролитов плагиоклазов и в меньшей степени пироксенов. Породы этой группы подверглись значительным изменениям, поэтому стекло в них хлоритизировано, а вкрапленники и основная масса карбонатизированы.

Заканчивая краткую характеристику порфиритовой толщи, отметим, что процесс ее образования отвечает началу регулярной вулканической деятельности в пределах хребтов Ноен, Тост. В ходе извержений порфиритов было исторгнуто из глубин Земли порядка 4200–5200 км^3 лав и туфов, покрывших рассматриваемую территорию (площадь 7000 – 7500 км^2) чехлом мощностью, равной 600–700 м.

ТОЛЩА ОБЫЧНЫХ И СПЕКШИХСЯ ЛИПАРИТОВЫХ ТУФОВ И ТУФОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Эту толщу слагают обычные и спекшиеся липаритовые туфы, туфовые брекчии, туфовые песчаники, туфовые алевролиты и туфовые конгломераты. В разрезах они залегают между подстилающей их толщей порфиритов и вышележащей толщей контрастных вулканитов. Рассматриваемая толща наблюдается повсеместно на площади распространения пород, принадлежащих вулканогенной ассоциации, и характеризуется значительной мощностью.

На востоке рассматриваемой территории в районе гор Денгийн-нуру толща липаритовых туфов и туфогенно-осадочных пород обнажается в пределах двух узких линейных полей, ограниченных разломами, расположенных в поле распространения среднепалеозойских метаморфических пород. Мощность толщи превышает 2600 м. Слагающие ее породы в разрезах согласно сменяют покровы порфиритов, причем нижним горизонтам толщи подчинены туфы смешанного состава с обломками порфиритов, а также отдельные покровы порфиритов.

В строении толщи преобладают покровы спекшихся туфов и липаритов коричневой, зеленой, красной и серой окраски. Они характеризуются повышенной прочностью, нередко разбиты призматической столбчатой отдельностью и в рельефе обычно образуют уступы. Породы, слагающие эти покровы, обычно имеют эвтакситовую текстуру и содержат многочисленные линейно-ориентированные фьямме, придающие породам слоистый облик. В покровах наблюдается вертикальная градация по степени удлиненности и расплющенности обломков стекла. В низах покровов породы имеют флюидальное строение благодаря тонким (1–3 мм) параллельным линзочкам стекла, вытянутым на несколько сантиметров. Выше они становятся короче, центральные их части по толщине резко превосходят участки выклинивания, ориентировка перестает быть упорядоченной, и породы приобретают более или менее обычный туфовый облик. Покровы игнимбритов относительно маломощны (от 5 до 15–20 м), но нередко образуют серии, в строении которых выделение отдельных покровов затруднено.

В разрезе игнимбриты разделены туфовыми горизонтами, вулканическими брекчиями и пачками вулканогенно-осадочных пород. Основная масса туфов принадлежит ряду спекшихся, отличающихся от игнимбритов степенью спекания и упорядоченности основной массы, а также отклонениями ее от эвтакситовой структуры.

В строении толщи можно отметить следующие особенности, отражающие динамику ее формирования (опорный разрез *А*). В нижней ее части мощностью около 400–500 м наблюдается довольно регулярное переслаивание туфов, игнимбритов и туфогенно-осадочных пород. Здесь имеются также пластовые тела вулканических брекчий с обломками до 20–50 см флюидальных фельзолипаритов. Туфогенно-осадочным прослоям подчинены черные плотные туфовые гравелиты.

Кверху разрез на протяжении около 1,5 км по вертикали насыщен сравнительно маломощными покровами пестро окрашенных спекшихся туфов. Прослои туфогенно-осадочных пород для этой части разреза не характерны, и только в верхней части пачки можно отметить на протяжении 100 м переслаивание туфов и туфогенно-осадочных пород. Во всех породах такого типа преобладают обломки кристаллов плагиоклаза. Кварц встречается редко. Основная масса пород эвтакситовая, раскристаллизована в мелкокристаллический кварц-полевошпатовый агрегат.

Эту серию пород сменяет мощный (300–400 м), внутренне нерасчлененный покров зеленых игнимбритов. В нижней его части преобладают витрокластические

эвтакситы, в которых содержание кристаллических обломков не превышает 5–10%. В центральных частях покрова породы характеризуются совершенной эвтакситовой структурой. Они содержат фьяммевидные линзочки стекла, раскристаллизованные в фельзит, количество обломков кристаллов (главным образом плагиоклаза) возрастает до 50%. В верхних частях покрова также преобладают кристаллокластические спекшиеся туфы, однако выше они сменяются витрокластическими.

Венчается разрез толщи пачкой пестроцветных песчаников, туфовых песчаников, в верхних горизонтах которой появляются покровы базальтов и единичные маломощные покровы фиолетовых, коричневых трахилипаритовых игнимбритов, типичных для залегающих выше контрастных вулканитов.

Мощные разрезы рассматриваемой толщи, вскрытые больше чем на 1200 м, установлены в восточной части территории, в районах горы Регина и к западу от нее в ядре крупной антиклинальной структуры. Сопоставление разрезов и прослеживание отдельных литологических подразделений по простиранию позволяют говорить о ритмичном строении толщи в этом районе. Такое строение выражается чередованием пачек – слоев, сложенных преимущественно либо вулканогенными, либо вулканогенно-осадочными породами. Примером подобного строения толщи может служить один из наиболее мощных ее разрезов, наблюдавшийся к северо-западу от горы Регина. Здесь в основании толщи выделяется пачка мощностью 500 м и более бледно-зеленых грубополосчатых витрокластических липаритовых туфов. Отдельные туфовые покровы в ее строении достигают 30 м. Покровы различаются окраской пород, размерами и количеством обломков стекла и кристаллов, местами разделены линзами-прослоями пепловых туфов. В породах содержатся обломки кристаллов кварца, полевых шпатов, пепловые частички, а также фьяммеподобные обособления хлоритизированного стекла. Они придают эвтакситовый облик породам, в которых основная масса раскристаллизована в фельзит.

Туфы перекрыты пачкой туфогенно-осадочных пород мощностью 95 м. В ней наблюдаются тонкое переслаивание черных, серых и бледно-зеленых туфовых песчаников и туфовых алевролитов, туфовых гравелитов, пепловых туфов и, кроме того, более или менее выдержанные горизонты витрокластических туфов и туфовых конгломератов. Последние образуют линзообразные тела мощностью до 8 м, сложенные округлыми валунами (до 30 см) вулканогенных пород. Доля обломков обычно преобладает в нижних участках линз. По простиранию конгломераты сменяются грубообломочными серовато-зелеными пятнистыми витрокластическими туфами.

Туфогенно-осадочные породы перекрыты пачкой зеленых, бурых и светло-серых обычных и спекшихся липаритовых туфов мощностью 160–200 м. Эти породы образуют ряд выдержанных покровов мощностью 10–30 м, различающихся по структуре, текстуре и окраске пород.

Выше по разрезу следует пачка туфовых песчаников, туфовых гравелитов и спекшихся витрокластических туфов мощностью 180 м, которой подчинены линзы туфовых конгломератов. Последние наблюдаются местами среди туфовых горизонтов в виде скоплений плохо окатанных валунов (до 20–30 см). Отдельные валуны обычно не соприкасаются между собой, а их количество не превышает 30–40% объема породы. Состав обломков преимущественно липаритовый и по составу отвечает породам субвулканических интрузий.

Венчается разрез серией покровов спекшихся туфов. Эти покровы маломощны (от 1–2 до 10–20 м) и различаются по текстуре, структуре и окраске; местами они разделены прослоями туфогенно-осадочных пород. Этот разрез, вероятно, можно было бы надстроить еще, однако с севера он обрывается мощной зоной разломов.

На основе сопоставления с разрезами южного крыла вулканического поля (опорный разрез *В*) можно предполагать, что выше должна была бы следовать мощная серия туфогенно-осадочных пород, подстилающая андезито-дацитовые порфириты и трахилипариты.

В пределах хр. Тост толща липаритовых туфов и туфогенно-осадочных пород наиболее полно представлена в его юго-восточной части, где она была изучена по линии опорного разреза *D*. Здесь на покровах порфиритов без видимого несогласия залегает пачка туфогенно-осадочных пород мощностью свыше 100 м. Выше эти породы сменяются липаритовыми туфами, с которых начинается разрез толщи. В ее строении преобладают игнимбриты, обычные и спекшиеся липаритовые и липарито-дацитовые туфы. Им подчинены маломощные прослои, пачки туфовых песчаников, туфовых алевролитов. Спекшиеся туфы и игнимбриты тяготеют главным образом к нижним и средним горизонтам толщи. Они представлены плотными породами, имеющими облик эвтакситовых лав, бурыми, розовыми и темно-серыми. В рельефе они образуют протяженные уступы, в которых породы разбиты призматической и призматически-плитчатой отдельностью. Местами покровы игнимбритов группируются в серии, состоящие из нескольких близких по мощности пластовых тел, венчаемые слабо спекшимися туфами.

Еще более высокие горизонты толщи сложены зелеными витро- и кристаллокластическими слабо спекшимися туфами, слагающими покров большой мощности. В целом данная серия близка по строению к вулканитам, развитым в районе Денгийн-нуру. Мощность толщи составляет здесь около 1300-1500 м.

Таким образом, сходное чередование в разрезах на всей территории свидетельствует о выдержанности основных подразделений разреза толщи по простиранию. Однако особенности строения некоторых пачек в пределах рассматриваемой площади существенно различаются. Отдельные слои, в особенности сложенные крупнообломочными туфовыми брекчиями, туфовыми конгломератами, грубообломочными туфами, по простиранию не выдержаны и образуют обычно крупные линзы. Наиболее значительные из них достигают нескольких сотен метров, вытянуты на 1-2 км и в центральных участках состоят из глыб до 1,5 м в поперечнике. Размеры обломков и их количество сокращаются к краевым участкам линз, и далее устанавливается постепенное увеличение доли тонкообломочных пород. Подобные тела вулканических брекчий часто сопровождаются дайками флюидальных и массивных липаритов. Близкие к ним по облику и составу породы обнаруживаются среди обломков в брекчиях. Эти данные позволяют рассматривать тела вулканических брекчий как реликты вулканических построек центрального типа.

Линзообразным строением характеризуются и прослои тонкозернистых туфогенно-осадочных пород, причем туфовые алевролиты местами образуют линзы, не превышающие в поперечнике нескольких метров.

Туфогенные породы более или менее выдержаны по простиранию, однако их содержание в строении отдельных пачек сильно варьирует, в связи с чем наблюдаются либо существенно туфовые, как, например, в районе гор Денгийн-нуру, либо существенно вулканогенно-осадочные разрезы. Подобная фациальная неустойчивость и невыдержанность мощностей отдельных подразделений разреза, несомненно, определяются деятельностью целого ряда в пределах изученной территории вулканических центров.

Несмотря на существующие различия, можно говорить о более или менее устойчивом облике толщи и представить его следующим обобщенным рядом последовательно сменяющих друг друга пород. В нижних частях толщи преобладают туфогенно-осадочные породы и слабо стратифицированные витрокластические туфы. Выше по разрезу появляются спекшиеся туфы, переслаивающиеся с туфогенно-осадочными породами, вулканическими брекчиями или образующие более или менее мощные серии покровов. В верхних частях толщи доминируют маломощные покровы плотных спекшихся бурых, фиолетовых и серых туфов и игнимбритов. Местами отдельные покровы группируются в сложные составные покровы в результате исчезновения между ними фиксируемых физических границ. Подобный процесс, по-видимому, характеризует игнимбритовые покровы, близкие по времени формирования, границы между которыми стираются в результате термального воздействия и литостатической нагрузки со стороны верхних покровов на нижние [50, 52]. Разрезы, близкие к рассмотренным,

свойственны игнимбритовым полям больших объемов [52, 58], поэтому в целом описанную толщу можно сопоставлять с такими игнимбритовыми полями.

Слагающие толщу породы отличаются преимущественно зеленой окраской различных оттенков, реже они бурые или лиловые. Постоянно наблюдается обломочное их строение. Оно выражено присутствием неравномерно распределенных обломков кристаллов, обломков литоидного типа, придающих этим породам пятнистый облик. Литоидные обломки обычно обладают уплощенной линзовидной формой; в торцовых участках они выклиниваются, однако нередко имеют пламевидные ограничения и в этом случае морфологически соответствуют фьямме. Довольно распространенной формой обломков является также и остроугольная. Следует отметить, что вид обломков характерен для отдельных горизонтов, в которых постоянно преобладают либо линзовидные, либо остроугольные обломки.

Как уже отмечалось, в строении отдельных горизонтов (покровов) наблюдаются характерные общие изменения структурных особенностей пород. Наиболее полно они выражены в покровах игнимбритов и спекшихся туфов. Нижние и центральные участки таких покровов чаще всего сложены лавовидными эвтакситами. Обломки стекла, придающие породам слоистый вид, сильно уплощены и вытянуты практически плоскопараллельно. Ближе к кровле покровов фьямме становятся менее вытянутыми, чечевицевидными. Ориентировка их по длинной оси отклоняется от плоскости напластования, и породы приобретают туфовый облик. Во многих случаях устанавливается количественное сокращение доли фьяммевидных обломков, породы становятся более тонкообломочными.

Для всей рассматриваемой группы пород типична ярко выраженная их лейкократовость. Среди кристаллических обломков, участвующих в строении пород, преобладают кислые плагиоклазы. На втором месте стоит кварц, калиевые шпаты встречаются редко. Цветные минералы обычно не наблюдаются, лишь в нескольких случаях были отмечены либо биотит, либо пироксены. Последние, по-видимому, состоят из базальтов, обломки которых также наблюдаются в породах.

По ассоциациям минеральных обломков породы толщи можно подразделить на плагиоклазовые (до 70% плагиоклаза) и кварц-плагиоклазовые с кварцем, имеющим в породах подчиненное значение. В разрезах эти разности связаны постепенными переходами. Смена кварц-плагиоклазовых пород существенно плагиоклазовыми вверх по разрезу бывает как резкой, так и постепенной.

Содержание кристаллических обломков в рассматриваемых породах, как правило, не превышает 20-30%. Лишь в некоторых из них оно достигает 50-70%. Таким образом, породы толщи липаритовых туфов и спекшихся туфов в целом можно охарактеризовать как витро- и кристаллокластические.

Плагиоклазы в породах обычно представлены угловатыми обломками, кварц - либо округлыми, либо остроугольными зернами. Нередки причудливые очертания обломков кристаллов, в которые как бы внедряется основная масса. Многие кристаллы идиоморфны, особенно те из них, которые встречаются в литоидных обломках. В кристаллах наблюдаются скелетное строение граней и тонкокристаллическая бахрома обрастания граней. Подобные признаки указывают на кристаллизацию вкрапленников в резко изменяющихся условиях [6, 7, 18], вероятно, непосредственно в процессе вулканических извержений. По крайней мере, липаритовые субвулканические интрузии, которые были связаны с формированием этой толщи и обломки которых отмечаются в составе покровных образований, обладают признаками кристаллизации на месте, а именно: содержат скелетные кристаллы, характеризуются стекловатыми закаленными эндоконтактами и т.д. Все это позволяет говорить о подъеме жидкой магмы практически до поверхности и ее кристаллизации в процессе вулканических извержений или в близповерхностных условиях.

Размещение кристаллов в породах обычно беспорядочно, но в случае совершенной эвтакситовой структуры и небольшого количества кристаллов нередко наблюдается ориентированное их распределение. Они вытягиваются

по длинной оси вдоль поверхностей напластования, придавая породам флюидальный облик.

Структура основной массы пород туфовая, эвтакситовая, псевдофлюидальная. Последняя проявлена в игнимбритах и сильно спекшихся туфах, в которых отдельные обломки стекла уплощены и превращены в тонкие протяженные и параллельно вытянутые линзочки. Границы между обломками устанавливаются главным образом бурым оттенком стекла в краевых участках, а также по оконтуривающей их рудной пыли. В скрещенных николях основная масса пород выглядит гомогенной, отмеченные выше структуры основной массы являются реликтовыми, так как первично стекловатая масса пород девитрифицирована и перекристаллизована в фельзит.

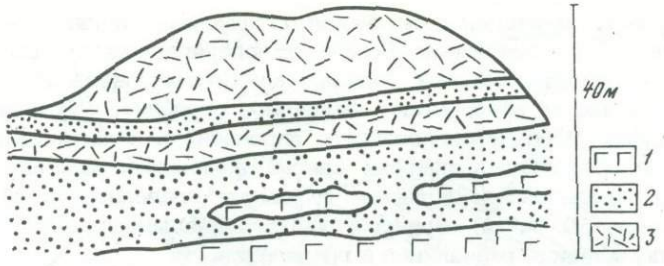
Завершая описание толщи липаритовых туфов, укажем ориентировочно общий объем изверженного материала, образовавшегося в процессе ее формирования. Учитывая значительную площадь распространения пород и мощность толщи, достигающую 2,3–2,7 км, можно полагать, что этот объем составит 14 000–17 000 км^3.

ТОЛЩА КОНТРАСТНЫХ ВУЛКАНИТОВ

Эта толща объединяет туфы, игнимбриты и лавобрекчии трахилипаритов, липарито-дацитов и дацитов, а также базальты и их туфы, которые слагают верхние горизонты разреза вулканогенной ассоциации. Особенности распространения этих пород позволяют расчленить толщу на ряд сравнительно крупных стратифицированных подразделений, сложенных преимущественно однородными по составу породами. Низы толщи сложены, как правило, андезито-дацитами, дацитами, липаритовыми и липарито-дацитовыми игнимбритами и туфами. Однако местами, например к востоку от сомона Ноен, этим образованиям предшествует серия базальтовых покровов. Андезито-дациты, дациты и липариты перекрыты пачкой базальтов и их туфов, над которой залегает, в свою очередь, пачка трахилипаритовых лавовых брекчий и игнимбритов; разрез толщи венчается серией базальтовых покровов и связанных с ними туфами и туфогенно-осадочными породами. Эти пачки характеризуются непостоянными мощностями, широкими фациальными переходами и местами полностью выпадают из разреза. Поэтому подобное четырехчленное строение хотя и типично для толщи в целом, но свойственно далеко не всем наблюдаемым разрезам.

В районе гор Денгийн-нуру к этой толще относятся покровы базальтов и андезито-базальтов, а также маломощные покровы фиолетовых и коричневых дацитовых игнимбритов. Они появляются в верхних частях туфогенно-осадочной пачки, венчающей толщу липаритовых туфов, переслаиваются с туфогенно-осадочными породами и непрерывно сменяют в разрезах толщу липаритовых туфов. Наблюдаемая мощность толщи контрастных вулканитов здесь составляет не более 400 м, однако, судя по тому, что разрез прерывается разломом, можно предполагать более широкое в прошлом распространение этих вулканитов.

К востоку от сомона Ноен толща контрастных вулканитов слагает брахиантиклинальную складку, которая в рельефе выделяется кольцевым выходом бурых дацитов и трахилипаритов, их игнимбритами, лавовыми брекчиями и туфами. На южном крыле брахиантиклинали эта толща характеризуется разрезом мощностью 500 м и более. Нижние его горизонты, обнажающиеся в ядре складки, представлены переслаивающимися туфовыми песчаниками, туфовыми алевролитами, маломощными горизонтами (до 4 м) туфов смешанного состава. Вверх по разрезу они сменяются несколькими базальтовыми потоками, ограниченными неровными поверхностями контактов. Базальты содержат прослои туфовых песчаников с базальтовыми лапилями и перекрыты мощной серией игнимбритов, дацитовых и липарито-дацитовых туфов и лав, которым подчинены маломощные прослои туфогенно-осадочных пород (фиг. 7). В основании одного из дацитовых покровов наблюдаются деформация подстилающих туфовых песчаников и захват отдельных фрагментов прослоя магматической массой. Это свиде-



Ф и г. 7. Соотношения липарито-дацитов и базальтов, восточная часть хр. Ноен
1 – базальты; *2* – туфы базальтов, туфогенно-осадочные породы; *3* – липарито-дациты

тельствует о неконсолидированном, рыхлом состоянии осадочных пород в момент излияния и, следовательно, о незначительных по времени перерывах в извержениях.

На северо-западном краю брахиантиклинали липарито-дациты перекрыты красными, бурыми и фиолетовыми липаритовыми и трахилипаритовыми спекшимися туфами, которые, в свою очередь, погружаются под пачку базальтовых покровов, сопровождаемые туфами и туфовыми песчаниками мощностью 150–200 м.

К западу от сомона Ноен толща прослеживается непрерывной полосой вдоль северного края вулканического поля. Между горой Баян-Богдо-ула и сомоном Ноен наблюдаются сравнительно полные разрезы толщи. Нижние ее горизонты сложены покровами андезито-дацитовых порфиритов мощностью 300 м (разрез *С*), которые к югу от горы Баян-Богдо-ула образуют крупное поле. На линии разреза толща подстилается бледно-зелеными слоистыми туфогенно-осадочными породами. Она отличается монотонностью внутреннего строения, затрудняющей подразделение ее на отдельные покровы, и перекрывается мощной пачкой черных плотных туфовых гравелитов и туфовых песчаников с обломками порфиритов.

В восточной части поля толща расчленена на отдельные покровы вследствие появления среди них линз и прослоев осадочных пород. Разрез вулканогенных образований здесь выглядит следующим образом (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Зеленовато-серые и серые витрокластические туфы, содержащие линзы и пропластки черных алевролитов и серых туфовых песчаников. В туфах, в особенности вблизи контакта с лавами, присутствуют обломки порфиритов	8
2. Покров андезито-дацитовых порфиритов. В основании породы агломератового строения, выше они приобретают массивное строение	10
3. Пачка переслаивающихся зеленых витрокластических туфов, бурых алевролитов и туфовых песчаников. Туфовые прослои имеют мощность 4–5 м каждый	30–35
4. Черные и бурые андезито-дацитовые порфириты, со столбчатой отдельностью и монотонным внутренним строением	60

Разрез обрывается разломом, в связи с чем о строении верхних горизонтов приходится судить по обнажениям, наблюдаемым у северо-восточного края рассматриваемого вулканического поля. Здесь в основании видимого разреза выделяется пачка переслаивающихся черных, бурых и зеленых туфовых песчаников, туфовых алевролитов, а также зеленых витрокластических туфов липаритового и смешанного составов. Мощность пачки превышает 35 м. На ней залегает покров андезито-дацитов. Подстилающие породы вблизи контакта с

лавовым покровом обогащены лавовыми обломками, среди которых присутствуют небольшие вулканические бомбы с поперечником до 15 см. Поверхность нижнего контакта покрова ровная, порфириты у контакта флюидальные, стекловатые, но выше приобретают массивное строение; они содержат вкрапленники олигоклаза и опацитизированного пироксена в пилотакситовой основной массе. Верхняя поверхность покрова слегка волнистая, местами волнистая с неровностями, заполненными черными туфовыми гравелитами. Мощность покрова превышает 50 м. Он перекрыт пачкой переслаивающихся черных плотных туфовых песчаников, песчаников и гравелитов.

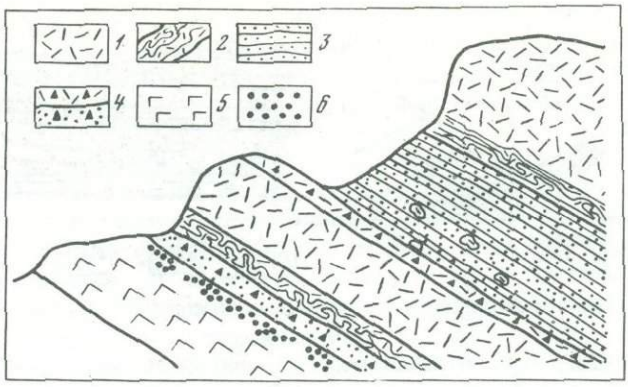
К восток-юго-востоку рассматриваемая серия лавовых покровов прослеживается в пределах узкой полосы, прилегающей к зоне разломов северо-западного простирания. Здесь наблюдаются сравнительно маломощные (до 10 м) покровы, переслаивающиеся с туфами и туфогенно-осадочными породами. В целом же происходит сокращение общей мощности до нескольких десятков метров. К югу от сомона Ноен эти образования полностью выпадают из разреза. Отсутствуют они и в западных районах территории. Следовательно, можно полагать, что андезито-дацитовые порфириты образуют крупную линзу, которой, вероятно, отвечает вулканическая постройка.

Порфириты перекрыты пачкой черных туфовых песчаников и туфовых гравелитов с многочисленными обломками порфиритов мощностью 100-150 м. Распространение этих пород также ограничено площадью развития порфиритов, и они неизвестны в других участках территории. Это обстоятельство дополнительно подтверждает представление о размещении здесь андезито-дацитовой вулканической постройки, на склонах которой могли накапливаться продукты ее разрушения.

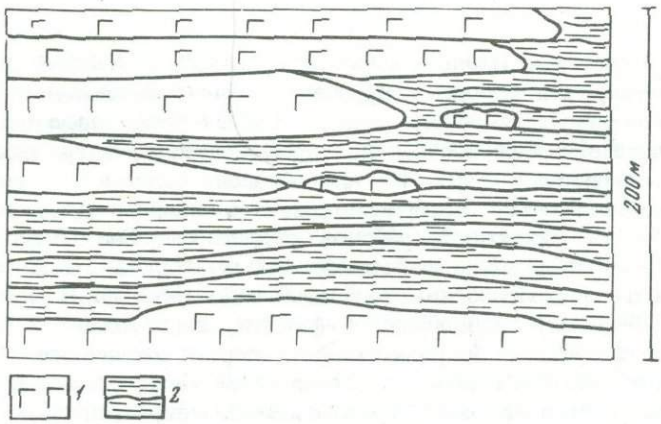
На туфогенно-осадочных породах залегает серия покровов плотных витрокластических дацитовых и липарито-дацитовых игнимбритов. В этих породах содержатся обломки кварца, олигоклаза и кислого плагиоклаза.

Между горой Баян-Богдо-ула и сомоном Ноен игнимбриты вверх по разрезу сменяются серией базальтовых туфовых брекчий, агломератов и вулканических бомб. Этот горизонт местами превышает 200-250 м и свидетельствует о близком расположении центров извержений. Горизонт вулканических брекчий сменяется базальтовыми покровами, переслаивающимися с туфами, туфогенно-осадочными породами и конгломератами. Конгломераты образуют небольшие линзы и не отвечают какому-либо фиксированному стратиграфическому уровню. В районе высоты 2235,0 и сомона Ноен базальты перекрыты крупными линзообразными потоками трахилипаритов и их лавовыми брекчиями. Наблюдаемая мощность потоков составляет до 150 м, однако она быстро сокращается к краевым их участкам. На фиг. 8 приведено строение трахилипаритовых покровов и их соотношения с базальтами в районе высоты 2235,0. Липариты слагают здесь два кулисообразно перекрывающих друг друга потока и согласно залегают на базальтовых туфах. В основании каждого потока располагается зона стекловатых тонкофлюидальных пород с сильно гофрированным распределением флюидальных полос и с закатышами в них подстилающих пород. Центральные участки покровов сложены массивными грубополосчатыми породами, а в верхних зонах появляются лавовые брекчии, представляющие сцементированный лавой агломерат различных по размерам флюидальных обломков. В кровле покровов такие же обломки цементируются туфовыми песчаниками, но нередко наблюдаются спрессованные обломки, между которыми нет заполняющей массы (шлаки). Потоки трахилипаритов разделены пачкой бурых и красных слоистых туфов липаритового и смешанного (с обломками базальтов) состава. Туфы псефитовые, псаммитовые, местами содержат обломки липаритов до 20 см в поперечнике. Витрокластические туфы по облику соответствуют красным спекшимся туфам, наблюдавшимся восточнее сомона Ноен на северном крыле брахиантиклинали.

В рассматриваемом разрезе трахилипариты обладают отчетливыми признаками покровного залегания. Они связаны, кроме того, непрерывными перехо-



Ф и г. 8. Соотношения базальтов и липаритов, южный склон высоты 2235,0
1 – массивные липариты; *2* – флюидальные липариты; *3* – липаритовые туфы и туфы смешанного состава; *4* – агломераты липаритов (*а*), бомбовые туфы (*б*); *5* – базальты; *6* – шлаки базальтов



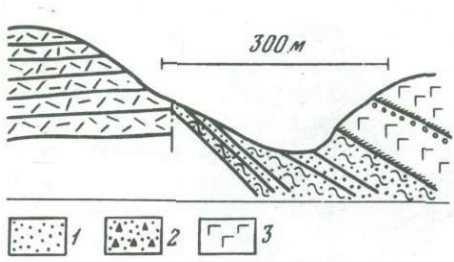
Ф и г. 9. Фациальное замещение базальтами туфогенно-осадочных образований
1 – базальты; *2* – туфогенно-осадочные породы

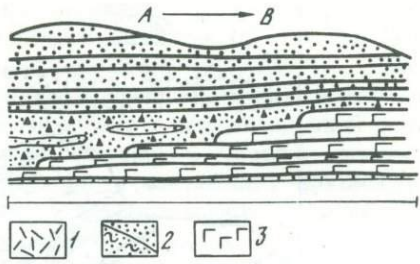
дами с породами субвулканических тел, пронизывающих более глубокие горизонты разреза и сложенных тонкофлюидальными трахилипаритами с крутопогружающейся (юг – 70°) флюидальностью. Все это заставляет рассматривать липаритовые потоки как моногенные экструзивные тела.

В районе высоты 2235,0 трахилипариты венчаются агломератовыми брекчиями, выше которых залегают псефитовые туфы с обломками липаритов, иногда базальтов. Завершается разрез мощной толщей бурых и серых песчаников и гравелитов. Так же заканчивается разрез восточнее, вплоть до сомона Ноен.

Иные соотношения отмечаются на западном склоне высоты 2235,0, где трахилипариты и их туфы перекрываются серией базальтовых потоков. Количество потоков и общая мощность серии возрастают в западном направлении и в 15 км от описанного участка превышают 200 м. В том же направлении отмечаются сокращение доли осадочных прослоев среди базальтов и фациальное замещение осадочных вулканогенно-осадочных образований существенно вулканогенными. На фиг. 9 изображен небольшой участок на фланге лавового поля, где отчетливо выражены фациальные переходы.

В центральных участках изученной территории к западу и юго-западу от горы Баян-Богдо-ула толща контрастных вулканитов характеризуется двучленным строением. Нижняя ее часть сложена липарито-дацитовыми игнимбритами,





Ф и г. 10. Соотношения липарито-дацитовых игнимбритов и базальтов в районе высоты 2063,0

1 – липарито-дацитовые игнимбриты; *2* – липарито-дацитовые туфы (*а*), туфопесчаники (*б*); *3* – базальты

Ф и г. 11. Строение серии базальтовых покровов к востоку от родника Дабу-Булак

1 – осадочные породы; *2* – туфогенно-осадочные породы, туфы; *3* – базальты

верхняя – базальтами. Вдоль северного края вулканического поля в районе гор Улагатын-хяр эти породы приурочены к антиклинальной структуре. В ее ядре выходят горизонтально залегающие зеленые псефитовые витрокластические туфы, плотные черные песчаники, туфовые песчаники, гравелиты и венчающие толщу липаритовые туфы. На них согласно залегают сиреневые, темно-серые, бурые игнимбриты и лавобрекчии дацитов, липарито-дацитов, аналогичные игнимбритам более восточных районов территории. Они образуют внутренне однородный горизонт мощностью свыше 400 м. Породы очень плотные, массивные, разбиты призматически-столбчатой отдельностью. В них присутствуют крупные (до 3–5 см) линзообразные фьямме, выделяющиеся благодаря зеленой окраске слагающего их разложенного хлоритизированного стекла. В значительной части выходов породы имеют лавовый облик, однако в верхних горизонтах они отличаются туфовым строением. Западнее, в районе горы Тавон-ула, эти породы участвуют в строении брахиантиклинальной структуры и бронируют склоны отвечающего ей горного амфитеатра. В ядре структуры выходят черные, темно-серые и зеленые туфы и туфогенно-осадочные породы. На них налегает серия зеленых и бурых эвтакситовых витрокластических липаритовых туфов, образующих покровы мощностью 6–10 м и разделенных тонкими прослоями черных мелкозернистых песчаников. Венчается разрез горизонтом розовых плотных липарито-дацитовых игнимбритов с призматической отдельностью мощностью 40 м. Мощность кислых вулканитов составляет здесь 100 м.

Еще далее к западу такие же игнимбриты участвуют в строении горы Шугша-ула, где они представлены тремя-четырьмя покровами общей мощностью около 60–80 м, залегающими в толще основных эффузивов и туфогенно-осадочных пород. Следует отметить, что эти игнимбриты сопоставляются путем непосредственного прослеживания и на основании данных об облике пород с игнимбритами северной части гор Денгийн-нуру, районов сомона Ноен, высоты 2235,0 и горы Баян-Богдо-ула.

Судя по приведенным данным, рассматриваемые игнимбриты слагают выдержанную по простиранию серию пород с максимальной мощностью в центральных участках территории. Здесь же они характеризуются монотонным строением и внутренней однородностью. В других участках территории игнимбриты сравнительно маломощные и, как правило, разделены на ряд покровов. Подобные различия в строении игнимбритовых толщ по простиранию были установлены в строении толщи липаритовых туфов и, как указывалось выше, отмечались и в других районах мира [50, 52]. Они объясняются неодинаковым режимом остывания игнимбритов в различных участках поля их распространения. В отношении рассматриваемых игнимбритов можно предполагать, что в центральных

участках территории накопление их происходило быстрее, чем в краевых частях. Благодаря этому процесс спекания стекловатых частиц на глубине продолжался и после извержений новых потоков и контролировался возрастающей литостатической нагрузкой. В результате происходила гомогенизация отдельных потоков в единое тело.

В центральных участках территории липарито-дацитовые игнимбриты перекрыты туфогенно-осадочными породами и базальтами. Наблюдаемые между ними соотношения подчеркивают фациальную изменчивость отдельных подразделений разреза. В частности, в 6 км к востоку от к. Дабу-булак игнимбриты представлены коричневыми плотными породами (фиг. 10). В верхней части горизонта появляются пятнистые эвтакситы с крупными фьямме. Они перекрыты слоем коричневых псефитовых туфов мощностью 10 м, которые сменяются бурыми и красными туфовыми песчаниками мощностью свыше 100 м. Среди последних отмечены два-три маломощных (по 2 – 4 м) покрова миндалекаменных базальтов. Туфовые песчаники погружаются под пермо-триасовые терригенные образования.

В 6 км восточнее контакт игнимбритов с перекрывающими отложениями проходит по разлому, к северу от которого наблюдаются (снизу вверх):

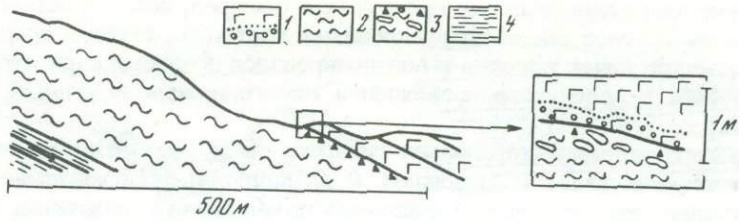
	Мощность, м
Бурые псефитовые витрокластические туфы	5
Зеленые тонкослоистые туфопесчаники и туфы	6
Бурые слоистые туфопесчаники и туфы	10
Зеленые и фиолетовые эвтакситовые витрокластические туфы дацитов	30

На туфах согласно залегают покровы миндалекаменных базальтов с четко выраженными обожженными шлаковыми зонами в верхних частях покровов. Мощность базальтов не превышает 50 м.

Еще восточнее, в 2 км от указанного выше разреза, темно-фиолетовые плотные игнимбриты кверху постепенно сменяются фиолетовыми, а затем зелеными эвтакситовыми туфами общей мощностью около 12 м. На них залегает серия базальтовых покровов, количество которых в этом месте порядка 40, а общая мощность составляет примерно 400 м. Нижние два покрова – более мощные (до 25-35 м каждый), выше идут сравнительно маломощные покровы в среднем по 6-8 м. В их основании обособляются линзы и прослои шлаков и бомб, которые местами трудно отделить от нижней агломератовой части покровов. Центральные массивные части покровов непостоянны по мощности и варьируют от 1-2 до 6-8 м. Верхние части покровов пористые. Они образуют линзовидные, канатовидные, округлые обособления в кровле потоков и окружены афировыми монолитными базальтами. Поверхность покровов, как правило, неровная с крупными выступами и карманами, заполненными шлаками. Базальты перекрыты лапилевыми бомбовыми туфами. В их составе преобладают крупные (до 30 см) угловатые пористые обломки. В нижней части туфового горизонта обломки цементируются псефитовыми базальтовыми туфами, а кверху туфы сменяются туфогенно-осадочными породами. Мощность туфов и туфогенно-осадочных пород по простиранию увеличивается или уменьшается в зависимости от мощности лав (фиг. 11). Выклинивание отдельных потоков и замещение соответствующих им участков разреза туфами и агломератами наблюдается здесь в непрерывных обнажениях.

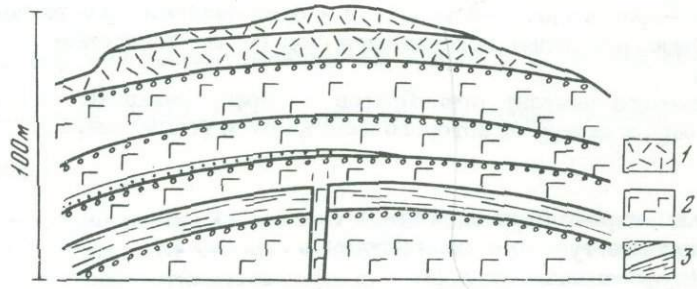
Горизонт бомбово-лапилевых туфов и туфогенно-осадочных пород перекрыт бурыми песчаниками, которые выше сменяются переслаивающимися бурыми и черными гравелитами, песчаниками и конгломератами.

Близкие соотношения игнимбритов, базальтов и туфогенно-осадочных пород наблюдаются и вдоль южного фаса гор Унагатын-хяр (фиг. 12). Здесь темно-фиолетовые и коричневые игнимбриты кверху сменяются слабо спекшимися туфами с крупными фьяммевидными обломками хлоритизированного стекла. Игнимбриты согласно перекрыты базальтовым покровом. В узкой (около 10 см)



Ф и г. 12. Соотношение липарито-дацитовых игнимбритов и базальтов на южном фасе горы Унагатын-Хяр (в квадрате показан фрагмент контакта)

1 – базальты: а) массивные, б) пористые; *2* – игнимбриты; *3* – липарито-дацитовые туфы с лапиллями базальтов; *4* – туфогенно-осадочные породы



Ф и г. 13. Соотношения базальтов и липарито-дацитовых игнимбритов к западу от Цаган-Тологойн-худук

1 – липарито-дацитовые игнимбриты; *2* – базальты; *3* – туфогенно-осадочные породы

зоне подстилающих базальты пород присутствуют лапилевые обломки базальтов, сцементированные туфовым материалом, близким по составу игнимбритам. Базальтовый покров в основании пористый, центральная его часть сложена массивными породами, котрые близ кровли брекчиевидны и сопровождаются шлаками. Этим покровом начинается серия базальтовых покровов мощностью до 150-200 м. Венчают базальты бомбово-лапилевые туфы, перекрытые толщей буровато-красных осадочных пород.

В рассматриваемой части изученной территории разрез вулканогенных образований не заканчивается с появлением красноцветных отложений, которые в других участках территории служат кровлей вулканической ассоциации. Базальты еще раз появляются 80 м выше по разрезу, но уже среди терригенных пород представлены рядом покровов общей мощностью до 100 м. Это позволяет предположить, что в центральной части территории располагались наиболее долго живущие центры базальтовых излияний. Об этом также свидетельствуют большая площадь выходов и значительные мощности разрезов (до 700-800 м) базальтовой серии в районе.

По времени появления базальты следовали сразу же вслед за игнимбритовыми извержениями, а наиболее ранние из них, вероятно, формировались одновременно с игнимбритами. На это, в частности, указывают соотношения, наблюдавшиеся в районе к. Цаган-Тологойн-худук. Здесь (фиг. 13) темно-серые пористые базальты образуют пять покровов. В верхних частях покровов базальты, как правило, пористые и шлаковые. В центральной части покровов породы хорошо раскристаллизованы и характеризуются шарово-луковичной отдельностью. Базальты перекрыты покровом буро-красных липарито-дацитовых игнимбритов, плотных, с призматической отдельностью, мощностью 40-60 м. На крыльях брахиантиклинали игнимбриты погружаются под мощную серию базальтовых покровов, содержащих прослои шлаков и лапилево-бомбовых туфов.

Подобные же соотношения устанавливаются в строении горы Шугша-ула, где в основании разреза наблюдаются лиловые миндалекаменные базальты и

андезито-базальты, которые вверх по разрезу сменяются зелеными витрокластическими туфами и плотными розовыми игнимбритами липарито-дацитов общей мощностью до 80 м. На игнимбритах залегают андезито-базальты, такие же, как и в основании разреза.

Завершая характеристику строения толщи в восточных и центральных участках рассматриваемой территории, следует отметить особенности ее строения вдоль южного фаса вулканического поля. К югу от сомона Ноен к ней принадлежат горизонты игнимбритов, лавовых брекчий и туфогенно-осадочных пород. Игнимбриты по составу близки игнимбритам северного фаса вулканического поля, однако в разрезах они непосредственно сменяются красноцветными терригенными породами пермо-триасового молассового комплекса. Базальтов в этих участках мало, и они образуют лишь единичные покровы. Количество их возрастает к западу, и уже к югу от высоты 2106,0 они образуют достаточно мощные разрезы.

Иное строение толщи наблюдается в районе хр. Тост. В восточной его части толща подразделяется на три пачки, достигая максимальной для всей территории мощности.

Разрез толщи начинается серией базальтовых покровов. Они перекрывают толщу липаритовых туфов. На линии разреза прослежены три-пять покровов, переслаивающихся со шлаками и туфами, суммарной мощностью не превышающей 60 м. В западном направлении базальты выпадают из разреза, тогда как к востоку отмечается увеличение количества их покровов до 12-14 при мощности отдельных пластов от 10 до 16-18 м.

