

И.В.ЛУЧИЦКИЙ

Избранные
труды

ВОПРОСЫ
ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ, ГЕОХИМИИ И ГОРНЫХ НАУК



Handwritten signature

И.В.ЛУЧИЦКИЙ

Избранные
труды

ВОПРОСЫ
ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИИ

Ответственный редактор
академик А.Л. ЯНШИН

5000



МОСКВА "НАУКА" 1988



Лучицкий И.В. Вопросы палеовулканологии: Избранные труды. — М.: Наука, 1988. — 232 с. — ISBN 5-02-003364-2

В книгу вошли работы, в которых рассматриваются прежде всего цели и задачи палеовулканологии, вопросы терминологии, закономерности пространственного и хронологического размещения древних вулканов, проблемы вулканогенных формаций и использования формационного анализа в палеовулканологии. Включены статьи по вопросам составления палеовулканологических карт и производства палеовулканологических реконструкций, а также энергетики древних вулканов и эволюции вулканизма в истории Земли.

Составители:

А.И. ЛУЧИЦКИЙ, Л.М. СТОЛЯРОВА, В.Н. ШИЛОВ

Рецензенты:

А.М. Дымкин, Р.М. Яшина

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящее издание представляет собой книгу избранных трудов члена-корреспондента АН СССР Игоря Владимировича Лучицкого. В научном наследии ученого около 200 статей и монографий по различным вопросам геологии. И.В. Лучицкий прежде всего широко известен своими работами по палеовулканологии, основоположником которой он является. Между тем полная картина творчества Игоря Владимировича весьма многогранна и помимо его фундаментальных работ по палеовулканологии включает оригинальные работы по экспериментальной тектонике, а также многочисленные работы по геотектонике и региональной геологии Сибири. В предлагаемую вниманию читателей книгу включены работы, относящиеся к палеовулканологическому направлению в научном творчестве И.В. Лучицкого. Представленные в ней работы позволяют проследить становление и развитие тех его идей и разрабатывавшихся им методов, которые легли в основу нового научного направления в системе геологических знаний — палеовулканологию.

При подготовке рукописи к печати и редактированию был составлен ряд примечаний. Они связаны с некоторыми сокращениями встречающихся в ряде мест повторов, обусловленных тем, что в данном издании собраны воедино работы И.В. Лучицкого по сходным темам, опубликованные в разное время и в разных научных изданиях. В соответствующих местах составители сочли возможным отослать читателя к статьям по аналогичной тематике, помещенным в настоящей книге.

ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИИ И ПРОБЛЕМА ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ*

Палеовулканология, или учение о древних вулканах, вообще о вулканической деятельности геологического прошлого нашей планеты, в настоящее время завоевывает всеобщее признание как совершенно самостоятельная отрасль геологических знаний.

Отличительную особенность палеовулканологии представляет предмет ее исследований — разнообразные геологические тела, возникшие в результате вулканической деятельности, т.е. вследствие извержения расплавленных или раскаленных масс, перемещенных к дневной поверхности из недр Земли с глубин, пока недоступных прямым наблюдениям. Таким образом, палеовулканология тесно связана с изучением древних памятников геологической истории, в различной степени сохранившихся и в ряде случаев требующих для своей реконструкции огромных усилий и разносторонних знаний.

Родственная палеовулканологии и весьма близкая к ней наука вулканология занимается изучением главным образом динамических процессов и явлений, сопровождающих вулканическую деятельность и протекающих на глазах человека; поэтому естественные границы, разделяющие обе отрасли знания, устанавливаются в общем достаточно отчетливо. Они определяются предметом исследования: палеовулканология изучает результаты вулканической деятельности — геологические тела, а вулканология — связанные с этой деятельностью и непосредственно наблюдаемые процессы. В соответствии с этим обе науки отличаются и по задачам, стоящим перед каждой из них в отдельности, и по методам исследования.

Как и многие другие геологические науки, палеовулканология опирается на методы сравнительного анализа в самом широком плане. Поэтому актуалистический метод, предполагающий сравнение вулканической деятельности прошлого с современными явлениями, естественно, представляет неотъемлемую часть методических основ палеовулканологии. Вместе с тем в целях выяснения общей эволюции процессов вулканизма палеовулканология привлекает сравнительный анализ вулканической деятельности минувших геологических эпох.

Для изучения вещественного состава вулканогенных пород используется сложный арсенал хорошо разработанных методов оптического, химико-минералогического, электронно-физического, термоаналитического и других видов исследований. Строение вулканогенных

*Труды Лаборатории палеовулканологии. Алма-Ата, 1963. Вып. 2. С. 5—12.

генных тел, их стратиграфические взаимоотношения и возраст изучаются с широким применением стратиграфических методов, методов абсолютной и относительной геохронологии и т.д., а изучение внутренней структуры и тектонического положения вулканогенных образований требует привлечения геокартирования, структурного анализа, палеотектонического и других методов исследования (анализ мощностей и т.п.). Таким образом, палеовулканология опирается на фундамент новейшей техники и на современные основы разнообразных методов геологического исследования.

Обширный комплекс разнообразных методических приемов, используемых в палеовулканологии, и широкий круг задач, выдвигаемых перед ней, так же как и реально развивающиеся исследования, несомненно, выдвинули необходимость дальнейшего разделения палеовулканологии. Наряду с общей палеовулканологией, рассматривающей основные проблемы науки, представится, вероятно, необходимым различать описательную и генетическую, сравнительную и экспериментальную палеовулканологию и т.д. Вопрос о разделении этой молодой еще науки, несомненно, дело самого ближайшего будущего.

Истоки учения о древних вулканах уходят в глубь истории человеческого общества. Уже в античную эпоху в трудах Пифагора и Страбона, например, появились достаточно ясные указания на существование древних вулканов. Различные ссылки на проявление вулканической деятельности в отдаленные периоды жизни Земли имеются в старинных трактатах XVI—XVIII вв., принадлежащих Маджиоли, Гуку, Лаццоро Моро, Бюффону, Ардуино и многим другим ученым.

Середина XVIII в. ознаменовалась появлением замечательных сочинений М.В. Ломоносова "О слоях Земли" и "Первые основания металлургии и рудных дел", дающих общее представление о роли огнедышащих гор — вулканов — в создании рудных богатств земных недр и о влиянии вулканической деятельности на формирование лика Земли. В конце XVIII в. Геттон в "Теории Земли" объяснил происхождение ряда пород (базальтов, траппов и других) из расплавленной массы, проникшей по трещинам к поверхности Земли. К тому же времени относятся первые, весьма точные описания древних вулканов, сделанные талантливым французским ученым Демаре, детально изучившим угасшие вулканы Оверни в Центральной Франции.

В XIX в. вулканическая деятельность в целом привлекает внимание широкого круга ученых, таких, как Л. Бух, П. Скроп, Ч. Лайель и др. В середине XIX в. создается первая вулканологическая обсерватория на склонах вулкана Везувий. Но древние вулканы по-прежнему служат предметом исследования в сравнительно немногих случаях. Такие, например, труды, как сочинение Гики "Древние вулканы Великобритании", появившиеся во второй половине XIX в., отмечают крупные вехи в общем прогрессе геологических наук, но и они по-прежнему оказываются недостаточными для обособления самостоятельного научного направления. К тому же общее развитие науки во второй половине XIX в. и первой половине текущего столетия не способствовало такому обособлению. Внедрение в геологические исследования поляризационного микроскопа, открывшиеся в связи с этим

широкие горизонты увлекли своей новизной и блестящими возможностями точной диагностики горных пород. Возникшая на новой технической базе наука о горных породах — петрография — сосредоточила главное внимание на изучении горных пород, вследствие чего все проблемы древних вулканов оказались подчиненными этой, тогда еще молодой науке и решались в дальнейшем лишь как составные элементы общего учения о горных породах. Между тем главные пути развития петрографии пролегли в области изучения петрогенезиса, поэтому лишь в малой степени могли совпадать с общим направлением палеовулканологических исследований.

Такое положение сохранялось весьма продолжительное время, что препятствовало быстро прогрессу учения о древних вулканах как самостоятельной отрасли геологических знаний. Тем не менее изучение излившихся горных пород различных территорий осуществлялось весьма энергично. В частности, в нашей стране огромное внимание этим породам уделяли Ф.Ю. Левинсон-Лессинг и А.Н. Заварицкий. В конечном итоге это привело к накоплению столь разнообразных и разносторонних материалов, что их обобщение в плоскости петрогенетической оказалось совершенно недостаточным. В связи с открытием разнообразных месторождений полезных ископаемых в вулканогенных толщах различного возраста значительно возрос также практический интерес к изучению вулканической деятельности геологического прошлого. В итоге были созданы предпосылки для окончательного оформления палеовулканологии.

В 50-х годах текущего столетия по предложению вице-президента Международной вулканологической ассоциации Л. Гланжо была сформирована Международная палеовулканологическая комиссия. В эти же годы при Лаборатории вулканологии Академии наук СССР по инициативе В.И. Влодавца была создана Межведомственная комиссия по древнему вулканизму. Наконец, в 1959 г. созванное под председательством И.Г. Магакьяна Первое Всесоюзное вулканологическое совещание специально отметило важность научных и практических задач, стоящих перед палеовулканологическими исследованиями, и подтвердило необходимость дальнейшего их развития. Таким образом, самостоятельное значение палеовулканологических исследований было широко признано и закреплено соответствующими союзными и международными организационными мероприятиями.

Главное направление палеовулканологических исследований определяется теми возможностями, которые представляют древние вулканы и вся вулканическая деятельность минувших геологических эпох в целом для познания строения глубоких недр Земли, эволюции земной коры и развивающихся в ней геологических процессов.

Древние вулканические постройки сопровождаются глубинными корнями, уходящими далеко внутрь земной оболочки и доступными наблюдениям на различных эрозионных срезках. Поэтому изучение таких построек и их корней, образующих сложно построенные геологические тела, открывает широкие перспективы для выяснения закономерных изменений в составе масс, перемещающихся из глубинных зон к земной поверхности.

Развитие главного направления исследований в области палеовулканологии требует решения ряда задач, имеющих прямое отношение к изучению соответствующих геологических тел, представляющих преимущественно вулканогенные накопления, состоящие из пластов и покровов, пересекаемых штоками, дайками, некками или трубками, и образующие в целом вулканогенные формации.

Основные задачи палеовулканологии группируются вокруг изучения вещественного состава вулканогенных формаций и выявления закономерностей их размещения во времени и в пространстве.

Изучение вещественного состава вулканогенных формаций, так же как и иного рода вулканогенных образований, составляет неотъемлемую часть общих палеовулканологических исследований. Детальное определение пород и выяснение их минералогического и химического составов, структур, текстур и других характерных черт весьма важно прежде всего для выяснения типовых особенностей определенных вулканогенных формаций.

Вулканогенные формации весьма разнообразны по составу и представляют естественные ассоциации или сообщества горных пород, парагенетически связанных друг с другом как в вертикальном, возрастном отношении, так и в горизонтальном, пространственном плане (Шатский, 1960). Такие сообщества охватывают ряды пород, весьма разнообразные по происхождению, возникшие в результате застывания и кристаллизации различных лав путем цементации вулканических выбросов (бомб, лапилли, вулканического песка и пепла), а также в процессе диагенеза грязевых потоков, озерных и морских осадков. Разнообразие парагенетических сочетаний горных пород, обязательный элемент которых составляют лавовые потоки и вулканические выбросы, определяет различие вулканогенных формаций. Поэтому существенно необходимо изучать наряду с изверженными породами входящие в состав вулканогенных формаций генетически весьма разнородные осадочные и другие породы. Это позволяет выявить не только характерные типовые черты определенных вулканогенных формаций, но одновременно установить ту физико-географическую и тектоническую обстановку, в которой происходило накопление образующих формацию лав, вулканических выбросов и осадков.

Задачи, связанные с изучением вещественного состава и петрохимии вулканогенных формаций, во многом сходны с теми, которые стоят перед петрографией, однако общая цель соответствующих исследований, решающих эти задачи, отнюдь не петрогенетическая. Петрографическое исследование — лишь одно из звеньев в общей системе работ, направленных на выявление закономерностей эволюционного развития вулканической деятельности в минувшие геологические эпохи.

Важное место в системе палеовулканологических работ занимает изучение закономерностей размещения вулканогенных образований во времени. Значение исследований такого рода двойное. Во-первых, они служат опорой для выявления условий залегания и тектоники вулканогенных толщ. Во-вторых, и это главное, они дают основание для выводов о строении и эволюции глубинных зон Земли в давно минув-

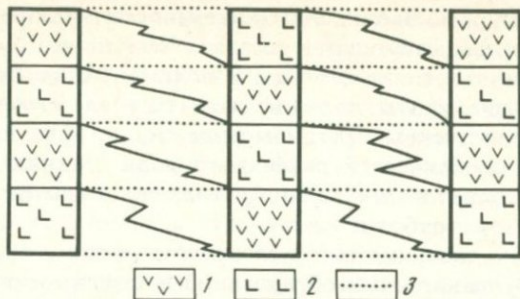
шие геологические эпохи и о процессах, развивающихся в этих глубинных зонах в прошлом.

Изучение возраста древних вулканогенных образований связано с развитием двух основных линий соответствующих исследований. Одну из них представляют работы, опирающиеся на выявление взаимосвязей между вулканогенными образованиями и вмещающими их осадочными толщами, относительный возраст которых устанавливается обычными методами стратиграфии. Другую линию определяют работы в области абсолютной геохронологии, привлекающие новые радиофизические и другие методы исследования. Таким образом, решение задач палеовулканологии в области изучения закономерностей размещения вулканогенных формаций во времени теснейшим образом связано с изучением возраста вулканогенных пород методами относительной и абсолютной геохронологии.

Сопоставления вулканогенных образований в рамках ограниченных территорий и тем более на обширных пространствах земной поверхности требуют весьма строгих возрастных определений. Именно эти сопоставления позволяют судить об особенностях развития вулканического процесса, о смене вулканической активности эпохами покоя, об изменениях состава продуктов вулканической деятельности во времени и т.д.

Сравнение вещественного состава вулканогенных образований в силу их резкой фациальной изменчивости совершенно недостаточно для отождествления возраста одинаковых по составу пород и может повлечь за собой грубые ошибки даже при изучении ограниченных территорий. Ошибочны, в частности, как правило, представления о циклическом развитии вулканической деятельности прошлых геологических эпох, опирающиеся на предположения о том, что вулканогенные породы одного и того же состава разновозрастны, а различные по составу — разновозрастны. Используя такие представления и привлекая затем грубое и весьма приближенное деление на отличающиеся по составу группы "кислых" и "основных" эффузивов, обычно приходят к естественному выводу о повторяемости однородных по составу излияний во времени, т.е. о циклическом строении вулканогенных серий. Между тем детальное картирование, сопровождаемое тщательным изучением стратиграфии вулканогенных толщ, постоянно обнаруживает сильную фациальную изменчивость разрезов и изменчивость состава разновозрастных накоплений, что само по себе противоречит представлению о циклическом строении вулканогенных толщ, так как приводит к выводу о необходимости синхронизировать разносоставные, а не однородные по составу вулканогенные образования (рисунк).

Необходимо применять разнообразные методы весьма тщательного геологического картирования вулканогенных толщ, детально изучать их стратиграфические взаимоотношения с палеонтологически охарактеризованными осадочными свитами и пачками и действительно наблюдаемыми фациальными замещениями, устанавливать абсолютный возраст вулканогенных пород и т.д., для того чтобы сделать правильные выводы о возможностях сопоставления вулканогенных образований



Идеальная схема фашиально изменчивого разреза вулканогенной формации

1 — кислые породы, 2 — основные породы, 3 — изохроны. В таком разрезе отождествление по возрасту пород одинакового состава в целях обоснования представления о циклическом развитии вулканической деятельности может привести к грубым ошибкам

изучаемой территории и тем более — для широких сопоставлений. Важно подчеркнуть, что никакие априорные схемы взаимоотношений между временем образования вулканогенных серий и эпохами созидания геологических структур не могут быть приняты без точного анализа действительного распределения во времени этих процессов и без детального изучения стратиграфии вулканогенных толщ. Исследования такого рода существенно необходимы потому, что они позволяют по изменениям состава продуктов вулканической деятельности во времени судить об эволюции глубинных зон Земли.

Вопросы синхронизации в мировом плане событий, связанных с развитием вулканической деятельности, занимают особое место в общей системе палеовулканологических исследований. До сих пор нет никаких убедительных доказательств, подтверждающих, что в прошлые геологические эпохи массовые вулканические извержения осуществлялись одновременно на всем земном шаре. Стратиграфия вулканогенных образований и абсолютный возраст излившихся пород в целом еще очень слабо изучены. Поэтому дальнейшее развитие стратиграфических исследований применительно к вулканогенным образованиям и работ, связанных с использованием радиологических и других методов абсолютной геохронологии, составляет важнейшую задачу палеовулканологии.

История геологического развития земного шара и строение его глубоких недр могут быть правильно поняты и изучены лишь тогда, когда будут выяснены закономерности распределения во времени тех вулканических масс, которые в огромных объемах были перемещены с неизведанных еще глубин к поверхности Земли.

Изучение закономерностей пространственного размещения вулканогенных формаций также относится к наиболее существенным звеньям общего палеовулканологического исследования.

Важно знать прежде всего общий характер распределения вулканогенных образований на земной поверхности для определенных геологических эпох. В связи с этим необходимо составлять палеогеографические и палеотектонические схемы и карты, достаточно точно отображающие, на каких территориях и в связи с какими тектони-

ческими структурами наблюдаются вулканогенные породы различного фациального и формационного состава. Чем точнее будут соответствующие карты, тем более строгим и полным окажется исследование. Соответствующие карты должны опираться на изучение не только общих пространственных закономерностей, но и на выявление морфологических особенностей различного рода древних вулканических построек — аппаратов центрального типа, каналов трещинных излияний, даек, некков, трубок и т.д.

Далее, необходимо иметь ясное представление о закономерностях размещения вулканогенных образований в зависимости от тектонического плана конкретной территории и об отношении вулканогенных толщ к геологическим структурам. Все это требует весьма точных и достаточно подробных данных о тектонике как самих вулканогенных образований, так и той серии пород и осадочных, и метаморфических, которые их вмещают или сопровождают, а также о тектонике всей изучаемой территории в целом.

Наконец, весьма существенно выяснить распределение каналов, подводящих магматические расплавы к поверхности Земли, и выявить главнейшие пути поступления магматических масс из глубоких недр земной оболочки и мантии Земли. В связи с этим необходимо изучать не только комплекс излившихся и других вулканогенных пород, типичных для данной формации, но также и тех сопровождающих ее пород, которые образуют штоки, массивы и иного рода геологические тела, принадлежащие к категории интрузивных образований. Вопрос о комагматичности излившихся и интрузивных пород является, таким образом, одним из наиболее актуальных в связи с изучением пространственного распределения вулканогенных формаций и выявлением их размещения в недрах земного шара вдоль глубинных разломов или иного типа тектонических структур.

Общее исследование проблемы пространственного размещения вулканогенных формаций должно предусматривать возможность выяснения механизма перемещения магматических масс из глубинных зон к поверхности Земли и устанавливать характерные черты вулканической деятельности различных структурных регионов и причины появления этих типичных черт. Такие различия, определяемые, в частности, структурным развитием тех или иных территорий, в огромной степени зависят от особенностей строения глубинных зон Земли, поэтому требуют особенно пристального внимания.

В целом палеовулканологические исследования, связанные с изучением вещественного состава вулканогенных формаций и закономерностей их размещения во времени и в пространстве, должны быть направлены на реконструкцию истории развития вулканической деятельности минувших геологических эпох и на познание геологических процессов, порождающих вулканизм.

Общая эволюция вулканической деятельности определяется изменениями геологической структуры и внутреннего строения земной оболочки и процессами, протекающими в мантии Земли, поэтому доступные непосредственному изучению вулканогенные формации представляют огромную научную ценность. Практический интерес к ним

вызывается тем, что вулканическая деятельность способствует образованию различных полезных ископаемых. Во-первых, сами по себе вулканогенные породы являются во многих случаях полезными ископаемыми. В частности, хорошо известно практическое значение базальтов, различных туфов (арктикские и другие), пемз и других пород. Во-вторых, вулканогенные породы обычно сопровождаются различными гидротермальными и иного типа полезными ископаемыми. Известно, что вулканогенные формации отличаются друг от друга не только составом, соотношениями между слагающими их магматическими и осадочными породами и другими признаками, но также и набором сопровождающих полезных ископаемых.

Наконец, вулканическая деятельность в целом оказывает огромное влияние на процессы седиментации, поэтому во многих случаях можно по крайней мере предполагать, что месторождения тех или иных полезных ископаемых возникли в осадочных толщах в связи с вулканической деятельностью, развивавшейся синхронно на смежных территориях. Так выглядит сейчас проблема алюминия и железа, во многом еще спорная, фтора (ратовкита) в изложении А.П. Карпинского и А.Н. Чуракова, а также ряда других элементов. Значение вулканической деятельности в этом плане в последнее время только выявляется, и, несомненно, соответствующее ее изучение принесет много нового и неожиданного.

Связи вулканической деятельности с полезными ископаемыми, устанавливаемые в верхней части земной оболочки на основании изучения вулканогенных формаций, настолько закономерны, что их изучение раскроет многие новые взаимоотношения между строением глубоких недр Земли и распределением и них рудных и нерудных богатств.

ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ*

Разработка важнейших проблем современной палеовулканологии, связанных с изучением эволюции вулканизма минувших геологических эпох, требует активного развития исследований в области палеовулканологических реконструкций. Эти исследования должны охватывать широкий круг вопросов, затрагивающих, с одной стороны, строение и структурные особенности отдельных палеовулканов, с другой — размещение в пространстве и во времени вулканогенных образований в пределах более или менее обширных регионов и на земном шаре в целом.

Широкое применение палеовулканологических реконструкций открывает возможности для выявления черт сходства и различия между проявлениями вулканической деятельности в различные геологические

*Труды Лаборатории палеовулканологии. Алма-Ата, 1964. Вып. 3. С. 5—11. (Совместно с Г.М. Фремдом).

эпохи и для выяснения закономерностей необратимого развития земной коры и мантии Земли. Значение палеовулканологических реконструкций для правильного понимания геологической истории Земли оценены уже давно. Известно, например, что еще в конце прошлого века Гики (Geikie, 1897) весьма обстоятельно изучил морфологию, строение и особенности развития древних вулканов Великобритании, а Г. Абих (1899) описал потухшие вулканы Арарат и Алагез на Армянском нагорье. В начале текущего столетия Ф.Ю. Левинсон-Лессинг (1913 и др.) детально изучил вулканы и лавы Центрального Кавказа и Армении, а А.Н. Заварицкий (1924 и др.) блестяще охарактеризовал общую эволюцию вулканической деятельности на Урале и много внимания уделил изучению вулканогенных образований Армении и Дальнего Востока. Этот список исследователей далеко не полон, а ныне он мог бы быть резко расширен, так как внимание к палеовулканологическим реконструкциям в последние годы необычайно возросло.

Тем не менее и по сей час не сформулированы с достаточной полнотой основные положения, на которые опираются при палеовулканологических реконструкциях, а задачи, стоящие в этой области, по-прежнему не определены с необходимой детальностью. Между тем понимание основных проблем, а также целей и задач исследования весьма важно и неразрывно связано с определением самого понятия палеовулканологических реконструкций. Исходя из опыта, накопленного за последние десятилетия палеовулканологическими реконструкциями, следует называть все виды построений, направленных на выяснение морфологии, строения и состава отдельных вулканических построек или их групп, а также на выявление закономерностей размещения вулканогенных формаций в различные геологические эпохи в пределах более или менее обширных областей, вплоть до земного шара в целом.

В соответствии с таким взглядом рассмотрим методы и типы палеовулканологических реконструкций и постараемся сформулировать некоторые общие задачи, с тем чтобы подчеркнуть значение такого рода реконструкций для развития палеовулканологии в целом.

Методы палеовулканологических реконструкций

Разработка палеовулканологических реконструкций должна опираться на применение геоморфологических, геологических, геофизических и геохимических методов исследования, а также на широкое применение актуалистического подхода к анализу вулканической деятельности геологического прошлого. Такой подход позволит яснее понимать образование различных типов вулканических построек и природу вулканических пород.

Чем более полным и всесторонним будет изучение палеовулканической обстановки, тем более точными окажутся полученные результаты. В сочетании различных методов изучения древних вулканических построек и областей их развития — залог успеха палеовулканологических реконструкций.

Геоморфологические методы особенно важно применять в областях новейшего вулканизма, где вулканические постройки сравнительно хорошо сохранили первоначальный вид. В частности, успешное применение геоморфологических методов к изучению четвертичных вулканов северо-восточной части Тувы позволило И.И. Белостоцкому (1963) реконструировать их строение и установить принадлежность их к гавайскому типу. Используя те же методы, Н.В. Короновский (1963) восстановил истинную последовательность образования неоген-четвертичных континентальных лавовых накоплений Кавказа. Могли бы быть приведены и многие другие аналогичные примеры.

Для древних вулканических районов геоморфологические методы могут иметь существенное значение, так как в процессе денудации нередко прекрасно препарируются отдельные элементы былых вулканических аппаратов, а иногда такие элементы становятся настолько резко выраженными, что распознать их не представляет затруднений. Особенно хорошо древние вулканические постройки сохраняются в тех областях, где палеовулканы не претерпели интенсивной тектонической переработки. К таким территориям относится, в частности, обширная область развития верхнепалеозойских вулканов в Юго-Восточном Казахстане. Описание некоторых из них приводилось ранее (Русаков, Фрейд, 1958; и др.).

Тщательное геоморфологическое исследование позволяет выявить среди древних образований остатки вулканических жерл, куполов, более или менее сохранившихся элементов соммы, кальдер и т.д. Неоценимую помощь такому исследованию оказывают аэрофотографические данные, исключительная важность применения которых при геоморфологических и геологических исследованиях совершенно очевидна.

Геологические методы палеовулканологических реконструкций весьма разнообразны, но главнейшие из них опираются на геологическое картирование и связаны прежде всего с изучением вещественного состава и возраста вулканогенных образований, а также с анализом их фаций и мощностей и изучением геологических структур, в которых размещаются палеовулканы.

Петрографические исследования, затрагивающие проблему изучения минералогического и химического состава пород, представляют богатый материал для палеовулканологических реконструкций и определения типов извержений, обусловивших появление тех или иных пород. Такие исследования открывают широкие возможности для параллелизации экструзивных и интрузивных образований с эффузивными и выявления отношений между ними, позволяющих правильно подойти к реконструкции конкретных вулканических построек. В более широком плане эти исследования позволяют устанавливать комагматичность интрузивных и эффузивных серий и выделять вулканоплутонические формации (Устиев, 1959) или вообще вулканогенные формации, которые по своей природе охватывают наряду с эффузивными породами обязательно также субвулканические и интрузивные образования.

Одним из важных моментов общего петрографического исследования является изучение гидротермально измененных пород: квар-

цитов, пропицитов, ортоклазовых метасоматитов, представляющих исключительный интерес для палеовулканологических реконструкций. Изучение площадного распространения этих пород конкретизирует области проявления вулканической деятельности и способствует выявлению центров вулканических извержений. Изометрические поля гидротермально измененных пород образуются чаще всего вокруг вулканов центрального типа. Линейно вытянутые зоны таких пород скорее можно объяснить трещинными извержениями и вообще поствулканической деятельностью вдоль разломов и других линейных структур. Вертикальные разрезы гидротермально измененных пород и устанавливаемая при этом метасоматическая зональность могут указывать на эволюцию и продолжительность вулканических процессов. Наконец, такие исследования имеют большое практическое значение для металлогенической характеристики определенных вулканогенных комплексов.

Методы исследований, связанные с определением относительного и абсолютного возраста вулканогенных образований, широко известны и не требуют специального обсуждения. Важно лишь отметить, что фациальный анализ таких образований и изучение изменчивости их мощностей должны опираться на наиболее полные и точные возрастные определения и на наиболее совершенные стратиграфические построения.

Использование методов изучения фаций и мощностей вулканогенных образований привело к существенным успехам в области реконструкции отдельных вулканических построек, но выявление основных закономерностей размещения разнофациальных комплексов определенных территорий в различные геологические эпохи, представляющее одну из важнейших задач текущего дня, требует дальнейшей разработки. Существенно, что на смену представлениям об абстрактных вулканогенных фациях сейчас приходят иные, рассматривающие фации в конкретной обстановке, в определенных возрастных рамках, позволяющих устанавливать и изучать изменчивость состава одно-возрастных вулканогенных образований. Именно эти исследования сейчас со всей очевидностью устанавливают широкое распространение явлений, связанных с одновременными излияниями и извержениями лав различного состава в один и тот же интервал времени, и позволяют прийти к выводу о несостоятельности представлений о циклическом развитии вулканической деятельности. Так или иначе методы анализа фаций и мощностей являются весьма совершенным средством современной палеовулканографии, позволяющим широко использовать его для различного рода палеовулканологических реконструкций.

В общей системе геологических методов важное место в приложении к палеовулканографическим реконструкциям занимает структурный анализ. С его применением связано решение задач, направленных на выяснение закономерностей пространственного размещения вулканогенных образований, их отношения к геологическим структурам, путей проникновения магмы из глубоких недр Земли к ее поверхности и т.д. В целом значение геологических методов для палеовулканографических реконструкций очевидно.

Геофизические и геохимические методы применительно к палеовулканологическим реконструкциям недостаточно разработаны, поэтому можно указать лишь некоторые самые общие аспекты их приложения в этих целях. Несомненно значение магнитометрических, спектрально-аналитических и других аналогичных методов, выявляющих специфические черты разнородных вулканогенных образований и позволяющих опираться на них, в частности, при различного рода корреляциях. Но особенно важны гравиметрические, сейсмические и электрометрические исследования, основная задача которых в области палеовулканологии — выявить особенности строения областей древнего вулканизма, обусловившие появление вулканогенных образований. Огромный интерес представляет, в частности, изучение с помощью геофизических методов периферических очагов палеовулканов. Подобные очаги могут располагаться на значительных глубинах и лишь в отдельных случаях выходить на поверхность в виде более или менее крупных массивов. Разработка методов изучения периферических очагов относится к актуальнейшим задачам современной палеовулканологии.

Типы палеовулканологических реконструкций

Обобщение результатов палеовулканологических исследований может осуществляться разными способами, и соответственно возможно выделение различного типа палеовулканологических реконструкций. Особенно важны и в настоящее время приобретают наибольшее значение такие реконструкции, которые связаны с разнообразными графическими изображениями, представляющими общую картину строения отдельных вулканов и их групп, а также целых вулканических областей. Независимо от масштаба исследований эти изображения должны давать объемное представление о вулканических постройках минувших геологических эпох и их размещении в тектонических структурах. Графические изображения результатов исследования в целях палеовулканологических реконструкций, естественно, включают составление различного рода профилей и разрезов, а также планов и карт, блок-диаграмм, структурных моделей и т.д.

Следует учитывать исключительные изобразительные силы и возможности профилей и разрезов, позволяющих весьма наглядно и точно отображать истинную картину строения отдельных палеовулканов и более или менее обширных областей развития древнего вулканизма.

Возможно использование профилей и разрезов в различных целях. Во-первых, они могут составляться для реконструкции основных черт и особенностей строения древних вулканических аппаратов или иметь структурный смысл в связи с задачами определения тектонического положения этих аппаратов или выяснения общего отношения вулканизма к тектонике. Отдельные профили и разрезы могут изображать эволюцию древних вулканических построек с момента их заложения до полного оформления, а также вплоть до их разрушения и окончательного захоронения под толщей более молодых осадков.

Во-вторых, профили и разрезы приобретают существенное значение при фациальном анализе вулканогенных образований в палеовулканических областях. Фациальные профили такого типа, какие, например, известны для Южной Джунгарии (Фремд, 1963), где детальное геологическое картирование определило возможность их весьма точного изображения, позволяют выявить основные черты развития вулканической деятельности, определить тип извержений, характерный для данной области, и другие важные элементы общей эволюции вулканизма. В конечном счете эти профили дают возможность выявить типичную картину одновременного проявления вулканических извержений существенно различного состава на более или менее обширных территориях.

В-третьих, весьма интересными и важными во многих случаях оказываются такие построения, которые опираются на стратиграфические корреляции сравнительно удаленных районов и на основе сопоставления стратиграфических разрезов разрабатывают общие схемы, иллюстрирующие последовательное развитие во времени вулканической деятельности (Анатольева, 1963) и т.п. Выводы, которые оказывается возможным получить при сопоставлении таких сопоставительных схем, могут быть развиты в таком же плане, как и при анализе разрезов и профилей рассмотренного выше типа.

При палеовулканологических реконструкциях, использующих для графической интерпретации разрезы и профили, необходимо иметь в виду, что для первого типа построений весьма важно сохранять, насколько это доступно, естественные, неискаженные соотношения между вертикальным и горизонтальным масштабами. Для фациальных профилей и схем сопоставления разрезов эти требования необязательны.

Не менее важное значение для палеовулканологических реконструкций имеют проекции на горизонтальную плоскость как отдельных вулканических центров, так и целых вулканических регионов. В зависимости от масштаба и назначения среди такого типа графических построений уместно различать палеовулканологические планы, карты, обзорные схемы и системы соответствующих изображений, объединенные в атласы.

На палеовулканологических планах должны изображаться в достаточно крупном масштабе, со всеми возможными деталями отдельные вулканические аппараты или их части (лавовые и агломератовые потоки, жерла, центральные или побочные кратеры и т.д.). Как правило, на таких планах показываются не только элементы залегания пород, но и направления и углы падения флюиальности, размерность обломочного материала, обязательно выделяются жерловые и околожерловые фации, продукты фумарольно-сульфатарной деятельности.

Палеовулканологические карты состояются как для отдельных вулканических групп, так и для целых вулканических регионов. На такие карты наносятся все известные вулканические центры, а также со всей возможной отчетливостью показывается размещение вулканогенных и вулканогенно-осадочных фаций и формаций, связанных с различными этапами вулканической деятельности. На карты наносятся и

все другие детали, отражающие характер вулканической деятельности во времени и пространстве. Различные варианты близкого типа карт опубликованы для Закавказья (Паффенгольд, 1937), Закарпатья (Малеев, 1964) и других районов Союза.

Для крупных территорий или отдельных регионов, подобных Камчатке, Северо-Востоку СССР или Казахстану, целесообразно составлять обзорные схемы, на которых показываются основные структурные элементы и связанные с ними вулканические центры. Эти схемы, удобные для общей ориентировки, широко применяются на Востоке и Северо-Востоке СССР (Заварицкий, 1955 и др.). Желательно, чтобы такие схемы включали также анализ размещения вулканогенных формаций.

Палеовулканологические атласы, составляемые для отдельных территорий, играют не меньшую роль, чем атласы действующих вулканов, практикуемые для различных районов современного вулканизма. По существу, подобные атласы представляют важный регистрационный документ, включающий графическое изображение и краткую характеристику палеовулканов.

Одной из важных задач палеовулканологических реконструкций является составление кадастров палеовулканов для отдельных областей распространения вулканогенных формаций. В таких кадастрах должны содержаться необходимые учетные данные, касающиеся не только морфологии и вещественного состава палеовулканов, но и их геолого-структурных позиций и связанных с ними гидротермально измененных пород и рудной минерализации.

50025
Развертывая работы по палеовулканологическим реконструкциям, необходимо иметь в виду, что все они должны подчиняться решению главных задач палеовулканологии в области изучения эволюции вулканической деятельности и что их необходимо теснейшим образом связывать с общетеоретическими и экспериментальными палеовулканологическими исследованиями.

Теоретический анализ палеовулканологических проблем в ближайшее время несомненно потребует привлечения разнообразных методов современной математической логики, кибернетики и математической статистики для обработки непрерывно увеличивающегося потока информации, а также для обоснования палеовулканологических понятий и решения разнообразных задач, возникающих в области изучения закономерностей пространственного размещения вулканогенных формаций, их картирования, распределения и транспортировки вулканических материалов и т.п.

Эксперименты в палеовулканологии следует рассматривать как один из наиболее существенных элементов общего изучения и развития работ по палеовулканологическим реконструкциям. Их следует развивать в разных направлениях. Необходимо разрабатывать абстрактные модели, позволяющие выяснять механизм образования вулканических аппаратов и иного типа структурных форм, связанных с вулканической деятельностью. Не менее важно осуществлять эксперименты, направленные на изучение вулканогенных образований в естественной термодинамической обстановке глубинных зон Земли.

Опираясь на разработку теоретических проблем, экспериментальные исследования и привлекая разнообразные средства для создания наиболее совершенных палеовулканологических реконструкций, выражающих не только пространственные, но и временные отношения между вулканогенными образованиями и структурами, в которых они размещаются, несомненно представится возможным подойти к выяснению глубинного строения Земли и общей его эволюции на протяжении геологических эпох.

ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИИ И ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ*

Определяя задачи палеовулканологических реконструкций на территории СССР, В.И. Влодавец, А.П. Лебедев и Г.М. Гапеева писали, что "перед палеовулканологией стоит задача воссоздания истории развития вулканизма и установления закономерностей его развития на основе всестороннего изучения строения, состава, минерогенеза и метаморфизма древних вулканических формаций" и подчеркивали важность "выяснения и воссоздания... условий накопления продуктов эффузивного и эксплозивного вулканизма в различной геологической (или физико-географической) обстановке (1959. С. 10).

Развитие представлений о необходимости выделения палеовулканологии как самостоятельной отрасли геологических знаний также приводит к выводу о том, что "в целом, палеовулканологические исследования, связанные с изучением вещественного состава вулканогенных формаций и закономерностей их размещения во времени и в пространстве, должны быть направлены на реконструкцию истории развития вулканической деятельности минувших геологических эпох" (Луцицкий, 1963. С. 11).

Таким образом, одним из наиболее важных элементов общего палеовулканологического исследования следует считать изучение распределения вулканогенных образований на земной поверхности и в ее недрах в геологическом прошлом и выяснение изменчивости их вещественного, фациального и формационного состава в зависимости от тектонической и физико-географической обстановки. Иными словами, такие работы должны с наиболее доступной, по состоянию изученности, детальностью и полнотой реконструировать палеогеографическую и палеотектоническую обстановки эпохи формирования вулканогенных образований для геологически определенных интервалов времени. Обобщение полученных результатов исследования удобнее всего представлять в картографическом изображении, в виде соответствующих палеовулканологических карт, которые могут быть различными в зависимости от полноты имеющихся данных и масштаба изображения и могут существенно отличаться как по содержанию, так и по оформлению.

*Труды лаборатории палеовулканологии. Алма-Ата, 1964. Вып. 3. С. 12—21. (Совместно с Г.Н. Бровковым, В.И. Пилипенко).

К числу наиболее ранних палеовулканологических карт, очень мелкомасштабных и поэтому весьма схематических, относятся палеогеографические построения А.Д. Архангельского (1923, 1932). На этих схемах впервые на Урале, а затем в связи с охватом описаниями более широких территорий и в Казахстане для различных геологических эпох были показаны "вулканы", которые, хотя и не были привязаны сколько-нибудь строго к определенным пунктам и изображались поэтому весьма условно, тем не менее подчеркивали принадлежность тех или иных территорий к обширным областям активного развития вулканической деятельности. На таких же мелкомасштабных палеогеографических схемах А.Н. Мазаровича (1938) наряду с "вулканами" были помещены различные "вулканогенные фации" — морские, континентальные и другие, а у Н.М. Страхова (1948) различные вулканогенные образования на аналогичных схемах объединялись знаком "эффузии". Так или иначе все эти палеогеографические схемы могли служить прообразом первых палеовулканологических карт, несмотря на то что перед ними не ставились какие-либо цели и задачи, которые они могли бы разрешить.

Принципиально сходные черты имеют и новейшие литолого-палеогеографические карты Европейской части СССР, изданные под редакцией А.П. Виноградова (Атлас. ... 1961). На этих картах достигнута существенная детализация, важная для решения ряда палеовулканологических проблем. В частности, эти карты позволяют выявить закономерности размещения во времени и в пространстве раздельно кислых, основных и смешанных излившихся пород, а также их туфов и других пирокластических образований.

Есть еще и другой тип карт, в обобщенном виде показывающих вулканогенные образования. Это различного рода тектонические, в том числе палеотектонические и структурно-фациальные карты и схемы, на которых, как, например, у Н.А. Штрейса (1951), вулканогенные породы изображены суммарно с целью выяснения их общего структурного положения и определения их роли в процессе формирования геологических структур. Такие карты также существенно важны для решения палеовулканологических проблем.

Более строго принадлежат к ряду палеовулканологических различные геологические карты с нанесенными на них знаками, специально поясняющими значение этих карт для познания палеовулканологических проблем. Одним из наиболее ранних примеров такого рода может явиться карта западной части бассейна оз. Севан в Армении, составленная К.Н. Паффенгольцем (1937) еще в 1930-е годы. На этой карте, по существу обычной геологической, но с нанесенными на нее петрографическими данными, показаны, кроме всего прочего, центры излияний и предполагаемые пути перемещения лавовых потоков и переноса туфового материала, что и придает ей собственно палеовулканический облик. Именно в этих знаках содержатся те необходимые элементы, которые позволяют реконструировать строение и основные особенности пространственного размещения древних вулканических построек и определяют бесспорную принадлежность данной карты к палеовулканологическим.

Близкого типа карты опубликованы Е.Ф. Малеевым (1964) для Закарпатья: "Схема расположения вулканов и мелких центров эрупции Выгорлат-Гутинской гряды". "Схематическая вулканологическая карта хр. Великий Шоллес и района левобережья р. Тиссы" и др. Все эти схемы, которые в отдельных случаях Е.Ф. Малеев называет вулканологическими, также относятся к группе палеовулканологических карт, поскольку они, с одной стороны, несут специальную нагрузку, расшифровывающую особенности развития вулканической деятельности в определенные интервалы геологического времени, а с другой — затрагивают не современную, а минувшие геологические эпохи.

Каким же требованиям вообще должны отвечать палеовулканологические карты? Главное требование заключается в том, чтобы такие карты решали важнейшие задачи палеовулканологии, т.е. выявляли бы закономерности размещения во времени и в пространстве различных вулканогенных формаций, способствовали бы определению связей вулканизма с тектоникой, выяснению влияния вулканической деятельности на процессы седиментации и рудообразования, а в целом содействовали бы изучению общей эволюции вулканической деятельности в зависимости от изменений геологической структуры и внутреннего строения земной коры, а также от процессов, протекающих в мантии Земли.

Далеко не просто составить такую карту, которая решала бы все эти задачи. Могут быть найдены различные пути для составления палеовулканологических карт, тем не менее можно наметить некоторые общие положения, на которые следует опираться при их составлении.

Во-первых, на палеовулканологических картах, составляемых для строго определенных геологических интервалов времени, необходимо наглядно изображать распространение различных вулканогенных пород. На крупномасштабных картах номенклатура этих пород может быть достаточно подробной, на относительно мелкомасштабных — ограниченной, а в наиболее обобщенных вариантах возможно непосредственное объединение вулканогенных пород в формации (в понимании Н.С. Шатского) без расчленения их по типам и группам. Так или иначе, на этих картах прежде всего необходимо показывать с необходимой полнотой вещественный состав вулканогенных образований и соответственно их фациальную изменчивость.