Базальты сменяются серией трахилипаритовых лав, лавовых брекчий и игнимбритов. В районе горы Хашату-ула трахилипаритовая серия пород дает наиболее мощный (около 1100-1300 м) и однородный по строению разрез. Здесь выделяются потоки, мощностью 30-40 м каждый, последовательно сменяющие друг друга без какого-либо участия в разрезе туфогенно-осадочных пород. Нижним и верхним горизонтам этой пачки подчинены трахилипаритовые лавы, но центральные ее горизонты сложены преимущественно игнимбритами и лавовыми брекчиями.

В районе отметки 1944 трахилипаритовая серия пород разделена базальтовыми потоками и сопровождающими их шлаковыми туфами. К западу основные вулканиты выклиниваются, а к востоку прослеживаются с возрастающей мощностью до горы Тоготу-Хара-ула. В этом направлении сокращается суммарная мощность пород трахилипаритового ряда. Ниже базальтов они представлены переслаивающимися зелеными и фиолетовыми спекшимися туфами и игнимбритами, а также бурыми трахилипаритами и их шлаками. Мощность отдельных тел от 8 до 20-30 м, суммарная - около 150-200 м. Базальты здесь достигают мощности 200-250 м. Они перекрыты серией трахилипаритовых потоков, их туфовых лав и игнимбритов общей мощностью до 450-500 м. Отдельные потоки разделены агломератами и шлаками. Отдельность и флюидальность пород в ряде случаев свидетельствуют об изменении их залегания от покровного к секущему, дайковому. Соответственно наблюдается срезание границ напластования. Многие лавовые тела линзообразны и быстро выклиниваются по простиранию. В участках выклинивания отмечаются крупноглыбовые вулканические брекчии, сложенные обломками лав, вероятно, представляющие фации разрушения лавовых куполов. Примером таких соотношений может служить следующее строение одного из верхних лавовых тел рассматриваемой части разреза (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Темно-серые флюидальные трахилипариты. В верхних участках потока появляются автобрекчированные породы. В области верхнего контакта породы представлены агрегатом плотно сцементированных остроугольных обломков.	
2. Крупноглыбовые брекчии трахилипаритов. Крупные обломки (до 2 м) цементируются мелкообломочной массой	4

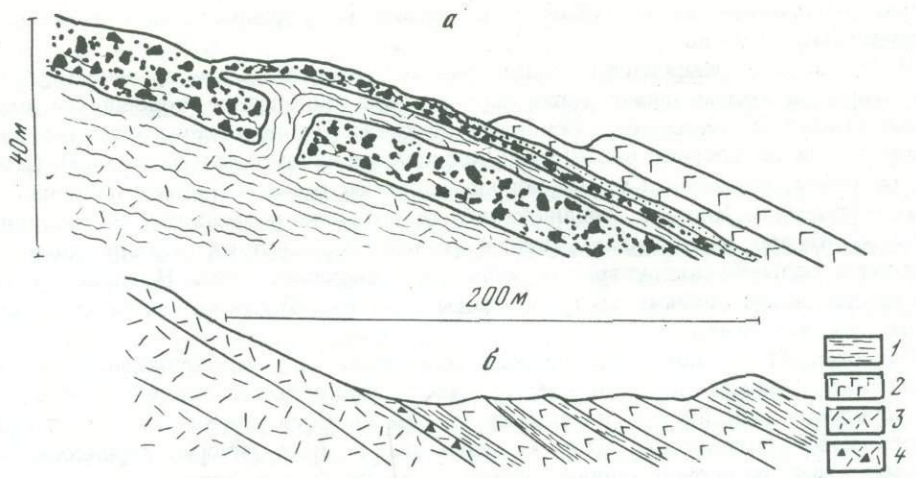
	Мощность, м
3. Серые гравелитистые туфовые песчаники. Около 10% объема пород составляют обломки до 3–5 см розовых флюидальных трахилипаритов	3
4. Черные мелкозернистые туфовые песчаники	2
5. Несортированая брекчия розовых флюидальных трахилипаритов с отдельными обломками до 2 м	10
6. Черные игнимбриты трахилипаритов с зелеными фьямме	5
7. Несортированная брекчия розовых флюидальных трахилипаритов; наиболее крупные обломки до 1,5 м	4

Серия пород трахилипаритового состава перекрыта покровами базальтов. Последние прослеживаются относительно узкой полосой вдоль южного склона хр. Тост и погружаются под терригенные толщи пермо-триасового комплекса.

Соотношения между трахилипаритами и верхними покровами базальтов согласные и свидетельствуют о крайне малом перерыве между извержениями, обусловившими их появление (фиг. 14). Такие соотношения наблюдались к югу от горы Тоготу-Хара-ула. На этом участке бурые флюидальные трахилипариты перекрыты чехлом лавовых брекчий мощностью 10 м, которые, в свою очередь, сменяются трехметровым покровом флюидальных лав. Верхний покров сообщается с нижележащими липаритами соединительным каналом, рассекающим лавовые брекчии и, вероятно, является дочерним потоком, излившимся поверх шлаково-брекчиевой кровли основного потока. Эти лавобрекчии и липариты перекрыты слоем плотных бурых песчаников мощностью 0,5 м, выше которых следует серия базальтовых покровов, переслаивающихся с туфогенно-осадочными породами. Базальтовые покровы маломощные (4–8 м), пористые, близ кровли покровов обохрены и сопровождаются шлаковыми туфами. Мощность базальтов около 70–80 м; они без видимого несогласия сменяются терригенными толщами, принадлежащими пермо-триасовому терригенному разрезу. Близкие соотношения установлены 10 км западнее, где среди базальтовых покровов наблюдались отдельные покровы трахилипаритов.

Рассматривая в целом соотношения базальтовых и трахилипаритовых пород в строении толщи контрастных вулканитов вдоль юго-восточного склона хр. Тост, можно отметить, что эти серии пород связаны фациальными переходами, свидетельствующими о синхронном их образовании. Это позволяет объяснить невыдержанность некоторых уровней разреза по простиранию и частое переслаивание базальтов и липаритов. Если сравнивать этот район с центральными участками изученной территории, то можно отметить, что базальты, установленные на различных стратиграфических уровнях толщи в районе хр. Тост, по петрографическому составу сходны и близки к базальтам центральных районов, вследствие чего можно рассматривать их как единую серию образований. В центральных районах, однако, отсутствуют породы трахилипаритового ряда, столь широко проявленные в хр. Тост. Границей их распространения служит разлом северо-западного простирания, прослеживающийся восточнее горы Хара-Тоготу-ула. Соответственно можно предполагать в этой части территории крупный уступ, существовавший в период формирования толщи, ограничивавший распространение трахилипаритов. Высоту этого уступа можно оценить, сравнивая мощности базальтов и базальтов-трахилипаритов, развитых соответственно восточнее и западнее разлома. Разница мощностей дает амплитуду, равную 500–700 м.

К югу от к. Думба-худук толща контрастных вулканитов обнажена в пределах крупной моноклинали, оборванной на юге зоной разломов широтного простирания. Вулканиты представлены двумя сериями пород. К нижней серии относятся черные флюидальные и игнимбритовидные дацитовые, липарито-дацитовые породы. В нижних частях преобладают игнимбритовые покровы мощностью 20–30 м, местами разделенные прослоями разнозернистых светло-зеленых туфов и туфогенно-осадочных пород мощностью 2–3 м. Средние горизонты этой серии



Ф и г. 14. Соотношения трахилипаритов и базальтов на юго-восточном фланге хр. Тост: *а* – к югу от горы Тоготу-Хара-ула, *б* – в 20 км к западу от нее
1 – песчаники, алевролиты; *2* – базальты; *3* – трахилипариты; *4* – агломераты трахилипаритов

отличаются внутренней однородностью в пределах большей (до 600 м) мощности разреза и стратифицируются лишь благодаря пластовой отдельности и почти повсеместно проявленной полосчатости, определяемой ориентированным распределением линзочек стекла (фьямме), а также чередованием разноокрашенных, нередко в различной степени раскристаллизованных линзочек-слойков магматической массы. Местами наблюдается полосчатое распределение обломков, в том числе чужеродных, среди которых распознаются порфириты и их туфы.

Эта часть разреза сменяется отчетливо стратифицированной пачкой светлоокрашенных дацитовых, липарито-дацитовых обычных и спекшихся туфов мощностью до 300 м. Среди них присутствуют прослои черных, зеленых туфовых алевролитов и туфовых песчаников. Переход от массивной части разреза к стратифицированной постепенный благодаря появлению в черных игнимбритоподобных породах светлоокрашенных участков с туфовой структурой.

Верхняя серия представлена базальтовыми покровами, переслаивающимися с туфами и туфогенно-осадочными породами. Мощность ее превышает 400 м. В 8 км южнее к. Думба-худук в верхней серии отмечены, кроме того, игнимбриты трахилипаритов и трахилипариты. Они представлены отдельными пластами мощностью до 20 м, залегающими среди базальтов и их туфов; в последних отмечены обломки основных и кислых пород. В целом доля трахилипаритов здесь много меньше, чем на восточном склоне хр. Тост; их суммарная мощность не превышает 100 м.

Если обратиться к нижней дацитовой серии пород и попытаться найти ее аналоги на соседних участках территории, то оказывается, что эти образования не прослеживаются на большие расстояния и неизвестны уже в сравнительно небольшом удалении к востоку. Их распространение ограничено небольшой площадью, которая на космическом снимке имеет форму усеченного с юга круга. Эта площадь оконтурена кольцевым разломом, вдоль которого прослеживаются субвулканические тела флоидальных дацитов и липаритов. Внутри площади сосредоточена главная масса дацитов, а за ее пределами наблюдаются лишь обычные и спекшиеся туфы, типичные для верхних горизонтов серии. Если учесть, что в центре кольцевой структуры отдельные подразделения разреза представлены выдержанными по простиранию и мощности покровами и согласно сменяют друг друга, то можно считать, что они формировались в депрессии кальдерного типа и что их широкому распространению препятствовали разломы (сбросы), ограничивающие такую структуру. Амплитуда опускания основания

структуры практически сопоставима с мощностью вулканической серии и составляет 700–800 м.

В процессе формирования толщи контрастных вулканитов на всей изученной территории в целом происходило параллельное накопление основных и кислых вулканических образований. Основные вулканиты представлены более или менее однородными по составу базальтами, андезито-базальтами и их туфами. Строение разрезов, сложенных этими породами, также более или менее постоянно для всей территории. Кислые вулканогенные образования размещаются в нескольких ареалах. Можно предполагать, что в районах хр. Тост их формирование было связано с развитием структурных депрессий кальдерного типа. В районе хр. Ноен они представлены полями липарито-дацитовых игнимбритов и цепочкой трахилипаритовых экструзий.

Извержения не были синхронными, вследствие чего в центральных участках территории липарито-дацитовые игнимбриты предшествуют излияниям базальтов, а в пределах хр. Тост и к востоку от сомона Ноен аналогичные игнимбриты подстилаются базальтами. Тем не менее для всей территории характерны заключительные развития, сопровождаемые образованием базальтовых покровов, которые сплошным плащом перекрывают все остальные вулканогенные образования. Вариации мощностей базальтовых накоплений и их соотношения с пермо-триасовыми терригенными толщами указывают на постепенное затухание вулканической деятельности во времени и на сокращение количества действующих вулканических центров. Наиболее поздние из них существовали в центральной части территории даже в начальные стадии накопления терригенных толщ.

В процессе образования толщи контрастных вулканитов одних толко дацитовых и липарито-дацитовых вулканитов было извергнуто около 3800–4200 км^3 (средняя мощность 600–700 м).

Получить оценки для трахилипаритов и базальтов несколько сложнее из-за значительных вариаций мощностей этих образований. В частности, область распространения трахилипаритов в основном ограничена восточной частью хр. Тост. Максимальная их мощность около 1300 м, но средняя не превышает 800–900 м. Площадь распространения трахилипаритов, включающая все известные выходы этих пород, составляет около 1200 км^2. Таким образом, можно оценить их начальный объем, равный 1 000 км^3. Объем трахилипаритов в районе сомона Ноен добавляет к этой величине не более 6 км^3.

Возможности определения количества излившихся базальтов еще более ограничены. Наибольшей мощности (600–800 м) они достигают в центральных участках территории в районах горы Товон-ула, к. Цаган-Тологойн-худук. Разрезы такой же мощности известны в районе Барун-Хайркан-ула. В других участках территории, например в восточной части хр. Тост, в районе сомона Ноен, их мощность не превышает нескольких сотен или десятков метров. Очень ограниченно базальты представлены в разрезах юго-восточного склона хр. Ноен, где отмечаются единичные их покровы суммарной мощностью в несколько десятков метров. Учитывая, что площадь с наибольшими мощностями разрезов составляет около одной трети всей территории, а площадь с разрезами мощностью до 200–300 м – еще одну треть, для территории в целом можно принять среднюю мощность базальтов, равную примерно 300–350 м. В таком случае количество базальтов, излившихся в процессе формирования толщи контрастных вулканитов, составит около 2000 км^3. Общий объем толщи, таким образом, превышал 7000 км^3.

Краткая характеристика пород толщи

Базальты – плотные серые, темно-серые или лиловые породы. Пористые участки покровов, а также насыпные шлаковые туфы базальтов окрашены в в бурый или красный цвет, свидетельствующий о наземных условиях их образования. Строение базальтов афировое или олигофировое. Они состоят из микролитов плагиоклаза (обычно лабрадор), между которыми размещены зерна пироксенов, реже – зерна оливина и стекло. Вкрапленники немногочисленны

(до 10%) и свойственны лишь некоторым покровам. Они представлены преимущественно изометричными зернами моноклинного пироксена, оливина, редко – ромбического пироксена и плагиоклаза. Обычно наблюдается тонкая окантовка кристаллов, имеющая вид бахромы, проросшей или содержащей микролиты основной массы. Отдельные кристаллы оливина и пироксена образуют, кроме того, дендритовидные внедрения в основной массе или в центральных участках в своеобразных окнах, имеющих кристаллографические очертания, содержат микролиты. В некоторых разновидностях пород микролиты пироксена образуют кристаллоподобные параллельные сростки. При этом микролиты плагиоклаза наблюдаются в офитовых сростках. Все это указывает на единовременность образования всех минеральных выделений в породе, а следовательно, и на кристаллизацию расплавов в условиях дневной поверхности.

Для базальтов типичны микролитовые, гиалопилитовые, пилотакситовые, реже – микрогаббро-офитовые структуры. Как правило, породы слабо изменены, благодаря чему в их строении сохраняется неразложенное бурое стекло. Вкрапленники обычно свежие, однако оливин постоянно замещен иддингситом, хлоритом или гидроокислами железа. Иногда отмечается карбонатизация пироксенов и плагиоклазов.

Дациты и липарито-дациты имеют темно-серую окраску и содержат крупные (до 5 мм) вкрапленники зеленоватого кислого (олигоклаз, олигоклаз-альбит) плагиоклаза, редко – опацитизированный пироксен. Основная масса пород микропойкилитовая или микролитовая, причем вмещающий микролиты базис имеет микрозернистое фельзитовое строение. Обычно отмечается ориентированное расположение микропойкилитовых образований и микролитов плагиоклаза.

Игнимбриты дацитового и липарито-дацитового состава характеризуются совершенным эвтакситовым строением и насыщены фьяммеподобными обломками стекла. Эти обломки хорошо видны на выветрелых поверхностях и в шлифах в обычном свете, где выделяются окраской, структурой стекла и степенью его расстеклования. Фьяммеподобные линзочки сильно уплощены и нередко представляют подобие лент, имеющих с торцов пламевидные контуры. Вкрапленники представлены преимущественно альбит-олигоклазом, кварцем, реже-ортоклазом и опацитизированным пироксеном. Несмотря на общее сходство составов лав и игнимбритов, последние обычно кислее и обнаруживают переходы к породам трахилипаритовой пачки, содержащим в изобилии ортоклаз и кварц.

Трахилипариты – бурые, темно-серые или голубовато-серые плотные породы. Нередко в них наблюдается такситовое строение, которое определяется более или менее равномерным распределением в основной массе обломков того же состава, отличающихся степенью раскристаллизации или структурно-текстурными признаками и имеющих четкие ограничения. Часто встречаются породы флюидального строения, в которых чередующиеся разноокрашенные слои различаются степенью раскристаллизации пород и составом вкрапленников. Породы имеют флюидальную, эвтакситовую или брекчиево-такситовую текстуру при микросферолитовой, аллотриоморфной, микропойкилитовой и фельзитовой структурах основной массы. Во многих породах устанавливается полосчатое строение, обусловленное чередованием микросферолитовых и аллотриоморфных полос, сложенных кварц-полевошпатовыми агрегатами. Нередко полосы сложены мономинеральными, сильно вытянутыми линзочками кварца. На контакте с полевошпатовыми сферолитами фиксируется тонкое взаимное прорастание кварца и калиевого полевого шпата.

Игнимбриты трахилипаритового состава также обладают эвтакситовым строением. Они насыщены уплощенными вдоль напластования стекловатыми обломками с характерными пламевидными ограничениями. Основная масса породы имеет брекчиевидное строение и состоит из мелких линзочек стекла, различающихся окраской и степенью раскристаллизации, хотя в скрещенных николях она выглядит гомогенной и почти изотропной.

Все рассматриваемые породы имеют свежий облик, отличаются широким развитием стекол. Как правило, это афировые породы. Вкрапленники встречаются лишь в отдельных покровах и обычно не превышают 15-20% общего объема.

Это – ортоклаз, реже – кварц, роговая обманка. Ортоклаз обычно бурый пелитизированный, с пертитовыми вростками. Иногда наблюдаются графические сростки ортоклаза с кварцем. Кварц как в сростках, так и в индивидуальных кристаллах хорошо ограничен, однако обычно грани кристаллов и их вершины обладают сложным строением и дендритовидными выступами внедряются в основную массу породы. Подобные соотношения указывают на кристаллизацию кварца в условиях резкого температурного спада и позволяют говорить о кристаллизации в сходной обстановке также и ортоклаза.

Завершая описание покровных образований, следует отметить особенности их взаимоотношений с комплексами вмещающих пород.

Соотношения с породами основания известны на флангах вулканического поля – в районе гор Денгийн-нуру и в районе хр. Тост. В обоих участках с древними толщами граничат породы, принадлежащие порфиритовой толще. Мощности вулканогенных образований возрастают к центру территории. Следовательно, можно предположить, что формирование вулканогенной ассоциации происходило в пределах крупной впадины, окруженной горными поднятиями складчатого фундамента. Последние, вероятно, служили главным источником терригенного материала, который отмечается в составе туфогенно-осадочных пород, развитых по всему вулканогенному разрезу.

Вулканогенные образования перекрыты мощными терригенными толщами, принадлежащими пермо-триасовым молассоидным образованиям [19]. Смена вулканогенных образований терригенными происходит без видимого несогласия и базальных конгломератов, хотя в основании терригенных толщ, впрочем, как и по всему их разрезу, встречаются конгломератовые линзы-прослои. Они были описаны А.И. Анатольевой [3] в районе сомона Ноен, однако в ряде других участков территории разрез терригенных отложений начинается с бурых песчаников, алевролитов, гравелитов, среди которых отмечаются и туфогенные породы. В центральной части изученной территории в этих горизонтах разреза отмечены покровы базальтов, которые по простиранию выклиниваются, а затем сменяются туфогенно-осадочными и осадочными породами. Вулканогенные образования среди терригенных красноцветных толщ были установлены и в районе сомона Ноен [3]. Эти данные свидетельствуют о последовательной смене вулканогенных толщ терригенными и, кроме того, позволяют говорить о том, что прогибания, господствующие в период накопления вулканогенных образований и определившие область аккумуляции вулканитов, продолжались и в более позднее время и способствовали накоплению в пределах этой области мощных терригенных толщ.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В строении вулканогенной ассоциации существенную роль играют разнообразные интрузии. Они отмечают пути подъема магматических расплавов к земной поверхности, центры вулканических излияний и выявляют общую обстановку становления ассоциации в целом. Изучение интрузивных образований, в особенности их морфологии, пространственного размещения, взаимоотношений с покровными и другими интрузивными комплексами, важно и необходимо для выяснения закономерностей строения вулканогенной ассоциации и, следовательно, для решения петрологических и палеовулканологических задач. Среди многочисленных и разнообразных интрузий, распространенных в пределах рассматриваемой территории, выделяются гипабиссальные и субвулканические интрузии.

Гипабиссальные интрузии

Эти интрузии представлены крупными магматическими массами полнокристаллических пород, нарушающих сплошность стратифицированных толщ на больших площадях. Они широко проявлены в пределах хр. Тост, известны также в районе сомона Ноен и к востоку от гор Денгийн-нуру. Интрузии сложены преимущественно аляскитовыми и биотитсодержащими лейкократовыми

гранитами, а также диоритами и кварцевыми диоритами. Последние слагают либо самостоятельные сравнительно небольшие тела, либо представляют ранние фазы внедрения крупных массивов.

В пределах рассматриваемой территории гипабиссальные интрузивные тела залегают в полях распространения пород, принадлежащих толщам липаритовых туфов и порфиритов, и нигде не граничат с базальтами и трахилипаритами. По-видимому, толща контрастных вулканитов не прорывалась этими телами, так как на сравнительно обширных площадях выходов базальтов и трахилипаритов гипабиссальные интрузии неизвестны. Кроме того, среди пермо-триасовых молассовых отложений, которые перекрывают вулканогенные образования и возникли в результате размыва вулканитов, обломки гранитов появляются в поздних ритмах, тогда как галька пород верхних толщ известна в нижних горизонтах молассовых толщ. Это свидетельствует о достаточно мощной покрышке, перекрывающей в прошлом гипабиссальные интрузивные тела.

Форма и контакты интрузий разнообразны. Они представлены крупными изометричными массивами центрального типа и линейно вытянутыми трещинными телами. Подобные черты их морфологии хорошо прослеживаются на космических и аэрофотоснимках, на которых устанавливаются четкие срезающие границы интрузий. Такие же соотношения устанавливаются и в обнажениях. Например, в 5 км к северо-западу от горы Хургу-ула в скальных выходах устанавливается контакт гранитов с контактово-измененными вулканогенными толщами (фиг. 15). Поверхность контакта здесь под углом 70° погружается в сторону массива. Граниты характеризуются матрацевидной отдельностью. В зоне эндоконтакта сравнительно небольшие блоки гранитов ориентированы параллельно поверхности контакта. В верхней части обнажения эти блоки меняют ориентировку почти на 90° так, как если бы соответствующим образом изменилось положение контактной поверхности. Граниты в эндоконтакте представлены порфировидными мелкозернистыми разностями, отличающимися от среднезернистых пород центральных участков интрузии.

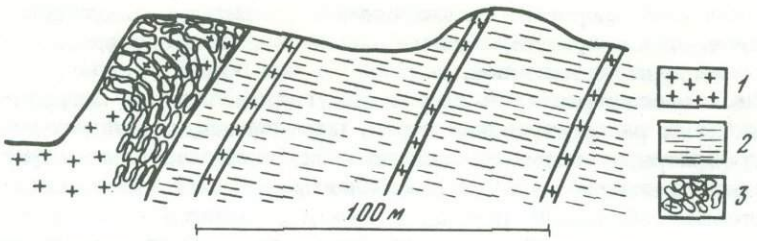
Во вмещающих породах наблюдается серия даек гранит-порфиров, сходных с породами эндоконтакта массива. Эти дайки достигают мощности 10 м и прослеживаются параллельно контактной поверхности интрузива. Они обнаруживаются вокруг массива в зоне около 1,5-2 км, где образуют систему кольцевых даек.

В строении массива Тахилга-оба отмечены аналогичные соотношения. В районе высоты 2161,0 контакт проходит по долине, северный склон сложен гранит-порфирами, а южный - биотитовыми роговиками по туфогенным породам. В восточном направлении линия контакта прослеживается по небольшой вертикальной расщелине, поэтому можно предполагать, что здесь поверхность контакта является вертикальной. В северной части массива соотношения более сложные. Зона экзоконтакта здесь разбита системой интрузивных тел - дайкообразных, пластовых и более сложного строения, вследствие чего она оказывается сложенной из крупных блоков вмещающих вулканогенных пород и цементирующих эту мегабрекчию гранит-порфиров.

Такого же рода соотношения наблюдались между интрузиями гранитов и вмещающими образованиями в районе гор Денгийн-нуру. Приконтактовое брекчирование здесь выразилось в концентрации в зоне эндоконтакта обломков вмещающих пород, по размерам не превышающих нескольких метров. Обломки округлые, цементируются порфировидными граносиенитами.

Аналогичное брекчирование устанавливается и в области южного контакта трещинной интрузии Бага-Алаг. В зоне брекчирования здесь концентрируются обломки вулканогенных пород, а также дайкообразные тела. В северной части интрузии расположена контактовая зона, в пределах которой сосредоточены узкие, вытянутые вдоль контакта блоки вмещающих пород, разделенные трещинными телами гранитов и гранит-порфиров.

Отсутствие массивов в поле распространения толщи контрастных вулканитов и появление гальки гранитов в поздних ритмах пермо-триасовых отложений свидетельствуют о значительной глубине залегания гранитных массивов.



Ф и г. 15. Западный контакт гранитного массива Хургу-ула

1 – граниты; *2* – вмещающие образования; *3* – матрацевидная отдельность гранитов

Эта глубина, вероятно, не меньше, чем мощность толщи контрастных вулканитов (2,0–2,5 км). В то же время общая мощность вулканогенных образований, надстраивающих разрез над вмещающими граниты образованиями, не превышает 4,5 км. Следовательно, можно считать, что граниты практически не поднимались в более высокие уровни разреза по сравнению с их современным залеганием. Если учесть, что поперечник массивов достигает 10 км и более, а гипсометрические отметки выходов гранитов близки, то приведенные соображения позволяют реконструировать кровлю массивов в виде пологоизогнутой, возможно, слабо куполовидной поверхности. О том же, в частности, свидетельствует и хорошо выраженная пологая система трещин отдельности в гранитах. Вблизи ограничений массивов она переходит в систему трещин, параллельных контактовой поверхности.

Приведенные данные позволяют рассматривать массивы в виде магматических тел цилиндрической формы, заполняющих полости, которые, вероятно, возникли при внутрикоровых опусканиях крупных блоков фундамента.

Внутреннее строение интрузий большей частью однородное. Преобладают розовые лейкократовые граниты, преимущественно среднезернистые, реже – крупнозернистые, сменяющиеся в краевых зонах мелкозернистыми порфировидными породами. В строении массива Тахилга-обо гранит-порфиры образуют мощную краевую зону (до 2 км), отделенную от ядра интрузии резким контактом. Для других массивов такого широкого развития порфировидных пород не установлено.

В строении ряда интрузий (например, горы Баян-Ундур и Шугша-ула), помимо гранитов, установлены диориты и кварцевые диориты, проявленные самостоятельными фазами. Контакты их с гранитами, как правило, резкие, и хотя непосредственного их соприкосновения не наблюдалось, тем не менее можно говорить о раннем возрасте более основных пород. Это следует из того, что диориты и кварцевые диориты на контакте с гранитами подверглись биотитизации и калишпатизации.

Практически во всех массивах встречаются многочисленные дайки габбро-диоритов, нередко порфировидных, а также андезитов и базальтов. Такие дайки располагаются в соответствии с трещинами отдельности в гранитах и местами как бы цементируют блоки интрузивных пород. Например, в трещинном массиве горы Бага-Алаг содержание даек основных пород составляет 30% общего объема тела. Они появляются через 5–20 м, имеют мощность от 1–2 до 7–10 м и ориентированы вдоль соответствующих трещин отдельности по азимуту северо-запад 330°. В других линейно вытянутых (трещинных) массивах господствует продольная система трещин отдельности, которой, как правило, подчинена бóльшая часть даек основных пород.

В строении массива Тахилга-оба дайки также многочисленны, однако наибольшая их концентрация наблюдается в краевой зоне, сложенной гранит-порфирами. Мощность даек достигает 3 м, нередко они ветвятся, приспосабливаясь к различным трещинам отдельности.

Распространение даек основных пород ограничено преимущественно границами массивов, хотя они известны и среди вмещающих образований наряду с дайками

гранит-порфиров. Отсюда следует, что формирование даек тесно связано с развитием интрузивных камер. Процесс становления последних в общем виде можно представить трехфразным: 1) ранняя фаза - внедрение диоритов; 2) главная фаза - внедрение гранитов; 3) заключительная фаза - внедрение основных расплавов, приспосабливающихся к контракционным трещинам или трещинам отдельности.

Вблизи границ с интрузивными массивами вмещающие породы, как правило, интенсивно раздроблены, вследствие чего в экзоконтактовой зоне наблюдаются многочисленные трещинные интрузии гранит-порфиров, а в эндоконтактовых зонах в изобилии концентрируются ксенолиты. Помимо механического воздействия интрузий на вмещающие породы, устанавливаются контактово-метаморфические преобразования вмещающих толщ. Они выражены сильной биотитизацией пород и их частичной перекристаллизацией, однако настоящие роговики образуются редко. Например, в экзоконтакте массива горы Хургу-ула вмещающие порфириты прогрессивно обогащаются мелкочешуйчатым биотитом по мере приближения к контакту. В непосредственной близости к массиву отмечается узловатое распределение биотита, а также частичная перекристаллизация пород. Грануляция проявлена новообразованиями мелких кварц-полевошпатовых зерен.

Суммируя данные о строении гипабиссальных массивов и их взаимоотношении с вмещающими образованиями, можно отметить следующее:

1. Эти массивы представляют собой магматические тела центрального и трещинного типов. Они сформировались на месте крупных полостей, возникших при перемещениях блоков основания. Тектоническая природа магматических камер подтверждается резкими ограничениями массивов, системами разломов, параллельными поверхностям контактов, а также приконтактовыми брекчиями. Верхний уровень становления массивов определяется глубиной 2-2,5 км.

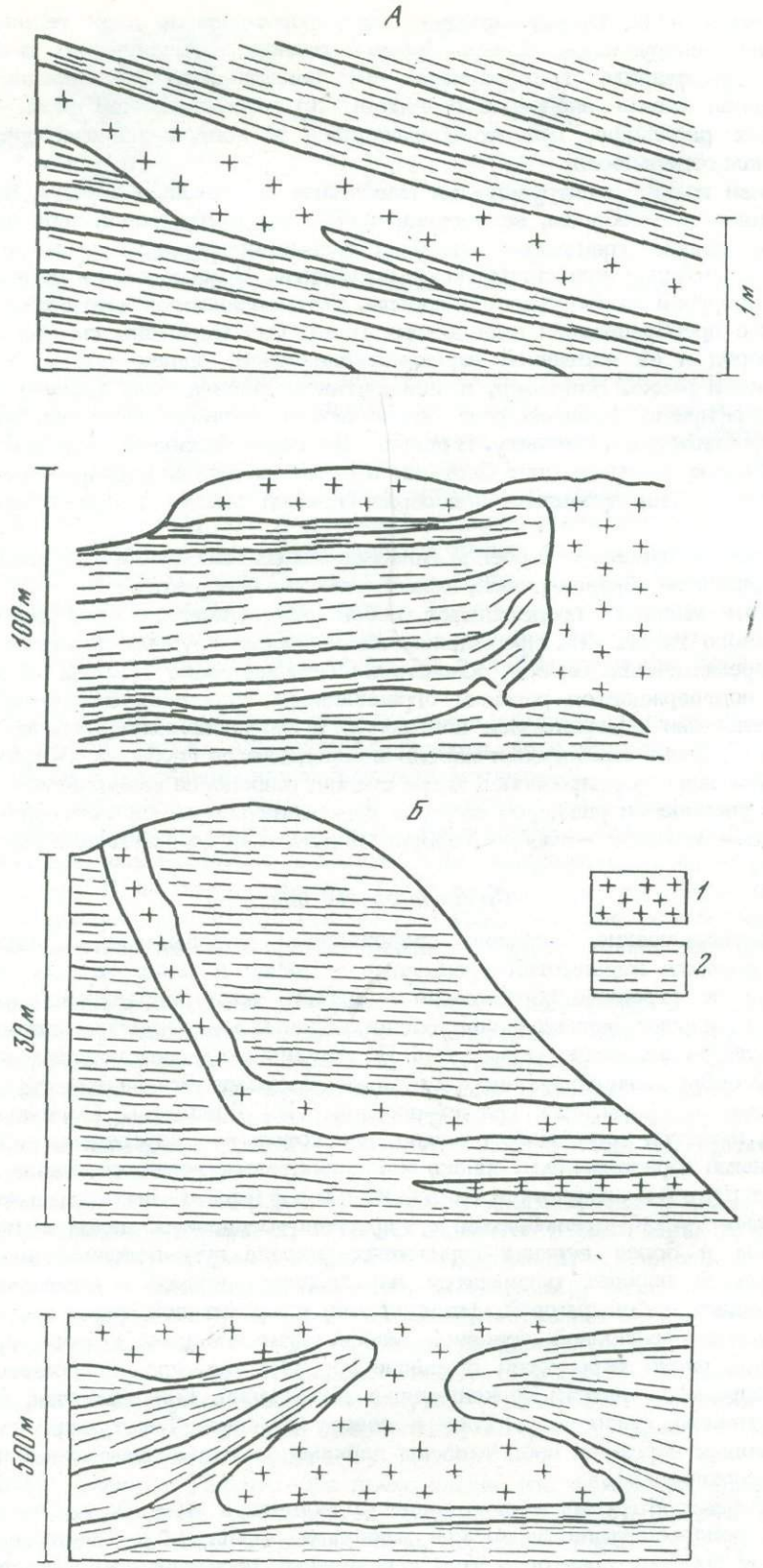
2. Массивы формировались в три стадии, в процессе развития которых происходило увеличение размеров камер и внедрение расплавов в последовательности диориты - граниты - габбро, габбро-диориты и их порфиритовые разновидности.

Субвулканические интрузии

Субвулканические интрузии представлены небольшими рвущими телами, среди которых выделяются трещинные - дайки и пластовые залежи, и более сложные по строению образования - штоки, тела неправильной формы и др. Они пронизывают вулканические толщи, образуя в их пределах сложно построенные системы взаимосвязанных тел. По отношению к вмещающим породам и по составу субвулканические интрузии можно подразделить на три группы: 1) липаритовые порфиры, 2) гранит-порфиры, 3) базальты. Помимо таких интрузий, имеются тела иного состава, для которых не определены соотношения с покровными образованиями, однако они сравнительно немногочисленны.

Интрузии липаритовых порфиров связаны с толщей липаритовых туфов, игнимбритов и туфогенно-осадочных пород и поэтому неизвестны в более верхних горизонтах разреза вулканогенной ассоциации. В интрузивных породах содержатся вкрапленники кварца и альбит-олигоклаза, заключенные в фельзитовой, флюидальной, сферолитовой, реже - гранофировой или гранит-порфировой основной массе. Эти интрузии широко проявлены в восточной части территории в районе горы Регина, где установлены наиболее значительные мощности вулканогенных накоплений. Они известны, кроме того, на восточном фланге хр. Тост к северу от горы Тоготухад-ула. Интрузии липаритовых порфиров представлены дайками, а также пластовыми и сложными по строению телами.

Пластовые интрузии имеют среднюю мощность 30-50 м. Это в основном силлы, пологосекущие дайки или лакколиты (фиг. 16). Некоторые интрузии образуют систему пластовых тел, соединенных перемычками. Наиболее крупные пластовые тела в центральных участках сложены сферолоидными липаритами. К эндоконтактам они сменяются флюидальными стекловатыми породами. При-



Ф и г. 16. Типы пластовых интрузий липаритовых порфиров и их соотношения с вмещающими образованиями

1 – липаритовые порфиры; *2* – вмещающие породы

мером может служить субпластовая интрузия, расположенная восточнее высоты 2106. Она состоит из двух пластовых тел мощностью 20–30 м, разделенных горизонтом туфов мощностью 8 м. В области контактов интрузия сложена светло-коричневыми стекловатыми породами с очень тонкой флюидальностью. К центральным участкам тела полосы флюидальности становятся более крупными и местами включают мелкие округлые обособления, придающие породам четко видное строение. Размеры шаров возрастают по мере приближения к осевой плоскости тела, вблизи которой они достигают 10–15 см. Эти шары имеют сложную структуру, в центральных их участках появляются пустоты, заполненные халцедоном; крупные шары обрастают мелкими шариками и приобретают бородавчатый облик. Вмещающие интрузию липаритовые туфы в области верхнего контакта окварцованы или пронизаны мелкими кварцевыми жилками.

Подобное строение типично и для пластовых тел сравнительно большой мощности. Следует отметить, что многим из них свойственно окварцевание пород вплоть до образования вторичных кварцитов. Изменения обычно затрагивают фланги пластовых залежей. В эти участки, по-видимому, нагнетались гидротермальные растворы, использующие разветвленную систему взаимосвязанных интрузий в качестве флюидопроводников. Растворы, попавшие в подобные ловушки, взаимодействовали с окружающими породами и преобразовывали их до вторичных кварцитов.

Контакты пластовых тел с вмещающими породами в основном согласные, хотя иногда наблюдаются пологое срезание стратификации, ступенчатые профили контактов и переходы в дискордантные тела – дайки или штоки (см. фиг. 16).

Экзоконтактовые изменения, как правило, незначительные и связаны с окварцеванием и серицитизацией пород. На контакте с вторичными кварцитами интрузий вмещающие породы также окварцовываются, что особенно характеризует перекрывающие образования.

Распределение пластовых тел по площади определяется размещением наиболее значительных магмовыводящих каналов. В частности, эти тела отмечены вдоль кольцевой зоны разломов, ограничивающей с севера поле распространения нижней толщи вулканитов. Они установлены также в районе горы Регина и высоты 2106. В тех же участках среди покровных образований широко развиты агломераты и вулканические брекчии, свидетельствующие о близости центров извержений. Все эти данные позволяют считать, что появление и размещение крупных пластовых залежей связаны с активной вулканической деятельностью.

Секущие трещинные интрузии липаритовых порфиров представлены незначительными по мощности (около 10 м) протяженными дайками. Значительная их часть концентрируется в пределах зоны дуговых разломов, опоясывающей площадь выходов толщи липаритовых туфов в районе хр. Ноен. Севернее горы Регина ширина зоны составляет около 3 км. Степень насыщенности ее дайками меняется как по простиранию, так и вкрест зоны, но, как правило, отдельные тела разделены участками вмещающих пород шириной до 30–50 м. Местами отдельные тела граничат друг с другом непосредственно, а разделяющие их блоки вмещающих пород составляют менее 10%.

В других участках территории дайки липаритовых порфиров не столь многочисленны, рассредоточены и характеризуются изменчивыми простираниями. Ориентировка конкретных тел нередко меняется вдоль простирания на 90°, поэтому появление разноориентированных интрузий в пределах того или иного участка не отражает этапности их формирования, а связано с особенностями строения поля разрывных деформаций в период внедрения расплавов.

По площади эти дайки группируются в небольшие дайковые поля и пояса, которые тяготеют к определенным центрам. Примером могут служить горные массивы горы Регина и высоты 2106. В строении первой и по его обрамлению субвулканические интрузии образуют пояс, ограничивающий горный массив с юга, и рассекают его центральные участки в субмеридиональном направлении. Субмеридиональные дайки широко проявлены в районе высоты 2106, где они образуют поле, занимающее по площади около 4 км^2. К этому горному массиву

с востока подтягивается широкая полоса даек, следующая азимуту юго-восток 120°, в строении самого массива участвуют многочисленные пластовые и более сложные по строению тела. Все это вместе свидетельствуют о влиянии на размещение даек и других интрузивных тел определенных магматических центров.

Оценивая общие закономерности распределения субвулканических интрузий липаритовых порфиритов на изученной территории, можно предположить в районе хр. Ноен крупный магматический центр, обрамленный поясом дуговых даек и связанными с ними многочисленными пластовыми телами, штоками и т.д. Во внутренних участках этой территории субвулканические интрузии сосредоточены на небольших участках, где широко развиты агломераты и вулканические брекчии.

Субвулканические тела гранит-порфиров наиболее многочисленны. Они сложены порфировидными породами, содержащими вкрапленники ортоклаза, реже - плагиоклаза и кварца. Основная масса пород микрогипидиоморфнозернистая с явным идиоморфизмом полевых шпатов по отношению к кварцу, который заполняет интерстиции. Гранофировое и фельзитовое строение основной массы пород наблюдается реже и типично для приповерхностных тел.

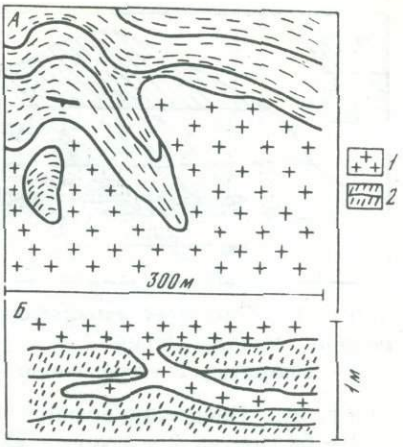
Эти интрузии пронизывают вулканогенные толщи в широком диапазоне разреза и неизвестны лишь среди самых верхних горизонтов толщи контрастных вулканитов. Распределение интрузий и формы их проявления в структуре вулканогенных толщ в значительной степени определяются уровнями стратиграфического разреза, на которые они выходят. Так, например, эти интрузии наиболее многочисленны в нижних толщах, где они представлены преимущественно дайковыми телами мощностью до 20 м. Секущие тела сравнительно часто встречаются в толще контрастных вулканитов, однако количество их резко сокращается к верхним ее горизонтам.

Пластовые интрузии гранит-порфиров известны главным образом в нижних горизонтах толщи контрастных вулканитов, расположенных под покровными образованиями трахилипаритов. Эти тела имеют выдержанную по простиранию мощность (около 10 м) и обычно внедряются вдоль поверхностей раздела между отдельными пластами. Контакты с вмещающими образованиями, как правило, согласные, секущие соотношения наблюдаются лишь местами и выражены срезанием поверхностей стратификации, апофизами (фиг. 17).

Эндоконтакты интрузий обычно закалены и характеризуются стекловатым микрофельзитовым строением. В центральных участках тел отмечается более высокая раскристаллизованность пород и они представлены плагиоклаз-ортоклазовыми порфирами с гранофировой или микрогранитовой структурой. Вмещающие породы на контактах с наиболее крупными пластовыми телами нередко окварцованы вплоть до вторичных кварцитов. Например, в северной части гор Денгийн-нуру установлена крупная пластовая залежь флюидальных, местами сферолоидных липаритовых порфиров и гранит-порфиров. Питающие ее каналы обнаруживаются у южного края тела, где они представлены дайками субширотного простирания, сложенными флюидальными гранит-порфирами, идентичными породам пластовой интрузии. Пластовое тело мощностью 170 м залегает среди вулканогенно-осадочных образований. Вмещающие породы в интервале 30-40 м выше контакта выщелочены, в них развиваются серицит, хлорит и гематит, наблюдается окварцевание. Такие же изменения характеризуют и липариты в эндоконтактовой части интрузии.

Оценивая условия формирования пластовых тел гранит-порфиров, можно отметить следующие их особенности. Эти интрузии, как правило, внедряются либо вдоль границ между отдельными литологическими подразделениями разреза, либо залегают в пределах горизонтов, сложенных механически слабыми и легкопроницаемыми породами. В том и в другом случае устанавливаются признаки активного внедрения расплавов во вмещающие толщи.

Наглядным свидетельством динамической активности магмы служат особенности строения ряда пластовых интрузий, которые обрамляются зонами импрегнированных образований, обволакивающими своеобразной "рубашкой" внедрив-

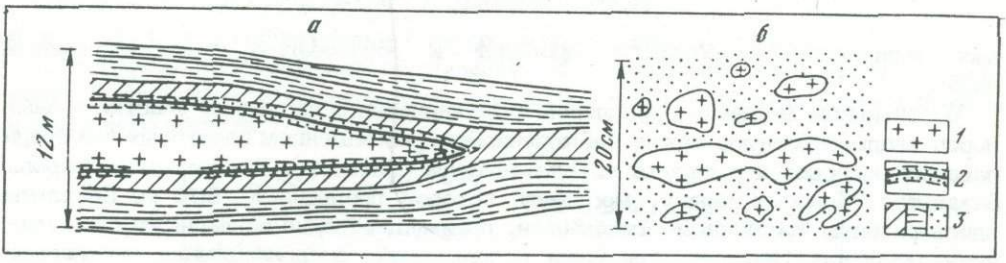


Фиг. 17. Примеры контактовых соотношений пластовых интрузий гранит-порфиров и вмещающих образований

1 – гранит-порфиры; *2* – вмещающие породы

Фиг. 18. Силл липарито-дацитов в туфах хр. Ноен; общий вид в разрезе (*а*) и импрегнированные образования в области выклинивания силла (*б*)

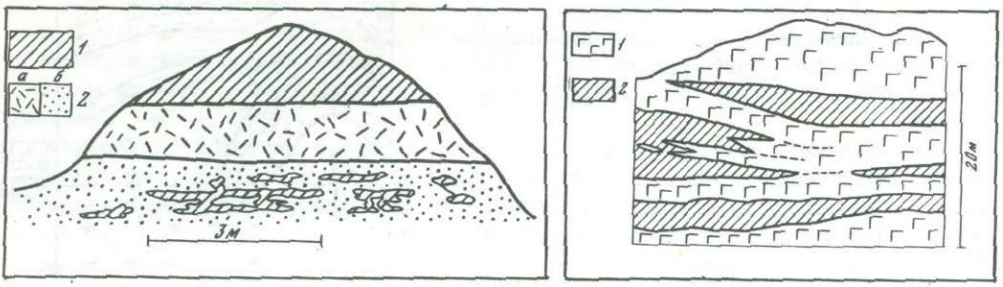
1 – липарито-дациты; *2* – зона импрегнированных образований; *3* – туфы



шиеся тела. Пример подобного строения представляет пластовая залежь в толще переслаивающихся зеленых и бурых туфовых песчаников и алевролитов к юго-востоку от горы Баян-Богдо-ула (фиг. 18). По простиранию эта залежь сокращается от 5 до 0,1 м. Строение ее отчетливо зональное вследствие развития вокруг центрального массивного ядра краевой зоны. В пределах этой зоны породы приобретают брекчиевидный облик, определяемый пятнистым распределением небольших обособлений в различной степени закристаллизованных пород, цементируемых однородной магматической массой. В цементе отмечаются, кроме того, пластически деформированные обломки вмещающих пород, количество которых резко возрастает во внешней части зоны. В области выклинивания силла массивные породы постепенно исчезают и на его продолжении появляются лишь отдельные блоки магматической массы, образующие скопление мощностью 0,6 м в пределах горизонта бурых и рыхлых туфовых песчаников мощностью 1,5 м. Отдельные магматические обособления изометричны или вытянуты, связаны между собой прожилками и обладают краевыми зонами закалки.

Другим интересным примером является пластовая интрузия, внедренная в туфогенно-осадочные породы 10 км юго-западнее горы Регина (фиг. 19). Здесь среди липаритовых туфов встречены крупные линзы зеленовато-серых и сиреневых флюидальных липарито-дацитовых порфиров, в которых флюидальность ориентирована параллельно контактам, а отдельные линзы соединены тончайшими магматическими жилками. На флангах линз присутствуют тонкие прожилки, вторгшиеся во вмещающие породы и свидетельствующие о способности расплавов проникать в них по очень тонким каналам на достаточно большие расстояния.

Можно предполагать, что подобное проникновение магмы перед фронтом внедряющейся интрузии является одним из ведущих моментов в механизме становления пластовых тел. Это следует из того, что расклинивающее воздействие внедряющего тела создает зону растяжения перед его фронтом, а также открытие тончайших трещин. Заполнение таких трещин расплавом приводит к нарушению сплошности вмещающих пород и тем самым создает условия для дальнейшего продвижения расплавов. Следует отметить, что такое просачивание расплава наиболее показательно в относительно рых-



Ф и г. 19. Инъекции липаритов в туфогенно-осадочные породы, южный склон горного массива Регина

1 – липариты; *2* – туфогенно-осадочные породы (*а*), туфы (*б*)

Ф и г. 20. Внедрение гранит-порфиров в базальты

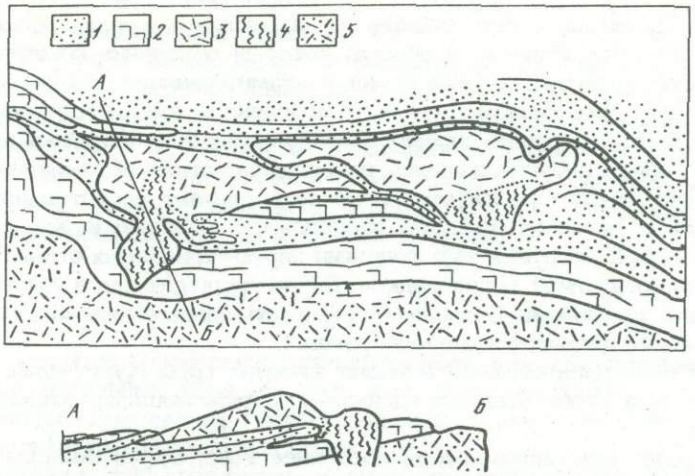
1 – базальты; *2* – гранит-порфиры

лых вмещающих породах и приводит к образованию импрегнированных пород.

Об активном внедрении расплавов в механически ослабленные участки горных пород свидетельствуют также наблюдения над размещением пластовых тел среди лавовых покровов к западу от к. Думба-Худук (фиг. 20). В этом месте покровы базальтов образуют толщу, мощность которой превышает 500 м. Базальты здесь разбиты трещинами отдельности, преимущественно согласными с залеганием покровов. Эти трещины были использованы внедряющимися расплавами при образовании пластовых тел (см. фиг. 20). В ряде обнажений можно видеть как гранит-порфиры тонкими прожилками проникают по трещинам в базальты, расклинивают их и образуют в итоге такого внедрения крупные залежи. В приконтактовых участках местами наблюдается дробление базальтов, сопровождаемое залечивание трещин расплавами.

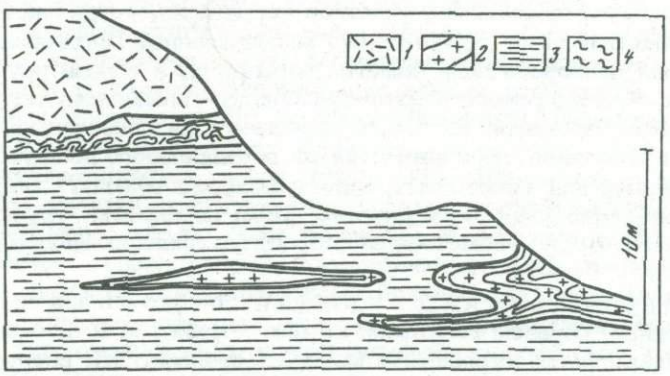
Другая особенность пластовых интрузий связана с их положением в разрезе вулканических пород. Они сосредоточены главным образом в толще контрастных вулканитов, и есть основания полагать, что они внедрялись на небольших глубинах порядка нескольких сотен метров. Подтверждением этому предположению служит оценка глубины формирования сложного по строению экструзивно-субвулканического тела гранит-порфиров, залегающего среди базальтов и их туфов к югу от высоты 2235,0 (фиг. 21). Его основой является шток, от которого отходят силлообразные залежи, приуроченные к границам раздела между отдельными пластами. Внедрение тела вызвало деформацию вмещающих толщ по типу поперечного изгиба, что привело к возникновению растягивающих усилий вдоль крутых контактов интрузии. По-видимому, в результате их реализации возникли трещины отслаивания, которые были затем заполнены магматическими расплавами.

В верхней части тело переходит в экструзию трахилипаритов, покровная часть которой перекрывает туфы и лавы базальтов в 30-50 м выше пластовой интрузивной залежи. Мощность трахилипаритов составляет здесь более 150 м, и так как момент внедрения гранит-порфиров относительно времени образования экструзии неизвестен, то глубина формирования пластовой интрузии может быть оценена в 50-200 м. Имеются факты, подтверждающие вероятность максимальной оценки. Так, в 4 км восточнее рассматриваемого тела в туфах, подстилающих трахилипариты, в 8-10 м ниже подошвы размещаются силлоподобные инъекции флюидальных гранит-порфиров (фиг. 22). Трудно представить, что внедрение расплава могло происходить на такой небольшой глубине в породы, которые и в настоящее время сравнительно слабо литифицированы. Вероятно, вмещающие туфы и туфовые песчаники были перекрыты плотными массивными трахилипаритами, которые препятствовали прорыву расплавов на поверхность. Следовательно, внедрения происходили после формирования трахилипаритов.



Ф и г. 21. Схема геологического строения района высоты 2235,0

1 – туфогенно-осадочные образования; *2* – базальты; *3* – липариты покровов; *4* – липариты в интрузивном залегании; *5* – игнимбриты дацитов и туфы смешанного состава



Ф и г. 22. Пластовые инъекции липаритов в основании липаритовой экструзии

1 – липариты экструзии; *2* – липариты в инъекции; *3* – вмещающие образования; *4* – флюидальность

Таким образом, образование пластовых залежей гранит-порфиров происходило в результате вулканической деятельности одновременно с наземными извержениями. Внедрение расплавов осуществлялось на сравнительно небольших глубинах благодаря высокой механической активности расплавов и их способности проникать вдоль ослабленных участков пород. Незначительная литостатическая нагрузка и слабая литофикация пород способствовали сохранению механически нестойких зон в толще пород и тем самым представляли наиболее благоприятные условия для формирования пластовых тел.

Распределение трещинных интрузий гранит-порфиров по площади связано с рядом дайковых поясов. Самый крупный из них прослеживается на расстояние свыше 70 км. Он рассекает хр. Тост в широтном направлении и на отдельных участках достигает ширины 10–14 км. В его пределах дайки распределены нераномерно и местами образуют узкие линейные скопления, в которых отдельные тела разделены блоками вмещающих пород шириной не более 10 м. В переделах пояса концентрируются также штоки и пластовые тела гранитов, гранит-порфиров и липаритов, а также дайки габбро и базальтов.

В западной части территории выявлены еще два дайковых пояса с распределением даек по дугам большого диаметра. Один из них огибает с северо-востока

интрузию горы Тахилга-оба. Центр распределения даек приходится на гранитный массив, поэтому можно рассматривать их как кольцевые тела, связанные с развитием того же магматического центра, который обусловил образование и гранитного массива. В пределах пояса дайки местами граничат непосредственно друг с другом или разделены маломощными перегородками вмещающих пород. В строении пояса с дайками гранит-порфиров ассоциируют тела основных пород. Фрагменты этого пояса устанавливаются в других участках обрамления гранитного массива, однако нигде больше этот пояс не достигает значительной мощности.

Другое поле с дуговыми дайками расположено в районе к. Хуб-худук. Центр распределения даек погружен под толщами пермо-триасовых отложений. Строение этого поля отчетливо полосовидное. Дайки группируются в узкие концентрические дуговые скопления. С гранит-порфирами здесь также ассоциируют дайки габбро-базальтов, диоритов и сиенодиоритов.

Кольцевой пояс даек отмечен и около массива горы Хургу-ула. Он выражен сравнительно немногочисленными дайками, обрамляющими массив в полосе около 3-4 км.

Большое поле даек размещается восточнее горы Барун-Хаирхан-ула. Дайки здесь имеют большую протяженность (до 2-3 км), при незначительной мощности (до 20 м). Особенно многочисленны они в пределах выходов складчатого фундамента. Параллельные дайки здесь разделены блоками вмещающих пород мощностью 30-50 м. Количество даек заметно сокращается в поле вулканогенных образований, где они образуют скопления в пределах узких линейно-вытянутых в продольном направлении участков территории, тогда как в промежутках между скоплениями дайки сравнительно малочисленны. Простирания отдельных тел в пределах дайкового поля заметно варьируют, а вблизи крупного широтного разлома, трассируемого пермо-триасовыми впадинами, появляются даже широтные дайки. Несмотря на это, в строении поля преобладают субмеридиональные тела. Залегание даек меняется от вертикального до крутонаклоненного (60°) с падениями как в восточных, так и в западных румбах. Следует отметить, что в зоне крупного широтного разлома дайки перекрыты пермо-триасовыми конгломератами, что указывает на их возрастную принадлежность вулканогенной ассоциации.

Субвулканические интрузии основных пород представлены главным образом секущими телами - дайками и штоками, тогда как пластовые залежи распространены в меньшей степени. Эти интрузии рассекают всю толщу вулканогенных образований, за исключением наиболее верхних базальтовых покровов. Главная масса интрузий принадлежит ориентированным системам даек, господствующим на отдельных участках территории. Например, в районе горы Регина и высоты 2106 преобладают субмеридиональные тела небольшой мощности (до 6 м). Местами они составляют 20% всего объема пород и следуют параллельно друг другу с интервалом 20-30 м.

К востоку от горы Мугурцук-ула дайки габбро и базальтов образуют пояс, прослеживающийся в северо-западном направлении. Дайки рассекают все вулканогенные образования, включая трахилипариты, однако исчезают среди верхних базальтовых покровов. Особой формой проявления интрузий основных пород являются дайки гранитных массивов. Эти дайки используют в качестве путей подъема трещины отдельности в гранитах, в соответствии с которыми образуют сложноветвящиеся тела. В других случаях они контролируются системами трещин определенного направления. Например, в строении трещинной интрузии горы Бага-Алаг дайки габбро-диоритовых порфиритов имеют северо-западную ориентировку. Они разделяют граниты на сравнительно узкие вертикальные плиты (до 40-60 м), как бы цементируют их и составляют около 30% объема массива. В строении массива Тахилга-оба подобные дайки тяготеют к эндоконтактам массива и тем самым трассируют разломы, параллельные основной системе магмовыводящих каналов. Эти дайковые тела не ограничены пределами массивов и в ряде случаев прослеживаются во вмещающие толщи. Например, у южного обрамления массива Тахилга-оба такие дайки могут рассматриваться как элемент широтного регионального пояса, пересекающего гранитный

массив; они ориентированы согласно с простиранием пояса и достигают в этой части массива наибольшей концентрации.

В группе субвулканических интрузий основных пород известны и пластовые тела. Они представлены маломощными залежами (2–5 м), сложенными породами, раскристаллизованными до габбро. Такие залежи были установлены среди базальтовых покровов в виде системы пластовых тел, соединенных связующими короткими дайками. Учитывая высокий стратиграфический уровень размещения подобных интрузий, можно утверждать, что они, подобно пластовым интрузиям других групп, формировались в условиях малых глубин.

Соотношения различных групп интрузивных образований

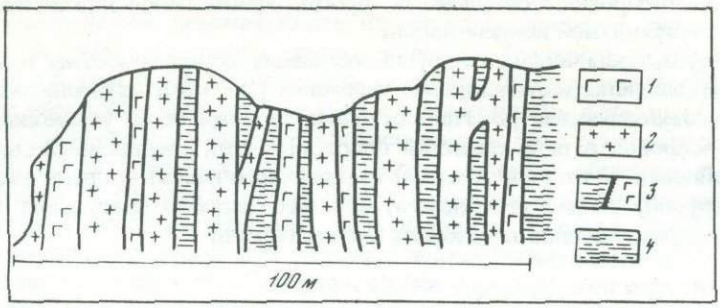
Одним из критериев определения относительного возраста интрузий является их отношение к покровным образованиям. Так, интрузии липаритовых порфиров неизвестны среди вулканитов, перекрывающих толщу липаритовых туфов, игнимбритов и туфогенно-осадочных пород.

Субвулканические тела липаритовых порфиров пересекаются дайками гранит-порфиров и базальтов. Последние пронизывают практически весь разрез и нередко группируются в протяженные дайковые пояса. Наблюдаемые между ними соотношениями свидетельствуют о сложной последовательности и неоднократных внедрениях различных по составу магм. Примером этого может служить соотношение даек в строении кольцевого дайкового пояса, опоясывающего массив Тахилга-оба. В пределах этого пояса дайки наиболее многочисленны к северо-западу от горы Мугурцук-ула. Они вертикальные или круто наклоненные в сторону массива и прорывают покровы андезитовых порфиритов. По составу различаются дайки фельзит-порфиров, гранит-порфиров, базальтов и габбро. Дайки граничат непосредственно друг с другом, срезают одна другую или разделены блоками вмещающих пород (фиг. 23). Контактовые соотношения выражены зонами закалки, появлением в породах хлорита и эпидота и выявляют здесь, по крайней мере, четыре фазы внедрения. К наиболее ранним относятся дайки флюидальных светло-серых тонкозернистых фельзит-порфиров. Они сопровождаются дайками зеленовато-серых базальтовых порфиритов, которые на контакте с фельзит-порфирами образуют и зону закалки. Эти базальты, в свою очередь, хлоритизируются и эпидотизируются на контакте с коричневыми гранит-порфирами. Последние образуют зоны закалки на контакте с базальтами, а также с флюидальными фельзит-порфирами. Наиболее поздними на данном участке сформировались тела долеритов. Они представлены свежими породами и внедрены вдоль осевой части дайки коричневых гранит-порфиров. Вдоль контактов в базальтах образуются зоны закалки.

На основании этих наблюдений можно считать, что формирование дайкового пояса происходило в несколько стадий с чередованием основных и кислых внедрений. Структурная обстановка при этом оставалась неизменной, что свидетельствует о возрастной близости интрузий. На это же указывает и сходство составов пород различных фаз внедрений.

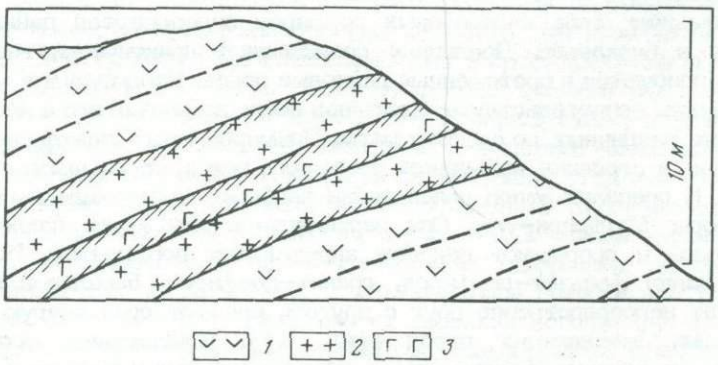
Близкие соотношения устанавливаются в ряде других дайковых поясов хр. Тост, в которых совмещены основные и кислые тела. Более того, аналогичные соотношения типичны и для пластовых интрузивных залежей. Так, западнее к. Думба-Худук в толще базальтов располагаются пластовые тела гранит-порфиров. В центральной части одного из них наблюдается более поздняя маломощная инъекция базальтов с зонами закалки (фиг. 24). Следовательно, базальты используют ту же структурную позицию, что и более ранние гранит-порфиры.

Проводя параллели между субвулканическими интрузиями и покровными образованиями, следует отметить, что подобное чередование различных по составу пород характерно для строения толщи контрастных вулканитов. Интрузии гранит-порфиров и базальтов пронизывают значительную часть этой толщи, редки в ее верхних горизонтах и совершенно неизвестны среди перекрывающих пермо-триасовых терригенных толщ. Кроме того, эти интрузии близки по особенностям состава к эффузивам толщи контрастных вулканитов. Учитывая



Ф и г. 23. Фрагмент кольцевого дайкового пояса северо-западнее горы Мугурцук-ула (разрез)

1 – бальты, габбро; *2* – гранит-порфиры, фельзит-порфиры; *3* – зона закалки; *4* – вмещающие образования



Ф и г. 24. Базальтовый силл в пластовой залежи гранит-порфиров

1 – андезито-базальты покровов; *2* – гранит-порфиры; *3* – базальты

возрастную общность, а также общность составов верхней вулканической толщи и системы контрастных по составу даек, можно рассматривать последние как корневую систему контрастных вулканитов.

Более глубокие части корневой системы вулканических образований, по-видимому, представляют массивы гранитоидов. В краевых участках они сложены порфировидными породами, близкими по составу дайкам гранит-порфиров. Тела гранит-порфиров цементируют блоки вмещающих пород в экзоконтактовых зонах дробления массивов (например, у северного контакта массива Тахилга-оба). Дайки гранит-порфиров вблизи границ массивов контролируются теми же системами нарушений, которые задают ограничения массивов (например, массив горы Хурга-ула).

На связь субвулканических и гипабиссальных интрузий указывает также размещение этих образований в пределах единых крупных систем нарушений: в пределах протяженного субширотного пояса интрузий, пересекающего хр. Тост от горы Бага-Алаг до района горы Мугурцук-ула, концентрируются многочисленные гипабиссальные и субвулканические интрузии. При этом можно отметить определенную закономерность в размещении интрузий различных фаций глубинности в пределах пояса. Так, западная часть пояса на протяжении 40–45 км фиксируется трещинной интрузией гранитоидов горы Бага-Алаг. Западнее высоты 2000,3 граниты погружаются под вулканогенные толщи, и далее к востоку в строении пояса участвуют отдельные гранитные штоки и многочисленные тела порфировидных гранитов и гранит-порфиров. Еще далее к востоку, в районе Мугурцук-ула, в строении пояса развиты исключительно дайки гранит-порфиров, тогда как интрузии более сложного строения и более совершенной степени раскристаллизации неизвестны.

По составу породы интрузий образуют непрерывный ряд от гранитов до гранит-порфиров и липаритов, распределение которых в структуре интрузивного пояса закономерно связано с глубиной формирования и размерами интрузивных тел. Как правило, лучше раскристаллизованы породы сравнительно крупных интрузий, расположенных вблизи массивов или в нижних горизонтах вулканогенных толщ. В верхних горизонтах разрезов степень раскристаллизации слабее, и здесь доминируют гранит-порфиры и липариты с микрогранитовой, микропойкилитовой и фельзитовой структурой основной массы.

Таким образом, структурные и петрографические соотношения свидетельствуют о генетической и хронологической общности интрузий гранитов и гранит-порфиров, что позволяет рассматривать эти интрузии как элементы сложно построенной системы корневых структур кислых вулканогенных образований. В строении рассматриваемой системы массивы, по-видимому, выполняли роль промежуточных магматических камер.

Различные группы интрузивных образований тесно связаны с формированием той или иной вулканогенной толщи и представляют соответствующие этим толщам корни вулканических извержений. На этом основании можно считать, что они относятся к продуктам вулканической деятельности и, следовательно, являются вулканогенными интрузиями. Многообразие структрных форм этих интрузий свидетельствует о том, что вулканический процесс ведет к структурным перестройкам фундамента вулканогенной ассоциации, возникновению крупных внутрикоровых полостей, а также многочисленных открытых трещин, заполненных поднявшимися к поверхности расплавами.

Заканчивая описание интрузивных образований района хребтов Ноен и Тост, отметим наиболее важные их особенности.

1. В строении вулканогенной ассоциации выделяются гипабиссальные и субвулканические интрузии.

2. Гипабиссальные интрузии представлены крупными трещинными телами и массивами центрального типа и формировались в условиях небольших глубин (1-3 км) в результате заполнения подземных тектонических полостей. Преобладают гранитные интрузии.

3. Субвулканические интрузии объединяются в группы, связанные с формированием той или иной толщи, и могут рассматриваться в качестве корневых систем последних.

4. Среди субвулканических интрузий преобладают дайки и пластовые залежи. Количество даек, как правило, сокращается к верхним горизонтам вулканогенных толщ. Пластовые залежи размещаются на тех же стратиграфических уровнях, что и соответствующие им вулканиты. Реконструкция условий их становления свидетельствует о том, что внедрение происходило на малых глубинах вдоль механически ослабленных участков пород.

5. Интрузии гранит-порфиров и гранитов представляют единую возрастную и генетическую совокупность образований и отвечают разным уровням глубинности сложной по строению системы корневых структур кислых вулканических образований, принадлежащих толще контрастных вулканитов. Формирование этой корневой системы связано с крупными перестройками структур фундамента и образованием внутрикоровых полостей, которые служили путями подъема магматических расплавов.

ЦЕНТРЫ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ И ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Фациальная структура вулканогенных толщ отражает специфику вулканических процессов. Благодаря закономерному сочетанию покровных, жерловых, и субвулканических образований в такой структуре выявляются вулканические аппараты и другие подобные им структуры, а также участки преимущественного распространения вулканогенно-осадочных пород. Поэтому приведенные в предыдущих разделах данные о мощностях вулканогенных толщ, особенностях

их пространственного размещения, распределения и взаимоотношениях между субвулканическими и другими образованиями позволяют подойти непосредственно к палеовулканологическим построениям на основе анализа соотношений между разнофациальными образованиями.

При описании порфиритовой толщи подчеркивалась ее однородность на всей рассматриваемой территории. В низах толщи преобладают туфогенно-осадочные породы с горизонтами туфов и редкими лавовыми покровами. Этот комплекс пород указывает на ведущую роль эксплозионных процессов на ранней стадии развития толщи. В верхних частях разреза развиты почти исключительно лавовые покровы. Для них устанавливается сходство строения разрезов, мощностей, петрографического облика пород, отмечается покровный характер залегания лавовых тел. Они выдержаны на больших площадях и в ряде слабо деформированных участков (например, в районе гор Денгийн-нуру, Хургула) демонстрируют первично очень пологое залегание. Для покровных образований практически не были установлены интрузивные аналоги. Все это, по-видимому, свидетельствует о трещинном режиме извержений и об отсутствии в период формирования толщи крупных стратовулканов.

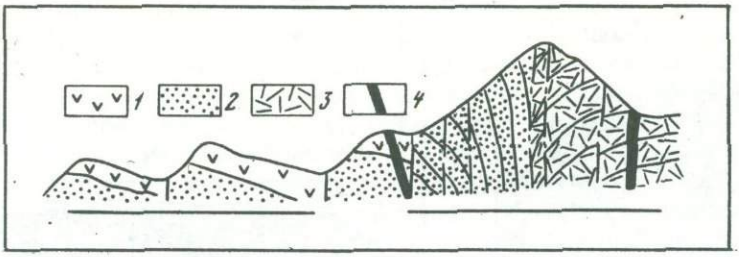
Особенности размещения толщи липаритовых туфов и субвулканических интрузий липаритовых порфиров позволяют выделить в районе хр. Ноен крупный вулканический центр, деятельность которого способствовала образованию наиболее ранних в строении ассоциации вулканогенных пород. В геологических структурах этому центру отвечает крупная площадь, ограниченная кольцевой системой разломов, в пределах которой наблюдаются наиболее мощные и выдержанные по простиранию разрезы толщи липаритовых туфов.

Кольцевая зона разломов дешифрируется на космических снимках и выражена в поверхностных образованиях серией разломов, разделяющих поля распространения вулканитов. С ней связаны многочисленные интрузии, участки дробления пород и гидротермально-измененных пород. Интрузии в пределах зоны разломов особенно многочисленны в северо-восточной ее части, где они представлены протяженными параллельными дайками, группирующимися в пояс шириной около 3 км. В его строении отдельные тела разделены маломощными перегородками вмещающих пород или непосредственно граничат друг с другом.

Северный фрагмент зоны разломов достигает ширины 2,5-3 км. Зона разделяет здесь площади распространения толщи липаритовых туфов и нижних горизонтов толщи контрастных вулканитов (фиг. 25). Внешняя часть разломной зоны накладывается на поле андезито-дацитовых и дацитовых порфиритов. Она представлена несколькими параллельными разломами сбросового типа с относительно приподнятыми южными крыльями. По мере приближения к центральным участкам зоны возрастает насыщенность вулканогенных толщ разломами. Ширина наиболее интенсивно деформированных участков зоны составляет около 600 м. В его пределах породы разбиты многочисленными разломами с зеркалами скольжения, окварцованы и эпидотизированы. Вулканиты круто погружаются к центру зоны, где выделяется полоса мощностью 150 м, представленная вертикально стоящими пластами. В пределах зоны деформации развиты туфогенно-осадочные породы - черные алевролиты, тонкослоистые туфовые песчаники, гравелиты и туфы, кроме которых отмечаются спекшиеся и обычные липаритовые туфы. Такие же породы развиты и в южном крыле зоны дробления, где они прослеживаются далее по направлению к центру вулканической структуры. Следует отметить сравнительно ограниченное развитие здесь дайковых образований.

В западной части вулканической структуры зона разломов образована крупными разрывами, дайками и массивными субвулканическими телами липаритовых порфиров. Как и в восточной части структуры, перемещения по зоне здесь не столь значительны, как на севере, и зона разломов разделяет поля однородных пород.

Приведенные данные свидетельствуют о магмоконтролирующей функции зоны разломов. На всем протяжении она трассируется интрузивными телами, однако степень насыщения последними сильно варьирует по простиранию зоны. Наиболее многочисленны интрузии в восточной и западной ее частях, где зона разломов



Ф и г. 25. Строение кольцевой зоны разломов к северо-западу от массива Регина

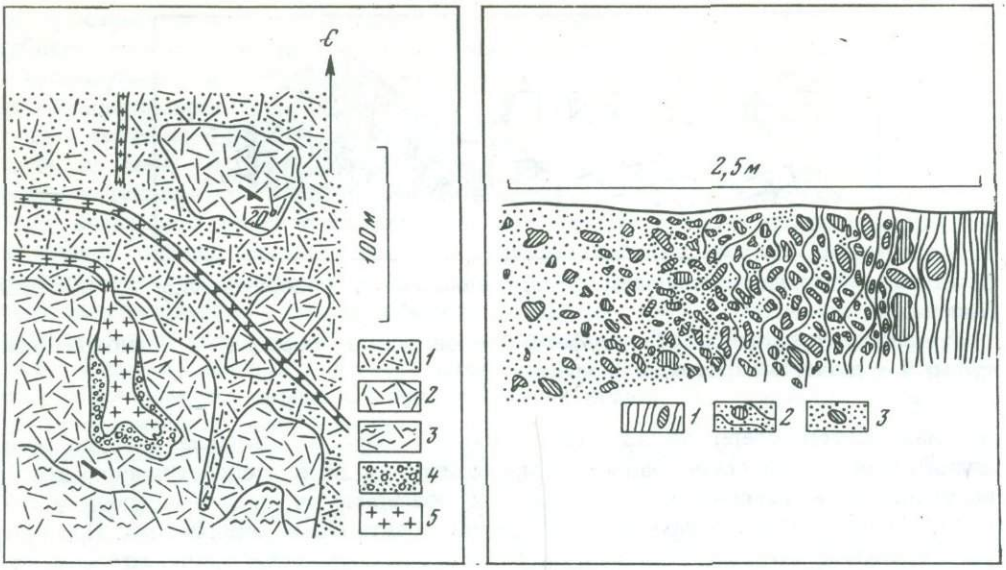
1 – андезито-дациты; *2* – туфогенно-осадочные породы; *3* – липаритовые туфы; *4* – дайки липаритовых порфиров

прослеживается среди толщи липаритовых туфов. В северном участке зоны значительное количество разломов приходится на поле распространения толщи контрастных вулканитов и подстилающих последние туфогенно-осадочные породы. Здесь дайки липаритовых порфиров практически неизвестны. Подобное распределение интрузий отвечает их возрастной корреляции с липаритовыми туфами. Рассмотренные данные свидетельствуют, кроме того, о блоковых движениях вдоль зоны разломов. Наибольший размах перемещения приобрели в северной части структуры, где они привели к поднятию внутренних ее участков относительно обрамляющих структур. Эти движения произошли после формирования толщи контрастных вулканитов и по характеру являются резургентными, т.е. возродившими эндогенную активность в пределах кольцевой структуры.

Площадь, заключенная внутри кольцевого разлома, сложена липаритовыми туфами, спекшимися туфами и игнимбритами, образующими толщи большой мощности. Эти толщи насыщены многочисленными субвулканическими телами. Во внутренних участках кольцевой структуры такие тела концентрируются в районах горных массивов – горы Регина и высоты 2106. В строении этих горных массивов широко проявлены крупноглыбовые вулканические брекчии и агломераты, которые концентрируются вблизи интрузий липаритовых порфиров, фиксирующих, по-видимому, выводящие вулканические каналы.

Пример подобного вулканического канала дает тело липаритовых порфиров, залегающее среди игнимбритов на южном фланге горы Регина [67]. Здесь вблизи зоны разломов, ограничивающей горный массив с юга, наблюдается серия игнимбритовых потоков, моноклинально погружающихся на юго-запад (200°) с углами падения 10-20°. Покровы пронизаны системой сопряженных различно ориентированных трещинных интрузий липаритов (фиг. 26). Среди последних выделяется сравнительно крупное тело, вытянутое в субмеридиональном направлении. Оно сложено порфировидными и флюидальными липаритами, содержащими до 20% вкрапленников кварца и полевых шпатов. Местами в породах наблюдается брекчиевидная текстура, отчетливо проявленная на выветрелых поверхностях преимущественно в краевых участках тела. Интрузия занимает площадь около 20×100 м в поле одного из игнимбритовых покровов. Ее контуры в отличие от широко распространенных здесь даек не параллельны и не линейны и образуют выступы – заливы, как бы вторгшиеся во вмещающие породы. В северном направлении мощность тела резко сокращается и оно трансформируется в дайку пятиметровой мощности; к югу же оно слепо замыкается и на его продолжении располагаются выходы вулканических брекчий.

Контакты интрузии с игнимбритами резко несогласные, секущие. Породы вблизи контакта отличаются флюидальной структурой и (по сравнению с массивными порфировидными породами центральных участков) большей стекловатостью. Помимо срезающих границ, устанавливаются и более сложные соотношения интрузии с игнимбритами. В частности, у южной оконечности тела не существует ограничивающей его резкой контактной поверхности. В первом приближении область перехода между ним и покровными образованиями разде-



Ф и г. 26. Схема геологического строения участка южного фаса массива Регина
1–3 – липаритовые игнимбриты; *4* – вулканические брекчии; *5* – липаритовые порфиры

Ф и г. 27. Переход липаритов интрузии в игнимбриты покрова
1 – флюидальные липариты и их обломки; *2* – брекчии липаритов с лавовым и микробрекчированным цементом; *3* – игнимбриты с обломками липаритов

ляется на три зоны (фиг. 27). Первая, принадлежащая собственно интрузии, сложена флюидальными липаритами. К центру тела породы утрачивают явно выраженные следы течения и становятся массивными. В эндоконтакте первой зоны в липаритах появляются участки с брекчиевой структурой. В их пределах обломки липаритов, главным образом флюидальных, обтекаются магматической массой и укладываются в протяженные согласные с флюидальностью полосы. К экзоконтакту зоны доля брекчированных пород резко возрастает и в пределах второй или переходной зоны составляет около 90% общего объема. Размер обломков в брекчиевых породах варьирует от долей миллиметра до десятков сантиметров. В прилежащих к интрузии участках цементирующая масса – лавовая и в виде пропластков, нередко разорванных, пронизывает и обтекает отдельные обломки. Здесь же местами в общей беспорядочно брекчированной массе устанавливается грубая полосчатость. В этой же зоне, но в участках, удаленных от липаритового тела, происходит постепенное сокращение содержания крупных обломков. Они более свободно распределены в цементе, которым здесь является микробрекчированная стекловатая масса, спекшаяся в полную игнимбритовую породу. Обломки, как правило, имеют полосчатое (флюидальное) строение и стекловатый облик.

Для третьей, внешней зоны характерно сокращение количества и размеров обломков по мере удаления от интрузий, так что на расстоянии 50 м и более содержание их становится более или менее постоянным (приблизительно 10%). В целом же обломки в игнимбритах достигают наибольшей концентрации вблизи границ с липаритами и образуют вокруг интрузии ареал вулканических брекчий. Размер обломков в брекчиях редко достигает 10 см и в среднем составляет 1–3 см. Обломки неравномерно распределены в породах и придают им характерный пятнистый облик. Цементирует обломки витрокластическая порода с эвтакситовой структурой основной массы и небольшим количеством кристаллических вкрапленников. В цементе выделяются многочисленные фьяммевидные обособления стекла, обладающие пламевидными ограничениями и полосчатым строе-

нием. По составу и структуре они сходны с более крупными стекловатыми обломками и, подобно им, содержат вкрапленники кварца и полевых шпатов. Таким образом, в пределах описанного контакта устанавливается непрерывный набор структурно-текстурных разновидностей от массивных липаритов через флюидальные и брекчированные породы переходной зоны к микробрекчированной массе игнимбритов. Все эти разновидности характеризуются значительным сходством составов (в том числе химических), набором кристаллических вкрапленников и их морфологии и другими петрографическими признаками, тогда как различия заключаются главным образом в степени раскристаллизации базиса и его структуре.

Рассмотренные соотношения свидетельствуют о переходе магматической массы из резко секущего положения в покровное. Переход этот непрерывный по ряду признаков, хотя и сопровождается изменениями фазового состояния магматического вещества при выходе его на поверхность. Все это позволяет рассматривать интрузию как корневую часть игнимбритового покрова или как канал игнимбритовых извержений.

Роль этого канала в формировании игнимбритовой толщи, по-видимому, была невелика. Так, например, среди игнимбритовых покровов, залегающих в нижней части толщи, канал проявлен протяженной (5-10 м) дайкой с резкими секущими контактами. Слагающие ее липариты массивны, в зонах эндоконтактов флюидальны. Во вмещающих породах не отмечается какой-либо концентрации обломков липаритов вблизи дайки, а содержание обломков более или менее постоянно и не превышает 10%.

Не наблюдается заметной концентрации обломков вокруг предполагаемого продолжения канала и в породах, залегающих по разрезу выше того покрова, с которым канал связан взаимным переходом. Лишь в 400 м к востоку от тела в пределах одного из вышележащих покровов появляются многочисленные обломки, количество которых достигает 90%. Эти брекчии, однако, имеют локальное распространение.

Таким образом, рассматриваемый канал игнимбритовых извержений, вероятно, был связан с формированием одного игнимбритового покрова. Он возник в виде протяженной, сложнопостроенной трещины после образования значительной части игнимбритовой толщи и прекратил свою деятельность одноактным извержением.

Образование игнимбритов связано с дезинтеграцией однородной лавовой массы на мелкие обломки в верхней части вулканического канала и последующим их спеканием в покровных залежах. Причина распада, по-видимому, заключалась во взрывоподном удалении летучих из магмы в результате резкого перепада давления газов при выходе расплава из канала извержения. На заключительных стадиях извержения режим насыщения магмы газами менялся и брекчирование шло не по всему объему расплава, а локализовалось в отдельных его участках. В результате возникли крупные обломки, которые, концентрируясь вблизи выводящих каналов, образовали тела вулканических брекчий.

Вдоль южного обрамления игнимбритового поля горы Регина, вероятно, существовала серия подобных каналов, которые в современной структуре имеют вид многочисленных даек, группирующихся в пределах единой зоны разломов. О широком распространении выводящих каналов в этом районе свидетельствуют также обломки липаритов, постоянно присутствующие в игнимбритах. Близ центров извержений такие обломки входят в состав вулканических брекчий, тогда как за пределами зоны разломов, в центральной части игнимбритового поля, они практически не встречаются.

Подобные пространственные соотношения между вулканическими брекчиями и интрузиями наблюдаются и в других участках кольцевой вулканической структуры.

Таким образом, в период формирования толщи липаритовых туфов в пределах хр. Ноен возникла крупная, круговая по форме вулканическая структура, в пределах которой вулканическая деятельность контролировалась кольцевой зоной разломов и, по крайней мере, двумя центральными вулканическими ап-

паратами во внутренних ее участках. Каналами извержения служили протяженные крутопадающие трещины, представленные сейчас дайковыми телами. По-видимому, каждый подобный канал функционировал только в период одного извержения, поэтому можно говорить, что каждой новой вспышке вулканической деятельности здесь предшествовали тектонические подвижки с образованием очередной магмовыводящей трещины.

Отсутствие данных о полной мощности вулканитов в пределах структуры и на прилегающих к ней площадях затрудняет оценку характера движений вдоль кольцевой зоны разломов в период образования нижней толщи. Однако широкое распространение пластовых субвулканических интрузий свидетельствует о растягивающих (нисходящих) движениях в ее пределах, что позволяет предполагать ее принадлежность к депрессионным вулкано-тектоническим структурам.