Во-вторых, палеовулканологические карты должны отчетливо выявлять размещение как установленных, так и предполагаемых древних вулканических построек, различного рода куполов, даек и иных тел, а также каналов, по которым в прошлом перемещались магматические расплавы к земной поверхности. Чем крупнее масштаб, тем доступнее окажется наиболее полная детализация данных не только об общем размещении, но и о внутреннем устройстве вулканических аппаратов. Наоборот, на мелкомасштабных картах возможно объединение различных вулканических построек в группы. В связи с данными о вещественном составе вулканогенных пород все эти сведения позволяют установить характерное для каждой эпохи общее распределение разнотипных извержений.

В-третьих, на палеовулканологических картах необходимо отображать палеогеографическую обстановку эпохи формирования вулканогенных пород и их ассоциаций. Для этого на картах следует показывать соответствующие палеогеографические элементы, в первую очередь пространственное размещение различных литолого-фациальных комплексов, наиболее полно выражающих общие физико-географические черты той среды, в которой развивалась вулканическая деятельность. Тем самым можно будет определить основные особенности развития вулканической деятельности в континентальных или морских (подводные, островные) условиях.

В-четвертых, не менее важно, чтобы на палеовулканологических картах были изображены основные черты палеотектонической обстановки, в частности главнейшие разломы, по которым магматические расплавы проникали из глубин к поверхности Земли.

В-пятых, на палеовулканологические карты надлежит наносить все обнаруженные или предполагаемые фумарольно-сульфатарные проявления и связанные с вулканизмом полезные ископаемые.

Наконец, весьма важно, насколько это позволяют существующие материалы, отметить все известные и вероятные глубинные магматические очаги, возникшие в связи с развитием вулканической деятельности рассматриваемой на карте эпохи и представленные главным образом комагматическими интрузивными образованиями.

В целом на палеовулканологических картах собственно палеовулканологические построения должны сочетаться с показом элементов палеогеографии и палеотектоники. Важность сочетания литолого-фациальных и палеовулканологических элементов на картах совершенно очевидна. Необходимость глубокого изучения влияния вулканизма на процессы седиментации, определяющего своеобразные черты вулканогенно-осадочного (эффузивно-осадочного) литогенеза, выдвинута на передний план Н.М. Страховым (1963) и развивается в работах К.К. Зеленова (1963), Л.Н. Формозовой (1963) и ряда других исследователей. Располагая соответствующими картами, можно с большим успехом разрабатывать многие существенные вопросы, в частности связанные с выяснением: 1) характера сопряжения вулканогенных и осадочных толщ; 2) конкретных форм влияния вулканической деятельности на вещество осадков и баланса вещества в зонах таких сопряжений; 3) влияния вулканизма на состав атмосферы, газовый режим бассейнов и органическую жизнь (методами палеоэкологии, геохимии, минералогии и т.д.); 4) геохимии вулканогенно-осадочных комплексов; 5) специфики рудообразования в вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщах и т.д. Одновременно представится возможность развить специальные палеогеографические исследования эпох активного вулканизма.

В общем палеовулканологические карты принадлежат к важнейшим средствам выявления основных закономерностей развития вулканической деятельности и ее связей с другими геологическими процессами. Синтезируя разнообразные фактические данные, эти карты позволяют в обобщенном виде показать наиболее существенные черты вулканизма различных геологических эпох и территорий.

Палеовулканологические карты должны составляться как для узких, так и для достаточно широких стратиграфических интервалов (отделов, систем). В последнем случае могут быть изображены развитие вулканизма и вулканогенно-осадочного процесса во времени и особенности такого развития в различных структурно-фациальных зонах области.

Масштаб карт определяется поставленными целями исследования и может варьировать в самых широких пределах, сопровождаясь соответствующими изменениями в нагрузке. Обзорные и мелкомасштабные карты являются региональными и должны преследовать цель: выявление и показ самых общих особенностей вулканизма и строения осадочно-вулканогенных комплексов. Среднемасштабные карты следуют составлять для отдельных районов той или иной области; главное внимание в них должно быть сосредоточено на внутреннем строении вулканогенных толщ и на деталях их соотношения с осадочными толщами. На таких картах необходимо изображать главные фации или генетические типы пород. Составление крупномасштабных палеовулканологических карт целесообразно для отдельных наиболее интересных участков (аппараты центрального типа и их окружение, поля активного проявления фумарольно-сульфатарной деятельности и рудной минерализации и т.д.) и требует показа деталей строения участка, конкретных фаций, типов и форм проявления различных поствулканических процессов, петрохимических особенностей лав и т.п.

Приемы составления палеовулканологических карт во многом сходны с методикой составления литолого-палеогеографических карт, обстоятельно изложенной в специальном руководстве (Условные обозначения..., 1962), поэтому особо останавливаться на их рассмотрении нет необходимости. Отметим лишь, что при составлении карт для значительных стратиграфических интервалов неизбежно и целесообразно широкое использование совмещения элементарных условных обозначений петрографического и палеогеографического содержания, с тем чтобы отразить не только различные сочетания пород, но и изменения во времени состава отложений и палеогеографических условий. Представляется также необходимым приведение лаконичных количественных показателей, иллюстрирующих конкретные соотношения между главными типами пород в отдельных характерных опорных разрезах. Для этих целей можно рекомендовать предлагаемые ниже условные формулы строения, в которых показывается содержание (в процентах от мощности разреза) основных, средних и кислых пород, пирокластического материала соответствующего состава, осадочных пород, а также коэффициента explosивности E (по Беммелену). Например, формула

$$\text{формула } \frac{O_{\text{Э}62} \Pi_8}{C_{\text{Э}4} O_6} O_{20} E_{18} \text{ (разрез Усть-Таштып, Минусинский прогиб)}$$

показывает, что в данном разрезе основные породы (числитель дроби) составляют 70% мощности осадочно-вулканогенной толщи, в том числе эффузивы (ОЭ) — 62% и пирокластические породы (Π) — 8%; средние породы (знаменатель) составляют 10% мощности, в том числе эффузивы (СЭ) — 4%; осадочные породы (О) присутствуют в количестве

20%; коэффициент эксплозивности (E) равен 18. Содержание средних и кислых пород для упрощения можно показывать суммарно (СКЭ). Положение точки на карте позволяет легко устанавливать тип сопряжения вулканогенных и осадочных комплексов и генетические особенности последних. Этот показатель может быть отображен также и самостоятельно введением дополнительного индекса перед формулой. Формулу строения удобно размещать на полях карты, что обогащает ее содержание.

Была предпринята попытка применить принципы построения палеовулканологических карт к конкретному примеру Саяно-Алтайской области, для которой соответствующая карта составлена для эпохи нижний девон — эйфель (см. рисунок на с. 68. — Прим. *ред.*). Вулканогенные образования данного возраста сосредоточены преимущественно в системе герцинских прогибов, расчленяющих каледонское, частью древнекаледонское складчатое основание и имеющих различную природу и возраст. К этой системе относятся: Рыбинская впадина, расположенная на краю Сибирской платформы; наиболее крупные межгорные прогибы: Минусинский (наложенный) и Тувинский (унаследованный), Кузнецкий поперечный краевой прогиб (по Н.С. Шатскому) и сложная построенная группа Алтайских прогибов, включающая геосинклинальные прогибы Уймено-Лебедской, Ануйско-Чуйский, Белоубинский и Быструшинский, а также шовный (отчасти наложенный) Коргонский прогиб.

В нижнедевонскую и в начале среднедевонской эпохи Минусинский и Тувинский прогибы вступили в орогенную стадию развития; Кузнецкий прогиб представлял, по-видимому, весьма неоднородную структуру с резко различным строением его северо-западной и юго-восточной окраин, а большинство Алтайских прогибов продолжало геосинклинальное развитие, унаследованное от предшествующих эпох. Прогибание обширной территории на юге Сибири не могло не отразиться на геологическом развитии Сибирской платформы, где в начале девонского периода также возник сравнительно крупный прогиб, известный под названием Рыбинской впадины. Таким образом, вулканическая деятельность в ниже- и среднедевонскую (эйфельскую) эпохи развивалась в крайне неоднородной, гетерогенной тектонической обстановке.

В полном соответствии с такой обстановкой распределялись разнородные литолого-осадочные комплексы (Анатольева, 1964): в Рыбинской впадине, Минусинском и Тувинском прогибах преимущественно континентальные терригенно-красноцветные, на северо-западе Кузнецкого прогиба морские карбонатные, а на юго-востоке континентальные терригенно-красноцветные, наконец, в Алтайских геосинклинальных прогибах главным образом морские терригенно-сероцветные и лишь отчасти карбонатные. Эти различные литолого-фациальные комплексы показаны соответственно на карте в областях седиментации, приуроченных к системе прогибов.

Изображенные на карте данные о составе вулканогенных образований, их фациальной изменчивости и закономерностях размещения опираются на итоги детального изучения многочисленных опорных разрезов, лишь частично показанных на карте, а кроме того, на ре-

зультаты петрографических исследований, сопровождавших тематические, производственные и специальные палеовулканологические работы.

Карта содержит систему знаков, объяснительный текст к которым приведен в легенде, поэтому она не требует особых пояснений и можно ограничиться всего двумя замечаниями. Во-первых, на карте изображены лишь достоверно установленные вулканические постройки, в силу чего на ней недостаточно ярко выражены различия в типах вулканических извержений, характерных для разных участков рассматриваемой территории. Иначе говоря, там, где, например, развиты кислые породы и где вполне вероятны извержения центрального типа, соответствующие области остались показанными на карте так же, как и те, которые отличаются распространением преимущественно основных лав, образовавшихся главным образом в связи с трещинными излияниями. Это объясняется тем, что вопросы палеовулканологических реконструкций в Саяно-Алтайской области все еще недостаточно изучены научными и производственными организациями. Дальнейшие исследования несомненно выявят многие новые центры вулканических извержений.

Во-вторых, в связи с тем, что вопрос об интрузиях, комагматичных девонским вулканогенным образованиям, во многих отношениях спорен, на карте не показаны глубинные магматические очаги. Для более или менее строгого изображения их на карте необходимо развивать дальше начатые в этой области исследования.

Представляемая с такими оговорками палеовулканологическая карта позволяет тем не менее выявить наиболее существенные особенности вулканизма Саяно-Алтайской области на одном из интереснейших этапов ее геологического развития, связанного с активным проявлением массовых вулканических излияний и извержений в нижней среднедевонскую (эйфель) эпохи.

Прежде всего на карте видно, что вещественный состав вулканогенных пород на рассматриваемой территории весьма разнороден и существенно меняется в зависимости от тектонической природы отдельных ее участков. Здесь можно выделить по крайней мере три типа ассоциаций вулканогенных пород, отличающихся различными парагенезисами с осадочными сериями. Первый тип таких ассоциаций представляет излившиеся породы преимущественно базальтового, лишь отчасти андезитового ряда. Обычно их сопровождают красноцветные породы, то образующие отдельные пачки среди вулканогенных пород, то расчленяющие вулканогенные серии на более или менее самостоятельные толщи, то, наконец, расположенные в непосредственной близости к вулканогенным породам. Эти ассоциации, типичные для Минусинского прогиба, Рыбинской впадины и для юго-восточной окраины Кузнецкого прогиба, были выделены И.В. Луцицким (1957, 1960) в Минусинском прогибе под названием базальтовой вулканогенно-красноцветной формации. Такое название в общем соответствует особенностям состава пород, образующих эту формацию, но, поскольку местами с ней связаны щелочные породы, Ю.А. Кузнецов (1964) счел возможным относить ее к ряду трахиандезитовых формаций. Тем не

менее ассоциацию, в которой господствующий тип пород представляют базальты и лабрадоровые порфиры, лучше именовать базальтовой или, с учетом данных о щелочных породах, трахибазальтовой формацией.

Второй тип ассоциаций отличается сложным сочетанием преимущественно средних и кислых излившихся пород с варьирующими соотношениями между теми и другими при сохраняющемся их парагенезисе с красноцветными породами. Весьма характерные для Тувинского прогиба такие в общем непостоянные по составу ассоциации преимущественно средних и кислых вулканогенных пород с красноцветными могут быть отнесены к самостоятельному типу вулканогенно-красноцветных формаций, андезито-дацитовых или дацито-липаритовых. Помимо Тувинского прогиба, такой формационный тип характерен, по-видимому, также для восточной окраины Минусинского прогиба, на что обратил внимание А.А. Моссаковский (1963), впрочем указавший его также и на западе прогиба, что, вероятно, неправильно. А.А. Моссаковский называет эту ассоциацию порфировой формацией, что весьма мало уточняет особенности состава и строения этой вулканогенно-красноцветной андезито-дацитовой или липарито-дацитовой формации. Причины общей асимметрии Минусинского прогиба, хорошо вырисовывающейся на карте по размещению вулканогенных формаций, пока недостаточно ясны.

К третьему типу ассоциаций относятся такие, в которых резко господствуют кислые породы липаритового или кварц-кератофирового и лишь отчасти липарито-дацитового состава, подвергшиеся более или менее значительному метаморфизму в связи с развитием складчатых структур и в большинстве случаев имеющие вид кварцевых и бескварцевых порфиров, кератофиров и иных подобного рода измененных пород. Для этих ассоциаций весьма типично сочетание кислых вулканогенных пород преимущественно с терригенно-сероцветными осадочными породами, в частности в ряде случаев с пачками темно-серых рассланцованных аргиллитов и алевролитов, весьма характерных для Алтайских геосинклинальных прогибов.

Таким образом, представленная палеовулканологическая карта достаточно определенно выявляет закономерную связь вулканогенных формаций с определенными типами тектонических структур. В структурах с четко выраженным двухъярусным строением, таких, как Рыбинская впадина, Минусинский прогиб и юго-восточная окраина Кузнецкого прогиба, отличающихся тем, что в них структуры верхнего яруса наложены на структуры основания, развивается базальтовая вулканогенно-красноцветная формация. Унаследованные структуры орогенного ряда, в частности Тувинский прогиб, сопровождаются андезито-дацитовой или липарито-дацитовой формацией, а геосинклинальные структуры Алтайского типа — своеобразной липаритовой формацией, подвергшейся метаморфизму, получившей у Ю.А. Кузнецова (1964) название кварц-кератофировой.

Независимо от того, насколько удачны те или иные названия вулканогенных формаций, важно, что для рассматриваемой территории каждому типу тектонического развития соответствует свой

характерный тип развития вулканической деятельности. Это достаточно определенно явствует из рассмотрения представленной карты, рисующей наиболее типичные черты пространственного размещения вулканогенных формаций.

На палеовулканологической карте Саяно-Алтайской области, кроме того, весьма отчетливо выявляются и некоторые закономерности размещения вулканогенных формаций во времени. Так, в частности, на ней прекрасно видно, что начало вулканической деятельности в девоне было разновременным. В Минусинском и Тувинском прогибах, а также в Рыбинской впадине вулканическая деятельность началась в нижнем девоне, тогда как в системе Алтайских прогибов ее начало относится к эйфельскому веку. В то же время внутри межгорных прогибов излияниям лав местами предшествовало накопление красноцветных и лагунных терригенных толщ.

Рассматриваемая карта позволяет установить еще и свойственное Саяно-Алтайским структурам ясно выраженное разобщение областей континентального вулканизма (Тува, Минуса, Кузбасс) и существенно морского (Алтай), благодаря чему и наблюдаются отмеченные выше различия в составах осадочно-вулканогенных парагенезов. В Тувинском и Минусинском прогибах обычны сочетания вулканогенных толщ с красноцветными терригенными (песчано-алевролитовыми) и карбонатно-терригенными лагунно-континентальными осадочными комплексами, в то время как для Алтая обычны ассоциации с темно- и сероцветными алевролитоглинистыми морскими толщами.

Карта дает возможность выяснить и ряд других черт развития вулканической деятельности. Например, на ней можно видеть неравномерное распространение туфовых накоплений, отражающее различия в характерных типах извержений. Наиболее энергичная эксплозивная деятельность и, следовательно, наиболее высокие значения коэффициента эксплозивности E (до 65—95) свойственны Алтаю, а минимальные — Кузнецкому и Минусинскому прогибам (величины E обычно 10—20). Тувинский прогиб занимает промежуточное положение, вследствие чего здесь имеются отдельные участки с высоким значением E (до 50—65) на общем фоне низких значений.

Характерные черты устанавливаются и для проявления фумарольно-сульфатарной деятельности. Наиболее часто они прослеживаются в пределах межгорных прогибов, где с ними связаны железная, медная, сульфатная, карбонатная, флюоритовая минерализация, появление бентонитов и т.п. В Алтайских геосинклинальных прогибах такие проявления, по имеющимся данным, менее обильны, но в отдельных случаях оказываются весьма результативными (железные руды эйфеля Калгуты и др.). Весьма типично практическое отсутствие зоны отбеливания и каолинизации.

Можно отметить еще и многие другие закономерности, которые могут быть установлены путем анализа всех данных, изображенных на палеовулканологической карте Саяно-Алтайской области. В частности, можно было бы говорить об отношении вулканизма к расположенным по краям крупных прогибов глубинным разломам, вдоль которых магматические расплавы перемещались из недр Земли к ее

поверхности, о многих интересных деталях внутреннего строения областей развития разнотипных вулканогенных формаций и о тектонических и иных причинах, порождающих эти неоднородности, о том, что карта весьма наглядно иллюстрирует несостоятельность представлений о циклическом развитии вулканической деятельности на обширных территориях и в течение продолжительных интервалов времени и т.д., но в целях краткости изложения следует ограничиться сказанным и постараться подвести итоги.

Даже такая очень общая мелкомасштабная палеовулканологическая карта Саяно-Алтайской области, построенная по определенному плану и в заданных целях, позволяет решать некоторые важнейшие вопросы палеовулканологии. Она, бесспорно, вносит существенно новые элементы в познание истории развития вулканической деятельности этой области и обобщает материалы таким образом, что позволяет выяснять основные закономерности размещения вулканогенных формаций во времени и в пространстве, т.е. в строгом соответствии с основными задачами палеовулканологии. Совершенно очевидна важность такого рода карт, позволяющих проводить сравнительное изучение вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций различных территорий. Эти карты должны составляться в различных масштабах, в том числе и в мелком масштабе с охватом больших стратиграфических интервалов самых обширных территорий.

Дальнейшее развитие геологических наук, несомненно, вызовет практическую необходимость составления палеовулканологических карт для крупных регионов СССР, таких, как Дальний Восток, Сибирь, Урал, Казахстан, Альпийская зона СССР и т.д. Потребуются и сводные обзорные палеовулканологические карты СССР для отдельных наиболее изученных и практически интересных эпох (верхний докембрий и кембрий, девон, карбон, юра и другие). В конечном итоге представится возможным подойти к составлению атласа палеовулканологических карт СССР, и чем скорее будет развернута работа по его составлению, тем более эффективными будут результаты поисковых работ и тем быстрее достигнуты новые успехи в области познания связей вулканизма с тектоникой и общей эволюции геологических процессов.

ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ*

Определяя цели и задачи исследований в области палеовулканологии, следует иметь в виду, что эта наука создается на наших глазах, поэтому пути ее дальнейшего развития сейчас могут оказаться не всегда достаточно ясными; соответственно вопрос о выделении палеовулканологии в самостоятельную отрасль геологических знаний пока еще нуждается в обсуждении.

*Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск: Наука, 1966. С. 3—7.

О палеовулканологии как учении о древних вулканах впервые в нашей стране заговорил, по-видимому, А.Н. Заварицкий в 1947 г. Во всяком случае, именно в этом году, рассматривая проблему возникновения русской вулканологии, А.Н. Заварицкий отметил, что "изучение потухших вулканов в других областях вне Камчатки, которое вместе с Вильямсом можно скорее назвать вулканической геологией, чем вулканологией в тесном смысле слова, за это время (т.е. за время существования русской вулканологии. — *И.Л.*) не получило развития" (1947а). В том же году в широко известной статье, посвященной игнимбрикам Армении, А.Н. Заварицкий указал, что "основным методом в вулканической геологии или палеовулканологии (разрядка наша. — *И.Л.*) является объяснение особенностей вулканических образований на основании сведений, которые дают действующие вулканы" (1947б. С. 3).

Таким образом, уже А.Н. Заварицкий, во-первых, разграничил собственно вулканологию и изучение древних потухших вулканов; во-вторых, определил название направления — вулканическая геология или палеовулканология; в-третьих, подчеркнул значение актуализма для палеовулканологии.

Позднее Гланжо (Glangeaud, 1951) опубликовал письмо, в котором сообщил об организации Международной палеовулканологической комиссии при Международной вулканологической ассоциации. К письму был приложен циркуляр, объясняющий цели и задачи этой комиссии, в котором сообщалось о том, что создать ее было решено на конгрессе в Осло в 1948 г. Главное внимание в циркуляре было сосредоточено на проблеме эволюции вулканической деятельности, в связи с изучением которой предлагалось создать единую хронологию для вулканогенных образований всего земного шара.

Важность палеовулканологических исследований и необходимость их дальнейшего развития была подчеркнута затем в решениях Первого Всесоюзного вулканологического совещания, проходившего в 1959 г. в г. Ереване под председательством И.Г. Магакьяна. В представленном на это совещание докладе В.И. Влодавец, А.П. Лебедев и Г.М. Гапеева (1959) писали, в частности, что "перед палеовулканологией (разрядка наша. — *И.Л.*) стоит задача воссоздания вулканизма и установление закономерностей его развития на основе всестороннего изучения строения, состава, минералогии и метаморфизма древних вулканических формаций".

В 1960 г. на 12-й ассамблее Международной вулканологической ассоциации в г. Хельсинки для обсуждения ряда важнейших вопросов была создана специальная секция палеовулканологии и плутонизма. Таким образом, палеовулканология, о которой А.Н. Заварицкий писал почти 20 лет назад, получила признание не только в высказываниях отдельных ученых, но и в решениях всесоюзных и международных совещаний.

Тем не менее лишь в 1963 г. была, по-видимому, впервые принята попытка более или менее строго определить рамки палеовулканологии как самостоятельной отрасли геологических знаний (Лучицкий, 1963). В связи с этим было отмечено, что палеовулканологию

следует рассматривать как учение о древних вулканах и вообще о вулканической деятельности геологического прошлого нашей планеты и что отличительную особенность палеовулканологии представляет предмет ее исследований — разнообразные геологические тела, возникшие в результате вулканической деятельности, т.е. вследствие извержения расплавленных или раскаленных масс, перемещенных к дневной поверхности из недр Земли с глубин, пока недоступных прямым наблюдениям.

С такой точки зрения палеовулканология имеет непосредственное отношение к изучению древних памятников геологической истории, в различной степени сохранившихся и поэтому требующих для своей реконструкции огромных усилий и всесторонних знаний.

Именно предметом исследования палеовулканология прежде всего отличается от вулканологии, что весьма ясно охарактеризовал А.Н. Заварицкий (1974б), когда писал, что "вулканология, предмет которой — процессы (разрядка наша. — *И.Л.*), вызванные причинами, скрытыми в земной коре... тесно связана с геологией...". Перед вулканологией открыт широкий путь для изучения современных динамических процессов и явлений, сопровождающих и порождающих вулканическую деятельность; для палеовулканологии этот путь исключается, ее исследованиям доступны лишь геологические тела, возникшие в результате вулканической деятельности. Поэтому отправным моментом во всяком палеовулканологическом исследовании является изучение результатов вулканической деятельности, наблюдаемых в виде различных геологических тел, состоящих из горных пород, и только такое изучение позволяет реконструировать процессы, приведшие к образованию этих тел. В вулканологии же, рассматриваемой в том смысле, как о ней писал А.Н. Заварицкий (1947б), наоборот, исследование непосредственно наблюдаемых процессов служит основой для познания строения вулканов и изучения продуктов их деятельности. Следовательно, палеовулканология существенно отличается от вулканологии не только по предмету, но и по основному методу исследования, а соответственно и по задачам, которые перед ней выдвигаются.

Все сказанное выше целиком относится к определению палеовулканологии как самостоятельной ветви геологических знаний и ни в коей мере не решает вопроса о целях и задачах вулканологии и возможных иных ее истолкованиях, более широких, чем изложенные А.Н. Заварицким в 1947 г.

Это определение можно дополнить, в частности, указанием на то, что в самом ближайшем будущем в палеовулканологию будут включены исследования древних вулканов не только нашей, но и других планет Солнечной системы, для которых, как, например, для Луны, реконструкция древних вулканов, несомненно, представит одну из важнейших задач общего их изучения. Решению поставленной задачи будет содействовать прежде всего опыт исследования земных объектов. Так разовьется в конечном итоге новое направление в общем изучении древних вулканов — палеовулканологии, охватывающее межпланетные сравнения.

Как и многие другие геологические науки, палеовулканология опирается на применение в самом широком плане методов сравнительного анализа. Поэтому актуалистический метод, предполагающий сравнение вулканической деятельности геологического прошлого с современными явлениями, естественно, представляет неотъемлемую часть методических основ палеовулканологии. Тем не менее в целях выяснения общей эволюции процессов вулканизма палеовулканология по необходимости должна привлекать сравнительный анализ вулканической деятельности минувших геологических эпох, без чего невозможно выявить основные черты и понять причины необратимого развития Земли.

Так как предметом изучения в палеовулканологии являются геологические тела, ее успехи теснейшим образом связаны с применением и совершенствованием геологических и геофизических методов исследования. Для изучения вещественного состава пород, образующих эти тела, используется система хорошо разработанных методов кристаллооптического, петрохимического, электронно-физического, изотопного и других исследований. Последовательность образования этих тел, их взаимоотношения и возраст изучаются с широким применением стратиграфических методов, методов абсолютной и относительной геохронологии и т.д., а изучение внутренней структуры и тектонического положения требует привлечения геологического картирования, структурного анализа, палеотектонического и других методов исследования (анализ фаций, мощностей и т.д.). Таким образом, палеовулканология опирается на прочный фундамент новейшей техники и современные методы геологического исследования. Весьма важное значение имеет развитие и применение к анализу палеовулканологических проблем геофизических методов исследования. Особый интерес в этом направлении представляют работы, связанные в первую очередь с определением мощностей вулканогенных накоплений, отысканием каналов, соединяющих вулканогенные образования, развитые на поверхности, с глубинными зонами, а также связанные с выяснением размеров и расположением глубинных камер, из которых в прошлом поступали из недр Земли раскаленные или расплавленные массы.

Определенность предмета и методов исследования в палеовулканологии не оставляет сомнений в том, что эта отрасль геологических знаний в дальнейшем приобретет полную самостоятельность и будет успешно развиваться.

Необходимость работ, направленных на изучение черт сходства и различий между вулканогенными образованиями разных территорий, с практической точки зрения очевидна. Для того чтобы правильно ориентировать поиски полезных ископаемых в древних вулканических областях, необходимо знать по крайней мере наиболее характерные особенности свойственных им вулканогенных образований. Теоретическое значение подобных исследований может быть более или менее значительным в зависимости от путей их развития и выдвигаемых перед исследованием задач. Хотя нет возможности даже на конкретном примере разработать все палеовулканологические проблемы, всегда необходимо наметить основные линии в их изучении применитель-

но к рассматриваемой территории и к заданному отрезку геологического времени.

Важнейшую задачу палеовулканологического исследования составляет выяснение стратиграфического положения и внутреннего строения вулканогенных толщ, развитых на изучаемой территории. Даже на сравнительно ограниченных площадях и тем более на более или менее обширных пространствах земной поверхности для различного рода сопоставлений совершенно необходима полная достоверность и надежность возрастных определений. Тогда только можно уверенно судить о фациальной изменчивости вулканогенных толщ, об изменениях состава продуктов вулканической деятельности во времени и, следовательно, об особенностях развития и общей эволюции вулканического процесса в целом. Исследование стратиграфического положения вулканогенных толщ требует и тщательного определения и обоснования возраста отдельных пачек, прослеживаемых внутри этих толщ, в их кровле или подошве, иначе говоря, весьма строгого анализа размещения изохрон в вулканогенном разрезе. Такие изохроны могут быть установлены либо палеонтологическими методами, либо методами абсолютной геохронологии. Никакие данные, полученные путем сравнения разрезов только по литологическим или иным подобным признакам, нельзя считать достаточно надежными для определения возраста вулканогенных образований. Значение стратиграфического исследования вулканогенных толщ подчеркивалось неоднократно (Луцицкий, 1950, 1960, 1963; Glangeaud, 1951; и др.), поэтому в настоящей работе вопросам стратиграфического исследования и внутреннего строения этих толщ уделено большое внимание.

Стратиграфические сопоставления разрезов служат опорой для дальнейшего анализа палеовулканологических проблем, включающего изучение корневых зон вулканических излияний, комагматичных с ними интрузий и т.д. Построенное таким образом исследование должно быть неразрывно связано с детальным изучением вещественного состава вулканогенных пород и их петрохимии, без чего невозможно никакое палеовулканологическое исследование. В целом данные по стратиграфии вулканогенных толщ и внутреннему их строению, сопровождающим вулканогенные образования корням, уходящим в глубину земной оболочки, и вещественному составу пород образуют основу для различного рода палеовулканологических реконструкций, фациального и формационного анализа палеовулканологических проблем, выяснения взаимосвязей вулканизма с тектоникой и разработки многих других важных вопросов, включая строение глубоких недр Земли и вулканогенную металлогению...

С развитием палеовулканологии все более отчетливо выявляется несовершенство современной терминологии, используемой при изучении продуктов вулканической деятельности геологического прошлого. Многие термины нуждаются в существенном уточнении, привычные стандарты требуют осторожного к ним отношения и более строгого и ограниченного применения, некоторые определения оказываются в ряде случаев спорными, а иногда и вовсе неприемлемыми. Не случайно поэтому в последнее время внимание многих исследователей приковано к вопросам терминологии, применяемой в палеовулканологии.

Во время заседаний Первого Всесоюзного вулканологического совещания в 1959 г. был проведен симпозиум по номенклатуре вулканогенных обломочных пород. Тогда же была создана Межведомственная комиссия по номенклатуре таких пород. Опубликован ряд статей по вопросам терминологии вулканогенных обломочных пород (Киркинская, 1958; Сперанская, 1959; Кваша, 1959; Вопросы вулканизма, 1962; Малеев, 1964; и др.) и высказаны общие соображения по вопросам двойственной терминологии излившихся пород (Устиев, 1959). Начатая работа по уточнению терминологии, несомненно принесет огромную пользу и приведет к положительным результатам, но сложившаяся обстановка пока еще не отвечает уровню новых требований, возникающих в связи с развитием палеовулканологических исследований.

В данной работе не ставилась задача пересмотра применяемой сейчас терминологии, но, поскольку в ней принята определенная номенклатура, она нуждается в некоторых разъяснениях.

Прежде всего, здесь постоянно применяется название "вулканогенные породы", широко используемое сейчас многими исследователями (Блохина, и др., 1959; Быковская и др., 1959; Вопросы вулканизма, 1962; и др.). Оно весьма удобно для обозначения совокупности разнообразных пород, возникающих в связи с деятельностью вулканов, т.е. тех пород, которые действительно "рождены вулканами". В таком смысле вулканогенными являются все породы, возникающие в результате излияния и застывания лав (собственно излившиеся или эффузивные породы), при застывании силикатных расплавов (магм) в горловине и глубинных камерах вулкана или в ответвлениях таких камер, расположенных между пластами образовавшихся ранее пород и вдоль пересекающих эти пласты трещин, а также при извержении обломочного материала и отложении его в субаэральной или субаквальной обстановке на земной поверхности. В группу вулканогенных пород следует включить, кроме того, лахары и аналогичные им образования, возникающие в результате переотложения продуктов вулканической деятельности водами, образующимися вследствие таяния сне-

*Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск: Наука, 1966. С. 8—12.

гов или иных причин, непосредственно связанных с извержениями вулканов.

Вообще процессы переотложения материала, выброшенного из вулканов при извержениях, необычайно активны, поэтому весьма трудно провести границу между первично отложенными и переотложенными продуктами вулканической деятельности. Почти весь пепловый и более грубый обломочный материал, оседающий на склонах вулканов во время извержений, немедленно после осаждения подвергается золотой и водной переработке. Поэтому не так просто найти совершенно непереотложенный вулканический материал, а встретив такой материал в диагенезированном состоянии в виде горной породы, далеко не просто распознать, переотлагался ли он или присутствует в породе в том виде, в каком первоначально оседал на земной поверхности.

В связи с широким развитием процессов переотложения вулканических выбросов и затруднениями, возникающими при распознавании не подвергшегося перемещению первичного вулканического материала, представляется недостаточно оправданным стремление выделить смешанные породы, состоящие из осадочного и обломочного материала, в качестве самостоятельного типа пород — туффигов. Искусственность такого термина, впервые введенного Мюгге в 1893 г., очевидна, поэтому вполне понятны расхождения во взглядах на то, какие породы подразумеваются под этим термином. У Ф.Ю. Левинсон-Лессинга туфы считаются наземными, а туффиговы — отложенными в водной среде вулканическими обломочными породами. Такого же взгляда придерживается А. Ритман (1964), который считает, что к туффиговам следует относить подводные отложения рыхлых вулканических продуктов, содержащих примесь осадочного материала. В то же время, по мнению многих исследователей, для определения принадлежности породы к туффиговам достаточно установить в ней относительное содержание осадочного и вулканического обломочного материала.

Такой формальный подход к определению туффигогов приводит к разноречиям. Так, Е.Т. Шаталов (1937) предлагал называть туффиговыми породы, содержащие 25—75% осадочного материала, а Л.Б. Рухин (1953. С. 43) к туффиговам относил породы с примесью вулканического материала в пределах 10—50%, а позднее (Рухин, 1961) — породы, содержащие менее 50% осадочного материала¹. В.Н. Киркинская (1958) считает туффиговыми породы, в которых осадочного материала 10—70%, а Г.М. Фремд (1959) — 10—20%. Позднее Г.М. Фремд (1963) вообще отказался от применения названия "туффиговы", сославшись на несоизмеримые скорости накопления вулканического и осадочного материала. Хотя, по мнению Е.Ф. Малеева (1963) и Э.Х. Мадатова (1962), в последнее время большинство исследователей склоняются к тому, чтобы туффиговыми называть породы, содержащие не более 50% осадочного материала, в действительности по этому вопросу имеются значительные расхождения во взглядах различных исследователей (рис. 1). Более того, некоторые исследователи даже существен-

¹ Впрочем, и на с. 45 предыдущего издания этой книги (Рухин, 1953) он указал такое же содержание осадочного материала в туффиговах.

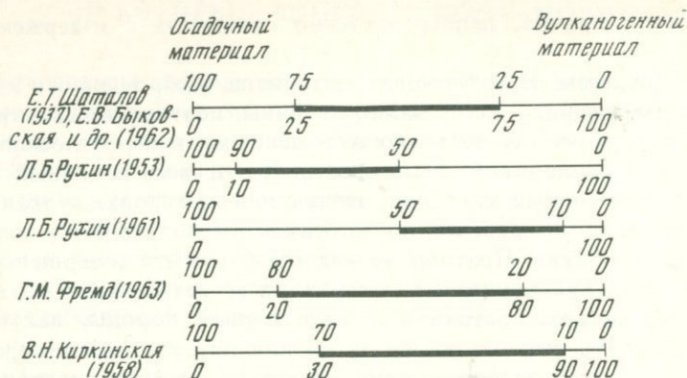


Рис. 1. Содержание осадочного и вулканогенного материала в туффитах по данным различных авторов (жирной линией показаны туффиты)

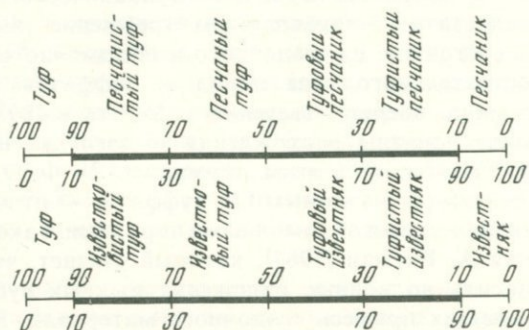


Рис. 2. Номенклатура пород смешанного двухкомпонентного состава из вулканогенного, карбонатного и терригенного материала

Песчаник может быть заменен алевролитом или аргиллитом

но меняют свои представления о том типе пород, который предлагается именовать туффитами.

В такой обстановке, естественно, возникает желание отказаться вообще от названия "туффит". Поскольку генетические типы таких осадочных пород, как песчаник, алевролит и аргиллит, так же определены, как и соответствующий тип вулканогенных пород (туф), нет необходимости давать особое название смешанным породам, обладающим промежуточным составом, тем более что речь идет о механической смеси двух компонентов различного происхождения. Известно, что для смешанных двухкомпонентных систем, таких, как песчаник и известняк или песчаник и доломит и им подобные, в осадочной петрографии используют названия (Вишняков, 1933; Пустовалов и др., 1944): песчаник — известковистый песчаник — известковый песчаник — песчаный известняк — песчанистый известняк — известняк и аналогичные подразделения для других пар. В этом случае номенклатура промежуточных пород зависит от того, какие градации приняты для тех или иных разновидностей пород. Но эти градации всегда могут быть унифицированы и, во всяком случае, легко могут

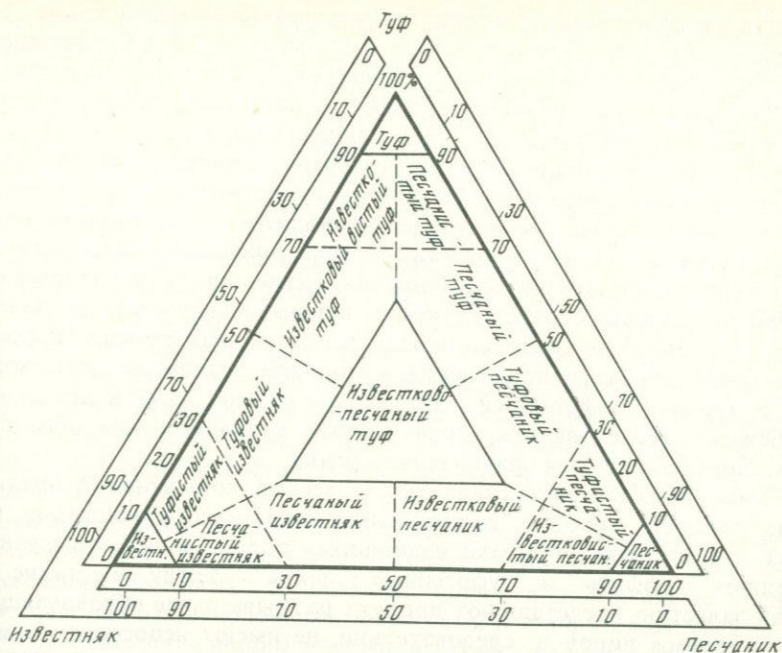


Рис. 3. Номенклатура пород смешанного трехкомпонентного состава из вулканогенного, карбонатного и терригенного материала

Песчаник может быть заменен алевролитом или аргиллитом

быть указаны любым исследователем, которому потребуется обосновать правильность определений относительного содержания вулканического и осадочного материала в породе. Если считать, что эта задача разрешена, то, пользуясь принципами, которые давно уже были предложены в осадочной петрографии, удобнее всего промежуточного типа породы, состоящие из вулканического и осадочного материалов, называть, если они двухкомпонентны: туф — песчанистый туф — песчаный туф — туфовый песчаник — туфистый песчаник — песчаник и далее аналогично для алевролитов и аргиллитов. Соответствующая номенклатура приведена на рис. 2, где указаны возможные пары туф — песчаник, туф — алевролит, туф — аргиллит. Используя применяемые в осадочной петрографии принципы построения, можно представить также трехкомпонентные системы туф — песчаник — известняк для туфов, содержащих примеси не только песчаного терригенного, но и карбонатного материала, или туф — алевролит — известняк, туф — аргиллит — известняк для аналогичных пород с более тонкой примесью терригенного материала. Примеры такого рода диаграмм см. на рис. 3.

Применение такого рода двух- и трехкомпонентных диаграмм позволит также освободиться от весьма неопределенной терминологии, связанной с применением названия "туфогенный". Помимо того, что само название "туфогенный", т.е. "рожденный туфом", недостаточно строго, необходимо иметь в виду, что с применением этого

термина связано такое же разнообразие ограничивающих рамок, как и с туффитами. В обоих случаях и к "туффитам", и к "туфогенным породам" следует подходить с одинаковых принципиальных позиций. Все сказанное объясняет, почему в настоящей работе не применяются названия "туффит" и "туфогенная порода".

Следует иметь в виду, что для выяснения принадлежности пород к ряду промежуточному, содержащему вулканический и осадочный обломочный материал, необходимо проводить специальные исследования, опираясь на надежное определение признаков, позволяющих устанавливать происхождение обломков. Такие породы, в которых могут быть найдены соответствующие признаки, встречаются далеко не часто, поэтому не случайно предложенный Мюгге термин "туффит" не получил широкого применения в мировой литературе, как, впрочем, и термин "туфогенный". Во всяком случае, даже в детальных зарубежных исследованиях, посвященных вулканогенным образованиям, они применяются сравнительно редко.

Обычно приходится сталкиваться с весьма примитивной оценкой принадлежности пород к "туфогенным", когда на том основании, что в них присутствуют обломки излившихся пород, по их содержанию выделяют "туффиты" и "туфогенные породы". Между тем такие обломки зачастую представляют продукт размыва ранее образовавшихся излившихся пород и, следовательно, не имеют непосредственного отношения к вулканическим извержениям, происходившим во время накопления тех осадков, из которых образовалась данная порода.

Возвращаясь к термину "вулканогенные породы", следует подчеркнуть, что в известной мере он снимает затруднения, возникающие при изучении продуктов вулканической деятельности в связи с тем, что часто трудно, а иногда и невозможно отличить так называемые эффузивные породы от интрузивных. Сейчас уже хорошо известно, что классическое деление Розенбуша всех пород на эффузивные и интрузивные по структурным особенностям совершенно не оправданно. Постоянно приходится сталкиваться с тождественным составом излияний и их корней или различного рода куполов и заполнений субвулканических камер, вследствие чего среди любого типа пород, принадлежащих к ряду эффузивных образований, можно встретить как продукты излияний на земную поверхность различных лав, так и разнообразные внедрения, т.е. интрузии. Не только базальты, андезиты, липариты и т.д. могут наблюдаться в форме интрузий, но и различного рода туфы, вулканические брекчии и подобные им породы. Поэтому, естественно, приходится различать базальты эффузивные и интрузивные, а также андезиты, липариты, дациты и другие породы, в том числе вулканические брекчии, уже не на основе систематических признаков, определяемых их структурными особенностями, а по данным об условиях их залегания.

Затруднения, возникающие в связи с применением классического деления изверженных пород на эффузивные и интрузивные, стали сейчас настолько наглядными, что многие исследователи начали называть "эффузивами" сложные серии пород, включающие не только излившиеся, но и интрузивные породы даек, пластовых залежей

(силлов) и других тел, постоянно возникающих в процессе вулканической деятельности и сопровождающих вулканические извержения. Совершенно очевидно, что такие сложные серии пород, а они типичны для вулканических областей, правильнее называть вулканогенными. В представленной работе* для пород, образовавшихся в результате излияний лав, предлагается название "излившиеся", а не "эффузивные", с тем чтобы избежать неточности выражений, связанной с применением названия "эффузивы".