Особенности строения толщи контрастных вулканитов также определяются рядом вулканических структур и построек, которые зарождались и развивались на всех стадиях формирования толщи. В частности, такой вулканический центр функционировал в пределах хр. Ноен к юго-западу от горы Баян-Богдо-ула. Здесь разрез толщи начинается покровами андезито-дацитов и дацитов, распространение которых ограничено площадью около 200-300 км^2. В пределах этой площади они образуют крупную линзу мощностью 400 м и более. В краевых участках линзы лавовые покровы переслаиваются с туфогенно-осадочными породами, содержащими обломки дацитов, а затем выклиниваются. В других местах подобные туфогенно-осадочные породы отсутствуют. Все это позволяет предполагать, что порфириты представляют собой захороненный стратовулкан, деятельностью которого началось формирование толщи контрастных вулканитов.

Дацитовые порфириты, как и более древние вулканогенные образования, перекрыты спекшимися туфами и игнимбритами липаритов и липарито-дацитов, образующими выдержанный по площади чехол. Наблюдаются вариации мощности разрезов этого чехла и состава пород, что указывает на вероятность существования нескольких центров их формирования. Один из них расположен в западной части хр. Тост, представлен крупной изометричной вулканической структурой, в пределах которой сосредоточены черные плотные дацитовые игнимбриты. Их распространение ограничено кольцевым разломом, который на космическом снимке (см. фиг. 5) выделяется соответствующим контуром, ограничивающим площадь около 120 км^2. Разлом трассируется интрузиями фельзит-порфиров. Приведенные данные позволяют считать эту структуру кальдерой. Амплитуда опускания ее основания сопоставима с мощностью дацитовых вулканитов и составляет около 700-800 м. В процессе формирования этой структуры опускания предшествовали поступлениям вулканического материала на поверхность. Это определило преимущественное размещение игнимбритов в пределах кальдерной депрессии.

Структурное положение кальдеры связано с субширотной магмовыводящей зоной, прослеженной вдоль южного фаса хр. Тост. В пределах зоны размещаются трещинный массив горы Бага-Алаг, массив горы Тахилга-оба. Рассматриваемая структура расположена между этими массивами, сравнима с ними по размерам и, по-видимому, возникла над магматической камерой, сопоставимой с этими массивами.

Пример другой крупной вулканической структуры, возникшей на более поздних стадиях формирования толщи, дает комплекс вулканогенных образований, слагающих восточную часть хр. Тост. Здесь установлены наиболее мощные разрезы толщи контрастных вулканитов и, в частности, трахилипаритов. Распределение последних ограничено восточным и центральным участками хребта, но небольшие их выходы установлены также в районе высоты 2143,0 и к югу от горы Шугша-ула. В целом отмечается сокращение мощностей разрезов к флангам поля. В центральной части поля расположен гранитный массив горы Трахилга-оба, окруженный кольцевыми дайками гранит-порфиров и других пород. Как было показано ранее, эти интрузии фиксируют выводящие зоны кислых вулканитов. Все это свидетельствует о крупном палеовулкане, в процессе развития кото-

рого возникли центральный массив, кольцевые дайки и, по меньшей мере, трахилипаритовые вулканиты. Этот вулканический центр был связан с формированием крупной депрессионной структуры. Восточным ограничением структуры служил крупный тектонический уступ, препятствовавший распространению трахилипаритов в центральные участки территории.

Структурное положение вулкана, как и кальдеры Думба-худук, определяется субширотным поясом интрузивных образований. Этот пояс является, следовательно, главной магмовыводящей структурой в пределах рассматриваемой территории. Он контролирует распределение не только гранитных массивов и субвулканических интрузий, но и крупнейших вулканических аппаратов.

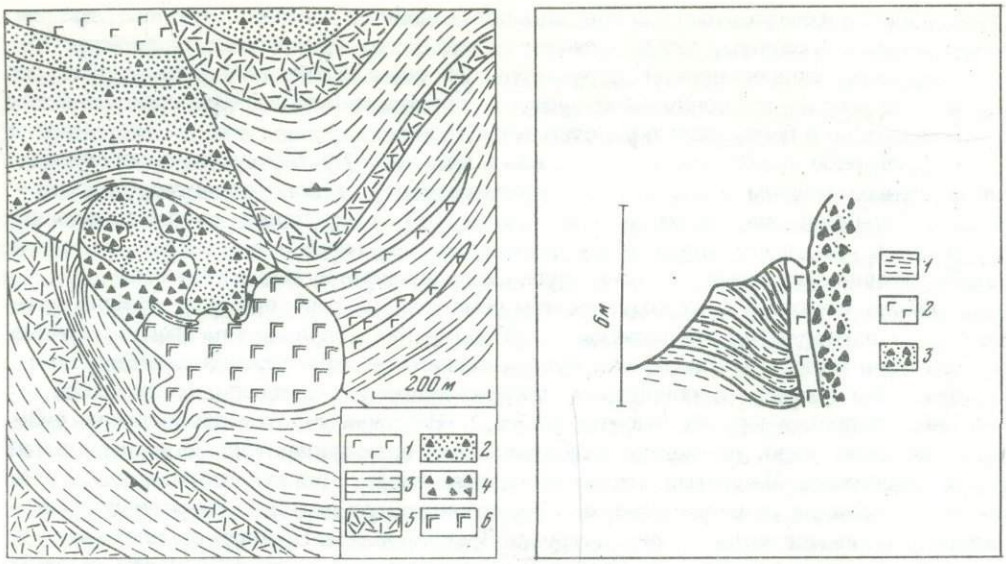
В районе сомона Ноен трахилипариты обнажены на северном фланге поля вулканитов и вытянуты узкой полосой в субширотном направлении. Вдоль южного фронта этой полосы наблюдаются субвулканические тела флюидальных трахилипаритов. Они связаны с покровными липаритами непосредственными переходами, что наблюдалось к югу от высоты 2235,0. На этом участке расположено субвулканическое тело, сложенное флюидальными трахилипаритами с вертикальной флюидальностью. Липариты прослеживаются вверх, вплоть до покровов. На уровне выхода на дневную поверхность, отвечающую подошве покровных трахилипаритов, флюидальные породы интрузии брекчированы. Брекчии прослеживаются и в теле покрова в виде вертикальных полос, которые в верхней части покрова дезинтегрируются, и обломки более или менее равномерно распределяются по массе пород.

В отдельных покровах в подошвенных участках присутствуют автобрекчии, а в зоне верхнего контакта – шлаки и автобрекчии. Породы центральных частей покровов флюидальны, нередко автобрекчированы, причем обломки группируются в пластовые струи, согласные с залеганием тел. Покровные тела невыдержаны по мощности и простиранию. Они образуют линзы размером 3×1 км^2, максимальная мощность которых 200 м вблизи подводящих субвулканических тел, тогда как на флангах полностью выклиниваются. Все это свидетельствует о куполообразной форме и экструзивной природе трахилипаритовых тел. Этому, в частности, соответствует широкое распространение на склонах куполов крупноглыбовых брекчий, которые цементируются туфогенно-осадочным материалом и возникли, вероятно, при разрушении куполов. Соотношения между отдельными экструзивными телами трахилипаритов указывают на неоднократность их появления на этом участке, что выражается перекрытием одних экструзий другими.

Формирование базальтовых покровов также было связано с рядом вулканических центров, что определило невыдержанность мощностей разрезов, образование крупных лавовых линз и закономерную смену лавовых и вулканокластических образований по простиранию. Примером может служить поле базальтов, вытянутое вдоль северного фаса гор Унагатын-Хяр. К северо-востоку от высоты 2024,0 базальты представлены серией лавовых покровов суммарной мощностью 400 м и более. В западном направлении устанавливается выклинивание покровов и их смена бомбовыми и лакилевыми туфами, которые по простиранию сменяются более тонкими туфами и туфогенно-осадочными породами; 10 км западнее остается всего лишь два-три покрова мощностью 5-8 м каждый, залегающих среди туфов и туфогенно-осадочных пород.

Более крупную линзу базальтов можно предполагать в центральной части территории, где установлены наиболее значительные по площади и мощности выходы базальтов. В верхних частях разреза здесь появляются даже прослои красноцветов, что указывает на наиболее длительное развитие вулканизма в этой части территории. Крупные линзы базальтов отмечаются и в других районах.

Каналами базальтовых извержений, вероятнее всего, служили крупные трещины, фиксируемые дайковыми телами. Наряду с этим они контролировались теми же магмовыводящими зонами, что и корни кислых вулканитов. Излияния расплавов на поверхность происходили лишь в отдельных участках трещинных каналов. В таких участках возможна трансформация трещинного канала в выходящую на поверхность трубообразную зону, являющуюся центром вулкани-



Ф и г. 28. Строение базальтовой вулканической жерловины

1 – базальты; *2* – туфогенно-осадочные породы; *3* – дацитовые игнимбриты; *4* – базальтовые туфобрекчии и лавобрекчии; *5* – агломераты базальтов; *6* – габбро-долериты

Ф и г. 29. Краевая часть вулканической жерловины

1 – туфогенно-осадочные породы; *2* – базальты; *3* – агломераты базальтов

ческого аппарата. Подобный вулканический центр был установлен в пределах хр. Ноен к югу от высоты 2235,0 (фиг. 28). Здесь в составе моноклинально погружающейся к северу толщи наблюдались туфогенно-осадочные породы и липарито-дацитовые игнимбриты, на которых залегает мощная (более 150 м) пачка вулканических брекчий и лавобрекчий базальтов. Размеры отдельных обломков (бомб) достигают 0,5 м. Они представлены не только базальтами, но и породами нижних горизонтов разреза. Вулканические брекчии перекрыты базальтовыми покровами. В поле выходов туфогенно-осадочных пород и игнимбритов выделяется округлое тело 200×600 м, сложенное базальтовыми агломератами и туфовыми брекчиями, а также габбро-долеритами. Контакты тела с вмещающими породами крутые, срезающие. Вмещающие породы в экзоконтакте дислоцированы, раздроблены и карбонатизированы, местами вдоль контакта прослеживаются базальтовые дайки (фиг. 29). Центральные участки тела неоднородны, отдельные разновидности пород граничат друг с другом по сложным и неровным поверхностям. В целом же в северо-западной части этого сложнопостроенного тела преобладают агломераты, туфовые брекчии с крупными обломками (до 1 м) базальтов, а также с редкими глыбами вмещающих пород, в частности игнимбритов. К юго-востоку агломераты сменяются плотными массивными лавовыми брекчиями базальтов, которые, в свою очередь, сменяются габбро-долеритами. В приконтактовых участках габбро-долериты замещаются базальтами.

Комплекс пород, слагающих рассматриваемое тело, характеризует его как жерловину. Весь этот комплекс отвечает набору пород, участвующих в разрезе покровных образований. Соотношения между этими породами в жерловине отвечают последовательности образования вулканитов, поэтому можно считать, что базальты в этом участке вулканического поля возникли в связи с внедрением магмы через эту жерловину.

Завершая описание особенностей вулканической деятельности на изученной территории, отметим следующее.

1. Рассмотренная ассоциация вулканогенных образований характеризуется в общем трехчленным строением. Если исключить нижнюю толщу туфов и туфо-

лав липаритов как имеющую узко локальное распространение, то можно проследить следующую последовательность: нижняя толща – порфиритовая; средняя представлена кислыми пирокластами; верхняя толща содержит контрастный ряд основных и кислых пород.

2. В процессе образования ассоциации было извергнуто более 25 000–28 000 км^3 вулканических пород, в том числе 7000 км^3 основных пород, около 20 000 км^3 – липарито-дацитов, липаритов и трахилипаритов, менее 500 км^3 андезито-дацитов и дацитов.

3. Распределение корневых структур вулканитов контролируется протяженными линейными зонами, в пределах которых совмещены корни как основных, так и кислых вулканитов. Следует отметить, что формирование кислых вулканитов было связано с возникновением периферических камер на сравнительно небольших глубинах (2–3 км). Благодаря этому развитие кислого вулканизма сопровождалось образованием депрессионных вулканических структур. Преимущественная форма проявления андезитов и базальтов – стратовулканы. Расплавы поступали с больших глубин, минуя периферические камеры.

4. Между образованиями разных фаций глубинности – покровными субвулканическими и гипабиссальными – устанавливаются отношения родства и единства во времени и условиям формирования. Все они образуются в результате сложного вулкано-тектонического процесса, поэтому ассоциацию в целом следует рассматривать как вулканогенную.

5. Гранитные массивы, по-видимому, являлись промежуточными камерами и не могли служить исходными магматическими очагами. Это следует из того, что общая мощность массивов не превышает 600 км^2, поэтому, чтобы сформировать весь объем кислых вулканитов или только ту их часть, которая входит в состав толщи контрастных вулканитов, потребовалась бы дополнительная мощность интрузивных тел в размере соответственно 35 и 10 км для указанных случаев.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО УЧАСТКА ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ

Центральные участки верхнепалеозойского вулканического пояса Южной Монголии охватывают территорию от горы Далан-Дзадагада на западе до хр. Улугей-Хид на востоке. По сравнению с западным участком пояса здесь устанавливаются иные особенности строения вулканитов. В целом на всей этой площади преобладают основные и средние по составу вулканогенные образования. Кислые вулканиты распространены ограниченно и в разрезах тяготеют к верхним горизонтам вулканогенных образований, где переслаиваются с покровами основных эффузивов.

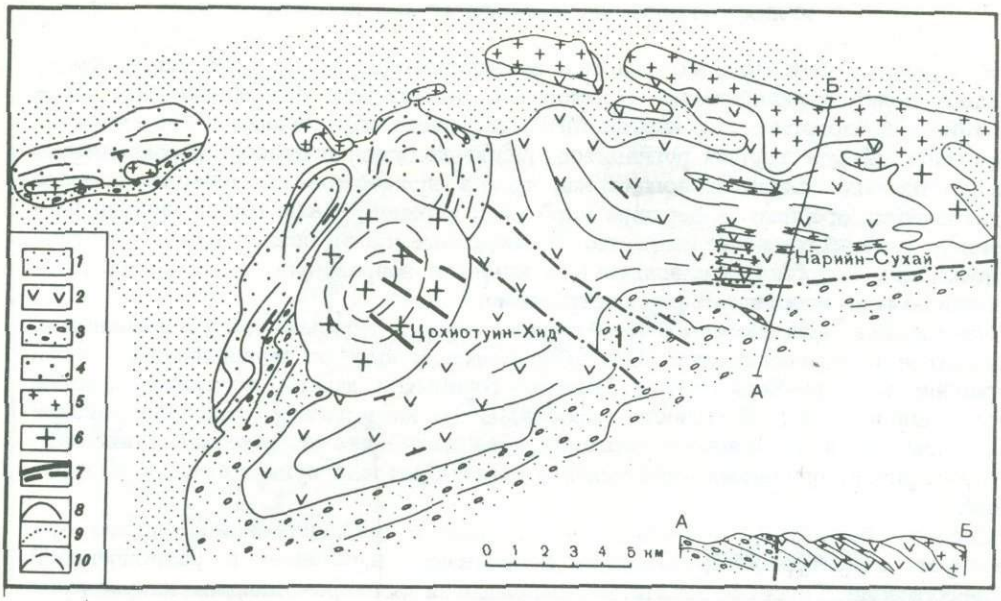
Подобные полигенные ассоциации локализованы на небольших площадях и пространственно совмещены с крупными массивами верхнепалеозойских гранитоидов. В пределах рассматриваемой территории эти ассоциации разобщены и представлены одиночными вулканическими массивами, насаженными на пьедестал, который образован нижне-среднекаменноугольными порфиритами. Последние имеют повсеместное распространение и определяют региональный фон верхнепалеозойских вулканогенных образований в этой части пояса. Особенности их строения рассмотрим на примере вулканических полей, изученных в районах Цохиотуин-Хид и Улугей-Хид.

В районе Цохиотуин-Хид вулканогенные образования карбона изучали О.Д.Суетенко и М.В. Дуранте. Здесь в основании вулканогенной серии залегает мощная толща конгломератов с флорой нижнего карбона [11]. Конгломераты перекрыты серией покровов андезитовых порфиритов, которым подчинены прослои туфовых песчаников, туфовых алевролитов и незначительные линзы конгломератов. Вся эта группа отложений достигает 2 км мощности, дислоцирована в крупные пологие складки и прорвана интрузиями биотитовых гранодиоритов и граносиенитов (фиг. 30).

Покровные образования пронизаны субвулканическими телами липаритов и гранит-порфиров, причем в верхних горизонтах вулканогенных толщ преобладают пластовые залежи. В северной части района флюидальные и массивные липариты, подобные породам субвулканических интрузий, венчают выходы вулканитов и слагают мощное (200-300 м), выдержанное по простиранию тело, которое полого срезает порфириты. Элементы внутреннего строения тела (появление стекловатых флюидальных разностей в приконтактовой части тела, грубослоистое чередование в различной степени раскристаллизованных пород в центральных его участках) позволяют рассматривать это тело как мощную пластовую интрузию в верхние горизонты вулканогенного разреза. Возраст порфиритов в районе хр.Цохиотуин-Хид предположительно нижне-среднекаменноугольный, так как вулканиты согласно залегают на конгломератах нижнего карбона.

Первые сведения о строении вулканитов и их возрасте в районе хр. Улугей-Хид были получены в результате работ О.Д. Суетенко и М.В. Дуранте [11]. Здесь в основании разреза вулканогенных образований выделяется толща вулканогенно-осадочных пород - туфов, туфопесчаников, туфовых гравелитов с прослоями туфовых конгломератов. Они содержат флору нижнего карбона. Толще подчинены единичные покровы андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов.

Верхние горизонты разреза сложены преимущественно покровами плагиоклазовых и пироксеновых андезито-базальтовых, базальтовых порфиритов, общей



Ф и г. 30. Схема геологического строения района Цохиотуин-Хид. Составлена на основе материалов М.В. Дуранте и О.Д. Суетенко

1 – отложения верхнего мела и кайнозоя; *2* – андезитовые порфириты; *3* – конгломераты; *4* – складчатые образования среднего палеозоя; *5* – гранит-порфиры, липариты; *6* – гранодиориты; *7* – дайки сиенит-порфиров; *8* – линии простираний; *9* – фациальные границы; *10* – структурные линии, дешифрируемые на аэрофотоснимках

мощностью свыше 500 м. Венчается разрез туфогенно-осадочными породами – туфовыми алевролитами и туфовыми песчаниками с прослоями углистых пород. В этой толще залегают два покрова липаритовых игнимбритов, переходящих в спекшиеся и в обычные туфы. Общая мощность пирокластов до 100 м. В верхних горизонтах толщи собрана флора: Rufloria ex gr. theodorii (Tschirk. et Zab.) S. Meyen, R. ex gr. subandusta (Zal) S. Meyen; R. sp., с широкими дорзальными желобками, Cordaites sp., Paragondwanidium ex gr. sibiricum (Petunn.) Zal, P. sp; Rhodea vel. ginkgophyllum. Этот комплекс, по определению М.В. Дуранте, позволяет датировать толщу средним – верхним карбоном.

Интрузивные образования в строении вулканического массива представлены дайками и штоками липаритов и гранит-порфиров. Они немногочисленны и контролируются системами региональных разломов восток-северо-восточных простираний.

Приведенные примеры позволяют составить представление о строении порфиритовой толщи на большей площади Южной Монголии. В основании толщи, как правило, сосредоточены осадочные и вулканогенно-осадочные породы с редкими покровами порфиритов. Верхние горизонты толщи почти исключительно лавовые, покровы однообразны и выдержаны по простиранию. Завершающим актом развития нижне-среднекаменноугольной магматической деятельности было внедрение субвулканических интрузий липаритов и гранит-порфиров.

На этом вулканическом основании в средне-верхнекаменноугольное нижнепермское время сформировались сложнопостроенные вулканогенные ассоциации, примерами которых являются вулканогенные ассоциации хр. Ихе-Шанхай и района сомона Хан-Богд.

В пределах центрального участка вулканического пояса одно из наиболее крупных полей вулканогенных образований расположено в пределах хр. Ихе-Шанхай. На геологических картах МНР покровные образования в его строении разделены на две группы вулканитов, различающиеся составом формирования. Нижняя их них охарактеризована как толща вулканитов смешанного состава и датируется средним – верхним карбоном, верхняя – как толща кислых эффузивов нижнепермского возраста. Проведенные нами исследования показали ошибочность подобного разделения и установили возрастную однородность вулканитов на всей площади их распространения.

Основанием вулканогенной ассоциации служит мощная толща песчаников, гравелитов и конгломератов. Она обнажается к югу от вулканических полей в районе к. Ула-Хада-худук. Нижние горизонты толщи содержат прослои ракушечников с фауной нижнего карбона. В 10 км к западу от колодца верхние горизонты толщи по неясному контакту перекрыты пологозалегающими покровами порфиритов, принадлежащих нижним частям разреза вулканогенных образований.

Следует отметить, что между терригенной и вулканогенной толщами существует структурное несогласие, получившее выражение в разноплановой их деформации. Терригенные толщи погружаются в северо-западном направлении с углами до 60°. Вулканогенные образования в зоне разломного контакта с породами фундамента падают к юго-востоку под углом до 20-25°. На основании этого можно считать, что нижняя возрастная граница вулканогенной ассоциации приходится на средний карбон. Верхний возрастной предел ассоциации устанавливается на основе перекрытия вулканитов в районе месторождения Табун-Тологой верхнепермскими терригенными толщами. Таким образом, формирование вулканогенной ассоциации происходило в интервале от среднего – верхнего карбона до верхней половины перми.

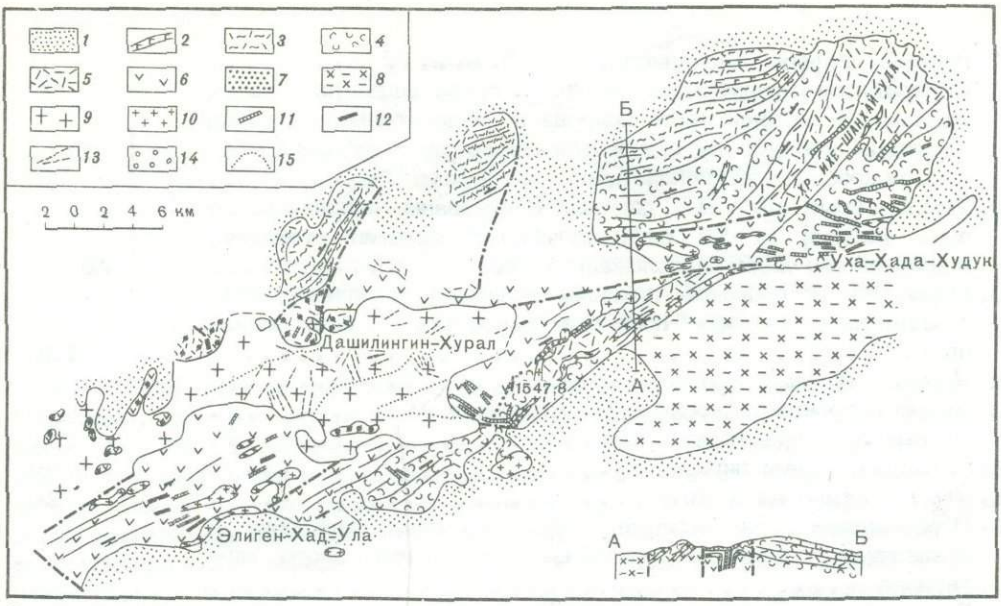
Покровные образования

Распределение покровных образований подчинено антиклинальной структуре вулканического поля (фиг. 31). Наиболее древние образования представлены андезитовыми порфиритами и подчиненными им покровами базальтов. Они обнажаются в осевой части вулканического поля.

Наиболее полные разрезы наблюдаются к западу от горы Элиген-Хад-ула. Основание толщи не установлено, вулканиты срезаются массивом гранитов. Здесь выделяется более 20 покровов мощностью от 8-10 до 20-30 м, моноклинально погружающихся на юго-восток с углами до 15°. Центральные участки покровов сложены темно-серыми массивными породами, местами с призматической отдельностью. В породах содержатся вкрапленники плагиоклазов (андезин), моноклинного пироксена, основная масса андезитовая, микролитовая или серийно-порфировая. Некоторые покровы сложены афировыми породами. Верхние части покровов пористы, отличаются бурой и лиловой окраской и сопровождаются шлаками. Благодаря этому отдельные покровы хорошо отделяются друг от друга.

В других участках территории строение рассматриваемых образований сходно. Существенно преобладают лавы, терригенные прослои отсутствуют. Лишь к северо-западу от высоты 1547,8 среди вулканитов устанавливаются шлаки и крупноглыбовые вулканические брекчии с обломками порфиритов до 30-40 см, указывающие на близость вулканического центра. В целом для этой серии покровов можно отметить характерный порфиритовый облик пород. Максимальная наблюдаемая мощность превышает 500 м.

В более высоких горизонтах разреза вулканитов порфириты сменяются афировыми андезито-дацитами. Смена пород постепенная. Например, к востоку от горы Элиген-Хад-ула порфириты представлены бурыми и темно-серыми плагиокла-



Ф и г. 31. Схема геологического строения вулканогенных образований хр. Ихе-Шанхай

1 – рыхлые отложения; *2* – базальты; *3* – липариты; *4* – андезито-дациты, дациты; *5* – липаритовые игнимбриты, *6* – андезиты; *7* – туфы, туфогенно-осадочные образования; *8* – складчатые образования фундамента; *9* – граниты, граносиениты; *10* – гранит-порфиры, липаритовые порфиры; *11* – гранит-порфиры, липаритовые порфиры даек; *12* – андезитовые; андезито-дацитовые порфиры даек; *13* – структурные элементы массива гранитоидов, дешифрируемые на аэрофотоснимках; *14* – орговикованные породы; *15* – фациальные границы

зовыми порфиритами, содержащими до 20% небольших табличек плагиоклазов. К югу (вверх по разрезу) содержание вкрапленников в породах сокращается, основная масса становится более стекловатой. Еще далее они сменяются полосчатыми афировыми стекловатыми андезито-дацитами.

В самых верхних частях разреза покровных образований прослеживаются переслаивающиеся андезито-дациты, дациты и игнимбриты липаритов. Эти образования развиты на флангах вулканического поля и представлены стекловатыми, с вежими по облику вулканическими породами.

К северо-востоку от высоты 1547,8 на южном фланге вулканогенной ассоциации эти образования погружаются на юго-восток с углами до 25° и образуют такую последовательность (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Серия покровов, сложенных черными плотными андезитовыми порфиритами. Мощность отдельных покровов 8–12 м	70
2. Бледно-зеленые пелитовые витрокластические липаритовые туфы	5
3. Среднеобломочные туфовые брекчии с обломками флюидальных фельзолипаритов и гранит-порфиров, индентичных породам субвулканических интрузий	7
4. Светло-серые туфовые песчаники	1,5
5. Липаритовые игнимбриты. Покров начинается красными псефитовыми витрокластическими туфами, которые выше сменяются спекшимися туфами, а затем плотными эвтакситовыми породами (игнимбритами)	20
6. Серые флюидальные дациты. В верхней части покрова породы обильно пористы	20

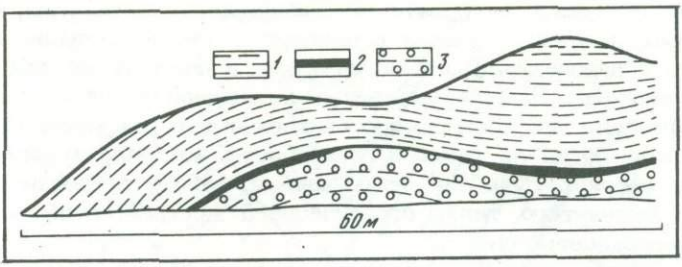
Мощность, м

7. Красные туфовые песчаники 1
8. Липаритовые игнимбриты. Разрез покрова вновь начинается туфами. В верхней части покрова последовательность пород обратная: игнимбриты сменяются спекшимися туфами и венчаются красными витрокластическими туфами 20
9. Темно-серые афировые дациты. В основании покрова узкая зона закалки (5-10 см), сложенная черными стеклами; в верхней его части расположены шлаки 20-22
10. Серия из 8 покровов красных липаритовых игнимбритов. Мощность отдельных покровов 6-20 м. Общая мощность 120
11. Черные плотные афировые дациты 15
12. Бурые витрокластические туфы липаритов 15
13. Черные афировые дациты 21
14. Спекшиеся туфы липаритов 90
15. Черные афировые дациты 20
16. Переслаивающиеся зеленые, бурые туфовые песчаники и гравелиты с большой примесью витрокластического материала 23
В верхнюю часть пачки внедрено тело липаритов мощностью до 150 м.
17. Серия покровов дацитов и андезито-дацитов. Они представлены афировыми, стекловатыми черными и бурыми породами с перлитовыми, сферолоидными и массивными текстурами и разбиты плитчатой отдельностью. В основании отдельных покровов выделяются стекловатые зоны, мощность которых сильно варьирует, местами достигает 3-5 м, но на некоторых участках происходит полное выклинивание. Центральные части покровов сложены массивными афировыми породами. Иногда в них наблюдается флюидальность, выраженная чередующимися разноокрашенными параллельными полосами. В верхних участках покровов преобладают пористые породы. По мощности они не выдержаны и местами совершенно отсутствуют. Распределение пор неодинаково в различных потоках. В одних потоках поры уплощены, плоско-параллельны и образуют выдержанные зоны. В других - поры насыщают отдельные сложные по форме и различные по размерам участки. В таких покровах, кроме того, устанавливается агломерато-брекчиевое строение пород, что позволяет предполагать для них более высокую вязкость в процессе излияний, чем для покровов с плоскопараллельным распределением пор.

Покровы характеризуются невыдержанной мощностью и неровными волнистыми поверхностями подошвы и кровли (фиг. 32), в связи с чем элементы залегания существенно варьируют. В целом толща характеризуется погружением на юго-восток - 150° под углом 15-20°. Суммарная мощность свыше 400 м.

Разрез обрывается на юго-востоке крупным разломом северо-восточного простирания.

К северу от к. Уха-Хада-Худук покровные вулканические образования залегают очень полого и погружаются в северо-западном направлении с углами наклона 5-10°. В низах разреза здесь залегают черные и темно-серые массивные андезито-дациты, среди которых местами устанавливаются пористые бурые и красные шлаки, а также агломераты. Мощность этих образований превышает



Ф и г. 32. Строение поверхностей напластования лавовых покровов
1 – массивные лавы; *2* – стекла; *3* – пористые лавы

300 м. Вверх по разрезу они сменяются туфовыми песчаниками и туфовыми брекчиями, которые сходны с образованиями горизонтов 2, 3, 4 приведенного выше разреза. Туфогенно-осадочные образования перекрыты серией покровов бурых липаритовых игнимбритов, мощность которых оценивается в 400–600 м. Более высокие горизонты разреза представлены чередующимися покровами липаритовых игнимбритов и черных массивных, нередко флюидальных дацитов. Флюидальные породы приурочены к основаниям покровов. Мощность этой части разреза составляет 200–300 м. Выше следует серия близких по строению покровов афировых дацитов. Самые верхние горизонты разреза, наблюдаемые в северной части вулканического поля, представлены покровами липаритовых игнимбритов и флюидальных липаритов, которым подчинены покровы базальтов. Мощность этой части разреза, аналоги которой отсутствуют в южной части вулканического поля, превышает 400–500 м.

Сравнение разрезов вулканогенных образований, развитых на крыльях антиклинория, свидетельствует об их сходстве и принадлежности к единой серии. В строении разрезов можно выделить несколько подразделений, характеризующихся определенным набором пород: 1) андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов мощностью более 500 м; 2) липаритовых игнимбритов, переслаивающихся местами с покровами дацитов, мощностью в 400–600 м; 3) дацитов мощностью более 400 м; 4) липаритов и их игнимбритов, преслаивающихся в верхней части с базальтами, мощностью свыше 500 м. Эти подразделения выдержаны по простиранию и в одной и той же последовательности обнажаются в различных участках вулканического поля. Они не разделены промежуточными терригенными толщами, но согласно или местами с переслаиванием сменяют друг друга, что свидетельствует о непрерывности вулканических процессов в период формирования вулканогенной толщи и о принадлежности вулканитов к единой серии.

Приведенные данные о строении разрезов и мощности отдельных подразделений разреза позволяют оценить объем вулканических продуктов, изверженных в процессе вулканической деятельности на рассматриваемой территории. Площадь наблюдаемых выходов составляет около 2000 км^2. Следовательно, объем порфиритов составит более 1000 км^3, объем липаритовых игнимбритов также примерно равен 1000 км^3, объем дацитовых лав – более 800 км^3, объем липаритов – более 1000 км^3. Общий объем вулканического материала, таким образом, составит около 4000 км^3.

Интрузивные образования

Вулканогенной ассоциации хр. Ихе-Шанхай подчинены различные и широко распространенные интрузивные образования – крупный сложно-построенный дифференцированный массив гранитоидов, а также разнообразные по составу дайки, пластовые залежи и другие субвулканические тела.

Значительную часть ареала распространения пород ассоциации (свыше 320 км^2) занимает массив гранитоидов. Он вытянут в субширотном направлении

и характеризуется крутыми контактами с вмещающими образованиями, которыми являются порфириты и лишь местами игнимбриты. Резкие секущие контакты были установлены в районе хр. Дашилингин-хурал и почти повсеместно выявлены по южному его краю. На северо-западной и западной окраинах массива сосредоточены многочисленные останцы ороговикованных порфиритов. Гипсометрически они располагаются на пологой поверхности, которая, очевидно, ограничивала массив сверху. Судя по этим данным, можно представить форму массива в виде вытянутого тела, ограниченного крутыми поверхностями с боков и плоской поверхностью сверху.

Массив сложен аляскитовыми мясо-красными и серыми гранитами, гранодиоритами и диоритами. Эти породы образуют крутые обособленные выходы в пределах массива и представляют отдельные его фазы. Внутри массива отмечаются многочисленные дайки граносиенит-порфиров и гранит-порфиров, которые прорывают все слагающие его породы.

Субвулканические интрузии весьма многочисленны и разнообразны по составу и формам залегания тел. Особенно часто встречаются трещинные тела - дайки и согласно залегающие с вулканогенными образованиями пластовые залежи.

Дайковые тела подчинены крупному поясу субширотного простирания. Наиболее выразительно пояс проявлен к востоку от гранитного массива. Именно здесь местами отмечаются серии параллельных даек, отстоящих друг от друга на метры или первые десятки метров. Следует отметить, что размещение даек целиком связано с полем распространения вулканических покровов, тогда как среди рядом расположенных нижнекаменноугольных осадочных толщ, являющихся фундаментом вулканогенных образований, они совершенно неизвестны. Лишь в восточной части дайкового пояса отмечается несколько тел, рассекающих породы фундамента, однако и они приурочены к узкой полосе, вытянутой вдоль тектонического контакта между вулканогенными и осадочными образованиями.

По составу среди субвулканических интрузий выделяются тела диоритовых, андезитовых порфиритов, гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров.

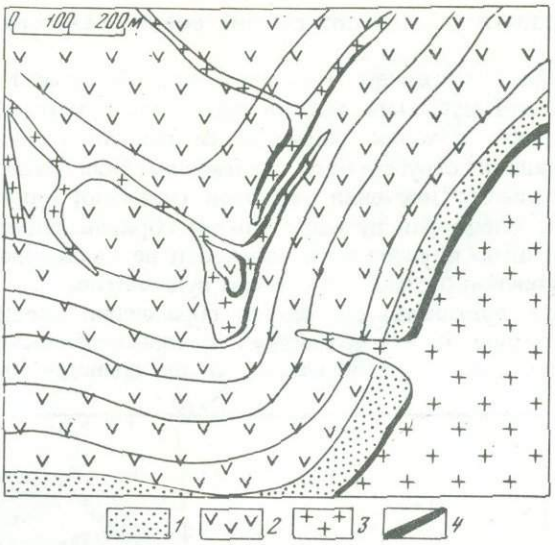
Дайки диоритовых и андезитовых порфиритов выявлены в районе Элиген-Хад-ула в поле выходов андезитовых порфиритов. Они представлены вытянутыми в восток-северо-восточном направлении телами мощностью до 10-15 м. Эти данные неизвестны среди вулканических покровов, перекрывающих андезитовые порфириты.

Дайки гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров распространены шире. Особенно многочисленны они в восточной части территории, где прорывают разнообразные вулканиты, включая покровы игнимбритов. Среди пород более высоких горизонтов разреза они, однако, не установлены.

Пластовые интрузии представлены телами гранит-порфиров и липаритов. Они широко распространены в пределах пояса интрузий к востоку от гранитного массива. Здесь они связаны с вертикальными дайками непрерывными переходами и пронизывают вмещающие порфириты настолько густо, что фиксируется своеобразная как бы штокверковая структура распределения трещинных тел.

Положение пластовых тел в разрезе вулканогенных образований ограничено горизонтами порфиритов, игнимбритов и переслаивающихся игнимбритов и дацитов. Среди покровов дацитов и липаритов они не были установлены. На наиболее высоких уровнях эти тела представлены стекловатыми флоидальными липаритами, однако питающие их каналы, фиксируемые крутыми дайками, сложены породами, более раскристаллизованными, вплоть до гранит-порфиров.

Примером подобной залежи может служить пластовое тело в районе отметки 1547,8 (фиг. 33). По простиранию оно прослеживается более чем на 10 км. На западном фланге интрузия достигает мощности 70-80 м и залегает среди слоистых туфовых песчаников. Строение интрузии определяется симметричным в вертикальном сечении вследствие соответствующего распределения слагающих ее пород. В зоне нижнего эндоконтакта (мощность до 5 м) расположены стекла липаритов с редкими вкрапленниками кварца и санидина. Для них характерны крупные сферолоиды (до 1 м), обрастающие шарами меньших размеров. Стекло-



Ф и г. 33. Соотношения субвулканических интрузий в районе высоты 1547,8
1 – туфогенно-осадочные породы; *2* – андезиты; *3* – липариты, гранит-порфиры; *4* – липаритовые стекла

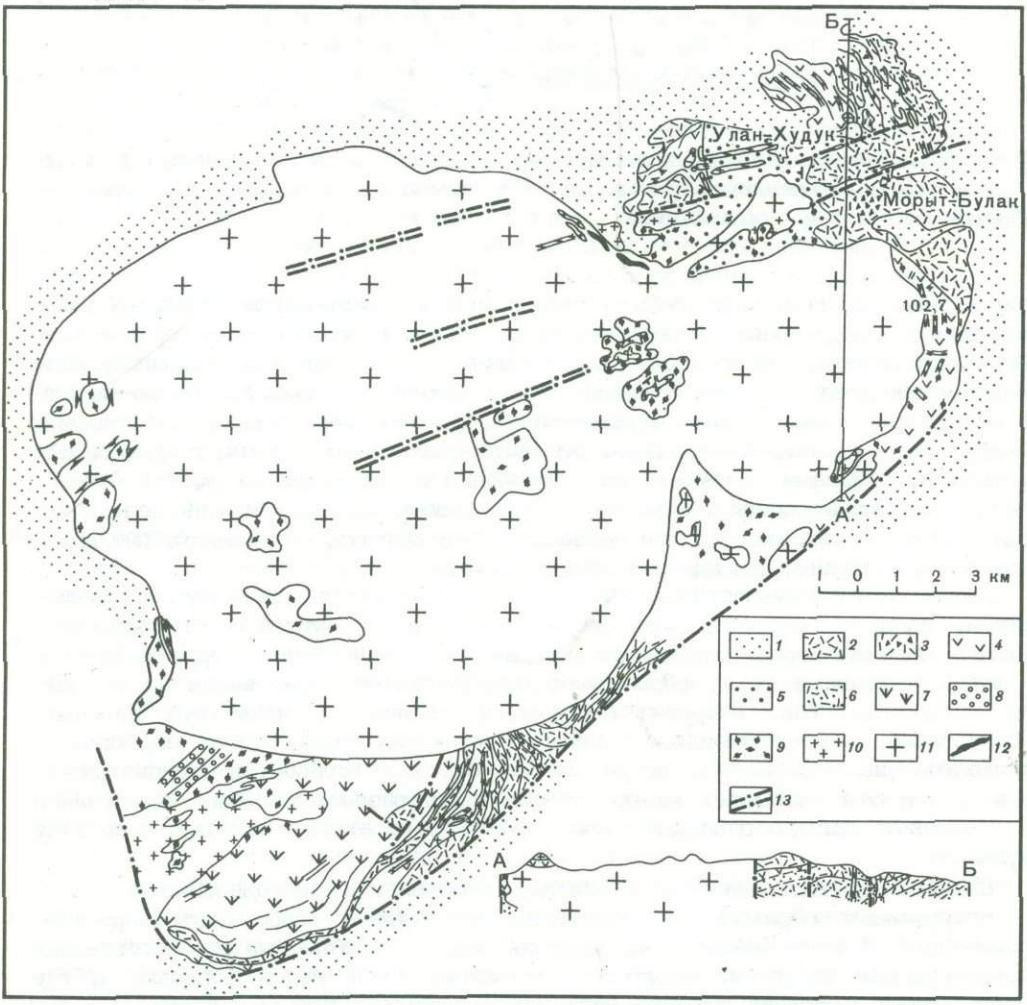
ватые зоны мощностью до 2 м наблюдаются и в области верхнего эндоконтакта интрузии. Здесь также устанавливается сферолоидное строение пород с размером сферолоидов до 2–3 см. Центральная часть тела сложена флюидальными светло-серыми липаритами с тонкой плитчатой отдельностью. На северо-западе к интрузии примыкают дайки гранит-порфиров. Непосредственные соотношения между ними не наблюдались, однако эти дайки связаны с небольшими пластовыми залежами, сходными по особенностям строения с описанным телом. Кроме того, дайки не прослеживаются в более высокие горизонты разреза, служившие кровлей для пластовой залежи. Все это позволяет предполагать, что каналы, питавшие пластовую интрузию, принадлежат этим же дайкам.

Рассматривая взаимоотношения между покровными и интрузивными образованиями, следует отметить, что среди покровных игнимбритов, в частности, обычны обломки пород, идентичные породам субвулканических интрузий. Вместе с тем интрузивные тела пронизывают вулканогенные образования не на всю их мощность. Так, интрузии порфиритов неизвестны среди вулканических образований, перекрывающих покровы порфиритов, тела гранит-порфиров и липаритов не отмечаются среди самых высоких горизонтов вулканических толщ. Все это указывает на одновозрастность разнофациальных образований и позволяет считать дайковые тела корнями соответствующих им по составу вулканитов.

Следует отметить еще одну любопытную особенность распределения покровных и интрузивных образований. Положение структурной зоны, контролирующей распределение интрузивных тел, целиком связано с областью распространения вулканических покровов. Интрузии неизвестны среди пород фундамента, где отсутствуют не только секущие тела, но и пластовые залежи, которые в вулканических толщах широко распространены и за пределами пояса интрузий. Подобное совмещение указывает, по-видимому, на общий процесс образования покровов и становления интрузий в пределах единой мобильной области, связанной с зоной подводящих каналов. В результате возникла своеобразная вулкано-тектоническая структура, совместившая поле выходов вулканитов и их корней.

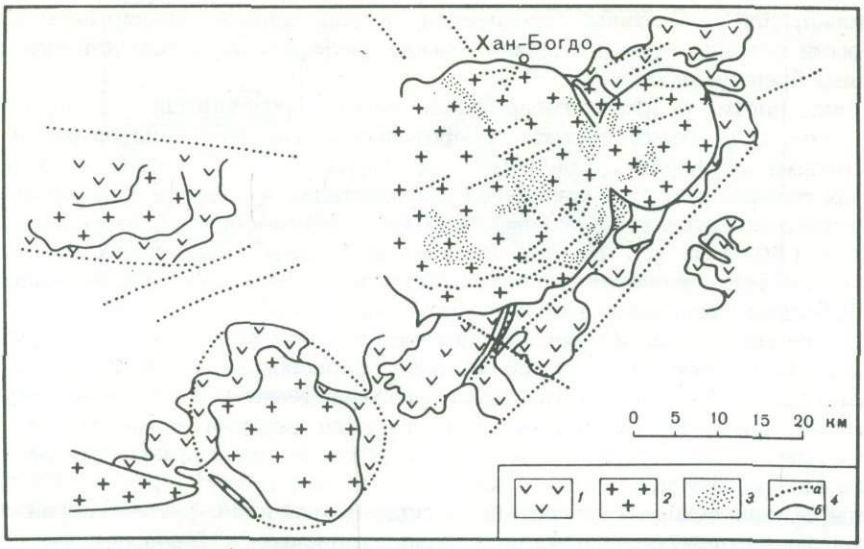
Одним из наиболее интересных геологических объектов Южной Монголии является крупный Хан-Богдинский массив щелочных гранитов. Он характеризуется округлой формой, а также уникальными для Монголии особенностями вещественного состава и структурного положения. Вследствие этого массив стал предметом детального изучения геологов различного профиля [10, 16, 27]. Рама массива, сложенная вулканогенными образованиями, тем не менее оставалась практически не изученной, в частности не были известны даже границы полей распространения различного состава вулканитов.

Верхнепалеозойские вулканиты слагают в обрамлении массива два крупных поля – северо-восточное и юго-западное, которые обладают рядом общих особенностей строения, свидетельствующих об их принадлежности к единому



Ф и г. 34. Схема геологического строения района сомона Хан-Богд. Составлена с использованием материалов М.В. Дуранте, Л.П. Зоненшайна, В.И. Коваленко и других (1976)

1 – отложения верхнего мела и кайнозоя; *2* – трахидациты, липариты, трахилипариты; *3* – липаритовая брекчия; *4* – базальты, андезито-базальты; *5* – туфы, туфогенно-осадочные образования; *6* – липаритовые туфы; *7* – андезитовые порфириты; *8* – конгломераты; *9* – ороговикованные породы; *10* – граниты, гранит-порфиры; *11* – щелочные граниты; *12* – габброиды; *13* – структурные элементы, дешифрируемые на космических снимках



Ф и г. 35. Схема дешифрирования космического снимка масштаба 1:500 000
1 – покровные образования; *2* – граниты; *3* – останцы кровли в пределах Хан-Богдинского массива; *4* – линейные элементы фототона (*а*), границы полей различного фототона (*б*)

вулканическому центру (фиг. 34). На космическом снимке (фиг. 35) они практически непрерывной полосой обрамляют массив с востока и юго-юго-запада. На снимке видно, что Хан-Богдинский массив состоит из двух круговых тел. Элементы их внутренней структуры, такие, как отдельность, распределение и форма останцов кровли, контролируются субширотными разломами. Эти разломы прослеживаются во вмещающих толщах и, как показали полевые исследования, оказывают существенное влияние на распределение субвулканических интрузий, близких по составу породам массива. По-видимому, эти разломы являлись основными магмовыводящими структурами в процессе развития вулканогенной ассоциации.

Северо-восточное вулканическое поле

Это поле изучал М.В. Дуранте, Л.П.Зоненшайн, В.И. Коваленко, О.Д. Суетенко и другие [16]. По данным этих исследователей, к наиболее древним верхнепалеозойским отложениям относится осадочная толща, сложенная песчаниками, алевролитами и конгломератами, охарактеризованная фауной турне-визе, а также туфогенно-осадочная толща с флорой среднего карбона. Эти толщи несогласно перекрывают складчатые и зеленокаменно-измененные геосинклинальные комплексы предположительно среднего палеозоя. Более высокие горизонты разреза представлены субаэральными эффузивами, которые объединяются в андезитовую, липаритовую и липарито-базальтовую серии.

Андезитовая серия мощностью 1600-1900 м подразделяется на нижнюю осадочно-туфогенную (500-590 м) и верхнюю лавовую (1100-1300 м) толщи. Осадочно-туфогенная толща сложена разногалечными конгломератами с галькой андезитовых порфиритов, гранитов и гранодиоритов, а также ритмично чередующимися туфовыми песчаниками, туфовыми алевролитами и туффитами, обособляющимися в верхней части пачки конгломератов. Туффиты перекрыты горизонтом пепловых и мелкообломочных липаритовых туфов мощностью 130 м. Венчается разрез толщи пачкой туфовых песчаников, туфовых алевролитов и туфовых гравелитов мощностью 120-140 м. Толще подчинены отдельные покровы андезитов.

Лавовая, или собственно андезитовая, толща сложена массивными темно-вишневыми и лилово-серыми андезитовыми порфиритами, среди которых туфов и туфовых брекчий не много.

Нижние части резреза липаритовой серии представлены флюидальными сиреневато- и розовато-серыми липаритовыми, липарито-дацитовыми и трахидацитовыми порфирами. Они перекрыты горизонтом мощностью 150 м стекловатых липаритов и трахилипаритов, переходящих в лавовые и туфовые брекчии. Выше стекловатых лав залегает горизонт светло-серых и розовых пепловых туффитов (50-150 м). На них залегают сиреневые липаритовые игнимбриты (50 м), которые венчаются лилово-красными базальтами и андезито-дацитами (50 м). Видимая мощность толщи 500-600 м.

Базальт-липаритовая серия мощностью свыше 400 м имеет двучленное строение. Она обнажена в пределах поля, расположенного в 7 км западнее к. Улан-худук. Нижняя часть серии сложена темно- и зеленовато-серыми базальтами, андезито-базальтами и их туфами; верхняя - светло-серыми с зеленоватым и желтоватым оттенком липаритами, их туфами, игнимбритами и туфовыми брекчиями.

Среди вулканогенно-осадочных пород андезитовой и липаритовой серий собрана ископаемая флора, определяющая среднекаменноугольный возраст нижней части андезитовой серии, верхнекаменноугольной - лавовой части серии и нижнепермский - липаритовой толщи. Липарито-базальтовая толща не содержит флору, однако предполагается верхнепермский ее возраст по аналогии с верхнепермскими образованиями района угольного месторождения Табун-Тологой.

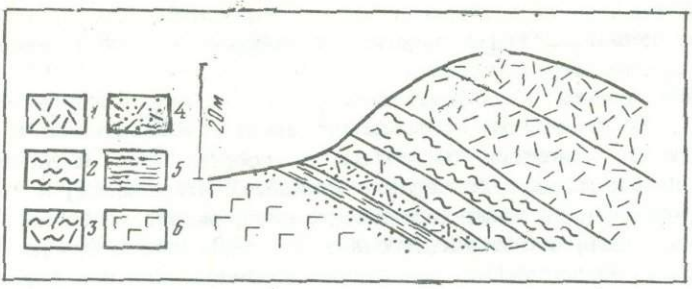
В 1975 г. в пределах северо-восточного вулканического поля исследования проводились нами совместно с Д.И. Фрих-Харом. В результате были подтверждены общие черты строения наблюдаемого здесь разреза и собраны дополнительные сведения о соотношениях между отдельными толщами и о субвулканических образованиях. Полученные данные позволили прийти к выводу о непрерывности вулканических процессов в ходе развития вулканогенной ассоциации. Кроме того, они выявили тождественность липаритов липаритовой и липарито-базальтовой серий, что позволило объединить те и другие в единую толщу.

Соотношения между отдельными подразделениями разреза наблюдались в пределах полосы распространения вулканитов к югу от к. Улан-худук. Здесь в низах наблюдаемого разреза залегает толща липаритовых пирокластов. В ней преобладают бледно-зеленые витрокластические обычные и спекшиеся туфы. Эти породы содержат обломки кристаллов кислого плагиоклаза и кварца, заключенные в основную микробрекчированную фельзитовую массу. Местами наблюдаются крупнообломочные вулканические брекчии с обломками хлоритизированного стекла до 15-20 см в поперечнике. Среди туфов отмечены прослои тонкозернистых туфовых алевролитов и туфовых песчаников. Мощность пирокластов более 200 м.

В западном направлении все эти породы без видимого несогласия погружаются под пачку терригенно-осадочных пород, представленных темно-серыми и фиолетовыми базальтовыми туфами, туфовыми и граувакковыми песчаниками. Мощность пачки порядка 100-150 м.

Туфогенно-осадочные породы залегают в основании серии покровов пироксен-плагиоклазовых андезито-базальтов. В низах серии лавы переслаиваются с туфами и туфогенно-осадочными породами, в верхних ее горизонтах сосредоточены преимущественно лавы. Отдельные покровы в среднем имеют мощность 6-10 м и хорошо обособляются благодаря шлаковым и миндалекаменным зонам, расположенным в верхних частях покровов. Мощность серии покровов более 200-300 м.

На северо-западном участке поля андезито-базальты перекрыты покровами липаритов. Здесь на шлаковой поверхности базальтового покрова залегают белые псаммитовые липаритовые туфы, образующие пласт мощностью до 15 м. Туфы перекрыты покровом бурых трахилипаритов мощностью 10 м с хорошо развитой зоной пемз в верхней его части. Выше залегают спекшиеся витро-



Ф и г. 36. Соотношения базальтов и липаритов в районе родника Морыт-Булак
1 – флюидальные трахилипариты; *2* – липаритовые игнимбриты; *3* – липаритовые спекшиеся туфы; *4* – витрокластические туфы липаритов; *5* – пелитовые липаритовые туфы; *6* – базальты

кластические туфы (6 м), разрез венчается в этой части территории потоками флюидальных стекловатых трахилипаритов. Трахилипариты содержат вкрапленники ортоклаза, реже – кварца и характеризуются микропойкилитовой, фельзитовой и микросферолитовой структурой основной массы, состоящей из кварц-полевошпатовой (главным образом калишпатового) агрегата.

Близкие соотношения липаритов с базальтами наблюдались в районе Морыт-Булак к востоку от горы Дзамын-Хуху-оба́ (фиг. 36). Здесь в основании покровов кислых вулканитов, которые М.В. Дуранте и другие выделяют в качестве липаритовой серии, залегают темно-серые миндалекаменные афировые базальты с микролитовой или пилотакситовой структурой. Они перекрыты светло-серыми плотными пелитовыми туфами, которые кверху постепенно сменяются эвтакситовыми витрокластическими туфами, а затем плотными спекшимися туфами и игнимбритами липаритов и липарито-дацитов. Эти породы характеризуются совершенной эвтакситовой структурой, стекловатой или фельзитовой основной массой и содержат вкрапленники (или их обломки) олигоклаза, олигоклаз-альбита, кварца. Венчается разрез коричневыми флюидальными стекловатыми трахилипаритами.

Если сравнить кислые эффузивы из разных участков вулканического поля, то можно отметить для них много общего как в строении слагаемых ими разрезов, так и в составе пород. Кислые вулканиты представлены липаритами, липарито-дацитами и их туфами, а также игнимбритами. Пирокластические породы, как правило, начинают разрезы, а в более высоких горизонтах преобладают покровы стекловатых липаритов. Наиболее полный разрез толщи наблюдается в районе Морыт-Булак, где его мощность превышает 500 м. В низах разреза здесь залегают липарито-дацитовые игнимбриты общей мощностью до 60-80 м. Они сменяются серией лавовых потоков трахилипаритов, в которых ортоклаз преобладает над плагиоклазом и кварцем вкрапленников и особенно обилен в кварц-полевошпатовом агрегате основной массы породы. Мощность потоков варьирует от 2-3 до 15-20 м. Отдельные потоки отличаются особенностями внутреннего строения. Имеются, в частности, покровы, сложенные массивными стекловатыми, флюидальными, флюидально-брекчированными и сферолоидными липаритами.

Некоторые покровы венчаются брекчированными пемзовидными стеклами, которые иногда сменяются маломощными прослоями витрокластических липаритовых туфов. Центральные участки покровов характеризуются ориентированным распределением флюидальных полос, сферолоидов и автобрекчий. Эта ориентировка параллельна поверхностям напластования, как правило, волнистой при общем субгоризонтальном залегании толщи.

Толще подчинены липаритовые стекла, сопровождаемые локальными скоплениями бомб и агломератовых образований. Брекчии представлены крупными обломками черных стекол до 0,5 м в поперечнике, заключенными в светло-

сером мелкообломочном стеклобрекчиевом цементе. Более тонкозернистые светло-серые пепловые туфы подстилают покровы стекол и связаны с последними непрерывными переходами.

Липаритовые стекла и их брекчии образуют крупную линзу мощностью до 100-150 м. В восточном направлении линза выклинивается и замещается светло-серыми и розовыми пепловыми и псефитовыми витрокластическими туфами с обломками свежего черного стекла. Учитывая все, а также наличие в пределах участка даек стекловатых липаритов, можно вслед за М.В. Дуранте и другими заключить, что линза отвечает остаткам былой вулканической постройки, имевшей сравнительно небольшие размеры. Так как горизонт липаритовых стекол не содержит стратифицируемых подразделений, а изменения в его строении и распределении пород определяются только их положением относительно контактов, следует рассматривать эту вулканическую постройку как моногенный вулкан, возможно, как грибообразную экструзию.

Более высокие горизонты разреза липаритовой толщи представлены покровами липаритов и их туфами.

В других участках вулканического поля отмечены неполные разрезы кислых вулканитов, которые можно рассматривать как фрагменты описанного выше разреза. Помимо геологических данных, на принадлежность этих образований к единой толще указывают также близкие содержания в них рудных и редких элементов [16].

Суммируя изложенное, мы вынуждены отметить единство кислых эффузивов в пределах вулканического поля и, кроме того, согласное их налегание на основные эффузивы. Следовательно, можно говорить, что в строении вулканического поля отмечается непрерывная серия контрастных по составу вулканогенных образований, свидетельствующая об их преемственном, близком по времени развитии.

В пределах поля известны многочисленные субвулканические тела главным образом розовых гранит-порфиров и липаритов, а также базальтов и андезитовых порфиритов. Эти породы образуют дайки и пологосекущие тела. Дайки гранит-порфиров представлены разнообразными по мощности (от нескольких сантиметров до 20 м) и протяженности (от нескольких метров до 5-7 км) телами. Они рассекают практически весь комплекс вулканогенных образований, за исключением верхней серии покровов липаритов, и принадлежат двум различно ориентированным и пространственно разобщенным системам даек. В центральной и западной частях изученного поля это почти исключительно крутопадающие тела широтного простирания, совпадающие с ориентировкой главнейших для рассматриваемого поля структурных разломов. Наибольшая концентрация даек отмечается близ массивных гранитов, с которыми они непосредственно смыкаются.

В северо-восточной части рассматриваемого поля преобладают дайки гранит-порфиров, принадлежащие дугообразно изогнутой системе тел. Насыщенность дайками в этой системе очень высокая. В южной ее части дайки мощностью до 5-8 м следуют примерно через каждые 50 м вкрест простирания дайковой системы. К северу количество тел возрастает. Дайки погружаются под углами 30-45° в западном и юго-западном направлениях. В северной части полосы распространения они по простиранию и падению совпадают со строением вмещающих толщ, поэтому часть даек приспосабливается к структуре последних и становится субпластовой.

Среди разнообразных субвулканических тел наиболее многочисленны пластовые интрузии кислых пород. Подобно дайкам, они не встречаются выше подошвы липаритов и сосредоточены в той части разреза, которая сложена порфиритами и их туфами. Так, в северо-восточной части рассматриваемого поля выше пачки витрокластических зеленых туфов липаритов и туфогенно-осадочных пород отмечаются черные, фиолетовые и бурые вулканомиктовые осадочные породы, слагающие пачку мощностью до 150 м. На них, переслаиваясь с маломощными слоями туфогенных образований, залегают покровы базальтов. В верхних частях разреза, представленных исключительно лавами, соседние

покровы разделены маломощными (1–2 м, реже – 4–6 м) субпластовыми телами бурых, плотных липаритовых порфиров. В эндоконтактах тел наблюдаются закаленные стекловатые породы. Исходя из мощности наблюдаемого здесь лавового разреза (около 200 м) и средней мощности потоков (10 м), можно считать, что разрез пронизан 17–18 пластовыми интрузиями.

Рассматриваемые субвулканические интрузии сложены породами, разнообразными по структуре и петрографическому составу, дающими непрерывную гамму переходов от стекловатых до хорошо раскристаллизованных разновидностей. Например, в строении кислых интрузий участки эндоконтактов сложены стекловатыми, нередко флюидальными породами, близкими по петрографическому облику липаритам покровов. Степень раскристаллизации тел возрастает к центральным участкам тел, а также по их простиранию в сторону гранитного массива. Породы приобретают порфировидное строение, которое определяется присутствием вкрапленников кварца, реже – кислого плагиоклаза (олигоклаза) и ортоклаза, погруженных в микрогранитовую или гранофировую основную массу. Встречаются также опацитизированные иголочки амфиболов, вследствие чего породы становятся сходными с дайками щелочных гранит-порфиров Хан-Богдинского массива.

Юго-западное вулканическое поле

Вдоль южного и юго-западного обрамления Хан-Богдинского массива прослеживается полоса выходов вулканитов, близких особенностями строения разрезов и составом пород с вулканитам северо-восточного поля. Эти вулканиты ограничены с юго-востока протяженным разломом, а с севера – контуром гранитного массива. Вулканиты подстилаются толщей конгломератов с галькой терригенно-кремнистых пород и гранитоидов. Эти конгломераты можно сопоставить с осадочными породами района к. Улан-Худук, охарактеризованными нижнекарбоновой фауной. Конгломераты перекрыты серией покровов темно-серых андезитовых порфиритов, содержащих относительно крупные вкрапленники плагиоклазов. Расчленение толщи затруднено большой мощностью покровов, однородностью составов пород и отсутствием расчленяющих разрез пористых шлаков. Порфириты пронизаны интрузиями диоритов, сиенито-диоритов, гранодиоритов, гранитов и граносиенитов и местами сильно ороговикованы. Толщи конгломератов и порфиритов принадлежат регионально распространенной серии пород и известны далеко за пределами рассматриваемой территории. В частности, они установлены в районе Цохиотуин-Хид, гор Аргалант-ула, Ухугей-хид и в районе сомона Баян-Обо. В строении Цохиотуинского вулканического массива эти породы относятся к нижнему карбону, что наряду с возрастными определениями осадочных пород из района Хан-Богдинского массива позволяет принять для всех этих образований нижнекаменноугольный возраст.

Порфириты перекрыты вулканогенными образованиями, которые не только отличаются от порфиритов вещественными характеристиками, но и имеют сравнительно локальное распространение. Наиболее полный их разрез наблюдается в восточной части изученного поля. Основание разреза здесь слагают массивные, внутренне нерасчленимые черные андезитовые порфириты рассмотренной выше серии. На них по неясному, возможно, тектоническому контакту, который проходит вдоль долины, залегает моноклинально погружающийся к юго-востоку комплекс субаэральных вулканогенных образований. Разрез этих образований имеет следующее строение (снизу вверх).

Мощность, м

1. Серия покровов андезито-базальтовых и базальтовых порфиритов. Отдельные покровы выделяются благодаря появлению пористых, шлаковых и обожженных пород в верхних частях покровов. Мощность покровов от 10 до 15–20 м; количество покровов порядка 30–35. Серия покровов характе-

ризуется отчетливым двучленным строением. В нижних ее частях сосредоточены пироксен-плагиоклазовые базальтовые порфириты. Верхняя часть серии сложена крупнолейстовыми плагиоклазами и порфиритами 400

2. Крупнообломочная туфовая брекчия, в которой обломки порфиритов и липаритов достигают 20 см в поперечнике 20
   В основании туфобрекчий залегает пластовая интрузия коричневых граносиенит-порфиров мощностью 10-15 м.
3. Коричневые трахидацитовые игнимбриты с кристаллами кислых плагиоклазов и биотита в эвтакситовой стекловатой массе. Породы содержат обломки розовых гранитов. Азимут падения - юго-восток (140°), угол 30°. В основании горизонта отмечаются слабо спекшиеся витрокластические туфы 22
4. Зеленые спекшиеся туфы трахидацитов с обломками плагиоклазов, кварца и пород, близких по составу липаритам субвулканических интрузий, а также базальтов 12
5. Переслаивающиеся тонко-, мелко- и среднеобломочные дацитовые туфы. Отдельные слои составляют 20-40 см ... 7
6. Светло-коричневые плотные игнимбриты с обломками липаритов, кислым плагиоклазом, кварцем, редкими зернами ортоклаза и биотита и стекловатой эвтакситовой основной массой. К верхним участкам горизонта игнимбриты сменяются зелеными спекшимися туфами, а затем тонкообломочными туфами 11
7. Пачка переслаивающихся туфов, спекшихся стекловатых трахидацитовых туфов и туфогенно-осадочных пород. Мощность отдельных прослоев 0,1-3 м 29
8. Темно-серые эвтакситовые спекшиеся кварц-плагиоклазовые дацитовые туфы 9
9. Сиреневые эвтакситовые спекшиеся кварц-плагиоклазовые трахидацитовые туфы 28
10. Пачка переслаивающихся туфовых песчаников, туфовых гравелитов и туфовых алевролитов 9
11. Желтовато-зеленые эвтакситовые дацитовые игнимбриты ... 26
12. Серия покровов зеленовато-серых миндалекаменных афировых базальтов. Характерны микролитовые, пилотакситовые, интерсертальные структуры пород, в которых содержатся мелкие зерна опацитизированного оливина, пироксена, расположенные среди плагиоклазовых микролитов. Покровам местами подчинены отдельные небольшие линзы туфогенно-осадочных пород мощностью до 1 м. В покровах наблюдаются хорошо развитые шлаковые зоны, однако условия обнаженности не позволяют оценить общее количество покровов. Мощность отдельных покровов до 15 м 350
13. Зеленовато-серые тонкослоистые туфовые алевролиты 3
14. Зеленовато-серые и розовые трахилипариты с вкрапленниками ортоклаза, кварца со слабо выраженным флюидальным строением; основная масса кварц-полевошпатовая, микропойкилитовая. Местами наблюдаются брекчиевые текстуры пород, причем ориентировка обломочной массы также отвечает плоскостным направлениям течения. В верхней части горизонта липариты содержат многочисленные поры, заполненные халцедоном. Здесь появляются шлаково-обломочные зоны 70-100
15. Серия потоков афировых андезито-базальтов. В верхних частях серии преобладают породы, насыщенные тонкими

Мощность, м

мелкими кристаллами плагиоклаза. Залегание покровов – юго-восток (100–110°), угол 17° 100

16. Зеленовато-желтые до темно-серых плотные флюидальные трахилипариты с тонкой плитчатой отдельностью. Породы содержат вкрапленники ортоклаза с пертитами распада, редко кварц 70–90

17. Темно-серые спекшиеся эвтакситовые трахилипаритовые туфы. В нижних частях пласта породы приобретают псевдофлюидальное строение за счет тонких параллельно расположенных линзочек стекла 15

18. Серия покровов бледно-зеленых и розовых флюидальных трахилипаритов. Породы содержат вкрапленники ортоклаз-пертита, реже – кварца. Основная масса микропойкилитовая или микросферолитовая, имеет кварц-калишпатовый состав. В основной массе присутствуют опацитизированные иголочки темноцветного минерала. Мощности покровов от 10 до 70–90 м. В верхних частях разреза они характеризуются пористым шлаковым строением. Покровы разделены прослоями 8–12 м зеленых и желтых обычных и спекшихся туфов, игнимбритов и туфогенно-осадочных пород. Местами в разрезе появляются агломераты и вулканические брекчии 700

Суммарная мощность более 1950 м.

В разрезе обособляются более или менее однородные по составу пород следующие толщи: 1) пироксен-плагиоклазовых андезито-базальтов; 2) дацитовых и трахидацитовых туфов и игнимбритов; 3) оливиновых базальтов; 4) трахилипаритов; 5) андезито-базальтовая (верхняя) толща; 6) трахилипаритов и их пирокластов. Все эти толщи согласно сменяют друг друга в разрезах, однотипные породы близки по составу и различаются главным образом структурными особенностями. Таким образом, устанавливается контрастное по отношению к составам пород строение разреза, обусловленное чередованием серий изверженных вулканитов различного состава.

В пределах вулканического поля наблюдаются многочисленные субвулканические образования, представленные главным образом интрузиями кислых пород – трахилипаритов и граносиенит-порфиров. Наиболее распространенными являются пластовые тела. Они пронизывают разрез начиная с подошвы игнимбритов и характеризуются выдержанностью по простиранию при мощности, достигающей 100 м. Как правило, пластовые залежи приурочены к поверхностям раздела между толщами или отдельными покровами, однако по простиранию наблюдаются переходы интрузивных пластин на другие, обычно близкие уровни разреза, расщепление на серию более мелких, рядом расположенных параллельных пластин, а также переходы в резкосекущие тела. Интрузивные тела имеют предел распространения в вертикальном разрезе и неизвестны в верхней липаритовой толще.

Интрузивные тела сложены зеленовато-серыми и розовыми трахилипаритами, граносиенит-порфирами, содержащими вкрапленники ортоклаза, кварца, реже – олигоклаза в стекловатой, пойкилобластовой или гранофировой основной массе. По составу они близки липаритам покровов. Если учесть, что среди пирокластических пород липаритового состава наблюдаются обломки, тождественные породам субвулканических интрузий, то можно говорить о родстве и одновозрастности разноглубинных кислых образований и об их формировании в результате единого вулканического процесса.

Сопоставляя вулканические поля, развитые в обрамлении Хан-Богдинского массива, можно отметить некоторые общие элементы в их строении. В пределах обоих рассмотренных полей разрезы венчаются сериями близких по составу трахилипаритовых покровов и их туфов. В нижних частях разрезов преобладают

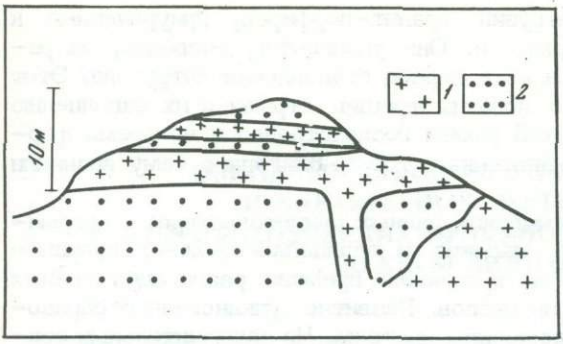
базальты и андезито-базальты, обладающие рядом общих морфологических черт, таких, как мощности покровов, обилие миндалекаменных шлаковых, обожженных пород и т.д. Боизкими в строении обоих полей являются и наборы субвулканических образований, среди которых преобладают пластовые залежи, а также глубины их формирования, ограниченные сверху подошвой верхней липаритовой толщи. Учитывая все это, а также принимая во внимание территориальную близость этих образований и пространственную ограниченность их выходов, определяемую ближайшей окрестностью Хан-Богдинского массива, можно говорить о принадлежности рассмотренных вулканитов единому вулканическому полю. Первоначально оно, по-видимому, занимало всю площадь гранитного массива. Таким образом, первичный ареал распространения вулканитов составлял около 1800-2000 км^2. Широкое участие в строении разрезов игнимбритов и спекшихся туфов, выдержанность вулканитов по простиранию, а также достаточно большая мощность разрезов при ограниченном пространственном распространении позволяют предположить формирование вулканитов в пределах депрессионной структуры, особенности строения которой в настоящее время оценить трудно. В ее пределах накопился большой объем вулканических пород, в частности, при средней мощности кислых вулканитов в 1100-1200 м первоначальный объем только этих пород в строении вулканического поля превышал 2000-2400 км^3. Объем базальтов, андезито-базальтов составлял не менее 1800-2000 км^3.

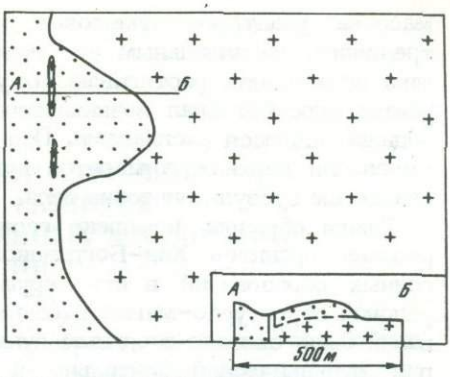
Рассматривая особенности строения вулканических полей района массива Хан-Богд, трудно пройти мимо вполне реальной генетической связи пород массива и вулканитов. Как уже отмечалось, центр распространения вулканитов приходится на срединные участки гранитного массива. В то же время кислые вулканические образования по составу сопоставимы с породами массива. Близки они и по возрасту. Флора, собранная в толще вулканитов северо-восточного поля, указывает на нижнепермский возраст липаритовой толщи, пермским же, по данным абсолютной геохронологии, является и гранитный массив.

Существует еще ряд предпосылок, указывающих на связи вулканитов и гранитоидов массива. Так, например, на космическом снимке в строении массива выделяются линейные структурные элементы субширотного простирания, на продолжении которых в пределах северо-восточного вулканического поля прослеживаются дайки граносиенит-порфиров, близких по строению дайкам массива.

Некоторые субвулканические интрузии можно рассматривать как результат механического воздействия массива на вмещающие толщи. Так, на восточном фланге массива дайки прослеживаются параллельно его контурам и по своему положению отвечают кольцевым дайкам. Здесь же известны дайки, ортогонально расположенные по отношению к границе массива, т.е. радиальные. Для дайковой системы можно рассматривать интрузию как питающий их в прошлом магматический резервуар. Об этом, в частности, свидетельствуют и небольшие интрузивные трещинные тела, наблюдаемые среди останцов кровли массива. Такие интрузивные тела сложены субвулканическими породами, а также породами более высокой степени раскристаллизации. Некоторые из них связаны с породами массива непосредственными переходами (фиг. 37).

Контакты верхнепалеозойских вулканитов с гранитами наблюдались нами на юге района. Соотношения между вмещающими породами и массивом свидетельствуют о тектоническом, послетрузивном контакте. Как вулканиты, так и граниты на контакте раздроблены и превращены в тектоническую брекчию. Вулканиты вдоль всей достаточно протяженной линии контакта свежие и лишены каких-либо признаков воздействия на них со стороны интрузии. Подобные же соотношения установлены и в районе к. Морыт-Булак. Более того, останцы кровли, наблюдаемые в различных участках массива, представлены роговиками по гравелитам, туфогенно-осадочным породам и порфиритам, т.е. тем комплексом пород, который залегает в основании или в самых нижних частях вулканического разреза. Эти данные указывают, что формирование массива происходило на уровнях глубин, расположенных, по крайней мере, ниже подошвы





Ф и г. 37. Пластовые интрузии гранит-порфиров в кровле Хан-Богдинского массива

1 – граниты, гранит-порфиры; *2* – роговики

Ф и г. 38. Дайка гранит-порфиров вдоль контура гранитного массива

Условные обозначения те же, что и на фиг. 37

дацитовой – трахидацитовой толщи, а также на более поздний протрузивный его подъем к земной поверхности.

Форма гранитного массива отчетливо круговая. Особенно наглядно это видно на космических снимках. На них, помимо ранее установленных общих контуров массива [16, 27], выступает ряд деталей, имеющих большое значение для определения объемной фигуры массива. В частности, на снимке дешифрируются останцы кровли массива. Наблюдения над ними в юго-западной части массива показали приуроченность останцев к пологим провесам кровли. В то же время выходы контактной поверхности наблюдаются на близких гипсометрических уровнях, что в целом для массива свидетельствует о ее пологом залегании.

Выше было отмечено, что массив испытал послеинтрузивный относительный подъем к поверхности, однако имеются основания утверждать, что эти перемещения не изменили контура массива и происходили вдоль продолжения контактовой поверхности в вышележащих толщах. Так, у северного края массива в эндоконтактовой краевой зоне мощностью 100–500 м наблюдаются многочисленные выходы роговиков, сильно измененных андезитовых порфиритов. В плане они дают линейные или серпообразные формы и ориентированы параллельно границе массива. Контакты роговиков с гранитами крутые, поэтому объемную их форму можно представить в виде узких изогнутых клиньев. Они неизвестны за пределами эндоконтактовой зоны массива и, по-видимому, являются останцами пород обрамления, возникшими при формировании магматической камеры в ее краевых частях, и сцементированными внедрившимися расплавами.

В юго-западной части массива его краевые участки перекрыты останцами кровли. Местами роговики в кровле массива пронизаны вертикальными дайками, следующими контуру массива в вышележащих толщах (фиг. 38). Все это указывает на первичный круговой контур массива и его крутые боковые ограничения, а также на существование в кровле массива круговой трещинной зоны, являющейся продолжением его боковой поверхности.

Таким образом, объемная форма Хан-Богдинского массива может быть определена как круговой хонолит, т.е. типичная форма интрузий в центральных магматических комплексах типа шотландских или нигерийских. Подобные интрузии, как известно [73, 79], возникают в связи с развитием конкретных вулканических центров. Близкие результаты о пространственной форме Хан-Богдинского массива были получены на основе геофизических исследований [16].

Можно отметить еще одну особенность становления массива, общую с режимом формирования субвулканических интрузий. В строении останцов кровли

массива участвуют пластовые интрузии гранит-порфиров, приуроченные к трещинам, параллельным его поверхности. Они указывают, очевидно, на режим нисходящих растягивающих усилий в период становления интрузива. Этот режим способствовал возникновению пологих трещин отрыва и их заполнению поднимающимися расплавами. Подобный режим господствовал и во время формирования верхних горизонтов вулканогенных толщ, благодаря чему возникли пластовые субвулканические тела.

Таким образом, комплекс геологических данных свидетельствует о формировании гранитов Хан-Богдинского массива и верхнепалеозойских вулканогенных образований в его окружении в течение времени реализации единых условий структурно-магматических процессов. Развитие вулканогенных образований было связано с единым вулканическим центром. На заключительных этапах вулканической деятельности было извергнуто около 2000-2400 км^3 кислых лав, причем вероятной областью их аккумуляции являлась структурная депрессия.

Режим нисходящих движений, обусловивший появление депрессии, распространился на все нижележащие горизонты коры, расположенные над глубинным магматическим очагом. В результате этих движений, помимо депрессии, возникли трещины и полости отслаивания, при заполнении которых магматическими расплавами образовались пластовые интрузии и хонолитоподобные массивы. В связи с этим интересно отметить, что количества изверженных на дневную поверхность кислых вулканитов хватило бы на построение массива, равного по площади Хан-Богдинскому, с мощностью гранитов около 2,5-3 км.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ АССОЦИАЦИЙ ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ

Формирование верхнепалеозойского вулканического пояса на территории Южной Монголии завершило развитие герцинской складчатой системы, на поздних стадиях которого сформировались мощные молассовые толщи. Молассовые образования, подстилающие вулканиты в районах Цохиотуин-Хид, сомона Хан-Богд и в других участках вулканического пояса [11, 39, 42], по-видимому, имеют региональное распространение.

В строении вулканогенных образований нижние горизонты представлены сериями покровов основного и среднего состава, охарактеризованными флорой нижнего и среднего карбона. Они слагают мощный чехол, выдержанный на больших площадях, и установлены в пределах вулканических полей районов Цохиотуин-Хид, Улугей-Хид, сомонов Хан-Богд, Баян-обо, а также широко распространены между названными районами. Порфиритовые толщи господствуют в строении нижних горизонтов вулканогенных образований и в западной части вулканического пояса – в районе хребтов Тост и Ноен и в Заалтайской Гоби, однако наряду с основными вулканитами здесь отмечаются более кислые породы. Последние слагают крупные линзы и, вероятно, связаны с деятельностью изолированных вулканических аппаратов.

Внутри порфиритовых толщ центры вулканических излияний не выявляются, составы пород выдержаны на значительных площадях, поэтому естественно предположить, что формирование вулканитов происходило через продольные по отношению к вулканическому поясу трещинные каналы извержений.

Порфиритовые толщи служат основанием для более молодых вулканогенных образований, характерными особенностями строения которых являются чередование в разрезах контрастных по составу пород и изменчивость составов вулканических продуктов по простиранию. Этих образований много в западной части вулканического пояса, где они прослеживаются в строении практически всех вулканических полей и, по-видимому, имеют региональное распространение. В центральных участках вулканического пояса эти образования сосредоточены преимущественно в изолированных полях – Хан-Богдинском, Ихе-Шанхайском, Номгонском. В пределах каждого конкретного поля состав вулканитов и строение разрезов устойчивы, однако по сравнению с другими полями наблюдаются существенные отличия. По-видимому, в этой части вулканического пояса формирование его верхних толщ было связано с деятельностью пространственно разобщенных вулканических центров.

Различия в особенностях распространения вулканогенных образований в пределах пояса отражают его продольную неоднородность и позволяют разделить пояс на две части, граница между которыми может быть проведена в районе горы Далан-Дзадагад. Местоположение этой границы можно связать с известными крупными тектоническими структурами Монголии. Там, она совпадает с южным продолжением субмеридиональной границы между мезозойскими структурами зон активизации и ревизации [43] и, кроме того, укладывается в пределы зоны крупнейшего тектонического элемента Азиатского материка, выделенного Л.П. Резвым [48] под названием Великий геораздел Азии.

В строении рассмотренных вулканогенных ассоциаций главные типы вулканогенных образований представлены основными и кислыми породами, тогда как промежуточные по составу породы распространены сравнительно ограниченно

и не во всех ассоциациях. Петрографические данные свидетельствуют о формировании вулканитов из перегретых расплавов и об их кристаллизации в поверхностных или близповерхностных условиях.

Основные и средние вулканиты обычно образуют лавовые покровы, реже встречаются в виде агломератов и туфов. Распределение этих пород в структуре ассоциации хребтов Ноен и Тост свидетельствует об их принадлежности к вулканическим постройкам центрального типа, которые выделяются в покровных образованиях в форме крупных лавовых линз. С центральными участками построек связаны жерловые образования: некки, агломераты и вулканические брекчии. На флангах вулканов появляются туфы и туфогенные породы, переслаивающиеся с редкими лавовыми покровами. Глубинные уровни корневых систем основных вулканитов представлены дайками, что указывает на трещинный контроль вулканических центров.

Среди кислых вулканогенных образований преобладают вулканокластические разности – туфы, спекшиеся туфы и игнимбриты. Лавы менее характерны и обнаруживаются обычно в виде малопротяженных, быстро выклинивающихся экструзивных залежей. Кислые вулканиты местами образуют скопления, которые по комплексу геологических характеристик можно связать с вулканическими структурами обрушения. Подобные структуры были выделены в строении вулканогенной ассоциации хребтов Ноен и Тост. По-видимому, они сыграли большую роль и в строении ассоциаций хр. Ихе-Шанхай и сомона Хан-Богд, в которых кислые вулканиты обладают большой мощностью, однако ограничены в своем распространении совместными границами ассоциаций и за их пределами неизвестны.

Распределение вулканических построек, сложенных кислыми породами экструзивных куполов и соответствующих им корневых образований, подчинено продольным по отношению к поясу линейным трещинным структурам.

Соотношения между породами различного состава, участвующими в строении ассоциаций, свидетельствуют об их близкоодновременном формировании. В покровном залегании они не разделены поверхностями размыва или несогласий, между ними отсутствуют разделяющие пачки терригенных пород. Более того, однородные по составу вулканиты из разных горизонтов разреза, разделенные пачками пород иного состава, близки между собой по петрографическим и петрохимическим особенностям, по построению частных резрезов, морфологии и структуре покровов. Подобные соотношения устанавливаются для базальтовых покровов и трахилипаритовых вулканитов толщи контрастных вулканитов района хребтов Ноен и Тост, дацитов и андезито-дацитов, подстилающих и перекрывающих липаритовые игнимбриты в хр. Ихе-Шанхай, а также для основных и кислых вулканитов района сомона Хан-Богд. Все это говорит о возрастной близости различных по составу вулканитов. Вместе с тем главные черты распространения вулканитов того или иного состава в виде серий покровов указывают на этапность вулканических процессов и на ведущую роль извержений одного какого-либо состава в определенные периоды времени.

Аналогичная этапность устанавливается и по отношению к корневым структурам – дайкам, штокам и т.д. Среди них выделяются группы тел, однородных по составу и набору соотношений с покровными образованиями и другими группами интрузий. Как правило, подобные однородные группы интрузивных тел можно сопоставить с вулканитами определенного состава, занимающими конкретное положение в разрезе. Это дает основание говорить, что формирование серий однородных по составу пород отвечает определенным этапам структурно-магматической активности, в процессе которых происходит заложение магматических каналов и внедрение вдоль них магматических расплавов.