Многие исследователи название "эффузивы" сопровождают прилагательными "основные", "средние" или "кислые". Эти очень неточные определения в значительной мере устранены в настоящей работе. В случае использования литературных источников такие определения по возможности уточнялись. Указывалось, принадлежат ли породы к ряду базальтов (базальтовых или диабазовых порфиритов), андезитов (андезитовых порфиритов) или липаритов (липаритовых порфиритов). Также указывался и состав туфов (базальтовый, андезитовый, липаритовый и т.д.).

Двойная номенклатура вулканогенных пород, подвергшаяся критике со стороны Е.К. Устиева (1959), сохранена, но, конечно, не в целях обозначения "молодых" и "древних" пород, а для различия существенно измененных вторичными процессами и сравнительно свежих пород. Такие различия вполне уместно выражать соответствующей двойной номенклатурой, что правильно подчеркивал А.Н. Заварицкий (1955).

ОЧЕРЕДНЫЕ ЗАДАЧИ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

Важность развертывания палеовулканологических исследований на территории СССР была подчеркнута на Первом Всесоюзном вулканологическом совещании в 1959 г. В ходе дальнейшего их развития была подготовлена почва для разработки основ палеовулканологии, которые явились главной опорой всестороннего изучения вулканической деятельности геологического прошлого в целях выявления общей эволюции вулканизма в истории Земли. Значение таких исследований, опирающихся на многоплановое изучение древних вулканических пород и создание разнообразных палеорекострукций, давно уже определилось установленными связями вулканизма с рудообразованием и вообще с процессами формирования месторождений полезных ископаемых. Особая заслуга в этих исследованиях бесспорно принадлежит Г.С. Дзодендзе, В.И. Смирнову и В.Н. Котляру.

Рассматривая палеовулканологические исследования в перспективе времени, необходимо определить стоящие перед ними очередные за-

* Имеется в виду книга "Сравнительная палеовулканология..." (1966), из которой приведен данный раздел. — *Прим. ред.*

** Вулканология и сейсмология. 1981. N 4. С. 3—10.

дачи, на решение которых должно быть направлено главное внимание исследователей, занятых изучением вулканогенных пород в палеовулканологических аспектах. Среди таких задач две должны быть особо выделены как исключительно актуальные. Это, во-первых, составление палеовулканологических карт, во-вторых, изучение наиболее древних, докембрийских этапов развития вулканической деятельности.

Опыт проведенных ранее работ, обобщенный в процессе обсуждения на специальных симпозиумах в Москве, Петрозаводске, Новосибирске и Хабаровске, созданных на основе координации работ в рамках деятельности Палеовулканологической комиссии при Петрографическом комитете АН СССР, выявил принципиальное значение исследований, ориентированных на составление разнотипных и разномасштабных палеовулканологических карт, создающих основу для прогноза поиска полезных ископаемых. Помимо бесспорного практического значения подобных карт следует подчеркнуть особую роль их, как и иного типа палеовулканологических реконструкций, в определении общей эволюции вулканизма в истории Земли и выяснении особенностей энергетики нашей планеты в минувшие геологические периоды. Составление палеовулканологических карт, несомненно, будет способствовать также правильной оценке вулканической активности Земли в различные стадии ее развития, особенно докембрийскую.

В настоящее время проводится координация палеовулканологических исследований и подготовлена программа работ по составлению обзорных карт древних вулканических областей Советского Союза и их минерагении. Основным принципом построения таких мелкомасштабных карт следует считать палеогеографический. На первом этапе представляется возможным составление проектируемых карт для пяти стратиграфических срезов фанерозоя с тем расчетом, чтобы на этих срезах отобразить также и промежуточные этапы формирования вулканических областей. Соответствующими опорными для общих построений срезами смогут явиться кембрийский, девонский, пермский, юрский и палеогеновый. На них дополнительно могут быть обобщены данные по венду и ордовику, силуру и карбону, триасу и неогену.

В дальнейшем работу по составлению обзорных карт следует ориентировать на охват наиболее древних этапов развития вулканической деятельности, отвечающих докембрию. Последовательное развитие картосоставительских и палеовулканологических исследований приведет в конечном итоге к детализации первоначальных разработок и одновременно распространится на зарубежные территории. Опыт изучения мирового материала, несомненно, окажется полезным для понимания многих важных особенностей былого вулканизма также и нашей страны.

Значение серий обзорных карт может быть двояким. Во-первых, они позволяют оценить перспективы развития поисковых работ на обширных территориях Советского Союза на основе интерпретации данных о взаимосвязи с вулканизмом различных форм металлогенических проявлений, которые должны быть, следовательно, показаны на этих картах. Во-вторых, обзорные карты внесут существенный вклад

в общее познание эволюции геологических процессов на территории Советского Союза и в определение особенностей развития древней вулканической деятельности в его пределах.

Работы по составлению обзорных палеовулканологических карт Советского Союза связаны с необходимостью затраты усилий больших коллективов специалистов, для чего следует разработать определенные организационные мероприятия, направленные на общее укрепление палеовулканологических исследований в нашей стране, занимающей сейчас лидирующее положение в разработке этого нового научного направления.

Дальнейшие успехи палеовулканологии должны определяться изучением вулканизма во всем многообразии возрастных его проявлений. Это потребует особого внимания к ранним этапам развития вулканической деятельности, охватывающей весь докембрий, начиная с раннего архея. Помимо того, что выявить общую эволюцию вулканизма в истории Земли невозможно, не зная типичных его черт, характеризующих период времени, составляющий примерно 3,8 млрд лет, т.е. более чем в 6 раз превышающий весь фанерозой, важно ясно представить необходимость изучения докембрийского вулканизма, имея в виду особенности сопровождающей этот вулканизм исключительно ценной минерализации.

Анализируя вулканическую деятельность в докембрии, мы сталкиваемся с необходимостью расшифровки первоначальной природы метаморфических комплексов и пород; возникают вопросы "снятия метаморфизма" и отождествления метаморфических пород с былыми истинными вулканитами и т.д.

При палеовулканологическом изучении докембрийских этапов жизни Земли необходимо иметь определенную программу действий, определяющую перспективы развития и основные задачи соответственно ориентированных исследований. В соответствии с этим в Институте литосферы АН СССР по инициативе акад. А.В. Сидоренко разработана программа изучения докембрийских вулканогенных образований, существенно расширяющая перспективы дальнейшего развития палеовулканологии.

Главные разделы этой программы охватывают следующий ряд проблем: 1) хронологические и пространственные закономерности вулканогенного литогенеза в докембрии; 2) систематика и генезис докембрийских вулканогенных пород и их ассоциаций; 3) формирование земной коры и история развития вулканизма Земли в докембрии; 4) сравнительное изучение докембрийского вулканизма и вопросы эволюции вулканизма в истории Земли; 5) вулканогенная металлогения.

Несколько пояснений к изложенным основным положениям программы, выполняемой в отделе палеовулканологии Института литосферы АН СССР.

Возраст докембрийских вулканогенных пород более или менее надежно устанавливается на основе изотопных определений, далеко не всегда дающих однозначные результаты, чем затрудняются возможности строгих корреляций и соответственно синхронизация различных событий, определяемых развитием вулканической деятельности.

Однако даже такие определения возраста для самих вулканогенных пород относительно немногочисленны. Поэтому в трактовке возраста вулканогенных пород приходится прибегать к различным построениям, использующим данные о месте этих пород в разрезе, об их взаимоотношениях с другими, главным образом интрузивными породами и т.д.

В таких условиях важно иметь кадастр возрастных параметров вулканогенных пород докембрия, в котором были бы проанализированы вопросы, касающиеся неравноценности возрастных датировок, устанавливаемых разными методами. Составление кадастра должно сопровождаться изучением реальных структурных ситуаций, в которых наблюдаются различные серии вулканогенных пород, и опорных структурно-литологических разрезов, позволяющих установить характерные черты общей последовательности залегания этих пород среди вмещающих толщ, а также другие их особенности.

Возрастные корреляции местного, регионального и глобального плана должны явиться основой определения закономерностей пространственного размещения докембрийских вулканогенных пород. Вместе с тем потребуются точный анализ приуроченности этих пород и их ассоциаций к геологическим структурам различного типа и ранга, что позволит оценить роль вулканогенного литогенеза в тектонике и в общей истории развития геологических структур земного шара. Соответствующие интерпретации должны опираться на построение различного рода палеовулканологических реконструкций, представленных главным образом палеовулканологическими картами, создание которых следует проводить разработкой достаточно совершенных легенд, отвечающих различным масштабам изображения.

Точность и строгость исследований докембрийского вулканизма в огромной степени будут зависеть от надежности диагностики изучаемых пород и принятой для них номенклатуры. Между тем вопросы систематики вулканогенных пород как собственно вулканических в старом понимании этого слова, так и пирокластических далеко еще не разработаны. Здесь предстоит еще большая работа, ориентированная на выделение типов пород, представленных достаточно выразительными эталонами, с которыми можно было бы проводить различного рода сравнения и сопоставления.

Исследование вулканогенных пород должно осуществляться также на основе изучения образуемых ими характерных сочетаний, среди которых важное место наряду с собственно вулканогенными ассоциациями занимают такие, в которых типоморфными являются еще и осадочные породы. Для подобного рода ассоциаций мы также пока не имеем достаточно полной и четкой систематики и должны будем столкнуться с необходимостью по крайней мере ее совершенствования. Подобного рода исследование ассоциаций вулканогенных пород, иначе говоря формационный анализ по Н.С. Шатскому, совместно с результатами палеовулканологического картирования позволит наиболее строго подойти к оценке вопросов эволюции вулканизма в докембрийской истории Земли.

В исследовании докембрийского вулканизма приходится сталкиваться с исключительным своеобразием пород, обусловленным более или ме-

нее значительным их метаморфизмом. Для наиболее ранних этапов развития вулканизма подобные специфические черты докембрийских пород особенно типичны. Поэтому, изучая докембрийский вулканизм, приходится особое внимание уделять процессам метаморфизма пород и поискам путей выяснения первичной природы метаморфитов. В целом исследование состава вулканогенных пород и их ассоциаций, сопровождаемое изучением генетических проблем, создаст основу для более широких обобщений в области изучения процессов формирования земной коры и глубинных источников магмы, сосредоточенных в мантии Земли.

Особо следует подчеркнуть значение проблемы формирования земной коры в ранние периоды существования Земли, в архее. Известно, что в наиболее древних сериях докембрийских пород в ряде районов мира сосредоточены крупнейшие скопления ценнейших руд. Их поиск и разведка могут быть надежно обоснованы лишь при условии наиболее полного знания обстановки, в которой они формировались. Именно в этом плане особенно важна разработка проблем выяснения специфики ранних стадий развития вулканизма Земли. Но и здесь мы сталкиваемся с большими трудностями вследствие исключительной сложности вопросов, связанных с изучением докембрийских вулканогенных пород, что определяется преимущественно глубоким перерождением первичных черт продуктов вулканической деятельности, типичным для древних щитов многих регионов мира.

Тем не менее по крайней мере два направления работы могут способствовать успехам дальнейших исследований в области изучения ранних этапов развития вулканизма Земли. Во-первых, детальное изучение метаморфизованных вулканогенных пород в целях выявления первичной их природы и, во-вторых, составление палеовулканологических карт, восстанавливающих былые контуры вулканических областей и выявляющих характерные черты строения древних вулканов, особенности состава слагающих эти постройки вулканогенных пород и т.д. Важным элементом общего изучения раннего вулканизма Земли должны явиться также исследования структурного плана, направленные на выяснение характерных черт строения кальдерообразных и иных концентрического типа построек, во многих случаях рассматриваемых в качестве импактных образований, свойственных именно ранним этапам жизни нашей планеты и всей Солнечной системы в целом. Этого типа исследования существенно необходимы для решения практических задач поиска месторождений полезных ископаемых.

Опираясь на результаты изучения докембрийской истории развития вулканической деятельности, можно путем сравнения с более поздними фанерозойскими и современными вулканогенными образованиями выяснить не только специфику ранних этапов вулканизма, но и определить общее направление и характерные черты эволюции вулканизма всей нашей планеты в целом. Синтезирующие работы такого профиля, вовлекающие данные палеовулканологических реконструкций, могут открыть дорогу к региональному и глобальным количественным расчетам, позволяющим определить объем различных серий пород для разных интервалов времени, что будет способствовать,

с учетом данных о возможных различных методах пересчета, оценке вклада вулканической деятельности в общий энергетический баланс нашей планеты.

Важнейший элемент программы изучения докембрийского вулканогенного литогенеза, о которой сейчас идет речь, представляют металлогенические ее аспекты. Два соответствующие этим аспектам направления исследований особенно существенны. Одно из них связано с задачами изучения месторождений полезных ископаемых, непосредственно сопровождающих вулканогенные образования. Второе относится к анализу процессов формирования месторождений в бассейнах седиментации под влиянием вулканической деятельности. В обоих случаях в исследования вовлекается множество вопросов, связанных с выявлением таких вулканогенных и вулканогенно-осадочных ассоциаций, которые могут рассматриваться в качестве индикаторов для поисков определенных типов месторождений полезных ископаемых, сопровождающих эти ассоциации в системе характерных структурных условий. Если учитывать общую специфику докембрийской истории развития структуры Земли, в особенности ранних ее этапов, то следует направить усилия также на изучение типичных черт раннего вулканизма нашей планеты, которые существенно расширяют современные представления о связи минерагии с вулканизмом, поскольку не укладываются в стандартные схемы, предполагающие обязательную приуроченность вулканизма и свойственных ему металлогенических проявлений к определенным этапам геосинклинального или постгеосинклинального развития структур. Вопрос о возможном существовании такого нестандартного типа структур в докембрии по крайней мере дискуссионен, и это выдвигает во всей остроте проблему необходимости изучения закономерностей размещения вулканогенных ассоциаций, сопровождаемых разнотипной металлогенией в зависимости от тех особенностей тектонического развития, которые характерны для докембрия, особенно для ранних этапов его геологической истории. В этой связи существенное значение приобретает изучение зеленокаменных поясов или зон, типичных для докембрийских проявлений вулканизма, сопровождаемых характерной минерагией. Именно этот тип образований, представленный зеленокаменными поясами, широко распространенный в докембрии, принадлежит ряду наиболее типичных представителей структур, далеко не сходных с фанерозойскими геосинклиналями ни по морфологии, ни по пространственному размещению и, по-видимому, также и по строению разрезов и вещественному составу пород. Все это требует проверки и углубленного изучения вопроса о природе докембрийских зеленокаменных поясов, а также о специфике тектонического развития в докембрии, наиболее полно рассмотренной в широко известных работах Е.В. Павловского.

Разнообразные задачи, выдвигаемые современным состоянием изученности древних вулканогенных пород и их ассоциаций, охватывают широкий круг вопросов, определяемых двумя основными направлениями. Одно из них непосредственно связано с развертыванием работ по составлению палеовулканологических карт, другое сосредоточено

на изучении докембрийского вулканизма, включая в первую очередь наиболее ранние его этапы. Рассматривая в целом оба направления и методические их основы, нетрудно видеть, насколько специфичны важнейшие очередные задачи, стоящие перед палеовулканологией. Эти задачи в целом геологические, в них главную роль играют разработки, связанные: 1) с выяснением возраста вулканогенных пород в целях корреляции этих пород и событий, отвечающих времени их формирования в локальном, региональном и глобальном плане; 2) с составлением специализированных карт и созданием различных палео-реконструкций; 3) с определением состава вулканогенных пород, т.е. реально наблюдаемых объектов, изучение которых составляет главную основу при различного рода построениях и при картировании; 4) с анализом структурных условий формирования вулканогенных пород и соответственно с выяснением тектонической обстановки, в которой развивается вулканизм, и т.д. Все это осуществляется в целях решения общей теоретической задачи выявления эволюции вулканизма в истории Земли и важнейшей практической задачи определения закономерностей размещения полезных ископаемых, связанных с вулканической деятельностью геологического прошлого нашей планеты.

Нетрудно видеть, что все перечисленные выше задачи и методические подходы к их решению принципиально отличаются от тех, которые имеют в виду исследователи, занимающиеся изучением современных вулканов, когда говорят о вулканологии. По этому поводу более 30 лет назад высказывался А.Н. Заварицкий (1947), различавший наряду с вулканологией также палеовулканологию. 10 лет минуло с того момента, как тот же вопрос был специально рассмотрен и обсужден в "Основах палеовулканологии" (Луцицкий, 1971), где идея А.Н. Заварицкого была существенно развита. Следует лишь напомнить, что главные различия между вулканологией, как ее обычно понимают в узком смысле вулканологи, и палеовулканологией, как понимал ее А.Н. Заварицкий, а с ним, несомненно, следует согласиться, заключаются в том, что объектом исследования для палеовулканологов являются вулканогенные (или вулканические) породы, изучая которые, можно реконструировать процессы, их создавшие; для вулканологов же в узком смысле этого понятия объектом служат непосредственно наблюдаемые вулканические процессы. Отсюда принципиально различные методические подходы к изучению этих разнородных объектов. При этом совершенно не исключается возможность более широкого понимания вулканологии (иного, чем обычно предлагаемое вулканологами), которому никак не отвечает огромный диапазон рассмотренных нами по существу геологических проблем, стоящих сейчас перед палеовулканологией. Именно о такой иной возможности понимания вулканологии также говорилось в "Основах палеовулканологии".

Уместно, однако, напомнить, что Международная вулканологическая ассоциация с момента ее организации работала и работает сейчас в рамках Международного союза геодезии и геофизики, не подчиняясь и не будучи органически связанной с Международной геологической ассоциацией, т.е. со всем тем кругом исследователей, которые изучают различные геологические объекты, в том числе гео-

логические тела, сложенные древними вулканическими или вулкано-генными породами. Рассмотренные выше основные задачи палеовулкано-логических исследований лежат, таким образом, за пределами деятельности вулканологов не только в нашей стране, но и за рубежом.

В связи с этими общими замечаниями приведем некоторые примеры. Первый из них — высказывания крупнейшего вулканолога Г. Макдональда в книге "Вулканы", изданной за рубежом в 1972 г. и переведенной на русский язык в 1975 г. Г. Макдональд (1975) пишет, что вулканология — наука о вулканах и что в широком смысле — это часть геологии, т.е. науки о Земле. Однако он подчеркивает, что вулканология использует методы геофизики и геохимии и важнейшими ее средствами являются сейсмология, гравиметрия и земной магнетизм... Цель вулканологии, по Макдональду, — объяснение природы вулканов и характера их деятельности, вследствие чего, как он отмечает, вулканологи должны изучать природу и образование расплавленной породы и газов, высвобождающихся во время извержения. Вопросы же, касающиеся распределения и характера вулканической деятельности в прошлом, относятся, по его мнению, к исторической геологии, что он особо оговаривает.

Другой пример — текст в Большой Советской Энциклопедии (1951. Т. 9. С. 398), где вулканология рассматривается как наука о вулканах и подчеркивается, что она по совокупности данных о явлениях извержений и природе извергаемых веществ стремится выявить причину и механизм извержений, объяснить происхождение извергаемых веществ и установить, привлекая геологические данные, форму и глубину размещения магм под вулканом и закономерности размещения вулканических очагов в недрах земной коры. Обращается также внимание на то, что изучение извержений и ряда других явлений, непосредственно связанных с деятельностью вулкана, составляет собственно вулканологию, или, как говорят иногда, динамическую вулканологию. Наряду с этим отмечено, что вулканы изучают в состоянии покоя, когда исследуется их форма, внутреннее строение и т.д., на основании чего восстанавливаются история образования вулканитов и отдельные этапы их прошлых извержений. Это, отмечается далее, тоже отдел вулканологии, но геологический, который находится в таком же отношении к вулканологии, как палеонтология к биологии. Такая параллель представляется вполне оправданной, и, опираясь на нее, следует обратить внимание на то, насколько затруднительным было бы считать палеонтологию просто частью биологии и тем более странным было бы отказывать ей в самостоятельности как науке. То же касается и палеовулканологии.

Впрочем, для вулканологии в том же тексте, опубликованном в Большой Советской Энциклопедии, указывается, что различают еще общую вулканологию как науку, которая на основании выводов динамической вулканологии и данных смежных наук (геологии, петрографии, геохимии, геофизики) совместно с ними рассматривает общие вопросы, касающиеся энергии и источника магматического вещества в земной коре, его состава, связи его с горообразовательными и вулканическими процессами, размещения вулканических центров на

земной поверхности и других теоретических проблем. По смыслу из этого высказывания следует, что общая вулканология является лишь звеном в сложной системе различных наук, только совместно с которыми она и решает общетеоретические задачи.

Таким образом, можно видеть принципиальное сходство толкований, предложенных Г. Макдональдом, с текстом в Большой Советской Энциклопедии. Единственное отличие — стремление (в тексте БСЭ — *Прим. ред.*) обособить наряду с собственно вулканологией также геологический отдел вулканологии, но об этом значительно более четко писал А.Н. Заварицкий (1947) в статье, посвященной *игнимбридам* Армении. В этой статье, в частности, особо отмечается, что основным методом вулканической геологии или палеовулканологии является объяснение особенностей вулканических образований на основании сведений, которые дают действующие вулканы. Таким образом, на первый план в палеовулканологических исследованиях А.Н. Заварицкий выдвигал метод актуализма.