Корневые структуры, питавшие в прошлом вулканическую деятельность, представлены многочисленными субвулканическими и гипабиссальными интрузивными телами, указывающими не только на пути подъема расплавов к земной поверхности, но и на размещение промежуточных магматических камер. Эти интрузии разнообразны по форме и условиям залегания, они нередко связаны взаимными переходами и образуют сложносопряженные системы интрузивных

образований. В их строении дайки обычно группируются в пояса. Количество и размеры даек уменьшаются к верхним горизонтам вмещающих толщ, и для каждой группы тел того или иного состава устанавливается верхний предел распространения в стратиграфическом разрезе. Этот критический уровень, как правило, отвечает верхней границе вулканических толщ, близких по составу породам интрузий. Интрузии, следовательно, можно рассматривать в качестве выводящих зон соответствующих вулканитов. На это, в частности, указывают и наблюдаемые переходы магматического вещества из каналов извержений (дайковых тел) в покровы.

Пластовые залежи, как правило, обнаруживаются в верхних частях интрузивного "древа" и связаны с дайками взаимными переходами. Реконструкция условий их внедрения позволяет оценить глубины формирования в десятки, первые сотни метров.

Глубинные уровни интрузивных систем представлены крупными массивами полнокристаллических пород. Эти массивы связаны с дайками непрерывными переходами и сосредоточены в пределах тех же магмовыводящих структур. В большинстве случаев отвечающие этим массивам интрузивные тела представлены хонолитами, в плане округлыми или вытянутыми вдоль крупных разломов. Такие интрузивные тела обладают плоской слабовыпуклой куполообразной поверхностью верхнего контакта, они формировались на глубинах 2–3 км. Комплекс геологических соотношений между покровами, субвулканическими и гипабиссальными интрузиями указывает, что момент становления массивов лежит внутри хронологического интервала образования вулканогенной ассоциации.

В строении вулканических полей интрузии приурочены к центральным участкам вулканических структур и сопровождаются кольцевыми дайками. Такие интрузии появляются на заключительных стадиях вулканического процесса и, начиная с описаний Бейли [69], известны в литературе как интрузии центрального типа, связанные с вулканической деятельностью. Рассмотренные нами интрузии также возникли на заключительных фазах верхнепалеозойской вулканической деятельности и по времени становления соответствуют извержениям больших объемов кислых вулканитов. Объем интрузивных образований, однако, либо явно меньше объема вулканитов, либо сопоставим с ними. Все это позволяет рассматривать интрузии как элемент системы взаимосвязанных интрузивных тел, выполняющих роль периферического резервуара.

Отмеченные наиболее общие особенности строения верхнепалеозойских вулканических полей Южной Монголии позволяют определить их во всем наборе взаимосвязанных образований как вулканогенные (порожденные вулканическим процессом) ассоциаций.

Сравнительный анализ вулканогенных ассоциаций различных районов выявляет значительные различия между ними как в построении разрезов, так и в петрографическом облике пород и особенностях их пространственного распределения. Наиболее наглядно это проявляется при сопоставлении вулканогенных ассоциаций центрального участка вулканического пояса. Здесь ассоциации пород, свойственные тому или иному району, за его пределами неизвестны и характеризуются локальным распространением, связанным, по-видимому, с определенными вулканическими структурами. Ареал распространения покровных образований ограничивает и выходы связанных с ними многочисленных и разнообразных субвулканических интрузий. Поэтому подобные интрузии отсутствуют в выступах фундамента, обрамляющих поля вулканитов. Таким образом, устанавливается тесная пространственная зависимость в распределении покровных и интрузивных образований, свидетельствующая о приуроченности древних вулканических центров к сравнительно небольшим участкам, в которых в процессе развития вулканизма происходили относительные опускания фундамента. За пределами рассмотренных ассоциаций комплексы разнообразных по составу многочисленных субвулканических образований неизвестны. Это исключает возможность широкого распространения сходных ассоциаций в центральных участках пояса. Они, следовательно, были ограничены несколькими разобщенными вулканичес-

ками массивами. Учитывая различия в строении разрезов и составе пород из разных ассоциаций, можно связать развитие рассмотренных сложно построенных ассоциаций с отдельными магматическими очагами, различавшимися динамикой развития магм. Этот вывод справедлив и в отношении западных участков вулканического пояса, где в строении разрезов устанавливаются значительные латеральные вариации и существуют такие же связи в распределении покровных и интрузивных образований.

Очаговая природа сложнопостроенных вулканогенных ассоциаций имеет большое значение для познания механизма их образования. Эти ассоциации пространственно ограничены и ни одна из составных частей разреза не может рассматриваться как имеющая региональное распространение. Вулканиты ассоциаций связаны местом, временем и единой структурной позицией. Они развивались в участках вулканического пояса с устойчивой тенденцией к погружению. Это способствовало возникновению вулканических депрессионных структур, а также многочисленных пластовых и хонолитоподобных интрузивных тел. Благодаря этому в современной структуре вулканического пояса сложнопостроенные вулканогенные ассоциации приурочены к вулкано-тектоническим депрессиям, в пределах которых выходы фундамента практически неизвестны. Все это свидетельствует о том, что рассмотренные сложнопостроенные ассоциации являются продуктом единого структурно-магматического процесса. Таким образом, изложенные данные приводят нас к представлению о генетическом единстве всех пород сложнопостроенных вулканогенных ассоциаций, их формировании в особых участках земной поверхности с устойчивой тенденцией к прогибаниям над глубинными магматическими очагами.

ХИМИЗМ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Сведения о химизме верхнепалеозойских вулканогенных образований Южной Монголии в настоящее время ограничены немногими определениями состава пород, проведенными при разнообразных тематических исследованиях на этой территории [3, 11, 16]. Наряду с результатами, полученными нашими работами, эти данные можно использовать лишь для самой общей характеристики химизма вулканитов пояса. Более перспективным представляется использование имеющихся данных для сравнительного изучения различных вулканогенных ассоциаций на основе сопоставления составов пород в последовательности их появления в разрезах вулканогенных ассоциаций. Подобный анализ позволит наметить общие закономерности эволюции магмы в процессе развития пояса.

Вулканогенная ассоциация хребтов Ноен и Тост

В строении ассоциации вулканогенные образования подразделяются на ряд толщ, различающихся петрографическим составом пород и положением их в разрезе. Наблюдаемые между ними соотношения свидетельствуют о тесных пространственно-временных связях между толщами, что указывает на их принадлежность к единой магматической серии и, кроме того, позволяет рассматривать совокупность магматических продуктов как результат единой глубинной магматической системы.

Выводы, полученные на основе геологического изучения ассоциации, хорошо согласуются с петро- и геохимическими данными. В частности, выделенные толщи различаются составами пород (табл. 1), вследствие чего в петрохимических координатах каждая толща представлена более или менее обособленной группой фигуративных точек. С другой стороны, эти группы частично перекрывают друг друга. Общая совокупность фигуративных точек на диаграммах образует линейно-вытянутые рои, свидетельствующие о преемственности изменений составов, а также о единых законах, управляющих соотношениями между петрогенными элементами.

Результаты химических анализов позволяют отнести всю совокупность вулканитов ассоциации к серии щелочноземельных магматических образований. Для них характерен сравнительно низкий уровень щелочности, причем практически во всем диапазоне составов Na_2O преобладает над K_2O.

На диаграмме А.Н. Заварицкого (фиг. 39) фигуративные точки пород ассоциации образуют рой, расположенный между вариационными линиями Пеле и Йеллоустонского парка. В диапазоне основных – умереннокислых составов породы характеризуются относительными содержаниями Al_2O_3, близкими к его насыщению. Кислые породы, как правило, пересыщены Al_2O_3.

На диаграмме *Alk* – Fe–Mg (фиг. 40) фигуративные точки составов пород распределились вдоль монотонно изменяющейся вариационной линии, близкой к линиям составов пород ассоциаций Крейтер-Лейк и горы Маунт-Шаста [43]. Размещение точек на диаграмме указывает на близкую к постоянной пропорцию между относительными содержаниями Mg и Fe. Тем не менее можно отметить незначительное возрастание доли Fe в процессе развития ассоциации. Оно выразилось в смещении фигуративных точек составов пород толщи контрастных вулканитов в сторону линии *Alk* – Fe. Важно подчеркнуть, что относительное

Таблица 1

Химические составы изверженных пород вулканогенной ассоциации хребтов Ноен и Тост

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	62,70	56,70	57,00	61,73	55,66	72,40	71,20
TiO_2	0,85	0,74	0,74	1,03	0,94	0,43	0,41
Al_2O_3	15,80	18,00	18,00	16,00	17,10	13,60	14,80
Fe_2O_3	3,12	2,83	5,24	3,37	3,61	1,39	1,69
FeO	2,55	4,24	3,02	3,45	3,95	1,09	1,09
MnO	0,13	0,16	0,12	0,12	0,13	0,06	0,09
MgO	2,76	4,47	5,60	2,51	4,91	0,96	0,96
CaO	3,69	3,70	4,63	3,18	5,37	0,90	1,70
Na_2O	4,52	3,51	3,08	4,48	3,55	5,27	3,82
K_2O	2,01	1,90	0,57	1,95	0,29	2,19	2,47
H_2O	2,00	3,68	2,24	1,34	2,52	1,16	1,02
Li_2O	0,003	–	–	–	–	0,003	0,007
Pb_2O	0,01	–	–	–	–	0,01	0,01
			Нормативные составы				
Or	11,69	11,13	6,68	11,13	1,11	12,80	14,47
Ab	38,27	29,36	26,22	37,75	29,34	44,57	31,98
Q	16,11	11,89	13,93	15,20	13,73	29,64	34,50
D	66,1	52,4	46,8	64,0	44,2	87,0	80,9
			Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому				
s	79	66	65	72	66	87	88
a	7	10	8	13	8	8	6
b	12	19	21	11	19	4	4
c	2	5	6	4	7	1	2
c'	23	–	45	–	–	8	2
m'	42	41	34	37	46	46	47
f'	35	34	80	53	38	46	51
a'	–	25	21	10	16	–	–

8	9	10	11	12	13	14	15
73,90	75,50	74,05	77,05	74,80	72,20	71,80	74,80
0,36	0,26	0,34	0,18	0,35	0,46	0,60	0,30
13,80	12,60	13,60	12,80	12,60	13,60	13,20	13,00
0,87	0,74	1,25	0,91	0,82	0,88	1,42	0,55
0,84	0,73	1,17	0,58	1,24	1,82	2,19	1,13
0,07	0,07	0,08	0,04	0,07	0,08	0,14	0,08
0,64	0,24	0,71	0,36	0,72	0,82	0,92	0,31
1,10	0,70	0,99	0,65	0,50	1,13	1,71	0,43
4,11	2,77	5,18	2,77	4,52	5,18	5,43	5,01
2,82	4,86	2,13	3,38	3,32	2,53	1,10	3,57
1,38	1,16	1,14	1,00	0,94	0,88	1,34	0,76
0,007	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,00
0,013	0,025	0,010	0,013	0,013	0,010	0,007	0,017
			Нормативные составы				
16,70	28,38	12,24	20,03	19,48	15,03	6,12	21,15
34,60	23,10	43,52	23,07	38,27	43,52	46,14	42,47
35,46	45,16	32,46	46,41	32,94	27,72	29,82	29,64
86,8	96,6	88,2	89,7	90,7	86,3	82,1	93,3
			Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому				
89	90	88	90	89	87	86	89
7	7	7	6	7	8	7	9
3	2	3	3	3	4	6	2
1	1	1	1	1	1	1	1
3	–	9	–	–	15	20	18
46	24	38	20	44	33	29	23
51	60	53	30	56	52	51	59
–	16	–	50	–	–	–	–

Таблица 1 (продолжение)

Компоненты	16	17	18	19	20	21	22
SiO_2	73,00	76,30	77,08	73,60	72,54	73,46	59,70
TiO_2	0,34	0,15	0,08	0,47	0,27	0,43	0,89
Al_2O_3	14,00	12,60	11,80	14,00	13,80	12,90	17,60
Fe_2O_3	1,02	0,76	0,20	1,29	1,34	0,69	3,23
FeO	1,06	0,80	1,08	0,64	1,26	1,00	2,85
MnO	0,08	0,04	0,03	0,03	0,07	0,04	0,13
MgO	0,31	0,24	0,54	0,20	0,10	0,20	2,08
CaO	0,71	0,30	0,50	0,71	0,71	0,51	4,50
Na_2O	5,52	3,60	2,67	5,43	5,25	7,55	4,04
K_2O	3,06	4,98	5,28	3,25	3,58	2,22	2,88
H_2O	0,90	0,56	0,38	0,62	0,95	0,44	1,42
Li_2O	0,001	0,002	–	0,001	–	–	0,007
Rb_2O	0,015	0,021	–	0,013	–	–	0,013
			Нормативные составы				
Or	17,81	29,50	31,16	18,92	16,70	21,15	25,60
Ab	46,60	30,41	23,07	45,61	37,08	44,04	41,90
Q	26,88	34,92	37,78	28,02	11,71	25,80	23,00
D	91,4	94,8	92,0	92,6	65,5	90,8	90,5
			Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому				
s	88	90	83	89	80	66	78
a	9	8	13	9	16	10	7
b	2	2	3	2	3	19	12
c	1	0,3	1	0,6	1	5	3
c'	14	–	–	19	2	–	27
m'	23	24	31	19	9	41	33
f'	63	68	36	62	89	34	40
a'	8	–	33	–	–	25	–

23	24	25	26	27	28	29
58,20	66,30	62,10	72,46	69,20	63,00	68,70
0,86	0,94	0,95	0,32	0,42	0,78	0,65
16,20	14,70	16,00	14,40	14,00	16,10	14,60
3,76	2,27	3,30	1,54	2,11	2,66	2,51
3,50	2,32	1,75	0,79	1,39	2,74	1,61
0,14	0,13	0,16	0,07	0,09	0,11	0,08
3,68	1,33	1,60	0,83	1,02	2,25	1,02
5,30	2,13	2,70	0,75	1,50	5,12	1,50
3,31	4,35	5,18	5,80	5,43	3,52	5,43
2,47	4,09	4,70	2,83	3,19	2,36	3,32
1,68	1,50	1,42	0,38	1,02	1,76	1,10
0,007	0,003	0,005	-	0,002	0,005	0,003
0,018	0,018	0,022	-	0,012	0,012	0,014
			Нормативные составы			
14,47	23,93	27,83	16,70	18,92	13,91	19,48
27,80	36,70	43,52	49,28	45,61	29,89	45,61
14,52	18,36	7,21	24,24	20,88	18,72	19,93
56,8	79,0	78,6	90,2	85,4	62,5	85,0
			Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому			
77	83	80	79	85	79	84
6	8	10	16	9	6	9
13	8	9	3	6	12	6
3	1	1	1	0,7	3	0,7
26	22	30	-	23	32	21
30	32	33	37	33	34	31
43	46	37	52	44	34	48
-	-	-	1	-	-	-

Таблица 1 (продолжение)

Компоненты	30	31	32	33	34	35	36	37
SiO	69,77	63,50	63,26	64,50	69,80	51,50	47,90	49,40
TiO_2	0,58	0,85	0,85	0,51	0,40	1,08	1,37	1,26
Al_2O_3	14,00	15,80	15,40	15,00	14,00	17,80	16,40	18,40
Fe_2O_3	1,18	2,58	4,54	2,75	2,12	3,35	4,86	7,39
FeO	1,87	3,02	2,15	3,70	0,79	6,35	7,37	3,07
MnO	0,15	0,13	0,09	0,08	0,08	0,18	0,21	0,19
MgO	1,08	2,46	2,16	2,45	2,16	4,48	6,48	5,01
CaO	1,10	2,97	0,92	0,78	1,70	9,56	7,89	8,10
Na_2O	6,04	4,96	5,65	5,00	4,63	2,65	3,31	3,74
K_2O	2,78	2,56	3,10	2,84	3,46	1,44	0,83	1,33
H_2O	0,62	0,76	1,88	2,02	1,04	1,32	2,66	2,14
Li_2O	–	–	–	–	–	0,007	0,007	0,005
Rb_2O	–	–	–	–	–	0,01	0,006	0,008
Нормативные составы								
Or	16,70	15,58	17,81	16,70	20,03	8,35	5,00	7,79
Ab	50,80	41,94	47,19	41,94	38,80	22,55	28,31	31,46
Q	18,80	12,49	12,31	16,52	22,71	2,76	–	0,30
D	86,3	70,0	77,2	75,1	81,50	33,7	33,3	39,6
Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому								
s	77	72	72	72	77	66	62	66
a	18	15	16	15	15	4	5	6
b	5	10	11	12	6	25	30	24
c	0,7	3	1	1	2	5	4	4
a'	–	13	23	–	–	–	–	–

38	39	40	41	42	43	44	45
50,60	56,60	51,50	48,10	77,55	71,80	76,30	73,30
1,60	0,89	1,05	1,03	0,18	0,58	0,20	0,44
16,60	17,20	17,20	18,00	11,40	13,00	11,60	13,20
6,88	3,21	4,33	3,94	0,99	3,31	1,29	1,37
2,90	4,31	5,51	5,55	0,73	0,44	0,73	1,24
0,15	0,18	0,15	0,17	0,05	0,08	0,02	0,09
5,62	3,58	4,96	5,52	0,20	0,72	0,40	0,71
8,10	6,40	8,50	9,10	0,50	0,20	0,20	0,71
3,82	3,45	2,83	3,60	3,83	3,74	3,74	4,19
0,94	1,95	1,24	1,22	4,36	3,00	4,91	3,38
2,48	2,40	1,66	2,70	0,58	2,28	0,22	1,16
0,005	0,004	0,007	0,012	0,007	0,007	0,005	0,002
0,008	0,008	0,01	0,009	0,018	0,013	0,018	0,015

Нормативные составы

5,57	11,13	7,24	7,24	25,60	17,81	28,94	20,03
31,98	28,84	23,59	30,41	32,51	31,46	31,46	35,13
2,46	9,37	4,44	-	37,26	35,64	34,80	32,94
40,0	49,3	35,3	37,7	95,4	84,9	95,2	88,1

Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому

66	73	67	65	90	87	90	88
5	6	4	6	8	7	8	7
25	18	25	25	2	6	2	3
4	4	4	4	0,1	1	0,1	1
-	-	-	-	-	-	-	-

Таблица 1 (окончание)

Компоненты	46	47	48	49	50	51
SiO_2	76,36	70,50	72,86	68,20	77,06	76,60
TiO_2	0,28	0,23	0,16	0,43	0,11	0,22
Al_2O_3	11,90	14,50	13,20	14,40	12,10	12,20
Fe_2O_3	1,89	2,06	1,14	2,03	0,49	0,42
FeO	1,18	0,72	1,44	1,72	0,57	0,66
MnO	0,13	0,06	0,07	0,07	0,05	0,04
MgO	0,34	0,34	0,20	1,87	0,25	0,51
CaO	0,25	0,07	0,14	1,06	0,32	0,43
Na_2O	3,02	4,32	6,44	5,40	4,34	4,04
K_2O	4,20	3,95	4,14	4,20	4,15	3,95
H_2O	0,30	0,42	0,32	0,64	0,30	0,72
Li_2O	–	–	–	–	–	0,002
Rb_2O	–	–	–	–	–	0,015
			Нормативные составы			
Or	24,50	22,80	24,50	24,49	24,50	22,82
Ab	22,00	52,90	44,50	45,09	35,70	34,08
Q	43,40	14,80	21,70	15,31	35,30	39,00
D	89,9	90,5	90,7	84,9	95,5	95,9
			Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому			
s	83	78	79	75	84	87
a	11	19	18	17	15	7
b	5	1	2	7	1	5
c	1	2	1	1	0,3	0,5
a'	–	–	–	–	9	0,5

Таблица 1 (объяснение)

Толща андезитовых порфиритов: 1 – район высоты 2106; 2–3 – район горы Денгийн-нуру; 4–5 – андезитовые порфириты, хр. Тост.

Толща липаритовых туфов: 6–11 – спекшиеся туфы, игнимбриты, отобранные вниз по разрезу, хр. Ноен; 12 – липаритовый порфир, дайка, там же; 13 – фельзит-порфир, пластовая интрузия, высота 2106,0; 14 – то же, район Дурбелджин-булак; 15 – сферолитовый липарит, пластовая залежь, гора Регина; 16–17 – игнимбриты, гора Регина; 18 – флюидальный липарит, дайка, хр. Ноен; 19 – игнимбриты, гора Хаирхан-ула; 20–21 – спекшиеся туфы, район горы Денгийн-нуру.

Толща контрастных вулканитов, пачка андезито-дацитов – липарито-дацитов: 22 – андезито-дацит, покров к западу от сомона Ноен; 23–25 – дацитовые игнимбриты, там же; 26 – флюидальный липарито-дацит, там же; 27 – флюидальный липарито-дацит, покров, там же; 28 – андезито-дацит, покров, к югу от сомона Ноен; 29 – дацит, покров западнее сомона Ноен; 30 – дацитовый игнимбрит, район к. Думба-худук; 31–34 – игнимбриты, гора Хаирхан-ула; пачка базальтов: 35–38 – базальты покровов, хр. Ноен, к западу от высоты 2235,0; 39 – андезит, покров, южнее горы Регина; 40–41 – базальты, дайки, хр. Тост; пачка трахилипаритов: 42–44 – трахилипариты экструзий, хр. Ноен, высота 2235,0; 45 – трахилипарит, покров, район Дурбелджин-булак; 46–47 – трахилипариты, покровы, хр. Тост, гора Хашату-ула.

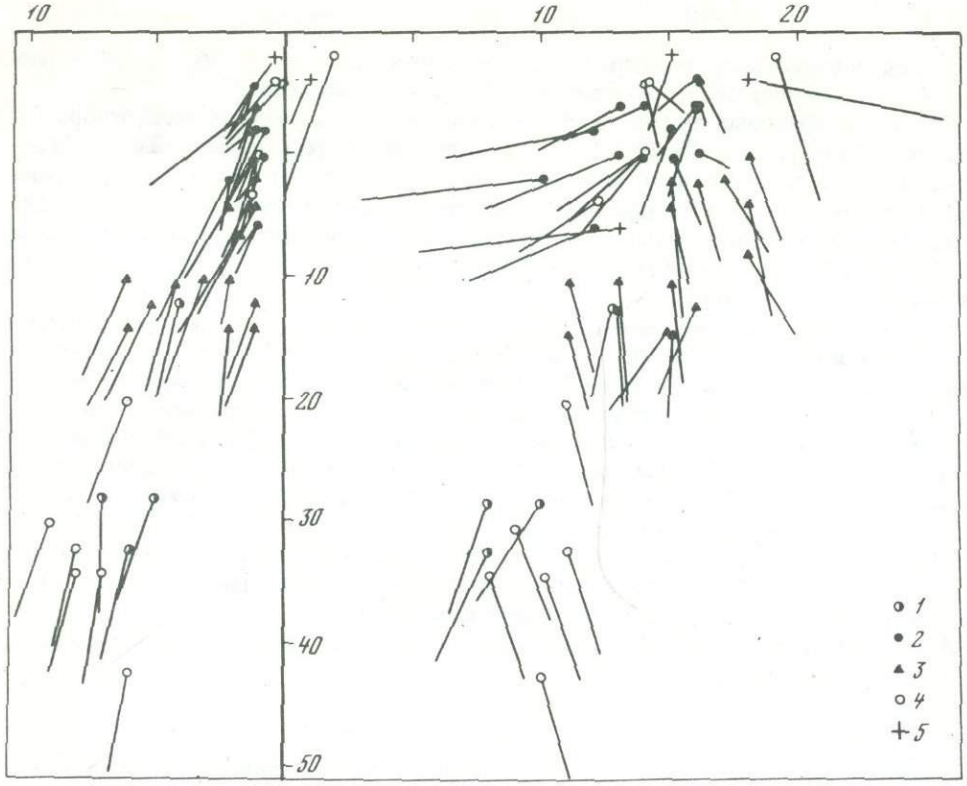
Массивы: 48–49 – граниты, массив Тахилга-оба; 50–51 – граниты, массив к югу от сомона Ноен.

обогащение Fe происходит как в основных, так и в кислых породах толщи. Более наглядно это отражено на графике MgO–Fe (фиг. 41).

Анализ распределения составов пород на диаграмме $Ab-Or-Q$ обычно нацелен не выяснение поведения той или иной серии пород относительно гранитной эвтектики и в конечном итоге позволяет судить, отвечает ли развитие серии закону кристаллизационной дифференциации. Фигуративные точки составов распределились на этой диаграмме в пределах полосы, пересекающей поля кристаллизации альбита и кварца (см. фиг. 40). Практически для всей серии пород устанавливается высокое относительное содержание альбитовой составляющей. *Обогащение пород калием отмечается главным образом в кислых вулканитах* верхней толщи, а также в породах субвулканических и гипабиссальных интрузий.

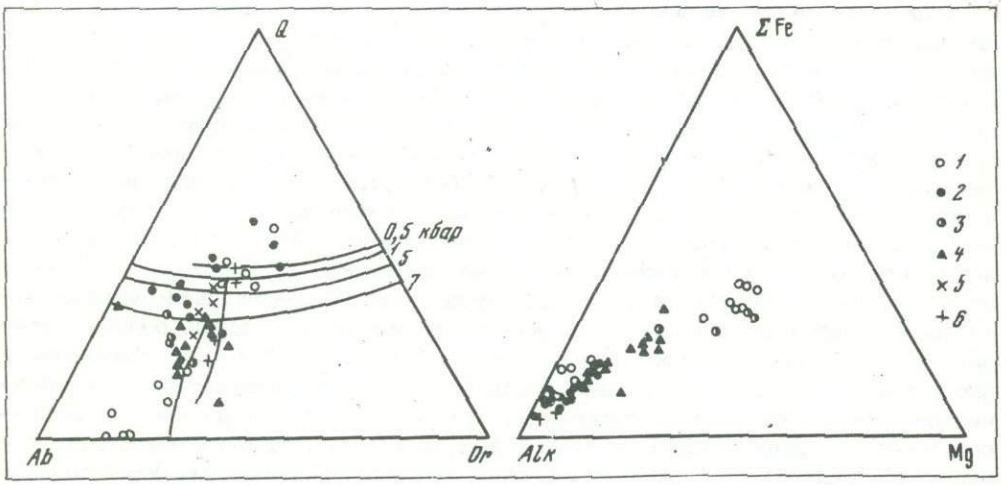
Если рассмотреть распределение фигуративных точек в зависимости от степени раскристаллизации пород, то можно отметить следующее. Полнокристаллические породы – граниты и граносиениты, формирующиеся в обстановке медленного снижения температур и равновесной кристаллизации, характеризуются составами, фигуративные точки которых укладываются вдоль осевой линии полевошпатового трога и вблизи тройной эвтектики. Выбранные котектические линии отвечают $P_{H_2O} = 500-1000$ бар, т.е. условиям давления, свойственным глубинам 2–4 км. Именно на таких глубинах, по геологическим данным, раскристаллизовались массивы гранитоидов. Субвулканические интрузии кристаллизуются в неравновесных условиях, в связи с чем они характеризуются порфировидным обликом пород, а также стекловатыми закаленными эндоконтактами. На диаграмме составы этих пород хотя и вытянуты вдоль полевошпатового трога, однако склоняются от него в сторону альбитового поля. Вулканические породы ассоциации, как правило, стекловатые, содержат скелетные кристаллические вкрапленники и характеризуются иными признаками быстрой неравновесной кристаллизации в условиях земной поверхности из жидких расплавов. Размещение на диаграмме фигуративных точек составов вулканических пород определяется значительным разбросом, свидетельствующим о широких вариациях относительных содержаний компонентов в изливающихся расплавах.

Подобное поведение составов пород относительно степени их раскристаллизации отражает реакцию породообразующих расплавов на изменения внешних



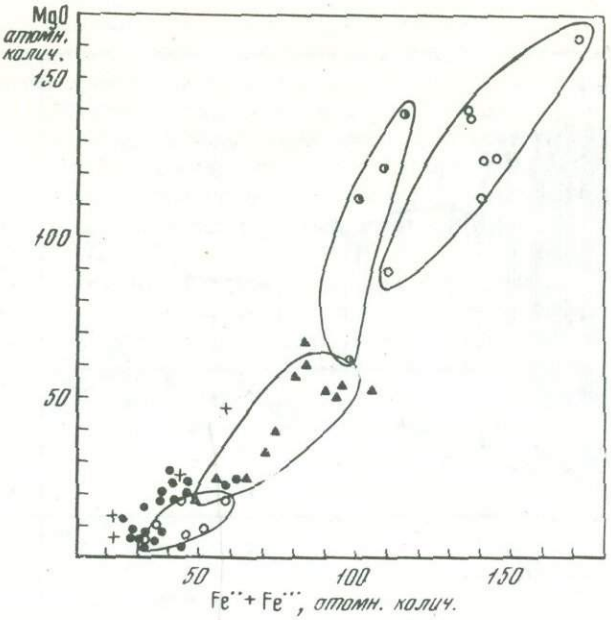
Ф и г. 39. Петрохимическая диаграмма изверженных пород хребтов Ноен и Тост

Фигуративные точки пород: *1* – порфиритовой толщи; *2* – толщи липаритовых туфов; *3, 4* – толщи контрастных вулканитов: *3* – андезиты, андезито-дациты, дациты; *4* – базальты, липариты, трахилипариты; *5* – граниты



Ф и г. 40. Петрохимические диаграммы ($Ab–Or–Q$ и $Alk–Mg–(Fe^{2+}+Fe^{3+})$ хребтов Ноен и Тост

1–4 – вулканиты; *5* – породы субвулканических интрузий; *6* – граниты



Ф и г. 41. Вариационная диаграмма MgO–$(Fe^{2+} + Fe^{3+})$ изверженных пород хребтов Ноен и Тост

Условные обозначения те же, что и на фиг. 39

условий. При этом широкие вариации содержаний компонентов в эффузивах близкого состава, по-видимому, связаны с особенностями поведения этих элементов в расплавах глубинных магматических очагов. При равновесной или близкой к равновесной потере тепла, свойственной магмам, внедрившимся в высокие уровни коры, происходит выравнивание составов до котектических и эвтектических в результате их постепенного приспосабливания к изменяющимся условиям.

Для выяснения особенностей поведения породообразующих окислов в породах различного состава были выполнены вариационные диаграммы породообразующий окисел – дифференциационный индекс ($Д$). Последний определяется как мера основности пород [81] и является суммой нормативных Ab, Or, Q (фиг. 42).

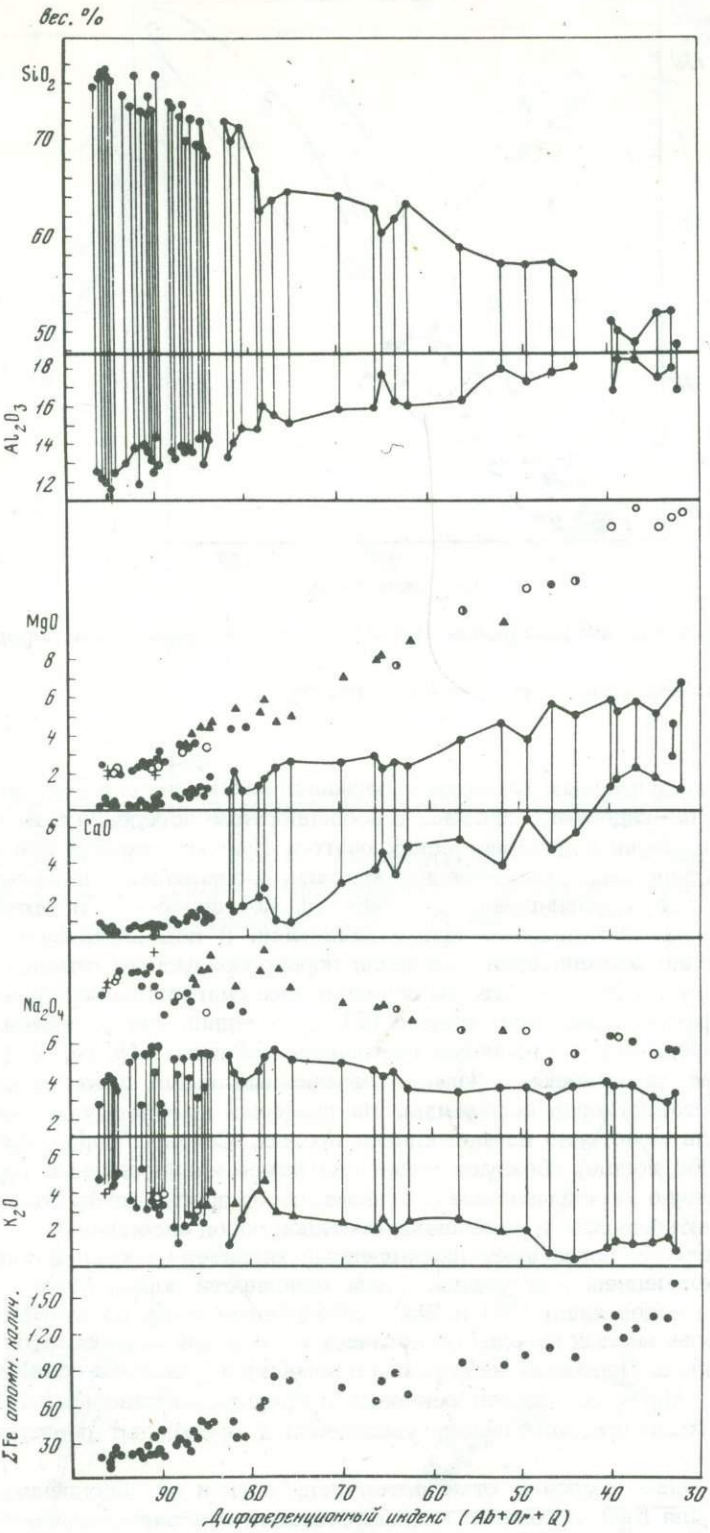
Построенные диаграммы отражают отмеченный выше факт закономерного изменения составов пород ассоциации. На графиках фигуративные точки укладываются вдоль монотонно изменяющихся кривых. Составы пород, принадлежащих какой-либо толще, образуют более или менее изолированные группы, тем не менее частично перекрываемые составами пород других толщ. Этим устанавливается преемственность в изменениях составов пород ассоциации.

Анализ диаграмм показывает направленный характер изменения концентраций окислов с увеличением или уменьшением основности пород. Можно отметить, что изменения содержаний CaO и MgO наблюдаются лишь до значений $Д = 85$, тогда как в более кислых породах их количество минимально и остается более или менее постоянным. Подобным же образом с величиной $Д$ связана концентрация Fe.

Количество Al_2O_3 в области основных и средних составов более или менее постоянно, и лишь при дальнейшем увеличении $Д$ происходит последовательное его сокращение.

В распределении щелочей отмечается тенденция к их накоплению с ростом величины $Д$. Для K_2O в области кислых составов эта зависимость становится более сильной.

Сопоставление построенных графиков выявляет зависимость отдельных петрогенных окислов относительно содержания некоторых других окислов. Например, при сравнении графиков распределения MgO и CaO устанавливается, что ко-



Ф и г. 42. Вариационные диаграммы окисел – дифференционный индекс изверженных пород хребтов Ноен и Тост

Условные обозначения те же, что и на фиг. 39

лебания содержаний этих окислов являются зависимыми. Высоким значениям одного отвечают относительно пониженные значения другого. Эта взаимная зависимость подтверждается и тем, что сумма их количеств испытывает лишь незначительные вариации в близких по составу породах.

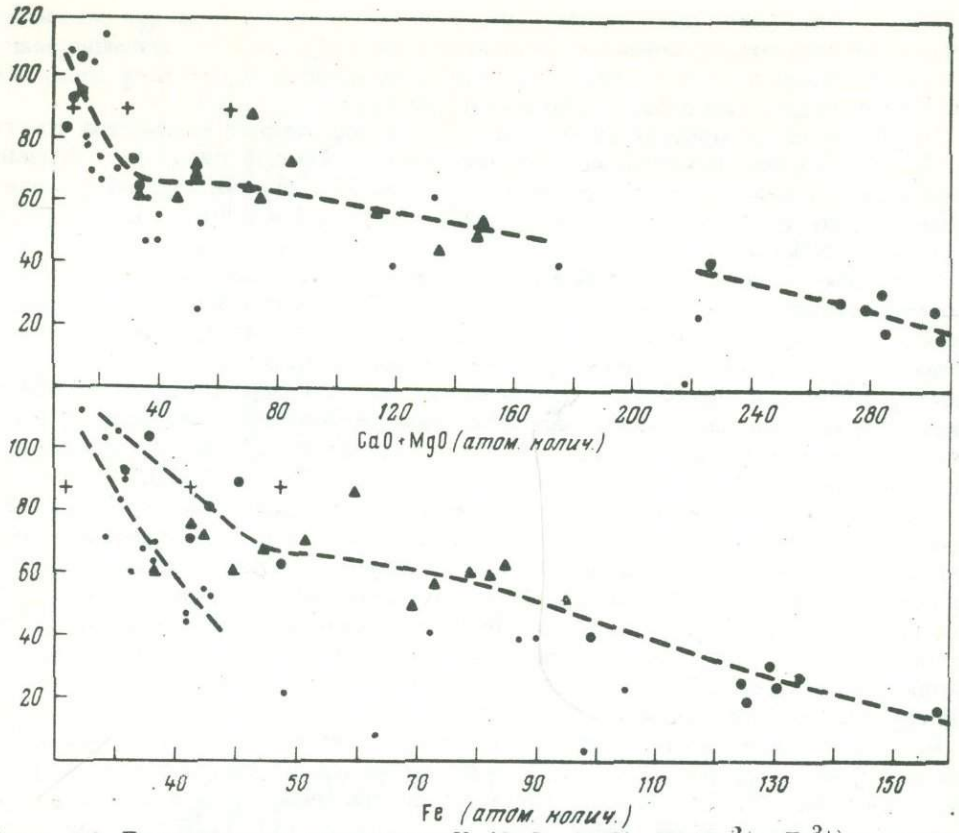
Подобным же образом ведут себя щелочи, и возрастание количества одного из окислов влечет за собой сокращение второго. Общая щелочность близких по основности пород является устойчивой величиной. Такая же картина устанавливается при сопоставлении распределения фигуративных точек на графиках Al_2O_3–*Д* и SiO_2–*Д*.

Описанные особенности поведения некоторых породообразующих окислов свидетельствуют о существовании в магматических расплавах группы функционально связанных компонентов. Для петрогенных элементов, объединенных в составе группы, определяющей характеристикой служит их суммарное количество, тогда как колебания содержаний отдельных компонентов не оказывают большого влияния на состав расплава. Можно наметить следующие группы взаимосвязанных компонентов: 1) щелочные окислы ($Na_2O + K_2O$), 2) щелочноземельные окислы ($CaO + MgO$), 3) кислотные окислы ($SiO_2 + Al_2O_3$).

Сопоставляя на графиках поведение компонентов различных групп, можно отметить еще одну любопытную зависимость. Так, например, сравнивая распределения Na_2O, K_2O, а также CaO и MgO, можно убедиться, что вариации содержания компонентов в одной группе сильно сказываются на их относительные изменения в другой группе, и, чем больше отклонения окислов одной группы от среднего для данного состава значения, тем они значительнее в другой группе. В области кислых составов подобное соответствие устанавливается для групп щелочных и кислотных окислов.

Колебания содержаний окислов в породах близкого состава указывают на высокий уровень свободной энергии в породообразующих расплавах. Этот уровень определяет способность компонентов расплава свободно перераспределяться в нем и устанавливает предел относительного обогащения (или объединения) расплава в отдельных участках магматической системы тем или иным компонентом. Подобных явлений не может быть в равновесно остывающих и кристаллизующихся магматических массах. Любое более или менее значительное отклонение концентрации компонента от среднего в какой-либо части такой системы вызывает возрастание свободной энергии и, следовательно, выведет систему из состояния равновесия. Все это позволяет говорить о перегретости расплавов, породивших основную массу вулканических пород ассоциаций. Таким образом, последовательные изменения состава пород ассоциации определяются процессами эволюции жидких расплавов и не связаны с кристаллизационной дифференциацией. Этот вывод хорошо согласуется с петрографическими наблюдениями, фиксирующими многочисленные признаки кристаллизации в неравновесно изменяющихся условиях в процессе излияния на поверхность.

Возвращаясь к общей последовательности образования вулканических пород ассоциации, напомним, что в процессе ее развития вулканиты порфиритовой толщи резко сменились кислыми вулканитами, принадлежащими толще липаритовых туфов. После незначительного перерыва, зафиксированного пачками вулканогенно-осадочных пород, вулканическая деятельность началась с извержений средних и умереннокислых лав (анадезиты, андезито-дациты), а местами базальтов. Эти вулканиты образуют непрерывный ряд составов с вышележащей пачкой дацитов и липарито-дацитов. На заключительном этапе развития ассоциации сформировались породы, по составу отвечающие наиболее крайним членам этого гомодромного ряда, а именно: базальты и трахилипариты. Таким образом, строение ассоциации подтверждает как последовательную эволюцию составов от основных к кислым, так и одновременное формирование контрастных по составу расплавов. Можно предположить, что непрерывная эволюция магм завершилась разделением расплавов на две крайние магмы. Другими словами, процесс постепенного обогащения верхних частей магматической колонны, которые главным образом питают вулканическую деятельность щелочно-кислотными компонентами, вызывает расслоение магмы в колонне.



Ф и г. 43. Вариационные диаграммы $K-(CaO + MgO)$, $K-(Fe^{2+} + Fe^{3+})$ изверженных пород хребтов Ноен и Тост

Условные обозначения те же, что и на фиг. 39

По-видимому, о некоторых особенностях этого механизма можно судить, опираясь на особенности распределения калия относительно щелочноземельных элементов. На графике (фиг. 43) вариационная кривая состоит из двух ветвей. Одна ветвь отвечает диапазону пород основного, среднего и умереннокислого составов и фиксирует незначительное возрастание количества калия с уменьшением основности пород. Отчетливо линейное распределение калия относительно щелочноземельных компонентов отмечается и в области кислых расплавов, однако наклон вариационной линии крутой, свидетельствующий о быстром его накоплении.

Подобное поведение калия указывает на относительно низкий его химический потенциал в тех участках магматической системы, которые питают вулканическую деятельность. Привнос калия ведет к выравниванию химического потенциала по всей магматической системе и определяет относительный его рост в рассматриваемых участках системы. В процессе эволюции по достижении расплавами диапазона составов, отвечающего трахилипаритам, темпы накопления калия возрастают, что может быть только результатом резкого понижения его коэффициента активности. Выравнивание потенциала по массе магматического расплава ведет к перераспределению элемента в пределах магматической системы. С одной стороны, происходит обогащение им тех участков системы, которые достигли диапазона составов трахилипаритов, с другой – обеднение им более основных расплавов.