В заключение напомним также о выступлении на Первом Всесоюзном вулканологическом совещании нашего старейшего вулканолога В.И. Влодавца (1959. С. 19), который говорил, что "перед палеовулканологией стоит задача воссоздания вулканизма и установления закономерностей его развития на основе всестороннего изучения строения, состава, минералогии и метаморфизма древних вулканических формаций" (разрядка наша. — *И.Л.*).

Подводя общий итог, можно сказать, что намеченный этим Первым вулканологическим совещанием отечественной геологии путь развития нового научного направления, тогда уже названного палеовулканологией, за прошедшее 20-летие привел к широкому развертыванию исследований общесоюзного значения, разрабатывающих важные общетеоретические проблемы эволюции вулканической деятельности в истории Земли и практические задачи создания основы для планирования поисков месторождений полезных ископаемых, сопровождающих вулканическую деятельность в различных ее проявлениях. В развитии этого нового научного направления наша страна заняла лидирующее положение, и задача состоит в том, чтобы всемерно его укрепить для достижения дальнейших существенных успехов теоретического и практического значения.

ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ*

В естествознании на протяжении столетий продолжают столкновения между сторонниками двух главных мировоззренческих концепций: эволюционной, опирающейся на представления о развитии окружающего нас мира, и метафизической, исходящей из его устойчивого, неизменного, консервативного характера.

Еще в 1752 г., отвечая на вопрос объявленного Прусской Ака-

* Вестник АН СССР. 1973. N 8. С. 53—60.

демей наук конкурса: меняется ли Земля с течением времени, И. Кант обосновал общую идею ее эволюции. Победу же на конкурсе одержал патер Фризе из Пизы, сторонник прямо противоположной точки зрения. Примерно столетие спустя дискуссии по этому поводу возникли на совершенно новой основе. Наука проделала огромный путь, и идея эволюции, несмотря на формальные препятствия, постепенно овладела мыслями естествоиспытателей; теперь уже основная линия расхождения во взглядах между сторонниками различных мировоззренческих концепций пролегла в другой области.

В том, что природа непрерывно меняется и, следовательно, эволюционирует, никто теперь не сомневался. Предметом спора стало: в чем состоит существо подобных изменений? Являются ли они следствием причин, действующих в наше время так же, как и в давно прошедшие, ранние периоды жизни Земли, или сами эти причины изменялись? Были ли изменения необратимыми, т.е. не повторяющимися в последующие эпохи, или обратимыми и т.д.?

В этих спорах наиболее четко определились разногласия между такими виднейшими представителями естествознания середины прошлого столетия, как Ч. Лайель и Ч. Дарвин. Первоначально Лайель, прекрасно понимавший значение непрерывных изменений лика Земли, вызываемых трансгрессиями и регрессиями моря, процессами образования гор и их последующего разрушения, вулканическими и другими явлениями, считал, что вследствие постоянства действующих причин все эти изменения обратимы, причем в истории Земли обратимы даже изменения органического мира. Поэтому он писал, например, следующее: "Когда поглощение лучей не будет встречать препятствия ни в одной части земного шара, даже зимою, от снежного покрова, тогда средняя температура земной коры увеличится до значительной глубины", и продолжал: "... многие формы, теперь ограниченные арктическими и умеренными странами или встречающиеся близ экватора только на вершине высочайших гор, почти исчезли бы с лица Земли. Тогда могли бы возвратиться и те роды животных, памятники которых уцелели в горных породах, составляющих наши материки. Птеродактиль снова бы стал носиться в воздухе, огромный игуанодон появился бы в лесах, а ихтиозавры еще раз зародились бы в море..." (1866. С. 127—128). Таким образом, признание Лайелем общей системы изменений, происходивших в природе, еще не привело его в ряды последовательных эволюционистов, на что, как известно, особое внимание обращал Ф. Энгельс в "Диалектике природы".

Только под давлением фактов, изложенных Дарвином в его обширном труде "Происхождение видов", Лайель к концу своей жизни вынужден был отступить и согласиться с тем, что органический мир изменяется необратимо, прогрессируя с течением времени. Но для неорганической природы это представление он считал недоказанным и в анализе геологического прошлого Земли опирался на принцип актуализма, суть которого сводится к тому, что действующие на Землю силы постоянны как по количеству, так и по качеству. Поэтому он писал, что "порядок в природе, с самых ранних перио-

дов, был однообразен в том смысле, в каком мы считаем его однообразным теперь, и надеемся, что он останется таковым на будущее время". (1866. С. 170). Эта концепция Лайеля получила в дальнейшем название униформистской, и, в сущности, она повторяла взгляды Дж. Геттона, которые тот изложил в своей "Теории Земли", вышедшей в 1795 г.

Униформистские представления способствовали созданию прочного основания геологической науки, главным образом потому, что они заменили прежние идеи "катастрофистов", допускавших полный произвол таинственных сил в общей истории развития не только органического мира, но и неорганической природы. Тем не менее униформизм ограничивал возможности приложения эволюционных идей к познанию неорганического мира.

В конце прошлого столетия представления униформистов стали господствующими, и, таким образом, создалось положение, при котором геологи, признавая общие идеи необратимых эволюционных преобразований органического мира, в сущности, отказывались видеть подобные преобразования в геологической истории Земли.

Важно, пожалуй, еще подчеркнуть, что если первоначально общие идеи эволюции основывались у Канта на гипотетических построениях, то позднее, у Дарвина, они получили прочное эмпирическое основание. Однако в начале нынешнего столетия в развитии геологической науки наметился новый перелом, причину которого можно видеть, вероятно, в двойственном подходе к анализу геологического прошлого: униформистском, удивительно сочетающемся с идеями эволюции. Именно в этот период окончательно сформировались представления об эволюции как о системе изменений вообще, вследствие чего эти представления стали относить к любому виду генетических или гипотетических построений. Влияние отмеченного поворота в общем развитии геологии мы ощущаем и сейчас, хотя в отдельных звеньях современной отечественной геологической науки, в частности в литологии и в известной мере в тектонике, идеи эволюции как необратимого процесса развития, охватывающего весь земной шар, получили бесспорное признание. Все это важно учитывать при попытках разобраться в существовании проблемы эволюции геологических явлений и процессов, в том числе и вулканизма. Разработка данной проблемы тем более необходима, что сейчас хорошо известны тесные связи вулканизма с рудообразованием, и, таким образом, исследование эволюции вулканизма в истории Земли приобретает практическое значение.

Говоря об эволюции вулканизма, следует, очевидно, задаться по крайней мере двумя главными вопросами. Первый: что мы хотим узнать, когда стремимся решить эту проблему? Второй: какие методы нужны для выяснения процессов эволюции вулканической деятельности на земном шаре?

В связи с приведенными выше общими сведениями о развитии идей эволюции в геологической науке ответ на первый вопрос можно дать достаточно определенный. Прежде всего мы хотим выяснить реальные необратимые изменения вулканической деятельности, проис-

ходившие на всем земном шаре в течение геологической истории Земли; при этом, следуя Дарвину, стремимся устанавливать эти необратимые изменения, опираясь на эмпирические данные, на анализ конкретных объектов, свидетельствующих о вулканической деятельности в геологическом прошлом, а не на гипотетические построения, подобные тем, какие предлагал Кант, или какие-либо иные.

Отвечая на второй вопрос, мы должны определить способы и приемы изучения памятников геологического прошлого, исследования следов былых процессов вулканической деятельности, запечатленных в каменной летописи Земли в виде горных пород и образуемых ими геологических тел и построек.

Оба ответа требуют пояснений. Когда мы говорим о необратимых изменениях вулканической деятельности, мы можем иметь в виду либо весь земной шар, либо отдельные его регионы, например континенты, тектонические или вулканические области, вулканы и т.д. Однако в плане данной статьи речь может идти только о всем земном шаре в целом. Следует вместе с тем помнить, что исследование необратимых изменений вулканизма в истории Земли имеет и количественные, и качественные стороны. В количественном отношении важно знать, как изменялась масса вулканогенных пород в различные геологические эпохи: возникало ли их за равные промежутки времени в прошлом больше, чем сейчас, или, наоборот, меньше? Только количественным подсчетом масс вулканогенных пород, образовавшихся в разные периоды жизни нашей планеты, можно установить, усиливается или уменьшается с течением времени вулканическая деятельность на земном шаре. Столь же необходимо и исследование качественных различий между вулканогенными породами разных вулканических эпох. Такие различия могут указывать на общие изменения, происходящие в недрах Земли в тех глубинных зонах, за счет которых питаются действующие и питались в прошлом ныне угасшие вулканы. Различия между разновозрастными вулканогенными породами могут обуславливаться либо возникновением в разные эпохи неодинаковых пород, либо изменением с течением времени некоторых особенностей (неодинаковое количество примесей редких химических компонентов в породах разного времени образования и т.п.), либо характером сообществ этих пород, которые в геологии обычно называют ассоциациями или формациями.

Обращаясь к вопросу о методах выявления процессов эволюции в вулканической деятельности на земном шаре, мы должны, следовательно, определить, какими способами можно, во-первых, оценить общее количество вулканогенных пород, возникших в разные геологические эпохи, во-вторых, установить различия между разновозрастными породами и, в-третьих, выяснить распространение ассоциаций вулканогенных пород и их взаимное размещение в древних ландшафтах на разных уровнях разреза осадочной оболочки Земли. Применив доступные нам методы анализа известных в настоящее время данных, мы смогли бы, таким образом, осветить по крайней мере главные черты эволюции вулканизма в истории Земли.

Хотя стоящая перед нами задача и пути возможного ее решения кажутся совершенно ясными, реальная изученность проблемы весьма далека от удовлетворительной.

Рассмотрим в первую очередь количественные характеристики данных, определяющих распространение вулканогенных пород в разные геологические эпохи. В прошлом вопросы, связанные с оценкой таких данных, обсуждались лишь в самом общем виде, на основе привлечения некоторых весьма схематизированных сведений, отвечающих известным гипотезам образования земного шара в целом. Выдвигались, соответственно, идеи общего угасания вулканической деятельности с течением времени, от докембрия до наших дней, что ставилось в связь с представлениями об остывании земного шара. Появились и прямо противоположные концепции, базирующиеся на других предположениях о происхождении нашей планеты. Однако исходных данных для тех или иных выводов было совершенно недостаточно. Уместно в связи с этим вспомнить, что первый обзор распространения изверженных пород на всем земном шаре был сделан в 1913 г. в масштабе 1:40 000 000 Дж. Иддингсом и что на этих первых картах вулканогенные породы даже не отделялись от интрузивных, а на щитах все изверженные и метаморфические породы были показаны совместно. Между тем именно в то время и даже раньше уже начались дискуссии по вопросу об угасании или усилении вулканической деятельности.

С тех пор в познании геологического строения нашей планеты мы продвинулись далеко вперед, но и по сей час оказываемся в затруднительном положении, когда пытаемся представить себе действительные закономерности размещения разновозрастных вулканогенных пород на земном шаре и подсчитать их общее количество для различных геологических эпох. Это объясняется в основном тем, что мы все не располагаем единой геологической картой земного шара, отвечающей современному уровню знаний. Такую карту в масштабе 1:10 000 000 готовит сейчас Международная комиссия по геологической карте мира. Но даже когда появится эта очень мелко-масштабная карта, при анализе данных о распространении вулканогенных пород придется постоянно обращаться к более крупномасштабным картам локальных территорий. Однако увязка таких карт часто затруднена, к тому же на них, конечно, не показаны вулканогенные породы, скрытые под чехлом более поздних отложений, а многие вулканогенные толщи отмечены только возрастными индексами, вследствие чего установить по карте их истинное распространение крайне трудно, а иногда и невозможно.

Кроме того, на геологических картах показывается распространение только тех принадлежащих прошлым геологическим эпохам вулканогенных пород, которые сохранились от последующей денудации, т.е. лишь какая-то доля былого ареала распространения таких пород. Поэтому необходимо провести большую работу по составлению различных специализированных карт, на которых были бы представлены реконструкции древних вулканических областей. Только при наличии таких палеовулканологических карт можно с опреде-

ленной достоверностью оценить количество вулканогенных пород, образовавшихся в различные геологические эпохи. Надо сказать, что составление подобных карт невозможно без тщательного анализа закономерностей размещения вулканогенных пород в разрезе, в связи с чем для строгого определения возраста этих пород большое значение приобретают стратиграфические сопоставления.

Здесь нельзя не вспомнить, что при самом строгом подходе к подсчету количества продуктов вулканической деятельности в различные геологические эпохи мы получим характеристику эволюции вулканизма только для континентов. Для двух третей земной поверхности, скрытой под океаническими водами, мы располагаем еще более ограниченными сведениями, чем для континентов, и не можем пока еще даже ставить задачу выяснения распространения вулканогенных пород в прошлые геологические эпохи на дне океанов с использованием палеовулканологических карт.

Насколько между тем может быть искажена действительная картина эволюции вулканизма в истории Земли, составленная по неполным данным, не учитывающим бывшее распространение вулканогенных пород на дне океанов, показывает следующий пример. Представим себе, что мы стали бы судить об общем развитии вулканической деятельности по такого рода сведениям о древних платформах. Тогда выяснилось бы, что к началу палеозоя вулканическая деятельность почти полностью прекратилась и в течение всего нижнего палеозоя практически никаких следов ее не обнаружилось бы. Незначительное возобновление вулканической активности намечилось бы в девонское время на Русской и, может быть, на Сибирской платформах, а затем начиная с триаса выявилось бы энергичное развитие вулканизма, продолжающееся до настоящего времени. В этой схеме эволюции вулканизма полностью выпал бы, таким образом, весь нижний, да и верхний палеозой, которые в нашем представлении казались бы вулканически бесплодными. А между тем именно на нижний палеозой приходится активность вулканизма в геосинклиналях, для верхнего же палеозоя типична вулканическая активность в областях герцинских, так называемых орогенных, структур. В итоге общая картина эволюции вулканизма на земном шаре была бы весьма односторонней и, следовательно, неверной.

Неполнота сведений о былом распространении продуктов вулканической деятельности на земном шаре приводит к тому, что, стремясь избежать возникающих трудностей, мы нередко подменяем разработку этой проблемы созданием различного рода гипотез, намечающих тот или иной общий путь развития процессов вулканизма. Так, помимо общих концепций угасания или усиления вулканической деятельности, появилось еще по крайней мере два рода представлений, хорошо бытующих в современной геологии: одно — о тектоно-магматических циклах, неоднократно повторяющихся в истории Земли, другое — о всемирных эпохах складчатости, сопровождающих по времени на всем земном шаре, сопровождаемых усилением вулканической и вообще магматической активности и разделяющих историю нашей планеты на ряд более или менее сходных этапов.

Учение о тектономагматических циклах, широко известное по работам Г. Штилле и Ю.А. Билибина, было привлечено к анализу проблемы распространения изверженных пород в пространстве и во времени Г. Тиррелем (Turrill, 1955), подчеркнувшим, что, хотя циклы и следует выделять, изучать необходимо существующие между ними различия, а не сходство. Впрочем, ни сам Тиррель, ни многие другие исследователи, предполагающие, что разные тектономагматические циклы не повторяют друг друга, не указывают обычно, в чем конкретно выражается эта неповторимость. В конечном же счете каждый раз, как только дело касается общей проблемы эволюции вулканизма, все обсуждение сводится к тому, что схема последовательного образования вулканогенных и других пород оказывается однотипной для разных циклов. В плане же исследования эволюции вулканизма в истории Земли главный интерес представляют черты не сходства, а именно различия между этапами развития и, следовательно, между выделяемыми циклами.

Что касается представления о мировых эпохах складчатости, то здесь достаточно, по-видимому, сослаться на итоги большой работы по тектонике обширных пространств Евразии, позволившей ее авторам во главе с А.Л. Яншиным утверждать, что "хронологических разрывов между эпохами складчатости — планетарных эпох тектонического покоя — в истории развития земной коры не было, как не было эпох повсеместной складчатости. Представление о чередовании в истории Земли таких эпох является типичным примером перенесения закономерностей, установленных на небольшой по площади Европе, на всю поверхность земного шара" (Тектоника Евразии, 1966. С. 445).

Таким образом, следует считать, что современные представления о тектономагматических циклах и об эпохах складчатости не дают существенных преимуществ в разработке проблемы эволюции вулканизма по сравнению с общими гипотезами о происхождении нашей планеты. Поэтому приходится вновь подчеркивать, что решение этой проблемы связано с большой и серьезной работой, направленной на составление специализированных палеовулканологических карт для различных эпох геологического прошлого, о которых говорилось выше. Только располагая палеовулканологическими картами такого рода, опирающимися на точную корреляцию по возрасту вулканогенных толщ, можно будет по крайней мере для континентов подсчитать массы вулканогенных пород, образовавшихся в различные периоды геологического времени, и, следовательно, получить достоверное представление о количественной стороне эволюции вулканизма в истории Земли.

Переходя к методам качественной характеристики вулканических пород, возникающих в различные периоды времени, приходится констатировать, что надежды на выявление признаков хотя бы "старения" этих пород, как рассчитывали еще в конце прошлого века, разделяя их на кайнотипные и палеотипные, не оправдались. До сего времени нам неизвестны сколько-нибудь определенно такие разновидности вулканогенных пород, которые существовали бы в ранние

периоды жизни нашей планеты и потом исчезли бы или, наоборот, которые появились бы сравнительно недавно. Все наиболее распространенные разновидности пород — базальты, андезиты, липариты и др. — бесспорно сохраняли основные черты своего состава на протяжении известной нам геологической истории. Некоторые надежды на существование пород — индикаторов геологического времени — можно еще питать только в отношении редких разновидностей преимущественно щелочных пород, но точных сведений подобного рода пока, как будто, нет. Тем не менее поиск в этом направлении должен продолжаться.

Неправильно оставлять в стороне от специальных исследований и обычные вулканогенные породы. Можно, вероятно, рассчитывать на то, что с течением времени менялись некоторые специфические геохимические черты и таких обычных пород, как базальты, андезиты, липариты и т.п. Следовательно, по изменению этих черт на протяжении длительных периодов времени тоже станет возможным выяснить общий характер эволюции качественного состава продуктов вулканической деятельности в истории развития нашей планеты. Однако, как показывает опыт изучения проблемы эволюции процессов литогенеза, наиболее успешными исследования оказываются в случае, когда для различных геологических эпох проводится сравнение не отдельных типов пород, а более или менее обширных групп, ассоциаций или, как называл их Н.С. Шатский (1954), формаций горных пород.

В приложении к осадочным породам формационный метод Н.С. Шатского оказался эффективным, так как позволил сравнительно четко выявить различия между ассоциациями или группами этих пород, относящихся к разным отрезкам геологического времени. Следует отметить в связи с этим и работы Н.М. Страхова (1949, 1962), в которых он опирается на анализ распределения в осадочной оболочке Земли различных групп осадочных пород, стремясь выявить общую эволюцию процессов литогенеза.

Особенно успешное применение формационный метод получил в работах, проведенных под руководством И.В. Хворовой и А.Л. Яншина в Геологическом институте Академии наук СССР, а также в Институте геологии и геофизики ее Сибирского отделения. Наиболее интересные исследования этого направления — изучение железорудных осадочных и вулканогенно-осадочных формаций (Формозова, 1968, 1973) разнообразных осадочных пород древних вулканических областей и других осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Этими исследованиями намечены принципиальные пути разработки проблемы эволюции литогенеза на основе формационного метода, но методические основы такого подхода вполне приложимы и к изучению проблемы эволюции вулканизма в истории Земли.

Опираясь на приемы, выработанные при изучении эволюции осадочного пороодообразования, можно, очевидно, наметить в качестве ведущего метода изучения эволюции вулканизма в истории Земли исследования качественных необратимых изменений различных групп вулканогенных пород, их ассоциаций или формаций, свойственных

разным хроностратиграфическим уровням разреза каменной оболочки нашей планеты. В таком именно плане, следуя делению, предложенному А.И. Анатольевой (1972) для осадочных красноцветных и вулканогенно-красноцветных ассоциаций пород, можно выделять формации сквозные, зарождающиеся и отмирающие. Сквозные — это ассоциации пород, остающиеся неизменными или мало меняющиеся на протяжении ряда геологических эпох, зарождающиеся — впервые появляющиеся в разрезе каменной оболочки Земли именно в данное время, отмирающие — ассоциации, которые были известны в ранние периоды жизни Земли, а затем исчезли из разреза ее осадочной оболочки.

К сквозным вулканогенным формациям относятся базальтовые или трапповые серии, различия которых, свойственные разным геологическим эпохам, в общем не характерны, хотя и для этих формаций впоследствии, возможно, удастся выявить некоторые геохимические особенности, типичные для разновозрастных групп пород. К числу зарождающихся принадлежит, по-видимому, трахибазальтовая формация минусинского типа, характеризующаяся сочетанием базальтов со щелочными нефелиновыми породами — фонолитами, берешитами, горячитами др. В результате поиска аналогов этой формации на других территориях мира установлены только два района с близкими сериями вулканогенных пород: плато Клайда в Шотландии, Эфиопское нагорье и смежные с ним территории в Африке, где соответствующие породы в первом случае относятся к карбону, а во втором — к неогену. Исходя из современных представлений о распространении трахибазальтовых формаций на континентах, можно говорить об образовании этих формаций сравнительно недавно, в среднем палеозое, и относить их к ряду формаций, зарождающихся в фанерозое. Наконец, примером отмирающих формаций могут служить многие железорудные вулканогенно-осадочные ассоциации.

Таким образом, формационный анализ, позволяющий разделить ассоциации вулканогенных пород на три типа и определить свойственный каждому из них хроностратиграфический интервал существования, может явиться одним из наиболее эффективных методов выявления качественных необратимых эволюционных изменений в развитии вулканической деятельности на земном шаре.

Проблема эволюции вулканизма в истории Земли привлекает все большее внимание широкой геологической общественности страны. Особенно ярко это проявилось на проведенном в январе этого (1973. — *Примеч. ред.*) года в Москве специальном Всесоюзном палеовулканологическом симпозиуме, в котором приняло участие свыше 550 человек. На симпозиуме впервые получили возможность собраться представители сформировавшегося в нашей стране в течение последнего десятилетия нового актуального научного направления, которое призвано изучать вулканическую деятельность геологического прошлого и ее эволюцию. Встреча эта еще раз убедительно показала достижения нашей отечественной теории рудообразования, благодаря которым вырисовывалось огромное значение вулканизма для процессов формирования рудных месторождений. Выяснилось также, что вулканизм в прошлом, как и теперь, активно воздействовал на процессы

седиментации, вследствие чего многие крупнейшие месторождения полезных ископаемых, считавшиеся осадочными по происхождению, в действительности возникли при участии вулканической деятельности (в частности, ряд месторождений бокситов, фосфоритов, марганца, железа и др.). Все это теперь хорошо известно по результатам исследований и обобщающих работ В.И. Смирнова, Г.С. Дзоцендзе, В.Н. Котляра, А.В. Пейве, Н.А. Штрейса и многих других советских ученых. Поиски и разведку месторождений полезных ископаемых теперь уже невозможно вести, не зная основных закономерностей хронологического и пространственного размещения вулканогенных пород в разрезе каменной оболочки нашей планеты, что составляет ядро проблемы эволюции вулканизма в истории Земли.

Именно на симпозиуме были определены не только стоящие перед учеными задачи в исследовании этой проблемы, но и предложены методы их решения. Вместе с тем был намечен план работы по проблеме для всего обширного коллектива палеовулканологов Советского Союза, в первую очередь призванных заниматься ее разработкой. Этим планом предусмотрены следующие основные направления исследований. Во-первых, составление палеовулканологических реконструкций, способствующих решению основной проблемы. Во-вторых, составление карт пространственного размещения вулканогенных формаций в рамках разных хроностратиграфических уровней не только для отдельных регионов, но и для всего земного шара в целом. В-третьих, выделение вулканогенных формаций, их типизация и выявление характерных для каждого типа интервалов существования, т.е. приуроченности данного формационного типа к определенным хроностратиграфическим уровням разреза каменной оболочки Земли.

С развитием нового научного направления — палеовулканологии, несомненно, создались благоприятные предпосылки для дальнейшей успешной разработки проблемы эволюции вулканизма в истории Земли, и теперь можно надеяться на достижение в ближайшем будущем существенных успехов в решении этой проблемы.

ФОРМАЦИОННЫЙ МЕТОД И ПРОБЛЕМА ЭВОЛЮЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ*

Свыше трети столетия в нашей стране оживленно обсуждается значение формационного метода и предпринимаются усилия в целях его уточнения, совершенствования и приложения к анализу различных геологических проблем. С именем Ю.А. Кузнецова связано, в частности, расширение сферы приложения формационного метода к процессам магматизма. Формационный метод, как показал его основоположник Н.С. Шатский (1939, 1954, 1955), позволяет не только выяснять историю развития структуры земной коры и устанавливать общие закономерности распределения минеральных месторождений в

* Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973, С. 19—27.

недрах Земли, но и разрабатывать проблемы, связанные с изучением влияния вулканических явлений на образование осадков и исследованием изменчивости геологических процессов.

В настоящее время вырисовываются исключительно важные возможности этого метода в познании эволюции неорганической жизни на Земле. Теоретическое значение изучения эволюции геологических процессов само по себе очевидно. Исследование эволюции геологических процессов имеет и чисто практический интерес, так как позволяет выяснять реальные перспективы поисков различных видов полезных ископаемых на определенных стратиграфических уровнях, отвечающих времени существования тех или иных формаций.

Оценивая возможности приложения формационного метода к анализу проблемы эволюции вулканической деятельности, следует предварительно обсудить некоторые общие понятия и привлечь к обзору рассматриваемой проблемы отдельные исторические сведения. Это необходимо потому, что, во-первых, далеко не все понятия воспринимаются однозначно, а во-вторых, историческая перспектива помогает выявить возможные пути дальнейшего исследования и правильно понять задачи, стоящие в настоящий момент.

Определение понятий и некоторые вопросы истории

Хотя известны различные понимания термина "формация", бесспорным преимуществом для анализа вопросов, имеющих отношение к вулканическим явлениям, обладает то из них, в котором основным признаком считается парагенез пород. Именно это понимание формаций, предложенное Н.С. Шатским (1939, 1954), позволяет включать в круг изучаемых объектов не только те породы, которые входят в состав стратифицированных толщ, но также и разнообразные нестратифицированные комплексы вулканических и вообще магматических пород. Представления о формациях как об основных единицах стратиграфического разреза, принятые в настоящее время в США, а в прошлом некоторыми исследователями в нашей стране (Усов, 1945; и др.), и как о геологических образованиях вообще либо слишком узки, либо лишены точности.

В отношении самого термина "формация" следует сделать два замечания. Во-первых, в переводе на многие иностранные языки этот термин становится расплывчатым (*formatio* означает вообще образование), поэтому, может быть, в целях международного общения лучше было бы говорить об ассоциациях горных пород, а не об их формациях. Во-вторых, то представление о парагенезе пород, которое имел в виду Н.С. Шатский, уже распространилось по всему миру в качестве идей о "родственных породах" в соответствующих магматических ассоциациях или комплексах (Тернер, Ферхуген, 1961) или "сходных сериальных чертах" пород (Барт, 1956) в этих ассоциациях, что свидетельствует о широком международном поиске новых подходов к анализу геологических проблем. Следовательно, становится необходимым согласование терминов именно в международном плане.

Что касается понятия эволюции, то, несмотря на кажущуюся простоту, оно тоже нуждается в уточнении. Подобно тому, как формации нередко понимают очень широко, так и эволюционные преобразования часто рассматривают как изменения вообще, независимо от того, осуществляются они постепенно или скачкообразно, обратимы они или нет. В этом случае утрачивается важнейший аспект представления об эволюции, который на основе теории Дарвина был сформулирован Долло (Dollo, 1893) как закон необратимости. В строгом понимании, отвечающем теории Дарвина, эволюция представляет собой необратимый процесс. Важно отметить, что представления об эволюции у Дарвина опирались не на гипотетические построения, а на фактические данные, полученные при исследовании изменчивости современных представителей органического мира и выяснении распределения ископаемых организмов в разрезе земной коры.

Изменчивость геологических явлений и вообще неорганического мира была известна задолго до того, как Ч. Лайель предложил свою концепцию постепенных преобразований, происходящих не только в органическом мире, но и в неорганической природе. Хотя Лайель и придавал огромное значение таким преобразованиям, тем не менее в его системе построений полностью отвергалась идея их необратимости даже для органического мира. Таким образом, его концепция лишь весьма условно может рассматриваться как первый шаг на пути к созданию эволюционного учения, разработанного Дарвином.

Развитие эволюционных идей Дарвина в приложении к неорганической природе осуществлялось сложными путями. Во-первых, эти идеи были воплощены в систему разного рода генетических построений, где каждый объект имеет свою историю развития: рождение — рост — отмирание. В текущем столетии подобного рода генетические построения стали основой научного мышления едва ли не всех естествоиспытателей. Однако в приложении к неорганическому миру такие построения разрабатывались преимущественно вне связи с развернутым анализом геологических событий (в их хронологической последовательности), приводящих к общему преобразованию земной коры.

Во-вторых, опираясь на те же идеи, многие исследователи стали предлагать различные модели геологических процессов, пригодные для проверки либо экспериментальным путем, либо путем выявления соответствия их наблюдающимся в природе соотношениям между различными объектами. Примером может служить модель "сухого расплава", экспериментально изученная Н.Л. Боуэном (1934) для обоснования представлений об эволюции изверженных пород и их образовании из единого родоначального базальтового расплава. Другой пример — построения А.Е. Ферсмана (1930) в связи с анализом законов эволюции в химии земной коры; в этих построениях рассмотрены общие изменения глубинного магматического расплава в процессе его остывания и последовательного отделения различных компонентов. Такие построения, по-видимому, трудно привести в строгое соответствие с теми представлениями об эволюции, которые имел в виду Дарвин, так как здесь берутся за основу гипотетические

построения и их приложения к реальным объектам, а не сами объекты. Не следует, конечно, умалять значение подобных построений, но необходимо ясно представлять, что перед нами стоит задача выбора пути исследования эволюции неорганической природы, в частности вулканической деятельности, поэтому мы вынуждены определить исходную точку этого пути и его особенности. Важно установить, следовать ли нам по пути создания некоторой общей гипотезы, которая, быть может, позволит более или менее удачно объяснить известные явления, или начать с исследования вариаций самих этих явлений посредством изучения каменной летописи Земли.

В современных геологических построениях, затрагивающих проблемы эволюции, можно выделить еще одно направление. Оно отличается тем, что принимаются схемы, предполагающие стадийное развитие некоторого процесса (включающее начальные, средние и конечные этапы), будь то тектонический, как, например, у Г. Штилле (1964), или какой-либо иной процесс; далее сопоставляются и приводятся в соответствие со схемами известные в настоящее время факты. При обсуждении такого рода построений тоже идет речь об эволюции, хотя и в этом случае мы далеки от понимания, которое вкладывал в это слово Дарвин.

Сейчас уже многие исследователи ведут поиск возможностей приложения эволюционной теории Дарвина к неорганической природе, опираясь на методы изучения, позволившие ему обосновать эту теорию. Можно привести в качестве примера исследования в этой области Н.М. Страхова (1963), А.Л. Яншина (1963) и их коллег. Н.М. Страховым, в частности, рассматривается проблема последовательного изменения литогенетических типов в общей истории Земли, и подмеченные им черты этого развития представляют огромный не только теоретический, но и методический интерес. Опыт этих исследований, несомненно, должен быть использован при изучении проблемы эволюции вулканической деятельности, однако возможные методические подходы к разработке этой проблемы заслуживают особого обсуждения.

Различные подходы к изучению эволюции геологических явлений

Разнообразные методические подходы к выявлению направленности геологических процессов на основе принципов, предложенных основоположником эволюционного учения Дарвиным, могут быть объединены, по-видимому, в две основные группы: первая связана с историко-геологическими построениями, вторая — с формационными исследованиями. На первый взгляд различия между этими группами не принципиальны, так как в обоих случаях те или иные геологические явления рассматриваются как изменчивые во времени и сменяющие друг друга в историко-геологической последовательности. Однако здесь имеются и коренные различия, которые, как нам представляется, только формационные исследования делают реальным средством выявления направленных геологических преобразований.

Уточним, почему предпочтение должно быть отдано формационному методу и какую роль следует отвести историко-геологическим построениям в вопросе изучения эволюции неорганической природы.

Историко-геологические построения, опирающиеся на результаты обобщения разнообразных данных, главным образом стратиграфии и палеогеографии, открыли перед исследователями картину разнообразных изменений, непрерывно происходивших на нашей планете. Калейдоскопическая смена трансгрессий и регрессий, эпох образования гор и их последующего уничтожения процессами денудации, перемещения фаун и флор на земной поверхности и т.п. события с очевидностью указывают на бесконечную изменчивость явлений, которые мы называем геологическими. В итоге создается иллюзия того, что главная цель — выявление эволюции геологических процессов — может быть достигнута путем уточнения историко-геологических построений для последовательно сменяющих друг друга интервалов времени.

Может показаться, что чем более суженными окажутся интервалы времени и чем полнее будут историко-геологические данные для них, тем более достижима намеченная цель. К сожалению, такое впечатление действительно иллюзорно. Даже если мы могли бы достичь такой хронологической дифференциации геологических событий, что доступным оказался бы непрерывный их просмотр, то и тогда, кроме констатации изменчивости процессов, мы не смогли бы, вероятно, выявить тенденции общего развития этих событий и указать, в чем состоит подлинная эволюция геологических явлений.

Намечающееся общее разочарование в возможностях историко-геологических построений приводит к поискам новых путей. Наиболее распространен путь создания различных гипотез, о котором уже говорилось. Другой подход сводится к концепции, что прогресса можно достичь путем выявления этапности в общем развитии осадочной оболочки Земли.

История создания этой концепции восходит к построениям Вернера, который предполагал, что разным этапам развития земного шара отвечают существенно различные геологические образования, отличающиеся друг от друга составом пород. В отечественной литературе в наиболее современном виде анализ последовательной смены различных этапов седиментации в геологической истории освещен с методической стороны Г.П. Леоновым (1953), а на конкретном материале — о девонских отложениях Русской платформы — С.В. Тихомировым (1967).

Обосновывая свою методику выявления "этапов осадконакопления", Г.П. Леонов (1953) противопоставлял ее обычному палеонтологическому подходу, привлекаемому к историко-геологическим построениям, и писал, что этот подход не создает необходимых предпосылок "для правильного, не формального, мичуринского, если можно так сказать, применения палеонтологического метода стратиграфической параллелизации" и направляет по такому пути, который "в своей методологической основе является порочным, так как он

неизбежно приводит к голому эмпиризму, или к той или иной разновидности идеалистических автогенетических, или просто даже креационистских представлений".

Однако применение методики выделения "этапов осадконакопления" к анализу девонской истории Русской платформы, как показал опыт С.В. Тихомирова, не дает преимуществ в решении задачи выявления эволюции процесса накопления осадков. С.В. Тихомиров ссылается на то, что поставленная им задача "детализации показанной Н.М. Страховым общей схемы крупных этапов осадконакопления на континентах для послерифейской истории Земли" (Тихомиров, 1967. С. 4) решалась на основе методики, примененной М.С. Швецовым при исследовании палеозоя Русской платформы, но практически он реализует идею этапности процесса седиментации, предложенную в более современном виде Г.П. Леоновым. С.В. Тихомиров пишет, что в основе примененной им методики "лежит выяснение направленности изменения петрографических особенностей отложений (минерального состава, структуры и текстуры пород) и их палеонтологической характеристики в пространстве и времени" (Там же). Неясность такой формулировки методического подхода к выявлению этапов осадконакопления очевидна. Но важно, что работа С.В. Тихомирова, одного из лучших знатоков девонских отложений Русской платформы, показала неэффективность метода выявления "этапов осадконакопления" для определения направленности эволюции, происходившей в девонское время на Русской платформе, хотя в ней и были установлены изменчивость процессов и явления периодичности.

Основная слабость историко-генетического подхода связана с неполнотой геологической летописи. Поэтому общая историко-геологическая картина всегда будет крайне фрагментарной, а при попытках увязать между собой отдельные части она становится в большей степени предметом умозаключений, чем отображением реальных процессов и явлений.

Существенно иной подход использовал Н.М. Страхов (1949, 1963). Предпринимая попытку выявить эволюцию типов литогенеза, он рассмотрел крупные группы химико-биогенных и органогенных пород и выяснил закономерности их размещения в разрезе осадочной оболочки Земли. Ему удалось наглядно показать, что при таком подходе можно определить стратиграфические интервалы, в рамках которых встречаются различные группы пород, и установить, что даже в течение неогена эти группы не остаются устойчивыми и сменяют друг друга во времени. Наиболее отчетливо общая изменчивость состава групп осадочных пород обнаруживается в разрезе осадочной оболочки Земли при сравнении неогена с докембрийским интервалом истории Земли. Н.М. Страхов установил, в частности, огромную роль органического вещества в общем изменении состава пород в течение геологической истории. Он подчеркнул, что сам породообразовательный процесс, постепенно менявший физико-химическую обстановку на поверхности Земли, может быть отнесен к главным факторам, влияющим на трансформацию литогенеза. Эти

положения Н.М. Страхова вытекают из изучения распределения различных групп осадочных пород в разрезе осадочной оболочки.

Хотя Н.М. Страхов не ссылается на формационный анализ как на основу, необходимую для изучения эволюции процессов литогенеза, тем не менее он фактически использует представление о группах пород, имея в виду характерные ассоциации этих пород, т.е. формации. Выводы Н.М. Страхова относятся к гумидному литогенезу. Для аридного литогенеза подобная картина им не установлена, отмечено лишь, что в аридном литогенезе признаки эволюции могут быть выявлены только для доломитообразования. Для ледового литогенеза, а также и для вулканогенно-осадочного Н.М. Страхову не удалось найти какие-либо признаки эволюции. Тем не менее в целом исследование Н.М. Страхова наметило путь, позволяющий выявлять признаки эволюции неорганической жизни на Земле.

Более четко та же линия исследований, направленная на изучение распределения в разрезе осадочной оболочки Земли различных ассоциаций пород или их формаций, была развита в Геологическом институте АН СССР под руководством И.В. Хворовой (применительно к вулканогенно-осадочным формациям) и в Институте геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР под руководством А.Л. Яншина. Именно А.Л. Яншиным в 1963 г. поставлена и сформулирована проблема выявления эволюции геологических процессов как одна из важнейших в современной теоретической геологии. В разработке этой проблемы А.Л. Яншин опирается на формационный анализ, следуя Н.С. Шатскому. В ряде исследований, ведущихся под руководством А.Л. Яншина (Анатольева, 1971; Жарков, 1971; и др.), выясняется распределение формаций горных пород в общем стратиграфическом разрезе осадочной оболочки Земли. Эти исследования позволили, например, А.И. Анатольевой (1971) установить, что среди изученных ею красноцветных формаций для позднедокембрийской — палеозойской истории Земли могут быть выделены формации сквозные, остававшиеся неизменными в течение рассматриваемого промежутка времени, зарождающиеся, появившиеся впервые в этот период, и отмирающие, исчезнувшие в течение того же времени. Подобное деление, как правильно подчеркивает А.И. Анатольева, может быть распространено и на другие группы формаций, и именно тот факт, что наряду со сквозными формациями устанавливаются также зарождающиеся и отмирающие, дает принципиальную основу для выявления общей эволюции формаций, или ассоциаций, горных пород. В сущности для органического мира, где до сих пор мы нередко не знаем причин эволюции, последняя устанавливается совершенно определенно аналогичным способом — по появлению или исчезновению различных органических форм.

В общей системе формационного анализа историко-геологические построения играют в основном вспомогательную роль. Они способствуют разработке хронологической шкалы, относительно которой могут устанавливаться те или иные изменения осадочных или вулканогенных формаций, и помогают при истолковании данных, полученных при изучении формаций и выявлении их общей эволюции.

Некоторые примеры, иллюстрирующие эволюцию вулканической деятельности

Примеры эволюции вулканической деятельности немногочисленны, вероятно, лишь потому, что исследования в данной области только начинаются. Отыскать подобные примеры нелегко, и только этим, очевидно, объясняются отрицательные выводы Н.М. Страхова (1963) в отношении эволюции вулканогенно-осадочного литогенеза. Трудности, возникающие при изучении эволюции вулканической деятельности, заключаются в том, что среди вулканогенных пород нет, видимо, такой, которая, подобно, скажем, пишущему мелу была бы типичной только для какого-то одного определенного интервала времени. Это вполне естественно, потому что за известный нам геологический период существования Земли не отмечается каких-либо ясных признаков существенного изменения термодинамических условий формирования вулканогенных пород на земной поверхности. Можно было бы предполагать, привлекая те или иные гипотезы происхождения Земли, постепенное остывание ее поверхности, но усмотреть в самих породах реальные признаки, подтверждающие такое остывание и его влияние на особенности состава и структуры пород, очевидно, невозможно. В прошлом расплавы застывали и кристаллизовались тем же способом, что и сейчас, и из них возникали такие же породы, какие образуются из лав в настоящее время. Таким образом, опираясь на сравнительное изучение вулканогенных пород, принадлежащих различным стратиграфическим уровням, установить эволюцию вулканической деятельности вряд ли удастся.

Сталкиваясь с проблемой эволюции вулканической деятельности, приходится особенно остро ощущать необходимость привлечения формационного метода исследования, т.е. такого подхода, при котором учитываются данные об ассоциациях пород, а не об отдельных представителях этих ассоциаций.

Попытаемся выяснить, нет ли среди вулканических ассоциаций таких, которые могут быть отнесены не к сквозным, а к отмирающим или зарождающимся на доступном современным исследованиям интервале геологического времени, начинающегося по крайней мере в протерозое.

Среди стратифицированных вулканогенных формаций (Лучицкий, 1971) привлекают внимание прежде всего трахибазальтовые формации. Они известны на примере верхнепалеозойских вулканогенных пород плато Клайда в Шотландии, аналогичных девонских пород Минусинского прогиба на юге Сибири, а также четвертичных лав Аравийского полуострова и Эфиопии. Во всех перечисленных районах ассоциации базальтов и андезитов с натриевыми щелочными породами первоначально относились к обычному ряду трапповых формаций. Однако после того, как на примере Минусинского прогиба были выяснены черты своеобразия подобных ассоциаций, они были выделены в самостоятельную группу. Геологическое и петрографическое исследование пород позволило установить тесную связь обычных базальтов этих формаций с натриевыми щелочными породами, а также

эссекситовый состав самих базальтов. Установлено, что формации этого типа не вполне симметричны и обнаруживают общую изменчивость состава в зависимости от структурной обстановки. В Минусинском прогибе наблюдается замещение основных пород формации более кислыми по направлению с запада на восток. На Абиссинском (Эфиопском. — *Прим. ред.*) нагорье трахибазальтовая формация сменяется к югу породами нестратифицированной калиевой щелочной формации. Структурное положение этих формаций определяется их размещением внутри наложенных прогибов.