Наблюдаемая четкая корреляция в поведении K_2O и SiO_2 позволяет предполагать, что подобное перераспределение распространяется и на SiO_2. Вероятным следствием будет разделение магматической массы на контрастные сосуществующие расплавы. Их продуктами являются базальты и липариты толщи контрастных вулканитов.

Таблица 2

Вариации содержаний элементов в породах

Порода			Cu	Ni	Cr	V	Co	Zn	Au
Толща андезито-базальтовых порфиритов		c	15,8	7	480	45	1,5	60	0,006
		s^2	12	2	520	110	0,7	140	0,033
Толща липаритовых туфов		c	10,8	20	670	13	1,3	34	0,012
		s^2	3,3	34	2300	6	0,2	100	0,321
Толща контрастных вулканитов	Пачка дацитовых липарито-дацитовых пород	c	10	19	590	23	1,2	44	0,011
		s^2	4	29	1100	130	0,3	83	0,293
	Пачка базальтов	c	30	8	500	100	3,1	63	0,007
		s^2	40	3	700	56	4,2	150	0,200
	Пачка трахилипаритов	c	13	15	590	17	1,3	53	0,0083
		s^2	15	18	2600	40	0,45	210	0,179

Примечание. c – данные по среднему содержанию некоторых элементов в породах вулканогенной ассоциации хребтов Ноен и Тост (г/т). s^2 – величина квадратичного отклонения.

Этот процесс зафиксирован и в особенностях распределения K относительно Fe (см. фиг. 43). На этом графике также устанавливается две области линейной зависимости между концентрациями этих компонентов. В диапазоне кислых составов вариационная кривая разделяется на две ветви, одна из которых отвечает более железистым трахилипаритам, а другая – породам толщи липаритовых туфов.

По геохимическим особенностям породы вулканогенной ассоциации близки между собой (табл. 2). Вариации содержаний отдельных элементов в породах, принадлежащих различным толщам, значительно меньше, чем вариации кларковых содержаний в соответствующих типах пород. По сравнению с пермскими или перми-триасовыми вулканогенными образованиями Предхентейского и Орхон-Селенгинского прогибов [26] устанавливается сравнительно высокий геохимический фон золота. Что касается распределения золота в породах ассоциации, то следует отметить более высокие его концентрации в кислых вулканитах и в особенности в гидротермально-измененных породах кислых субвулканических интрузий. Эти данные позволяют считать рассмотренную ассоциацию перспективной в отношении промышленных концентраций золота.

Таким образом, верхнепалеозойская вулканогенная ассоциация хребтов Ноен и Тост представлена породами, которые можно рассматривать как производные единой магмы. В процессе эволюции этой магмы возникли резко различные по составу расплавы, чем и объясняется широкий спектр разнообразных вулканогенных образований. Подтверждают представления о генетической целостности всей серии пород также закономерные сочетания петрогенных элементов на петрохимических диаграммах, преобладание Na_2O над K_2O практически во всем диапазоне составов, близкие геохимические характеристики, в частности общий высокий фон геохимического распределения золота.

Вулканогенная ассоциация хр. Ихе-Шанхай

В строении вулканогенной ассоциации были выделены толщи: 1) андезитовых порфиритов; 2) липаритовых игнимбритов, переслаивающихся с дацитовыми покровами; 3) дацитов; 4) липаритов с подчиненными базальтовыми покровами. За исключением верхних базальтов, были проанализированы все главные типы

Таблица 3

Химические составы изверженных пород вулканогенной ассоциации хр. Ихе-Шанхай

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	60,66	60,32	62,42	63,26	62,18	62,98	63,96	64,30
TiO_2	0,75	0,70	0,65	0,63	1,07	0,68	0,60	0,68
Al_2O_3	16,28	16,70	16,73	16,08	15,82	16,07	15,86	15,81
Fe_2O_3	4,48	2,90	3,58	2,82	3,78	4,10	4,58	3,40
FeO	0,65	1,95	1,66	2,02	1,80	0,72	0,65	0,79
MnO	0,03	0,09	0,12	0,11	0,09	0,09	0,10	0,10
MgO	2,82	2,65	1,60	2,48	1,23	2,03	1,13	1,90
CaO	4,03	5,71	4,13	3,97	2,99	2,99	3,29	2,99
Na_2O	4,34	3,39	4,32	3,92	4,20	4,78	4,47	3,95
K_2O	2,17	1,79	2,29	2,64	3,18	2,71	3,03	3,06
H_2O	0,74	1,00	0,90	1,16	1,40	1,00	0,84	0,04
П.п.п.	1,65	1,02	1,96	1,90	1,98	1,77	1,45	1,60
Нормативные составы								
Or	12,8	10,6	13,4	15,6	18,9	16,1	17,8	18,4
Ab	36,7	28,8	36,2	33,0	35,7	40,4	38,3	33,0
Q	14,8	17,6	17,7	17,9	17,2	21,4	23,3	2,0
Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому								
s	72	73	74	74	74	74	75	75
a	13	11	13	13	14	15	15	13
b	10	10	8	9	7	8	7	8
c	5	6	5	5	4	4	3	4
c'	3	9	2	3	1	–	8	–
m'	49	47	36	48	29	2	26	42
f'	48	44	62	49	70	43	66	49
a'	–	–	–	–	–	0,86	–	9

9	10	11	12	13	14	15	16	17
64,04	66,92	69,12	73,88	71,94	73,10	73,08	76,36	78,08
0,59	0,55	0,58	0,28	0,16	0,22	0,11	0,10	0,15
15,35	15,38	14,45	13,95	13,17	12,54	11,53	11,78	9,35
4,49	2,14	2,62	1,53	2,86	1,46	1,31	1,46	2,67
0,72	1,44	0,36	1,01	0,43	0,29	0,29	0,79	0,43
0,10	0,04	0,10	0,10	0,05	0,04	0,12	0,06	0,06
1,96	1,13	0,83	0,20	0,16	0,20	0,12	0,45	1,22
3,16	3,37	1,31	0,92	0,76	0,76	0,44	0,41	0,69
3,89	3,60	4,60	7,04	4,53	3,76	3,54	2,75	1,86
3,23	3,00	3,41	0,49	4,60	4,83	2,97	4,30	6,20
0,66	0,38	0,54	0,20	0,54	1,03	3,98	0,94	0,56
1,41	0,94	1,52	0,68	1,38	1,03	4,89	0,94	0,90
			Нормативные составы					
18,9	17,8	20,0	2,81	27,3	28,4	17,8	25,6	36,7
33,0	30,4	38,8	59,3	38,3	31,9	29,4	23,1	13,7
19,3	25,1	25,1	28,8	26,3	30,9	40,3	42,2	42,0
			Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому					
75	78	78	80	80	82	83	83	83
13	13	15	15	16	15	12	12	12
8	5	5	3	4	2	4	5	5
4	4	2	1	0,5	0,7	0,5	0,4	0,6
3	-	-	-	13	10	-	-	18
41	38	26	12	9	17	5	15	40
66	62	51	79	78	73	35	37	42
-	-	23	9	-	-	60	48	-

Таблица 3 (окончание)

Компоненты	18	19	20	21	22	23	24
SiO_2	73,92	72,70	73,52	74,55	67,37	64,00	68,50
TiO_2	0,15	10,29	–	–	–	–	–
Al_2O_3	15,31	13,10	–	–	–	–	–
Fe_2O_3	1,24	1,36	–	–	–	–	–
FeO	0,86	0,86	–	–	–	–	–
MnO	0,05	0,05	–	–	–	–	–
MgO	0,72	0,84	–	–	–	–	–
CaO	0,38	1,03	–	–	–	–	–
Na_2O	3,74	3,74	4,80	7,40	6,68	6,95	6,09
K_2C	4,38	3,85	4,25	0,58	2,95	2,19	2,60
H_2O	0,30	0,04	–	–	–	–	–
П.п.п.	0,58	0,96	–	–	–	–	–
			Нормативные составы				
Or	26,2	22,3	–	–	–	–	–
Ab	31,5	31,5	–	–	–	–	–
Q	33,4	33,1	–	–	–	–	–
			Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому				
s	79	81	–	–	–	–	–
a	14	13	–	–	–	–	–
b	7	5	–	–	–	–	–
c	0,4	1	–	–	–	–	–
c'	–	–	–	–	–	–	–
m'	15	28	–	–	–	–	–
f'	19	44	–	–	–	–	–
a'	65	28	–	–	–	–	–

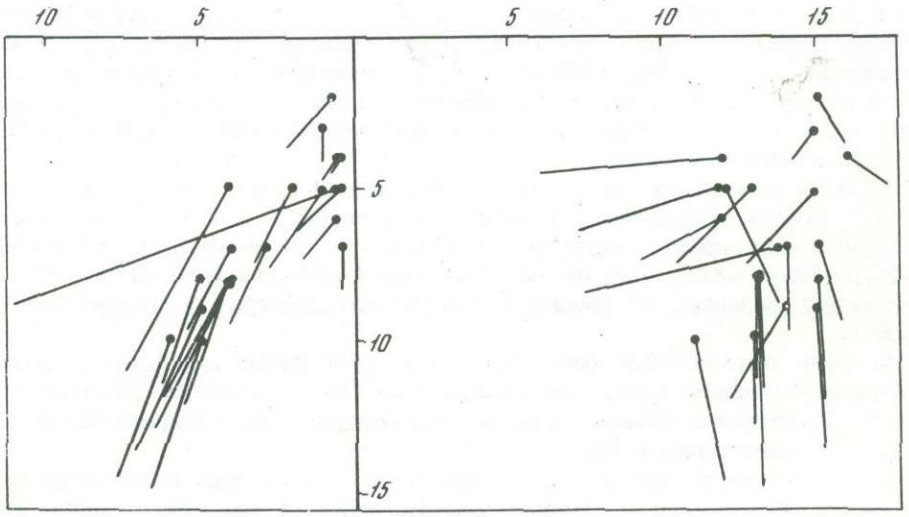
Таблица 3 (объяснение)

1–3 – андезитовые порфириты, покровы, район горы Элигейн-Хад-ула; 4 – андезитовый порфирит, покров, район высоты 1547,8; 5–8 – афировые дациты, покровы, район к востоку от высоты 1547,8; 9 – афировый дацит, покров, район к юго-западу от высоты 1547,8; 10 – дацит, покров, район к северу от к. Уха-Хада-худук; 11–12 – липаритовые игнимбриты, район отметки 1547,8; 13–17 – липариты субвулканических интрузий, район отметки 1547,8; 18–19 – граниты; 20–21 – липариты, покровы, северо-западная часть хр. Ихе-Шанхай; 22–23 – дациты, покровы, центральная часть хр. Ихе-Шанхай; 24 – липарит, покров к северу от Дашилингин-Хурала.

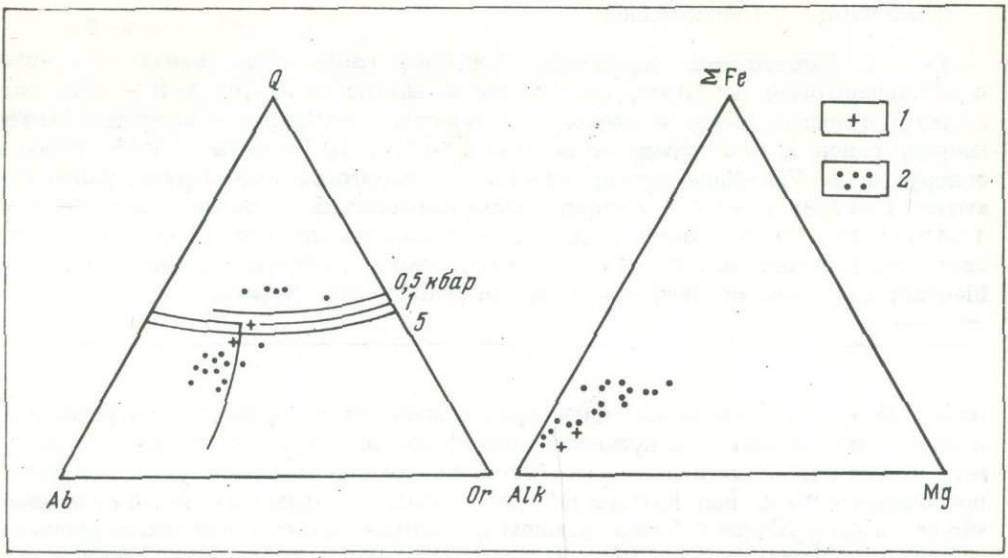
пород. Результаты этих анализов представлены в табл. 3. Рассмотрение этих анализов показывает, что вулканогенные образования хр. Ихе-Шанхай принадлежат известково-щелочной серии. Для большинства составов устанавливается преобладание Na_2O над K_2O. На диаграмме А.Н. Заварицкого (фиг. 44) отвечающие им фигуративные точки целиком совмещаются с полем составов вулканогенной ассоциации хребтов Ноен и Тост и, подобно последним, характеризуются содержаниями Al_2O_3, близкими к насыщению.

На других петрохимических диаграммах (фиг. 45) также отмечается совпадение составов этих пород с составами пород ноенской ассоциации. Устанавливается соответствие составов толщи порфиритов порфиритам Ноена, а дацитов – дацитовым игнимбритам Ноена. Химический состав игнимбритов и липаритов отвечает кислым вулканическим образованиям хр. Ноен.

Таким образом, выделенные по геологическим признакам подразделения стратиграфического разреза обеих ассоциаций отчетливо параллелизуются и по химическому составу слагающих пород. Последовательность их появления в строении ассоциаций одинакова, однако можно отметить и некоторые различия. В частности, дацитовые породы хр. Ихе-Шанхай – лавы, в ноенской ассоциации они представлены главным образом игнимбритами. В пределах хр. Ихе-Шанхай среди дацитов выделяется серия покровов липаритовых игнимбритов, аналоги которых в ноенской ассоциации неизвестны. Кроме того, можно отметить, что в хр. Ихе-Шанхай разрез почти исключительно лавовый, тогда как в составе ноенской ассоциации широко распространены вулканогенно-осадоч-



Фиг. 44. Петрохимические диаграммы изверженных пород хр. Ихе-Шанхай. Условные обозначения см. на рис. 45.



Ф и г. 45. Вариационные диаграммы окисел–дифференциационный индекс изверженных пород хр. Ихе–Шанхай
1 – граниты; *2* – вулканиты

ные породы. Все это позволяет говорить, что хотя ассоциации эволюционировали по одному закону, однако динамика их развития была разной.

Для состава пород хр. Ихе–Шанхай отмечается группировка породообразующих окислов, подобная установленной в породах ноенской ассоциации, поэтому изложенная выше аргументация о формировании вулканитов из перегретых расплавов, а также о генетическом единстве пород ассоциации полностью применима к породам хр. Ихе–Шанхай.

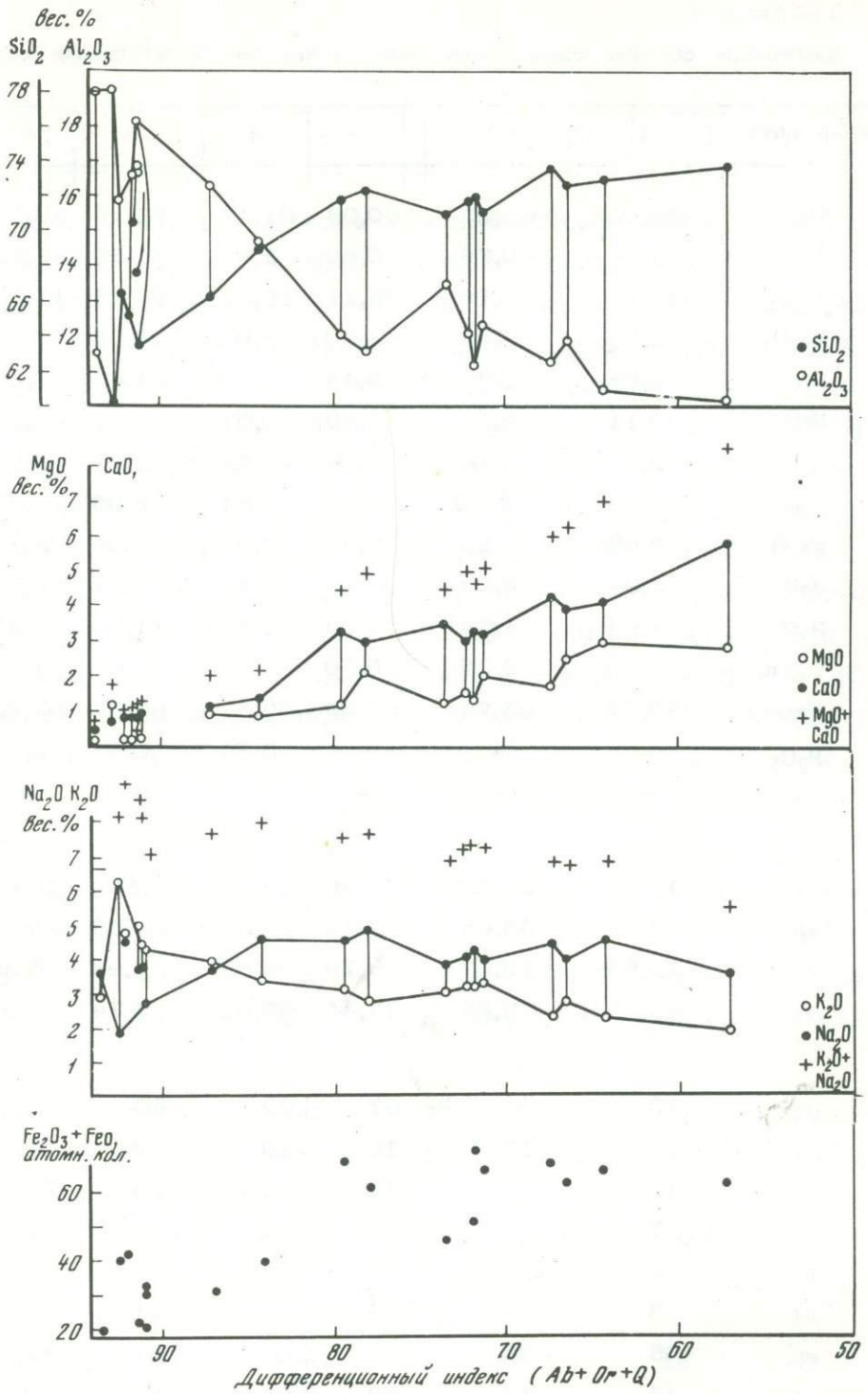
Вулканогенная ассоциация района сомона Хан-Богд

Для характеристики петрохимических особенностей пород ассоциации были опробованы вулканиты в пределах юго–западного вулканического поля и привлечены данные по составу покровных образований северо–восточного поля и гранитов Хан–Богдинского массива [14]. Как следует из рассмотрения табл. 4, составы вулканитов обоих полей близки между собой, что соответствует выводу о единстве вулканогенных образований, расположенных в обрамлении массива. Для большинства составов устанавливается высокий уровень щелочей, в особенности K, по содержанию которого эта ассоциация выделяется среди прочих ассоциаций Южной Монголии.

На петрохимических диаграммах (фиг. 46, 47) составы пород разделились на две области. Диапозон колебаний компонентов в области кислых составов обширен и охватывает породы, изменяющиеся по кремнекислотности от SiO_2 = =60% до SiO_2 =80%. Тем не менее во всем этом диапазоне отмечается преемственное развитие от ранних трахиандезито–дацитов до ультракислых липаритов.

На фоне подобной эволюции происходят поступления недифференцированных основных расплавов. Последние практически не меняются от наиболее ранних (ан. № 5), которыми начинается разрез ассоциации, до поздних, залегающих среди трахилипаритов (ан. № 8).

Петрохимические данные были привлечены для анализа генетической связи покровных образований и гранитов Хан–Богдинского массива. Граниты характеризуются стабильным содержанием щелочей – K_2O в них около 4,5%, Na_2O – 4,5–5%. В вулканических породах содержания K_2O такие же, как в гранитах,



Ф и г. 46. Петрохимическая диаграмма (по А.Н. Заварицкому) составов пород хапбогдинской ассоциации

1 – породы северо-восточного поля; *2* – породы юго-западного поля; *3* – граниты массива

Таблица 4

Химические составы изверженных пород вулканогенной ассоциации района

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO_2	58,10	62,23	60,98	61,11	52,18	50,16
TiO_2	1,16	0,93	0,89	1,10	1,50	1,32
Al_2O_3	17,25	16,50	16,11	16,82	17,15	17,32
Fe_2O_3	2,52	2,18	2,60	2,98	4,58	4,73
FeO	3,08	1,86	0,48	1,93	4,45	5,07
MnO	0,11	0,09	0,40	0,07	0,17	0,15
MgO	2,97	1,06	0,56	1,23	3,17	3,91
CaO	5,84	2,10	5,96	1,54	9,05	10,83
Na_2O	3,66	4,25	3,50	4,59	3,06	2,73
K_2O	1,94	4,59	6,33	5,76	1,04	0,31
H_2O	1,64	1,69	1,48	1,37	1,90	1,30
П.п.п.	1,50	2,30	0,70	0,76	1,10	1,70
Сумма	99,77	95,78	99,99	99,59	99,88	99,93
P_2O_5	–	–	–	0,33	0,55	0,40
CO_2	–	–	–	–	–	–
Or	11,13	27,77	37,29	23,37	6,12	10,02
Ab	30,93	35,65	29,36	38,80	25,69	23,07
Q	11,83	12,97	6,79	6,85	7,93	5,89
D	53,89	75,89	73,44	69,02	39,74	38,98
s	70	73	67	72	65	62
a	11	16	16	19	9	7
b	12	8	15	7	18	22
c	7	3	2	2	8	9
$\bar{c}$	–	–	–	–	–	–
c'	8	–	75	–	21	24
m'	45	22	6	31	31	32
f'	47	44	19	66	48	44
a'	–	34	–	3	–	–

7	8	9	10	11	12	13
69,70	47,81	68,24	66,61	73,91	76,40	69,50
0,50	2,18	0,40	0,53	0,25	0,20	0,45
11,65	17,16	14,58	15,05	12,10	10,85	14,40
6,27	5,80	3,26	3,40	2,93	1,35	1,08
0,72	5,14	0,53	1,13	0,29	0,35	1,36
0,05	0,19	0,15	0,09	0,17	-	0,03
0,65	4,58	0,51	0,97	0,42	0,35	1,48
0,77	10,03	0,46	0,85	0,32	0,34	1,58
1,78	2,91	3,88	3,35	3,19	2,67	3,2
4,77	0,68	6,33	3,12	4,81	4,45	6,40
2,11	1,52	1,18	2,69	0,93	0,79	-
0,50	1,20	0,20	2,00	0,30	2,00	1,05
99,53	99,84	99,82	99,77	99,62	99,75	100,53
0,06	0,64	0,10	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
28,38	37,29	3,90	18,37	28,38	26,16	37,84
15,20	33,03	24,64	28,31	27,26	23,07	27,26
38,16	19,68	2,16	37,92	35,52	43,56	20,22
81,74	90,0	30,70	84,60	91,16	92,79	85,32
78	77	60	75	81	84	78
11	17	8	12	13,7	12,6	16
10	5	23	12	5	3	5
1	1	9	1	0,3	0,4	1
-	-	-	-	-	-	-
-	-	17	-	-	-	10
11	17	36	14	13	16	47
61	69	46	33	57	43	43
28	14	-	53	30	41	-

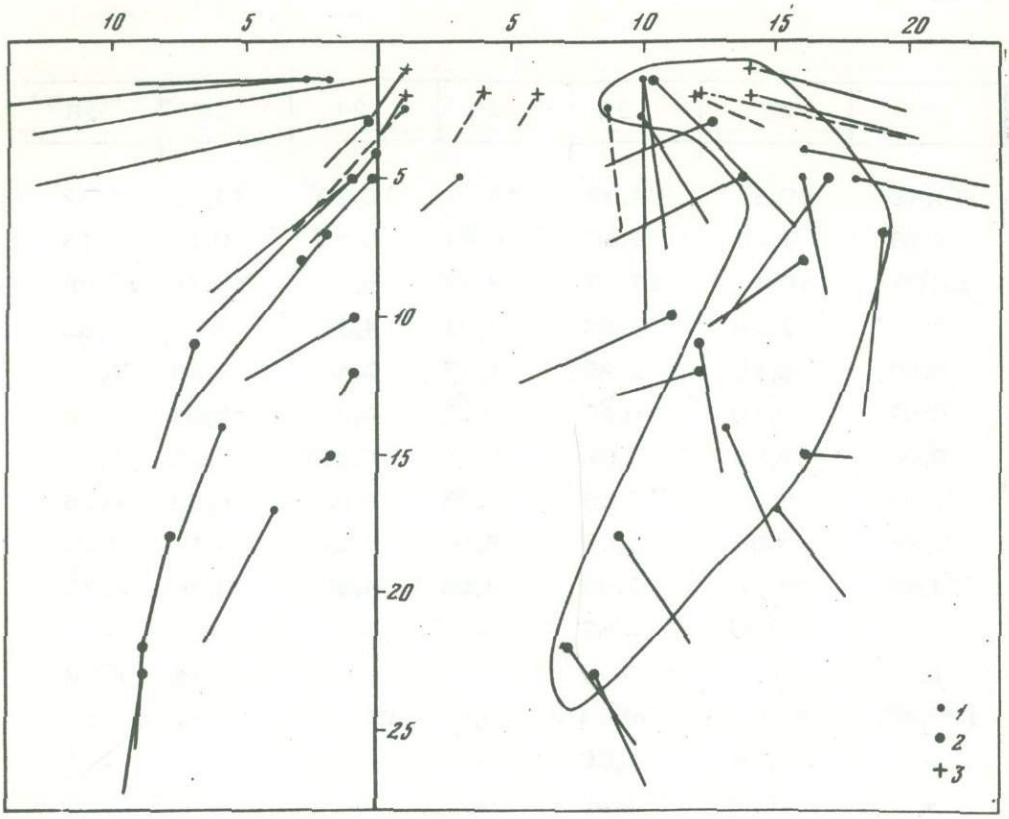
Таблица 4 (окончание)

Компоненты	14	15	16	17	18	19
SiO_2	79,68	80,50	80,90	81,86	81,96	66,33
TiO_2	0,09	0,08	0,11	0,11	0,07	0,64
Al_2O_3	8,94	8,09	8,58	8,86	8,10	13,56
Fe_2O_3	0,47	0,69	0,52	0,58	0,40	6,42
FeO	1,13	0,79	0,86	0,57	0,57	0,45
MnO	0,04	0,05	0,03	0,09	0,02	0,04
MgO	0,05	0,61	0,09	0,78	0,26	0,22
CaO	0,24	0,60	0,24	0,12	0,12	1,38
Na_2O	0,12	0,8	0,71	2,7	0,08	4,12
K_2O	7,59	6,00	6,80	3,92	7,20	5,54
H_2O	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	1,06	1,50	1,30	0,70	0,69	1,03
Сумма	99,43	99,71	100,51	100,27	99,47	99,95
P_2O_5	-	-	-	-	-	-
CO_2	-	-	-	-	-	-
Or	45,08	35,62	40,07	22,82	42,29	49,53
Ab	1,05	6,82	5,77	18,87	1,05	23,07
Q	48,52	50,68	50,02	52,18	53,08	16,74
D	94,65	93,12	96,49	93,87	96,42	89,34
s	86	87	88	88	88	74
a	10	10	10,4	8,6	10	18
b	1,4	2,8	1,4	2,4	1,4	5
c	2,6	0,2	0,2	-	0,6	-
$\bar{c}$	-	-	-	1	-	3
c'	-	21	12	5	5	35
m'	5	34	12	50	33	7
f'	95	45	76	-	62	58
a'	-	-	-	-	-	-

Юго-западное вулканическое поле: 1-12 - образцы отобраны по разрезу толщи: 1 - андезитовый порфирит; 2-3 - игнимбриты трахидацитов; 4 - пластовая интрузия трахидацита; 5-6 - базальты; 7 - липарит; 8 - базальт; 9, 11,12 - трахилипариты; 10 - пластовая интрузия липарито-дацита.

20	21	22	23	24	25	26
73,49	50,32	54,33	75,15	70,20	75,21	75,82
0,26	1,28	1,36	0,04	0,35	0,18	0,18
12,09	16,15	17,06	9,42	8,82	10,75	10,98
3,30	2,28	3,58	3,01	4,34	1,28	1,82
0,39	5,15	2,95	1,47	2,48	1,69	0,61
0,02	0,10	0,10	0,13	0,27	0,04	0,02
0,08	2,96	2,90	0,04	0,27	0,05	0,02
1,05	6,47	6,06	0,38	0,92	0,52	0,25
3,92	3,99	4,06	5,06	5,22	4,15	4,43
4,85	3,29	2,44	4,95	4,86	4,36	4,52
–	3,35	2,87	–	–	–	–
1,00	–	–			1,44	0,78
100,45	99,68	99,63	99,60	97,73	99,61	99,43
–	0,64	0,66	–	–	–	–
–	3,66	1,26	–	–	–	–
28,38	–	–	–	–	–	–
33,03	–	–	–	–	–	–
30,4	–	–	–	–	–	–
91,81	–	–	–	–	–	–
80	–	–	–	–	–	–
16	–	–	–	–	–	–
4	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–
22	–	–	–	–	–	–
4	–	–	–	–	–	–
74	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–

Северо-восточное вулканическое поле, данные М.В. Дуранте и др. [16]: 13-20 – липариты, трахилипариты; 21, 22 – андезито-базальтовые порфириты; 23 – щелочной гранит; 24 – экерит; 25 – комендит; 26 – мелкозернистый эгириновый гранит.



Ф и г. 47. Вариационные диаграммы составов пород ханбогдинской ассоциации
Условные обозначения те же, что и на фиг. 46

причем его значения устойчивы в интервале составов от трахиандезито-дацитов до трахилипаритов. Концентрация Na_2O в трахидацитах такая же, как в гранитах, и несколько понижается (до 4%) в трахилипаритах. Следует отметить среди вулканитов высококалиевые разности, в которых содержание Na_2O составляет менее одного процента. По геологическому положению они являются наиболее молодыми среди покровных образований.

Рассматривая вариационные диаграммы (см. фиг. 48), можно отметить, что общая тенденция изменения составов направлена в сторону образования гранитных составов, однако из-за дефицита Na_2O вулканиты той же кислотности, что и граниты, не достигают состава последних. Исходя из геологических и петрохимических признаков вероятного родства эффузивов и гранитов, можно предположить, что различия в составах вызваны потерей расплавами при излияниях на поверхность части своих компонентов, в том числе Na_2O. Эти компоненты могут удаляться во флюидной фазе. На подобное поведение Na_2O *указывают эксперименты по кристаллизации расплавов, отвечающих по* составу горным породам [62], в ходе которых было установлено, что первичный расплав был более богат Na_2O, чем горная порода, и что Na_2O, вероятно, выносился в процессе остывания лавы. О том же свидетельствуют и экспериментальные исследования взаимодействия гранитов с водными растворами Na_2SiO_3 при высоких T и P. В результате этих работ было установлено, что при больших T в равновесном с гранитом флюиде содержится относительно незначительное количество Na_2O. При последовательном снижении T флюид резко обогащается Na_2O. Подобные данные позволяют предполагать, что равномерно кристаллизующиеся граниты теряют во флюидной фазе малую долю своих компонентов и более или менее отвечают исходному расплаву. Напротив, неравновесно

охлаждающиеся в широком температурном интервале лавовые потоки отдают во флюид значительную часть своих легкорастворимых компонентов. В результате сформированная порода значительно обеднена ими относительно исходного расплава. Таким образом, можно говорить, что тенденция изменения составов расплавов, зафиксированная в вулканогенной серии, приводит к щелочно-гранитным расплавам и, следовательно, свидетельствует о генетическом единстве гранитов и вулканитов Хан-Богдинской ассоциации.

Химизм вулканогенных образований других районов

Опубликованные результаты петрохимического изучения верхнепалеозойских вулканитов Южной Монголии [11] показывают, что образуемый ими спектр составов пород сопоставим с составами пород рассмотренных ассоциаций. Для них также характерна близкая к насыщению глиноземистость, преобладание Na_2O над K_2O и т.д.

Имеющиеся данные позволяют говорить об однотипности химизма пород Южно-Монгольского вулканического пояса. Они принадлежат известково-щелочным сериям и характеризуются натриевым профилем. Проведенное сопоставление составов пород, отвечающих отдельным этапам развития пространственно разобщенных ассоциаций, свидетельствует об их соответствии не только по химизму, но и по последовательности появления в строении ассоциаций. Это дает возможность говорить о единых условиях возникновения и эволюции магматических расплавов в процессе развития верхнепалеозойского вулканического пояса.

СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ АССОЦИАЦИЙ

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ЮЖНО-МОНГОЛЬСКОГО ФРАГМЕНТА ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА ЕВРАЗИИ

Общая структурная позиция вулканического пояса Евразии рассмотрена в работах А.А. Моссаковского [39, 40, 41]. Она определяется приуроченностью пояса к границе между океаническим бассейном Палеотетиса и континентом Северной Евразии. В этом отношении, а также по особенностям распределения вулканитов и последовательности их формирования имеется много общего между рассматриваемым и краевым Охотско-Чукотским вулканическим поясом.

Вулканическая деятельность в пределах Южно-Монгольского фрагмента пояса была связана с крупными продольными разломами, которые достигали зон глубинного магмообразования и служили основными магмовыводящими структурами. Подобные разломы выявлены в строении рассмотренных выше вулканогенных асеоциаций и представлены субширотными зонами нарушений, насыщенными многочисленными интрузивными телами. Учитывая особенности пространственно размещения описанных ассоциаций, можно говорить, что территория вулканического пояса была расчленена системой продольных магмовыводящих разломов. Они образуют зону глубинного разлома на границе структур океан-континент, которую, вероятно, можно сопоставить с зонами Беньофа. По крайней мере, с развитием этой краевой структуры связано формирование вулканического пояса.

Магмовыводящие разломы трассируются многочисленными интрузиями, среди которых доминируют вертикальные трещинные тела. Вдоль этих разломов во вмещающих образованиях, как правило, не отмечается вертикальных и горизонтальных сдвиговых перемещений, поэтому внедрение интрузивных тел можно связать только с горизонтальными растягивающими усилиями, действовавшими в поперечном к поясу направлении. Принимая ширину зон магмовыводящих разломов за 5, местами 10 км, и считая, что дайки составляют в их пределах 20% и более общего объема пород, можно оценить размеры раздвига конкретных зон в 1-2 км. В целом для территории вулканического пояса эта величина, вероятно, составит первые десятки километров.

Условия магмообразования в зоне глубинного разлома менялись во времени. Период наивысшей магматической активности приходится на начальный этап развития вулканического пояса и фиксируется широко распространенными толщами порфиритов. На более поздних стадиях магматические процессы оказались сосредоточенными в ряде пространственно-разобщенных участков, где сформировались ассоциации различных по составу вулканогенных образований. Развитие таких ассоциаций, по-видимому, связано с крупными изолированными долгоживущими магматическими очагами, своеобразными "горячими точками", обеспечившими сравнительно длительную и разнообразную по составу магматических продуктов деятельность на небольших участках вулканического пояса.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ АССОЦИАЦИЙ

В формировании структуры описанных длительно развивавшихся вулканогенных ассоциаций наряду с горизонтальным растяжением большую роль сыграли вертикальные растягивающие усилия. Результатом их деятельности являются многочисленные пластовые интрузии, внедрившиеся вдоль горизонтальных полостей отслаивания. Кроме того, и сами вулканогенные ассоциации приурочены к крупным впадинам, например Ноенской, Хан-Богдинской. Тенденция к погружению фундамента местами сохранялась и после завершения вулканической деятельности; в частности, Ноенсомонская впадина стала областью аккумуляции мощных пермо-триасовых молассовых толщ. Можно предполагать, что эта особенность территории, занятых вулканогенными ассоциациями, причинно связана с возникновением и развитием глубинных магматических очагов. Во всяком случае, вертикальные движения имели определяющее значение для процессов структурной и магматической эволюции этих территорий. Так, анализируя основные формы проявления магматических образований различного состава, следует отметить, что формирование кислых вулканитов происходило на фоне наиболее значительных растягивающих усилий. Это можно показать на примере условий формирования интрузивных массивов и депрессионных вулканических структур.

Механизм становления интрузивных массивов следует рассмотреть особо. Изучение особенностей строения интрузивных массивов выявило, что они преимущественно имеют вид хонолитов. Для них характерны более или менее плоские или полого куполообразные поверхности кровли, тогда как боковые поверхности обычно отличаются крутизной и резко секущими контактами. Параллельно таким контактам во вмещающих породах образуются замкнутые кольцевые разломы, которые трассируются дайками изохимических аналогов интрузивных тел. При достаточно большой мощности внедрившихся магматических масс в подобные параллельные трещины возможно отторжение вмещающих пород в эндоконтактовую часть массива. Примером могут служить клинья ороговикованных пород в строении Хан-Богдинского массива. В других массивах в эндоконтактовых зонах устанавливается крупноглыбовая брекчия вмещающих пород, цементируемая магматической массой. Ксенолиты исчезают в сравнительно небольшом удалении от контактов, и это свидетельствует о том, что брекчия не связана с динамическим воздействием внедрявшегося расплава. В противном случае она захватывалась бы и переносилась магмой во все участки магматической камеры. Наблюдаемое размещение брекчий, таким образом, соответствует строению боковой поверхности камеры в момент ее заполнения расплавами и свидетельствует о ее тектонической природе. Для ряда массивов породы кровли без разрыва сплошности непрерывно прослеживаются в окружающие толщи, из чего следует, что такие массивы при своем внедрении не перемещали вверх надкровельные блоки пород. Формирование магматической камеры, следовательно, могло происходить лишь в результате опускания ее основания при отсутствии достаточно значительных противодействующих усилий. Все это приводит к выводу об образовании интрузивных камер на фоне значительных вертикальных растягивающих усилий.

Условия становления вулканических структур обрушения. Вулканическая деятельность, связанная с образованием кислых пород, как правило, сопровождается развитием депрессионных вулканических структур типа кальдер, вулканических просадок и грабенов. Проведенные геологические исследования позволили выделить или предположить существование подобных структур в строении каждой из расмотренных ассоциаций. Эти структуры характеризуются относительным погружением основания, причем в обрамляющих комплексах отсутствуют признаки блокового воздымания площади перед ее обрушением. Преимущественная аккумуляция вулканических продуктов в пределах депрессий указывает, что в процессе извержений опускания опережали поступление вулканического материала.

Приведенные соображения позволяют говорить о формировании всей гаммы кислых пород в периоды значительных нисходящих движений. Эти движения привели к усложнению структуры обрамления, а именно: к образованию магматических камер и вулканических структур обрушения. Основные породы не дают такого типа структурных форм, и это обстоятельство, по-видимому, указывает на связь вулканической деятельности, обусловившей образование таких пород, с периодами относительно стабильного состояния фундамента. Таким образом, устанавливается отчетливая взаимосвязь между появлением тех или иных по составу пород и структурообразующими процессами.

СВИДЕТЕЛЬСТВА ГЛУБИННОЙ ПРИРОДЫ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ И ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ОДНОРОДНОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Согласно существующим представлениям [10, 22], фундаментом Южно-Монгольского вулканического пояса являются среднепалеозойские геосинклинальные образования, сформировавшиеся на океанической коре. В последнее время эти представления получили дополнительную геологическую аргументацию благодаря находкам в районах хр. Гурбан-Сайхан [22] и Монгольского Алтая [20] останцов древней океанической коры, представленных гипербазитами и перекрывающими последние складчатыми эвгеосинклинальными толщами. Подобные комплексы широко распространены в Южной Монголии и наблюдались нами в Заалтайской Гоби, в районах хребтов Ноен и Тост, Ихе-Шанхай и Хан-Богд. Для соответствующих толщ характерна повторяемость отдельных подразделений в пространственно разобщенных участках территории и относительно стандартный набор пород – базальты, терригенно-кремнистые образования, яшмы, карбонатные породы. Складчатые комплексы местами пронизаны гранитоидами, образующими массивы с резко секущими контактами. Палингенез и гранитизация во вмещающих породах практически не прявлены даже вблизи массивов. Эти наблюдения охватывают практически весь диапазон разреза среднепалеозойских складчатых образований и позволяют с уверенностью говорить, что эвгеосинклинальные толщи не могли служить субстратом для магматических выплавок.

Другим свидетельством глубинного источника магматических расплавов служит тождественность химических составов вулканогенных образований и последовательность их формирования в различных ассоциациях. По-видимому, можно утверждать, что для образования таких пород в пространственно-разобщенных участках вулканического пояса требуются однородность исходного субстрата, из которого происходят выплавки, устойчивость термодинамического режима магмообразования и единая тенденция изменения этого режима за достаточно длительный (порядка 40–50 млн. лет) промежуток времени. Эти условия не могут быть соблюдены на уровне складчатых образований фундамента пояса, которые на выдержаны по составу и мощности, и, следовательно, не могут дать сопоставимые спектры состава выплавок. Требуемая обстановка магмообразования возможна лишь в достаточно глубоких оболочках Земли, расположенных ниже уровня земной коры.

Различные по составу продукты глубинной магматической деятельности в условиях земной поверхности характеризуются многочисленными и разнообразными по геологическому содержанию связями. Так, эти образования выведены на поверхность через единые системы магматических каналов, формировались на фоне общих геолого-тектонических условий и фиксируют неразрывность вулканических событий во времени. В разрезах различных ассоциаций они образуют одинаковые последовательности пород, причем устанавливается полная гамма химических составов от основных до кислых. Едиными для них являются и законы изменений содержаний петрогенных элементов во всем диапазоне составов. Следует отметить также, что различные по составу вулканиты близки

и по геохимическим характеристикам. Таким образом, разнообразные геологические, петро- и геохимические данные свидетельствуют о генетической однородности совокупности вулканогенных образований, проявленных в строении отдельных ассоциаций, и об их формировании в результате эволюции единой глубинной магматической системы.

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ОБРАЗОВАНИИ ЭВОЛЮЦИОННЫХ И КОНТРАСТНЫХ СЕРИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

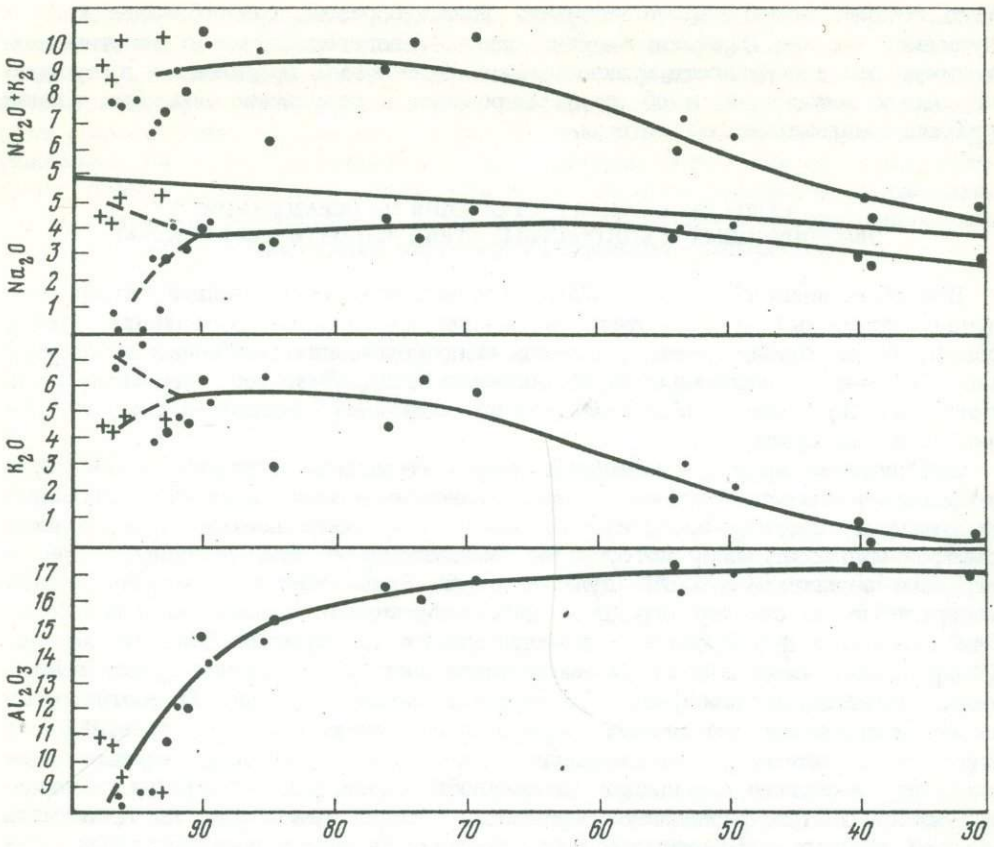
Для объяснения таких серий магматических образований выдвинуты три ведущие гипотезы: 1) гипотеза кристаллизационной дифференциации одной, обычно базальтовой, магмы; 2) гипотеза происхождения различных по составу магм за счет ассимиляции вмещающих пород исходной магмой (ассимиляционная гипотеза), 3) гипотеза образования магм различного состава за счет плавления различных субстратов.

1. Гипотеза кристаллизационной дифференциации. Содержание гипотезы и критика основных ее положений хорошо известны и изложены в многочисленных публикациях, поэтому остановимся лишь на тех особенностях строения рассмотренных ассоциаций, которые не соответствуют этой концепции. Так, в строении верхних горизонтов вулканогенных образований главную роль играют контрастные по составу породы – базальты, андезито-базальты и липариты. Эти вулканиты формируются близкоодновременно и образуют большие объемы. Синхронные с ними породы промежуточного состава в строении вулканогенных толщ отсутствуют или резко подчинены в распространении. В соответствии с гравитационным механизмом кристаллогравитационной дифференциации в случае появления продуктов застывания расплавов, крайних в дифференцированном ряду, в составе ассоциаций должны наблюдаться также продукты промежуточных стадий дифференциации, причем их объемы едва ли должны превышать объемы крайних дифференциатов. Отсутствие вулканитов промежуточных составов исключает этот механизм из ведущих в эволюции верхнепалеозойского вулканизма контрастного типа.

2. Гипотеза ассимиляционного образования различных по составу расплавов разрабатывалась различными исследователями [1, 28, 72, 74]. Суть ее заключается в том, что в результате растворения в исходной магме инородных образований меняется состав расплавов. Признаками подобного растворения служат дезинтеграция, остеклование минералов ксенолитов, появление в составе ксенолитов новообразованных минералов, невыдержанность состава магматических образований даже в конкретных магматических телах и т.д. Этот процесс не находит геологического подтверждения в пределах области распространения верхнепалеозойских вулканогенных образований. Как уже отмечалось, распространенные здесь интрузивные тела по составу однородны и близки к породам даек и эффузивам. Массивы характеризуются секущими контактами с вмещающими породами. Последние как в области экзоконтакта, так и в виде ксенолитов в теле массивов лишены следов существенной переработки расплавами и главным образом ороговикованы.

3. Гипотеза образования различных по составу магм за счет плавления различных субстратов. Эта гипотеза получила большое развитие благодаря экспериментальным исследованиям и нашла отражение в многочисленных публикациях [33, 34, 35, 46, 53, 54].

Из числа потенциально пригодных для процесса плавления образований необходимо исключить складчатые комплексы фундамента пояса, в строении которых совершенно отсутствуют следы переплавления, гранитизации и т.д. Наблюдаемые интрузивные массивы характеризуются секущими контактами и, следовательно, являются перемещенными по отношению к складчатым толщам. Таким образом, остается предполагать, что в строении земных глубин, расположенных ниже земной коры, существуют оболочки, из которых могут выплавляться не только базальтовые, но и кислые по составу расплавы. Про-



Ф и г. 48. График изменения концентраций петрогенных окислов в зависимости от кремнекислотности пород (в вес. %)

межуточные по составу породы в этом случае можно было бы объяснить за счет смещения основных и кислых расплавов.

Подобному предположению противоречат следующие данные. Согласно исследованиям Л.П. Зоненшайна [20], складчатый фундамент вулканического пояса залегает на гипербазитах, образующих ложе среднепалеозойского морского бассейна. Если бы под этими гипербазитами залегали толщи, потенциально пригодные для выплавления кислых расплавов, то они в силу относительно низкой плотности, свойственной кислым сериям, должны были бы всплывать в результате гравитационной нестабильности. Подобным образом всплывают граниты и соляные купола. За длительное время развития региона это процесс должен был бы проявиться в геологических структурах, чего, однако, не наблюдается.

Другим доводом являются данные по химическому составу пород. Исследования химизма пород устанавливают непрерывную последовательность различных комплексов в широком диапазоне составов. Эти данные можно было бы рассматривать как доказательство полной смесимости двух родоначальных магм, но тогда следовало бы ожидать, что изменения в содержании петрогенных элементов будут линейными во всем диапазоне составов. Этому, однако, противоречат данные по распределению MgO, Al_2O_3, CaO, Na_2O, концентрации которых не соответствуют смеси расплавов (фиг. 48).

Еще одним возражением против рассматриваемой гипотезы служат геохимические данные, свидетельствующие о близости геохимических характеристик в породах различного состава. Подобную геохимическую однородность трудно было бы ожидать для субстратов, разделившихся в процессе эволюции Земли по своим главным петрохимическим параметрам.

ПРЕДЛАГАЕМАЯ МОДЕЛЬ

Данные геологических и петрохимических исследований показывают, что в процессе образования рассмотренных вулканогенных ассоциаций эволюция магмы приводит к постепенной смене основных расплавов кислыми и завершается образованием контрастных расплавов. Направленность этих изменений, очевидно, связана с привносом в определенные участки магматической системы K_2O, SiO_2 и позволяет говорить, что по достижении компонентами расплавов определенной концентрации магма становится неустойчивой и распадается на два сосуществующих расплава. Так как на разных стадиях развития ассоциаций устанавливаются сходные тенденции в изменениях состава продуктов вулканизма, то, по-видимому, подобный процесс перераспределения компонентов в магматических системах не претерпевает особых изменений во времени и является ведущим в механизме дифференциации.

Для выяснения процесса дифференциации важно представлять распределение отдельных дифференциантов в магматической колонне. Некоторые особенности ее строения выявляются на основе анализа геологических данных. Так, в строении ассоциаций выделяются кольцевые и линейные структуры. Линейные структуры относятся к ряду трансрегиональных и прослеживаются на большие расстояния. Они контролируют размещение кольцевых структур, пересекают их своими элементами и, таким образом, являются более глубинными. Если учесть, что кольцевые структуры контролируют кислые вулканогенные образования, тогда как основные вулканиты независимы от этих структур, секут их и, как правило, связаны с линейными зонами, то можно говорить, что в строении магматической системы более кислые расплавы скапливаются в верхних ее участках во фронтальных выступах поднимающейся колонны.

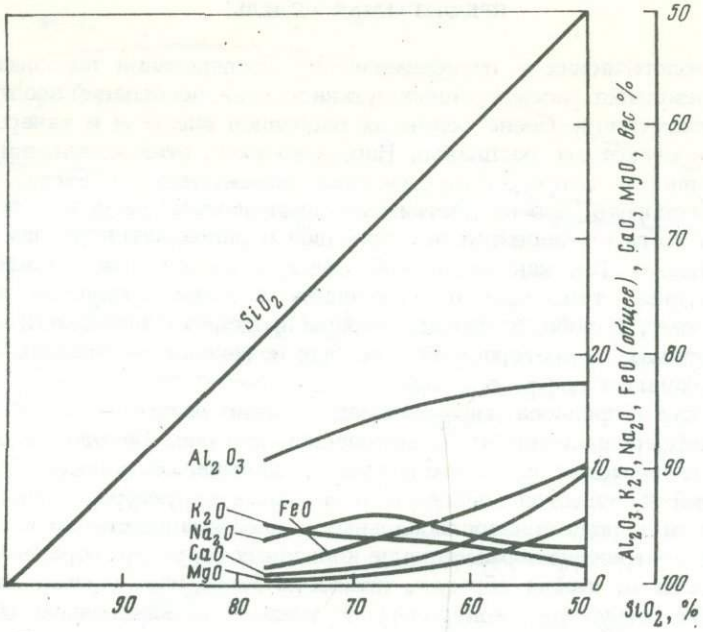
Попробуем оценить поведение петрогенных элементов в процессе подобной дифференциации на примере их вариаций в составе толщи контрастных вулканитов хр. Ноен. Предварительно отметим, что в случае "разбавления" исходного расплава каким-либо компонентом должно наблюдаться прямопропорциональное изменение концентраций других компонентов расплава. На графике (см. фиг. 48) устанавливается отклонение вариационных кривых от линий прямой пропорции в широком диапазоне составов. Это свидетельствует о том, что в системе происходит привнос, помимо кремнезема, других компонентов. Например, в ряду прогрессивно раскисляющихся пород от андезитов до липарито-дацитов, которыми начинается разрез толщи, отмечается относительное обогащение составов SiO_2, K_2O, Na_2O, Al_2O_3 и обеднение CaO, MgO, Fe.

В трахилипаритах по сравнению с липарито-дацитами происходит более интенсивное накопление K_2O на фоне относительно повышенной кислотности.

С появлением трахилипаритов исчезают породы промежуточных составов и широкое развитие приобретают базальты. Базальты и трахилипариты различаются практически содержаниями всех петрогенных элементов, однако из всей геологической картины следует, что порождающие их расплавы сосуществуют в земных глубинах, вероятно, без реакционных соотношений.

В соответствии с этими эмпирическими данными первичноосновной по составу расплав в процессе эволюции магматической системы в верхних ее частях постепенно обогащается щелочно-кислотными элементами, образуя вначале, по-видимому, непрерывно дифференцированную колонну. В дальнейшем распределение компонентов в системе становится иным, резко неоднородным и предполагает сосуществование двух раздельных фаз с различными концентрациями главнейших компонентов: фазу кислых по составу расплавов, обособляющихся в верхних частях колонны, и фазу основных расплавов.

Если исходить из предположений, что магматическая система стремится к термодинамическому равновесию, то подобный процесс перераспределения компонентов системы может возникнуть при определенной функциональной зависимости значений химического потенциала того или иного компонента, от его положения в пределах системы, а также об общего состава расплава, в который он входит. В частности, привнос щелочей и SiO_2 в верхние части

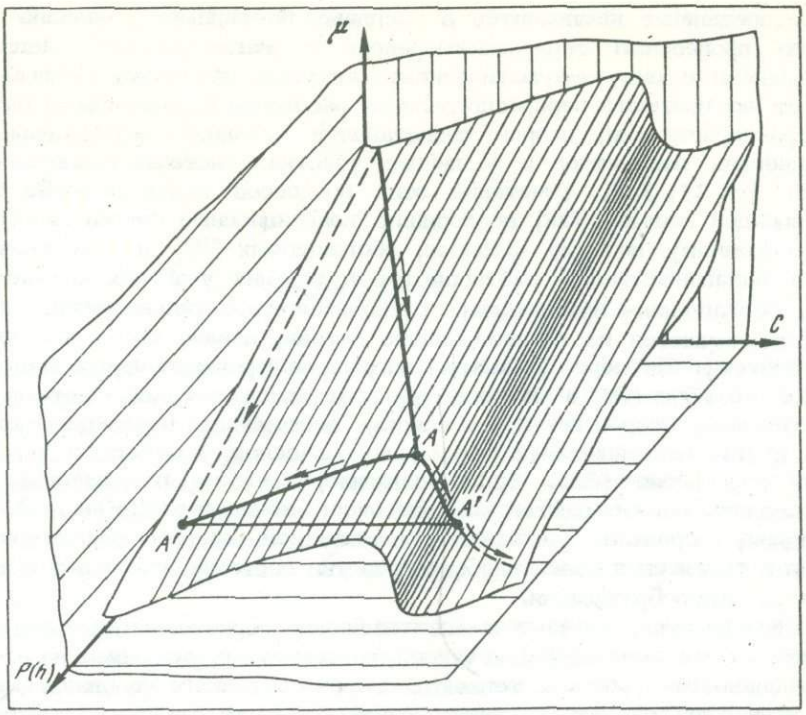


Ф и г. 49. График изменений химического потенциала в зависимости от состава расплава и положения в магматической колонне

магматической системы указывает на относительно высокие значения их химических потенциалов в глубинных участках системы. По достижении этими компонентами в расплавах определенной концентрации происходит резкое уменьшение их суммарного потенциала. В связи с этим непрерывно дифференцированная магматическая колонна становится энергетически неустойчивой и распадается на две фазы, которые при данных условиях характеризуются минимальными значениями свободной энергии. Описанную картину можно представить в виде диаграммы (фиг. 49), изображающей соотношения между величиной химических потенциалов некоторых компонентов в зависимости от их положения на различных уровнях магматической системы, а также от состава расплавов. Этот график, следовательно, демонстрирует представление о том, что потенциалы щелочно-кислотных элементов характеризуются минимальным значением в области кислых расплавов (на фигуре это выражено потенциальным трогом). Из рассмотрения графика следует, что по достижении расплавами состояния *A* даже незначительное изменение концентрации щелочно-кислотных компонентов вызывает уменьшение величины их потенциала. Параллельно с возрастанием концентрации этих компонентов возрастает суммарный потенциал нещелочных оснований. Он становится больше своего устойчивого при данных условиях значения, что определяет отток этих компонентов в другие участки системы. Все это влечет за собой перераспределение элементов в расплаве и в конечном итоге – его расслоение. Стремление системы к минимуму потенциальной энергии в этом случае явится причиной дальнейшего постоянного разделения магматического расплава на два и к увеличению контрастности сосуществующих расплавов. Этот процесс в конце концов приведет к такому состоянию системы, когда в равновесии будут находиться близкий к первичному основной и кислый по составу расплавы.

Как следует из вышеизложенного, в основу модели легло предположение о переносе щелочно-кислотных компонентов через основные магматические расплавы. Возможность подобного процесса подтверждается экспериментальными исследованиями.

В частности, в экспериментах Мартина [75] по переносу вещества водой при высоких температурах была зафиксирована четкая тенденция перехода во флюид



Ф и г. 50. Схема процессов тепломассопереноса в расслоенной магматической колонне

щелочей, кремния, алюминия даже из недосыщенного кремнеземом материала. В экспериментах Штерна и др. [80] при больших давлениях (P = 15 кбар) также был установлен переход в газовую фазу K_2O, Na_2O. Перешедшие во флюид щелочно-кислотные компоненты могут переноситься в другие участки системы, где они характеризуются меньшими значениями химического потенциала.

Предложенная модель хорошо согласуется с наблюдениями над современными вулканами, в строении которых участвуют контрастные по составу породы. Устанавливаемая на этих вулканах последовательность появления вулканитов различного состава в процессе извержений непосредственно отражает структуру магматической колонны и динамику ее становления. Например, в истории развития вулкана Кракатау выделяется несколько ритмов с образованием контрастных по составу пород [70]. Последний ритм, завершившийся катострофическим извержением 1883 г., начался образованием оливиновых базальтов вулканического конуса Раката. Редкие проявления вулканической деятельности в период между базальтами и извержением 1883 г. характеризовались продуктами все более кислого состава. В процессе извержения 1883 г. было выброшено 18 км^3 липарито-дацитовых пемз; вслед за ними в возникшей кальдере начал формироваться базальтовый конус Анак-Кракатау.

В ходе извержений, породивших кальдеру Кратер Лейк, на месте базальтового вулкана Мазама вслед за выбросами более 6 км^3 дацитовых и липарито-дацитовых пемз были извергнуты спекшиеся туфы базальтов [82].

Приведенные примеры позволяют говорить, что в магматической колонне основные расплавы занимают более глубокие уровни, чем кислые, и что между ними отсутствуют промежуточные переходы, т.е. они находятся в термодинамическом равновесии. С другой стороны, породы промежуточного ряда, которые появляются в периоды между извержениями основных пород, начинающих ритм, и кислых, завершающих его, свидетельствуют о трансформации исходного основного расплава до более кислого за счет привноса кислотно-щелочных компонентов в верхние части колонны.

Перераспределение компонентов в расплаве, по-видимому, связано с двумя основными процессами тепломассопереноса в магматических расплавах – конвекционными и сквозьмагматическими потоками вещества. Первый из них определяет возможность перераспределения расплавов с различными плотностными характеристиками, второй представляет механизм выравнивания термодинамических параметров в различных участках системы поднимающимися флюидами [5, 31, 34]. Сочетание этих процессов ведет к более быстрой дифференциации магмы. Так, восходящие конвекционные потоки способствуют более ускоренному подъему флюидов, обогащенных SiO_2 и щелочами. Эти элементы накапливаются и растворяются в верхних участках магматической системы. Обогащенные ими расплавы становятся относительно легкими и, таким образом, исключаются из конвенционного потока, изначально захватывающего всю систему. По мере протекания пограничной реакции перехода щелочно-кислотных компонентов в верхние участки магматической системы объем кислых расплавов возрастает и они создают собственную конвекционную ячейку [15, 23]. Два конвекционных потока, соприкасаясь, приходят в термодинамическое равновесие (фиг. 50). Возможно, здесь в пограничной области кислые расплавы освобождаются от избыточного количества MgO и FeO.

Последние, вероятно, увлекаются нисходящей ветвью потока основных расплавов и уносятся в более глубокие участки системы, где повышают основность среды магмообразования.

То обстоятельство, что кислые магматические образования связаны с режимом вертикальных растягивающих усилий, по-видимому, указывает на возрастание интенсивности процессов тепломассопереноса в этих условиях. Действительно, понижение общего давления должно вызвать понижение температуры плавления и температур кристаллизации, а также увеличить перегретость расплавов, понизить их вязкость. В результате возрастает скорость массообмена в пределах магматической системы и процесса магматической дифференциации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Верхнепалеозойские вулканогенные образования Южной Монголии принадлежат восточному сектору Евроазиатского вулканического пояса – одной из наиболее значительных структур Евроазиатского материка. Изложенные в настоящей работе данные характеризуют ряд вулканогенных ассоциаций вулканического пояса. Проведенные исследования выявили общие особенности в строении и составе пространственно-разобщенных ассоциаций. В частности, установлено, что среди вулканитов наиболее широко представлены основные и кислые породы, тогда как промежуточные по составу, а также щелочные породы для нее не характерны.

Разрезы вулканогенных ассоциаций пояса, как правило, начинаются толщами базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов. Эти толщи имеют региональное распространение и отвечают этапу наивысшей активности в развитии пояса. Порфириты перекрыты липаритовыми туфами и игнимбритами большой мощности. Венчаются разрезы вулканогенных образований контрастными базальт-липаритовыми толщами. Местами контрастным вулканитам предшествует формирование гомодромной базальт-андезит-дацит-липаритовой последовательности вулканогенных образований.

Вулканиты, перекрывающие порфиритовую толщу, ограничены в своем распространении отдельными вулканическими массивами, строение которых характеризуется постоянством мощностей отдельных подразделений разреза, устойчивыми парагенезисами пород и стереотипным петрографическим обликом. Вулканогенные образования различных ассоциаций резко различаются по перечисленным признакам, что позволяет говорить об очаговой природе длительно развивающихся вулканогенных ассоциаций и о связи вулканитов на поздних стадиях развития пояса с крупными изолированными питающими очагами. Этому выводу, в частности, соответствуют приуроченность корневых систем вулканов к полям выходов вулканитов и отсутствие их среди образований фундамента, а также возрастание прогнутости основания вулканогенных ассоциаций в их центральных участках. Все это указывает на вулкано-тектоническую природу ассоциаций, на компенсированный характер накопления вулканитов и тем самым – на прогибания ложа ассоциаций над глубинными очагами.

Большую роль в строении вулканогенных ассоциаций играют интрузивные образования. Они объединяются в сложнопостроенные системы тел, причем устанавливается соответствие той или иной группы интрузий определенной серии вулканитов. Кроме того, местами наблюдаются непрерывные переходы магматической массы из интрузивного залегания в покровное. Геологические наблюдения, таким образом, указывают, что практически все интрузии связаны с развитием корневой системы вулканов и что они фиксируют пути подъема расплавов к поверхности.

На этом основании весь комплекс покровных и интрузивных образований отдельных ассоциаций рассматривается как вулканогенный, т.е. порожденный вулканическим процессом.

Обстановка формирования вулканитов в пределах пояса определялась значительными растягивающими усилиями, действовавшими в вертикальном и горизонтальном, поперечном к простиранию пояса направлениях. Эти усилия зафиксированы продольными дайковыми поясами, в строении которых дайки составляют

свыше 20% общего объема пород, а также многочисленными пластовыми и хонолитными интрузиями, приуроченностью ассоциаций к депрессионным вулкано-тектоническим структурам.

По петрохимическому составу породы ассоциаций принадлежат к известково-щелочным сериям образований, причем для абсолютного большинства составов свойственно преобладание Na над K. Отдельно сравнимые ассоциации характеризуются хорошим соответствием составов. Это выражено не только совпадением фигуративных точек на петрохимических диаграммах, но и последовательностью размещения в разрезах вулканитов различного состава. Подобное соответствие указывает на петрогенетическую целостность вулканитов конкретных ассоциаций. Это, в частности, подтверждается геохимическими данными, свидетельствующими о близких геохимических характеристиках по составу образований.

Анализ структуры вулканогенных ассоциаций и распределения их в пределах пояса свидетельствует о связи пояса с развитием крупной зоны глубинного разлома, заложившейся на границе континента и океана. Внутреннее строение зоны определяется серией параллельных разломов, которые контролировали положение корневых систем вулканов и размещение вулканитов. Следует отметить также влияние на строение пояса крупной поперечной структуры, положение которой совпадает с так называемым "Великим георазделом Азии". К востоку от нее длительно развивающиеся вулканогенные ассоциации единичны, незначительны по площади и обособлены друг от друга. Западнее вулканогенные образования, перекрывающие порфиритовую толщу, распространены более широко.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдулаев Х.М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. Госгеолтехиздат, 1954.
2. Абрамов В.А., Анфиногов В.Н., Коваленко В.И. и др. Взаимодействие гранита с водными растворами Na_2SiO_3 при высоких температурах и давлении. – В кн.: Экспериментальное моделирование природных процессов. М., "Наука", 1971.
3. Анатольева А.И. Строение и состав пермского красноцветного вулканогенно-осадочного комплекса на юге Монголии. – Геол. и геофиз., 1974, № 10.
4. Бахтеев М.К. Особенности заключительного орогенного этапа геосинклинального развития герцинид северо-западного Прибалхашья. Автореф. канд. дис., 1967.
5. Бейли Д. Поток летучих, концентрация тепла и генерация магмы. – В кн.: Механизм интрузий магмы. "Мир", 1972.
6. Белый В.Ф. Охотско-Чукотский и Казахстанский краевые вулканические пояса (попытка сравнительного историко-геологического и структурного анализа). В кн.: Вулкано-плутонические формации и их рудоносность. Алма-Ата, "Наука", 1969.
7. Беспалов В.Ф. Вулканические образования Илийского мегасинклинория. – В кн.: Геология и рудоносность вулканогенных формаций Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1966.
8. Борзаковский Ю.А. Интрузивные комплексы Юго-Восточной Монголии. – В кн.: Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики. М., "Наука", 1971.
9. Борзаковский Ю.А., Зоненшайн Л.П., Суетенко О.Д. и др. К тектонике монгольских герцинид. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1967, 42, вып. 2.
10. Борзаковский Ю.А., Суетенко О.Д. О некоторых позднепалеозойских геосинклинальных прогибах Центральной и Восточной Азии. – Геотектоника, 1970, № 5.
11. Геология Монгольской Народной Республики. Т. II. Магматизм, метаморфизм, тектоника. М., "Недра", 1973.
12. Гоби-Алтайское землетрясение. М., Изд-во АН СССР, 1963.
13. Дергунов А.Б., Зайцев Н.С., Моссаковский А.А. и др. Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса. – В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука", 1971.
14. Добрецов Г.Л. К вопросу о происхождении габбро-гранитных серий. – Геол. и геофиз., 1971, № 5.
15. Добрецов Г.Л., Добрецов Н.Л. Возможная геологическая модель магматического процесса. – Геол. и геофиз., 1974, № 5.
16. Дуранте М.В., Зоненшайн Л.П., Коваленко В.И. и др. Верхнепалеозойские отложения и магматизм Хан-Богдинского района Южной Монголии. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, 51, вып. 4.
17. Еремин Р.А., Ярмолюк В.В. О структурном положении витрофиров Арманской кальдеры. – Геол. и геофиз., 1969, № 9.
18. Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.
19. Зайцев Н.С., Моссаковский А.А., Дуранте М.В. и др. Опорный разрез верхнего палеозоя Южной Монголии с первыми представителями лабиринтодонтов. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 7.
20. Зоненшайн Л.П., Дуранте М.В., Маркова Н.Г. и др. Основные черты геологического строения и развития сопредельных частей Монгольского и Гобийского Алтая. – В кн.: Стратиграфия и тектоника МНР. М., "Наука", 1970.
21. Зоненшайн Л.П., Маркова Н.Г., Нагибина М.С. О соотношении палеозойских и мезозойских структур Монголии. – Геотектоника, 1971, № 4.
22. Зоненшайн Л.П., Суетенко О.Д., Хамьяндамба А. и др. Строение осевой части Южно-Монгольской эвгеосинклинали в хребте Дзолен. – Геотектоника, 1975, № 4.

23. Иншин П.В. О механизмах дифференциации магмы. Алма-Ата, "Наука", 1972.
24. Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В. и др. Интрузивные серии северного Сихотэ-Алиня и нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., "Наука", 1967.
25. Кепежинскас В.В. Верхнепалеозойский вулканизм Токраусского синклинория (Центральный Казахстан). Новосибирск, "Наука", 1969.
26. Кепежинскас В.В., Лучицкий И.В. Континентальные вулканические ассоциации Центральной Монголии. М., "Наука", 1974.
27. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П. и др. Редкометальные гранитоиды Монголии. М., "Наука", 1971.
28. Коптев-Дворников В.С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана). – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 4.
29. Коптев-Дворников В.С., Яковлева Е.Б., Петрова М.А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., "Наука", 1967.
30. Коптева В.В. Строение Чубарайгырской вулканической депрессии (Центральный Казахстан). – Тр. Лаборатории палеовулканол., Алма-Ата, 1964, вып. 3.
31. Коржинский Д.С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. – В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955.
32. Кошкин В.Я. Каменноугольный и пермский вулканизм Северного Прибалхашья. – В кн.: Проблемы палеовулканологии. Алма-Ата, 1963.
33. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. Госгеолтехиздат, 1964.
34. Кузнецов Ю.А., Изох Э.П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования. – В кн.: Проблемы петрологии генетической минералогии. Т. I. М., "Наука", 1969.
35. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Об основных проблемах петрогенезиса. Избр. труды. Т. I. Изд-во АН СССР, 1949.
36. Лувсан-Данзан Б. Нижнекаменноугольные отложения юго-западной Монголии. – В кн.: Стратиграфия и тектоника МНР. М., "Наука", 1970.
37. Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. М., "Наука", 1971.
38. Маркова Н.Г. Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии. М., "Наука", 1975.
39. Моссаковский А.А. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии. – Геотектоника, 1970, № 4.
40. Моссаковский А.А. Палеозойский орогенный вулканизм Евразии (главные формационные комплексы и тектонические закономерности размещения). – Геотектоника, 1972, № 1.
41. Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии. М., "Наука", 1975.
42. Моссаковский А.А., Томуртогоо О. Верхний палеозой Монголии (стратиграфия, структуры, формации). М., "Наука", 1976.
43. Нагибина М.С. Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития. – Геотектоника, 1970, № 6.
44. Ноккольдс С.Р., Аллен Р. Геохимические наблюдения. М., ИЛ, 1958.
45. Пийп Б.И. Минералы по геологии и петрографии района рек Авача, Рассошины, Гаванки и Налачевы на Камчатке. Тр. Камчатской комплексной эксп., 1936-1937 гг., вып. 2, 1941.
46. Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, "Наука", 1976.
47. Редкометальные гранитоиды Монголии (петрология, распределение редких элементов и генезис). М., "Наука", 1971.
48. Резвой Л.П. О великом георазделе Азиатского материка. – В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М., "Наука", 1964.
49. Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., "Мир", 1964.
50. Росс К.С., Смит Р.Л. Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация. – В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ, 1963.
51. Синицын В.М. Заалтайская Гоби. Геологические рекогносцировки летом 1951 г. Изд-во АН СССР, 1956.
52. Смит Р.Л. Потоки вулканического пепла. – В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ, 1963.
53. Соболев В.С., Бакуменко И.Г., Добрецов Н.Л. и др. Физико-химические условия глубинного петрогенезиса. – Геол. и геофиз., 1970, № 4.
54. Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. и др. Связь процессов магмообразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней

мантии. – В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. М., "Наука", 1967.
55. Сперанская И.М. К вопросу о стратиграфическом расчленении меловых вулканических формаций юго-западной части Охотско-Чукотского пояса. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 16, Магадан, 1963.
56. Суетенко О.Д. Тектоника палеозоид юго-восточной Монголии. Автореф. канд. дис., 1971.
57. Тихонов В.И. Строение пограничной зоны герцинской и палеозойской складчатых областей на западе Монголии. – Геотектоника, 1974, № 4.
58. Устиев Е.К. Некоторые петрологические и геологические аспекты проблемы игнимбритов. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 11.
59. Фремд Г.М. Орогенный вулканизм Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканических поясов. Изд-во Томского ун-та, 1972.
60. Фрих-Хар Д.И., Ярмолюк В.В. О признаках фациальной принадлежности пластовых тел изверженных пород. – Геол. и геофиз., 1976, № 4.
61. Фролова Т.И. Вулканогенные ассоциации геосинклиналей контрастного типа. – В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, "Наука", 1973.
62. Челищев Н.В., Кузнецов В.А., Диков Ю.П. Экспериментальное исследование процесса кристаллизации силикатных расплавов, отвечающих по составу основным горным породам. – ДАН СССР, 1963, 152, № 3.
63. Шейнман Ю.М. Есть ли ювенильные граниты? – Сов. геология, 1961, № 1.
64. Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых толщ. М., ИЛ, 1950.
65. Щерба И.Г. Некоторые черты развития северной части Джунтаро-Балхашской геосинклинали в среднем и верхнем палеозое. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 41, № 6, 1966.
66. Ярмолюк В.В. Вулканические структуры обрушения Охотско-Чукотского вулканического пояса. Новосибирск, "Наука", 1973.
67. Ярмолюк В.В. О каналах игнимбритовых извержений в Южной Монголии. – ДАН СССР, 1976, 227, № 4.
68. Ярмолюк В.В. Об одном способе внедрения расплавов во вмещающие толщи. – Геол. и геофиз., 1975, № 4.
69. Bailey E.B., Thomas H.H. e.a. Tertiary and post-tertiary geology of mull, Loch Aline and Oban. – Mem. Geol. Surv., 1924.
70. Bemmelen R.W. van. Bulletin of the Netherlands Indies. Volcanological survey. For the year 1941. Bandoeng, 1949, N 95–98.
71. Brench C.D. The volcanic cauldrons, ring complexes and associated granites of the Georgetown Inlier, Queensland. – Bull. Bur. Min. Resour. Austral., 1966, N 76.
72. Fenner G.N. Aview of magmatic differentiation. – J. Geol., 1937, XLV, N 2.
73. Jacobson R.R., MacLeod W.N., Black R. Ring complexes in the younger granite province of Northen Nigeria. – Mem. Geol. Soc., London, 1958.
74. Holmes A. The idea of contrasted differentiation. – Geol. Mag., 1934, LXXI, N 635.
75. Martin R.F. Role of water in pantellerite genesis. – Bull. vulcan., 1974 (1975), 38, N 3.
76. Miers H.A. Adress to the geological section. Brit Assoc. Advancement Sci. Cape Town, S. Africa, Aug. 16th, 1905 – Geol. Mag., n.s., 2, N 9, 10, 11.
77. Nockolds S.R. The production of normal rock types by contamination and their bearing on petrogenesis. – Geol. Mag., 1934, LXXI, N 635.
78. Reynolds D.L. Fluidisation as a geological process and its bearing on the problem of intrusive granites- – Amer. J. Sci., 1954, 252.
79. Richey J.E. Scotland, the tertyary volcanic distfics. Edinburgh, 1948.
80. Stern C.R., Huang Wuu-Liang, Wyllie P.J. Basalt-andesiterhyolite – H_2O: crystallization intervals will excess H_2O and H_2O – undersaturated liquidus surface to 35 kilobars, with implication for magma genesis. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, 28, N 2.
81. Thornton C.P., Tuttle O.F. Chemistry of igneous rocks. 1. Differentiation index.– Amer. J. Sci., 1960, 258, N 9.
82. Williams H. The geology of crater Lake National Park, Oregon. – Carnegie Inst. Wash. Publ., 1942, 540.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 5

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС ЕВРАЗИИ И ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЕГО ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ 8

Общая характеристика верхнепалеозойского вулканического пояса Евразии .... –
Основные черты строения верхнепалеозойских вулканогенных образований Южной Монголии 9
Фации глубинности вулканогенных образований 11

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗАПАДНЫХ УЧАСТКОВ ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ. ВУЛКАНОГЕННАЯ АССОЦИАЦИЯ ХРЕБТОВ ТОСТ И НОЕН 17

Строение разреза покровных образований 19
Толща липаритовых туфов и туфолав 27
Толща андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов 28
Толща обычных и спекшихся липаритовых туфов и туфогенно-осадочных пород . 30
Толща контрастных вулканитов 34
Интрузивные образования 46
Центры вулканической деятельности и вулканические структуры 59

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО УЧАСТКА ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ 68

Вулканогенная ассоциация хр. Ихе-Шанхай 70
Покровные образования ..... –
Интрузивные образования 73
Вулканогенная ассоциация района сомона Хан-Богд 76
Северо-восточное вулканическое поле 77
Юго-западное вулканическое поле 81

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ АССОЦИАЦИЙ ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ 87

ХИМИЗМ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ 91
СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ АССОЦИАЦИЙ 118

Геотектонические условия развития Южно-Монгольского фрагмента верхнепалеозойского вулканического пояса Евразии ..... –
Геолого-структурные особенности развития вулканогенных ассоциаций 119
Свидетельства глубинной природы магматических расплавов и генетической однородности вулканогенных образований 120
Существующие представления об образовании эволюционных и контрастных серий магматических пород 121
Предлагаемая модель 123

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 127

ЛИТЕРАТУРА 129

ГАРЧИГ

ОРШИЛ 5
ЕВРОАЗИЙН ДЕЭДПАЛЕОЗОЙН ГАЛТУУЛСЫН БҮС, ТҮҮНИЙН ДОРНОТ ХЭСГИЙН ВУЛКАНОГЕН ТОГТОЦУУДЫН ЕРЕНХИЙ ТОДОРХОЙЛОЛТ 8

Евроазийн дээдпалеозойн галтуулсын бүс ..... –
Өмнөт Монголын вулканоген тогтоцуудын бүтэцийн үндсэн онцлог 9
Вулканоген тогтоцуудын гүнээс талтгаалах төрхшилүүд 11

ӨМНӨТ МӨНГӨЛЫН ӨРНӨТ ХЭСГИЙН ВУЛКАНОГЕН ТОГТОЦУУД. ТОСТ, НОЕН НУРУУНЫ ВУЛКАНОГЕН ЭВШИЛ 17

Хучаасан тогтоцын зүсэлтийн бүтэц 19
Липарит туф, туфолаавын зузаалга 27
Андезит–хүрэм, андезит–порфирит зузаалга 28
Липарит туф, бөсмөл туф, туфоген тунамал чулуулгын зузаалга 30
Ялгараат вулканит зузаалга 34
Шургамал тогтоцууд 46
Галтуулсын ажилгааны төв ба вулканлаг бүтэцүүд 59

ӨМНӨТ МОНГОЛЫН ТОВИЙН ХЭСГИЙН ВУЛКАНОГЕН ТОГТОЦУУД 68
Их–Шанхай нурууны вулканоген эвшил 70
Хучаасантогтоц ..... –
Шургамал тогтоц 73
Хан–Богд сумын хавь нутгийн вулканоген эвшил 76
Зүүн хойт хэсгийн галтуулсын талбар 77
Баруун урьд хэсгийн галтуулсын талбар 81

ӨМНӨТ МОНГОЛЫН ДЭЭДПАЛЕОЗОЙН ВУЛКАНОГЕН ЭВШЛҮҮДИЙН ХӨГЖЛИЙН ЗУРШМАЛ ШИНЖҮҮД БА БҮТЭЦИЙН ҮНДСЭН ЗҮЙТОГТОЛ 87

ДЭЭДПАЛЕОЗОЙН ВУЛКАНОГЕН ТОГТОЦУУДЫН ХИМИЗМ 91

ВУЛКАНОГЕН ЭВШИЛ ҮҮСЭХ СТРУКТУР–ПЕТРОЛОГИЙН ОНЦЛОГ 118

Өмнөт Монголын галтуулсын бүс хөгжих геотектоникийн нөхцөл ..... –
Вулканоген эвшил хөгжиг геолого–структурын онцлог 119
Маагмын хайлмалын гүний үүсгэл ба вулканоген тогтоцуудын гаралзуйн нэгдмэл төрөл болох баталгаа 120
Маагмын чулуулгын хувьсалын болон ялгараат цуврал үүсэх тухай өнөөгийн төсөөлөл 121
Дэвшүүлж буй загвар 123

ДҮГНЭЛТ 127

CONTENTS

INTRODUCTION 5

UPPER PALEOZOIC VOLCANIC BELT OF EVRASIA AND GENERAL CHARACTERISTIC OF VOLCANIC OF ITS EASTERN PART 8

General discription of Evrasian volcanic belt . . . . . –
Main geological features of upper Paleozoic volcanic associations of South Mongolia 9
Volcanic rocks facies 11

VOLCANICS OF SOUTH-EASTERN MONGOLIA. VOLCANIC ASSOCIATION OF THE TOST-NOYON RANGE 17

Discription of sections of effusive rocks 19
Suite of liparitic tuffs and welded tuffs 27
Suite of andesit-basalt and andesitic porphyrites 28
Suite of liparitic tuffs, welded tuffs and tuffogenicsedimentary rocks 30
Suite of contrast volcanics 34
Intrusions 46
Centres of volcanic activity and volcanic structures 59

VOLCANIC ASSOCIATIONS OF CENTRAL PART OF UPPER PALEOZOIC VOLCANIC BELT OF SOUTH MONGOLIA 68

Volcanic association of Ikhe-Shankhay range 70
Effusive rocks . . . . . –
Intrusions 73
Volcanic association in the Han-Bogd region 76
North-east volcanic field 77
South-west volcanic field 81

MAIN REGULARITIESOF THE STRUCTURE AND MAIN FEATURES OF FORMATION OF UPPER PALEOZOIC VOLCANIC ASSOCIATION OF SOUTH MONGOLIA 87

CHEMICAL COMPOSITION OF VOLCANIC ROCKS 91

STRUCTURAL-PETROLOGICAL FEATURES OF FORMATION OF VOLCANIC ASSOCIATIONS 118

Geotectonic conditions of development of South Mongolia part of volcanic belt . . . –
Geological-structural development of volcanic association 119
Evidences of subcrustal origin of magmatic melts and genetic unity of volcanic rocks 120
Previous views of genesis of differentiated and contrast series of magmatic rocks . . 121
The model of magmatic differentiation 123

CONCLUSION 127

LITERATURE 129

Владимир Викторович
Ярмолюк

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ АССОЦИАЦИИ И СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИХ РАЗВИТИЯ

Труды Совместной
Советско-Монгольской
научно-исследовательской экспедиции
Вып. 23

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
геологическим институтом

Редактор издательства
О.А. Харнас

Художественный редактор
И.К. Капралова

Технический редактор
Л.А. Куликова

ИБ № 7093

Подписано к печати 17.04.78
Т – 00288
Усл.печ.л. 11,9 + 0,2 вкл. Уч.-изд.л. 12,1
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офс. № 1
Тираж 500 экз. Тип. зак. 392.
Цена 1р.80к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",
117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94[а]
1-я типография издательства "Наука",
199034, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 80 к.

2535