Стратифицированные трахибазальтовые формации представляют пример зарождающихся формаций, возникших и достаточно широко распространившихся в девонское время и сохранившихся позднее, вплоть до четвертичного периода. Аналогичным примером зарождающихся формаций являются нестратифицированные трахибазальтовые ассоциации, известные в Центральной Европе, Азии, Африке и Северной Америке. Хотя в составе этих ассоциаций преобладают базальты, в них обычны также разнообразные, преимущественно натриевые щелочные, породы, в частности эссекситы, лимбургиты, трахидолериты, фонолиты и др. Типично представлена эта формация в Центральной Европе, где принадлежащие к ней миоценовые, плиоценовые и четвертичные вулканические породы трахибазальтового ряда образуют серию разобщенных вулканических построек, распространенных на обширных территориях перед фронтом альпийской складчатой области.

В Африке породы нестратифицированной трахибазальтовой формации имеются в системе рифтовых впадин, в Северной Америке они сопровождают восточный край Скалистых гор на всем его протяжении, на севере Центральной Азии аналогичные породы наблюдаются на обширных пространствах Байкальского свода, на востоке Центральной Азии они известны на плато Дариганга в Монголии, а также в районах Датуна, Малого и Большого Хингана в Китае. Во всех этих районах, как и в Европе, возраст пород, принадлежащих трахибазальтовой формации, миоценовый до четвертичного. По-видимому, только Минусинский прогиб на юге Сибири дает пример наиболее древних пород нестратифицированной трахибазальтовой формации. В этом прогибе известны сравнительно немногочисленные верхнепалеозойские или более молодые трахибазальтовые неки и дайки, которые секут нижнекаменноугольные и предположительно пермские отложения. Таким образом, и этот тип ассоциаций может быть отнесен к ряду примеров, позволяющих установить определенную изменчивость в общем развитии вулканической деятельности за период времени от верхнего протерозоя до современной эпохи.

В типичных трапповых ассоциациях также наблюдаются известные черты изменчивости, позволяющие проводить различия между древними и более молодыми формациями. В частности, древние трапповые формации более тесно связаны с глубинными корнями, образующими очень крупные подземные камеры, ныне имеющие вид крупных лополитов, в которых магма подвергалась гравитационной дифференциации в масштабах, не сопоставимых с тем, что наблю-

далось в более поздние эпохи. Эти камеры располагались в прошлом, несомненно, ближе к поверхности. Трапповые формации в древние эпохи часто располагались в таких прогибах, которые впоследствии приобретали характер погребенных структур, тогда как более молодые формации сосредоточивались преимущественно на приподнятых участках крупных синеклиз и на их склонах.

Можно обратить внимание также на игнимбритовые формации. Игнимбриты как породы определенного типа известны на самых разнообразных, в том числе и на очень древних докембрийских уровнях. Тем не менее игнимбритовые формации, т.е. типичные стратифицированные ассоциации, возникшие в связи с образованием огромных вулканических полей, ныне представленных обширным и спокойно залегающим чехлом, перекрывающим, как, например, в Новой Зеландии, обширные пространства, имеются, судя по тому, что мы сейчас знаем, лишь на сравнительно высоких стратиграфических уровнях. Они особенно характерны для послеолигоценовой эпохи, но имеются также на уровне, отвечающем среднему и верхнему палеозою. Более древние игнимбритовые поля, по-видимому, вообще отсутствуют.

Примеры, иллюстрирующие существование таких вулканогенных формаций, которые появились лишь на поздних этапах развития земного шара, пока еще немногочисленны. Тем не менее они показывают, что поиски вулканогенных формаций, принадлежащих к ряду зарождающихся в течение рассматриваемого интервала геологической истории, далеко не бесперспективны. Чем точнее и углубленнее проводится формационное исследование, тем большую надежность приобретают выводы об общей изменчивости вулканогенных формаций в течение геологической жизни нашей планеты.

Что касается отмирающих вулканогенных формаций, то они могут быть наиболее строго установлены, по-видимому, только путем сравнения молодых ассоциаций с теми, которые принадлежат более глубокому докембрию. В этой связи следует прежде всего сослаться на своеобразные черты развития вулканической деятельности в раннем докембрии, выразившиеся в образовании вулканогенно-кремнистых формаций, утративших значение в палеозойскую и тем более мезозойскую эпохи. Внимание должны привлечь зеленокаменные формации, предшественником которых являются, в известной мере, амфиболитовые формации. Однако здесь мы еще не располагаем точными данными.

Проблема эволюции вулканической деятельности — одна из важнейших в современной геологии. Разработка ее, несомненно, отстает от общего уровня исследований, касающихся процессов седиментации. В настоящее время складывается ложное впечатление, что такое отставание обусловлено отсутствием реальных признаков эволюции вулканической деятельности. Между тем дело заключается в том, что магматические, и в частности вулканогенные, породы обычно привлекают внимание как объекты, представляющие чисто петрологический интерес. Исследователи чаще всего изучают их состав в малой степени затрагивая геологические проблемы.

На пути к выяснению эволюции вулканической деятельности в истории Земли стоят две задачи: первая — приложение формационного метода к исследованию вулканогенных пород и вторая — изучение хронологических закономерностей распределения вулканогенных пород и их ассоциаций (формаций) в разрезе осадочной оболочки Земли. Только решив эти задачи, можно успешно продвинуться в разработке проблемы эволюции вулканической деятельности в истории Земли.

ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОЭНЕРГЕТИКИ*

С палеовулканологическими исследованиями теснейшим образом связаны различные построения, направленные на воссоздание физико-географической и тектонической обстановки эпохи образования вулканогенных толщ; восстановление разнообразных вулканических аппаратов или их групп и фумарольно-сульфатарных полей, типичных для разных геологических эпох; выяснение закономерностей размещения вулканогенных формаций в пространстве и во времени; расчет энергетического баланса вулканических извержений геологического прошлого; выявление глубинных вулканических очагов и в конечном счете определение по продуктам вулканической деятельности типового строения верхней мантии Земли и ее эволюции. Все эти построения могут быть объединены общим понятием палеовулканологических реконструкций (Лучицкий, Фремд, 1964).

Палеогеографические данные юга Сибири и Восточного Казахстана показывают, что на протяжении всех трех эпох девонского периода довольно отчетливо прослеживалось устойчивое размещение морского бассейна на территории Горного и Рудного Алтая, а также на западе Кузнецкого прогиба, в Калбе, Сауре и Тарбагатае. Этот морской бассейн ограничивался на западе и востоке обширными участками суши, которые лишь временами погружались под уровень океана.

На западе такой участок представляли Чингиз и расположенные от него к западу области, а на востоке в состав континентальных площадей входили Минусинский и Тувинский прогибы, восточная окраина Кузнецкого прогиба и Рыбинская впадина. Эти участки суши на востоке распространялись и на Сибирскую платформу. Наибольшее погружение обширных площадей суши произошло в живетский век, вслед за тем, как вулканическая деятельность на рассматриваемой территории достигла особенно широкого распространения и, следовательно, максимальной активности. По-видимому, обрушение сравнительно крупных блоков земной коры над глубинными вулканическими очагами в известной степени способствовало опусканию обширных участков суши в живетский век. В целом же континен-

* Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск: Наука, 1966. С. 263—281.

тальные площади весьма длительное время сохранялись как области относительных поднятий, лишь временами покрывавшиеся морскими водами. Эти участки суши, несомненно, отличались существенно расчлененным рельефом, горные массивы в них чередовались с крупными депрессиями, по которым блуждали реки, стекавшие с окружающих поднятий.

Следуя вдоль депрессий по направлению к морскому бассейну, реки транспортировали разнообразный обломочный материал и в устьевых участках образовывали обширные дельтовые зоны. Такие дельтовые зоны, а также предгорные шлейфы, которые опоясывали горные массивы, создавали характерные черты равнинного ландшафта низменных участков суши, что в целом способствовало формированию обстановки, благоприятной для накопления в депрессиях разнообразных аллювиальных, в том числе дельтовых, отложений, чередующихся с делювиальными, пролювиальными и озерными осадками. Сравнительно небольшие опускания могли приводить к ингрессии или трансгрессии моря на обширные низменности, образованию лиманов и лагун, но горные массивы не погружались под уровень моря даже, по-видимому, в эпохи максимального распространения морских трансгрессий, подобных, например, живетской, и служили постоянным источником питания для областей накопления осадков, сосредоточенных в депрессиях.

Весьма типично широкое распространение красноцветных осадков в области суши, что связано, вероятно, с общими климатическими условиями, весьма теплыми, характерными в целом для девонского периода и благоприятными для произрастания впервые появившейся сравнительно однообразной преимущественно псилофитовой флоры.

Морской бассейн, разделявший участок суши, также имел весьма неоднородное строение. Он был расчленен гирляндами островов, вытянутых в северо-западном направлении и на востоке, по-видимому, дугообразно изогнутых выпуклостью на запад. В этом морском бассейне шла седиментация, связанная с образованием сероцветных терригенных и известковых илов и кластических осадков, мало напоминающих красноцветные отложения предгорных шлейфов и аллювия депрессий.

Так выглядела, в общем, физико-географическая обстановка эпохи проявления девонского вулканизма. В этой обстановке вулканическая деятельность развивалась с равной активностью как на суше, так и в морских условиях, причем состав продуктов вулканической деятельности не зависел существенно от физико-географической обстановки. Есть тем не менее важная черта в развитии вулканической деятельности в море, сказавшаяся, по-видимому, на некоторых особенностях строения вулканических построек. Девонские вулканы, расположенные в море, на обширных территориях извергали лавы липаритового состава, хотя известно, что, как правило, на океанических просторах господствуют базальтовые излияния. Многие вулканы тяготели, несомненно, к островам и, таким образом, по условиям образования мало отличались от обычных наземных вулканов, но значительная часть извержений происходила, вероятно, под водой

и осуществлялась под влиянием разнообразных условий водной среды и под давлением нагрузки более или менее значительного столба воды, т.е. в той обстановке, которая была, пока еще предположительно, охарактеризована К.К. Зеленовым (1963) и И.И. Гущенко (1964). Это приходится учитывать потому, что в таких условиях маловероятны взрывные явления с образованием обильного пирокластического материала. Поэтому даже кислые лавы липаритового состава в такой обстановке могли, скорее всего, спокойно, без взрывов, изливаться на морское дно, где возникали, собственно, более или менее обширные покровы и системы лежащих друг на друге покровов, края которых обнаруживали весьма сложные взаимоотношения с незатвердевшими осадками, несколько напоминающие картину внедрения пластовых залежей. Именно этим, вероятно, можно объяснить сравнительно широкое распространение липаритовых покровов, прослеживающихся на довольно значительные расстояния в однообразных черносланцевых толщах Горного и Рудного Алтая, что составляет одну из характерных черт этих областей. Но вместе с тем эти области могут представить интерес еще и потому, что именно в них, по-видимому, весьма наглядно проявилось своеобразие подводных условий формирования вулканитов, недоступных для прямых наблюдений в современных условиях.

Сравнение общей физико-географической обстановки, сложившейся в девонский период на юге Сибири и в Восточном Казахстане, с аналогичными современными условиями позволяет провести известные параллели с областью Средиземного моря. Эти параллели намечаются прежде всего потому, что в обоих случаях морской бассейн, расположенный между обширными участками суши, был сравнительно нешироким, но протяженным. Ширина морского бассейна достигала 400—500 км, в длину он прослеживался с северо-запада на юго-восток не менее чем на 1500—2000 км и на юго-востоке сливался с широтно вытянутыми центральноазиатскими морями. Таким образом, этот бассейн был вполне соизмерим со Средиземноморским, но в отличие от последнего был ориентирован почти в меридиональном, а не в широтном направлении.

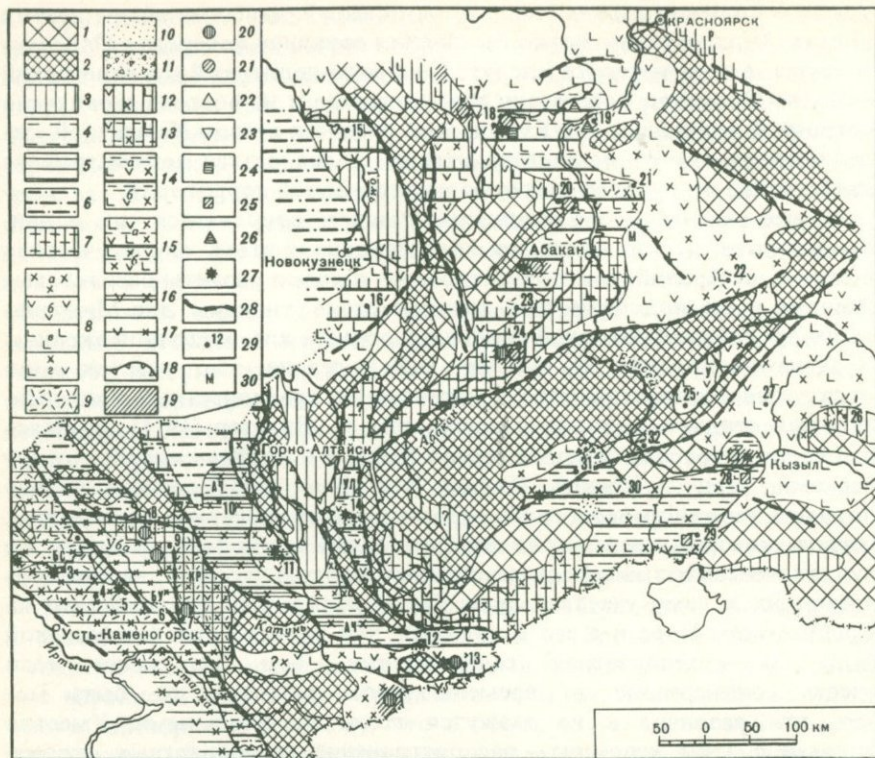
К более существенным чертам сходства девонского морского бассейна со Средиземноморским относится состав излияний: липаритовые лавы и пирокластический материал сочетаются с андезитовыми и сравнительно редкими базальтовыми лавами. В Средиземном море такое сочетание пород наблюдают, например, на Липарских островах, где среди преобладающих пород липаритового состава имеются андезиты и базальты не только на о-ве Липари, но и на Вулкано. Аналогичная картина на о-ве Сардиния с его липаритами и обсидианами вулкана Монте-Арчи и других местностей, на островах Эгейского моря, таких, как Милос с плагиолипаритами и дацитами или Кос с липаритовыми лавами и т.д. Конечно, наряду с липаритовыми лавами в Средиземном море имеются весьма разнообразные андезитовые, отчасти базальтовые лавы, а также характерные лейцитовые и вообще богатые калием лавы, но такую типичную картину сочетания изобилующих среди морских просторов липаритовых лав с андезитовыми и базальтовыми, в ряде случаев уступающими липари-

товым в количественном отношении, пожалуй, нелегко найти в других местах. Исключением могло бы явиться западное побережье Охотского моря, вдоль которого следует липарито-дацитовый вулканический пояс, но Охотское море резко асимметрично и на востоке ограничено островной вулканической Курильской грядой и п-овом Камчаткой, отделяющими его от открытого океана. Такая резкая асимметрия не свойственна девонскому морю рассматриваемой территории.

Общее сходство со Средиземным морем дополняется еще и данными о том, что на одном из прилегающих к этому морю участков суши — на Аравийском полуострове — широко развиты базальтовые лавовые поля, подобные тем, которые столь типичны для Минусинского прогиба и Рыбинской впадины и отчасти для восточной окраины Кузнецкого прогиба. И так же, как в девоне, этот участок суши отличается распространением современных красноцветных континентальных осадков, о которых писал еще И. Вальтер (1911), ссылаясь на сходство красных дюнных песков Нефуды в Аравии с аналогичными песками Тери в Южной Индии, "где широкая береговая полоса покрыта движущимися в глубь страны дюнами из карминово-красных песков, которые насыпаются нередко до 60 м высоты". В целом же вулканическая активность в девонском морском бассейне, да и на прилегающих к нему участках суши была значительно большей, чем на Средиземном море и в его окружении, так же как более интенсивной была и красноцветная седиментация. Тем не менее если учесть соизмеримые по времени этапы развития, то, быть может, эти различия и не окажутся столь значительными. Уместно в связи с этим вспомнить распространение красноцветных отложений в разрезах плио-плейстоценовой соленосной толщи на западном побережье Аравийского полуострова. К северу от Средиземного моря сколько-нибудь широкого распространения красноцветной седиментации третичного и четвертичного периодов не устанавливается, но это вполне естественно, так как Средиземноморский бассейн ориентирован широтно и северное его побережье входит в состав иной климатической зоны, а девонский морской бассейн на юге Сибири и в Восточном Казахстане был ориентирован меридионально. Общие же черты сходства обоих морских бассейнов несомненны.

В нижнекаменноугольное время морской бассейн существенно сокращается, а в среднекаменноугольную эпоху полностью удаляется за пределы рассматриваемой территории, и на ней устанавливается континентальный режим. Следовательно, верхнепалеозойская вулканическая деятельность, начинающаяся с середины каменноугольной эпохи, осуществляется уже в наземных условиях. Проявляется она весьма разнообразно. В Калбе это преимущественно андезитовые лавы, а Сауре — базальтовые и отчасти дацитовые лавы и туфы, на востоке — почти исключительно трапповые излияния и интрузии, а также вулканические трубки.

Палеовулканические реконструкции тесно связаны с проблемой составления палеовулканологических карт, рассмотренных в отдельной работе (Луцицкий и др., 1964). История составления таких карт имеет непосредственное отношение к различным палеогеографическим



Палеовулканологическая карта Саяно-Алтайской области (по И.В. Лучицкому и др., 1964)

Области, свободные от проявлений вулканизма. Области размыта: 1 — суша слабо и умеренно расчлененная; 2 — суша среднегорная. Области седиментации и их отложения: 3 — континентальные (аллювиальные, пролювиальные, озерные) терригенные красноцветные; 4 — лагунные бассейнов и морей-озер, терригенные и терригенно-карбонатные серо- и красноцветные; 5 — морские глинисто-алевритовые (в небольшой степени — песчаные) темно-сероцветные; 6 — морские терригенно-карбонатные сероцветные; 7 — сочетающиеся лагунные и континентальные карбонатно-терригенные серо-красноцветные, местами частично также морские.

Области развития вулканизма. Области наземного вулканизма: 8 — лавовые поля различного состава (а — кислого, б — среднего, в — основного, г — смешанного) с подчиненными лавами и пластами вулканокластических и терригенных (редко карбонатных) красноцветных пород (до 10% мощности каждой толщи); 9 — значительные и мощные накопления вулканокластического материала; 10 — поля игнимбитов; 11 — лахары. В случае сочетания осадконакопления с вулканизмом применяются совмещенные условные знаки: 12 — многократно чередующиеся пакки и пласты континентальных терригенных и красноцветных отложений и покровов основных, средних и кислых лав; 13 — континентальные и лагунные (редко морские) серо-красноцветные отложения с покровами основных, средних и кислых лав. При значительных различиях условий в начале и конце эпохи применяются двух- и трехэтажные знаки с соответствующим расположением условных обозначений и жирной разделяющей линией: 14 — начало эпохи (а) — формирование вулканогенных толщ смешанного состава, конец эпохи (б) — накопление лагунных терригенных и карбонатно-терригенных серо-красноцветных отложений; 15 — нижняя и верхняя вулканогенные толщи (смешанного состава) регионально разобцены лагунной карбонатно-терригенной существенно сероцветной толщей. Области подводного и островного вулканизма: 16 — многократно чередующиеся пакки и пласты морских темно- и сероцветных глинисто-алевритовых отложений и покровов эффузивов с близким соотношением или преобладанием морских осадков; 17 — то же, но с резким преобладанием вулканогенных накоплений; при различных условиях в начале и конце эпохи принцип показа обстановок такой же, как для областей наземного вулканизма. 18 — граница районов осадконакопления в нижнем девоне на Алтае. Районы развития активной фумарольно-сульфатарной деятельности: 19 — площади фумарольно-сульфатарной деятельности. Минеральные проявления в эффузивно-осадочных толщах: 20 — железо (преимущественно окислы), 21 — медь (сульфиды, самородная), 22 — флюорит, 23 — барит и целестин, 24 — кальцит (в том числе туфы известняковые), 25 — бентонитовые

построениям. К числу наиболее ранних палеовулканологических карт могут быть отнесены мелкомасштабные палеогеографические схемы А.Д. Архангельского (1923, 1932), на которых он показывал "вулканы", изображая их весьма условно, с тем чтобы подчеркнуть принадлежность тех или иных территорий к обширным областям активного развития вулканической деятельности. На таких же схемах А.Н. Мазарович (1938) наряду с "вулканами" изображал различные "вулканогенные фации" — морские, континентальные и другие, а Н.М. Страхов (1948) объединял различные вулканогенные образования знаком "эффузии". Так или иначе, эти палеогеографические схемы могли служить прообразом первых палеовулканологических карт, несмотря на то что перед ними не ставились цели и задачи, которые они могли бы разрешить в области палеовулканологии.

Принципиально сходные черты с описанными картами имеют и новейшие литолого-палеогеографические карты Европейской части СССР, изданные под редакцией А.П. Виноградова (Атлас..., 1961). Но последние существенно детализированы, что важно для решения ряда палеовулканологических проблем. В частности, эти карты позволяют выявить закономерности размещения во времени и пространстве раздельно кислых, основных и смешанных излившихся пород, а также их туфов и других пирокластических образований.

Есть еще и другой тип карт, в обобщенном виде показывающий вулканогенные образования. Это различного рода тектонические, в том числе палеотектонические, и структурно-фациальные карты и схемы, на которых, как, например, у Н.А. Штрейса (1951), вулканогенные породы изображены суммарно в целях выяснения их общего структурного положения и определения их роли в процессе формирования геологических структур. Такие карты помогают при решении ряда палеовулканологических проблем.

Более близки к палеовулканологическим различные геологические карты с нанесенными на них знаками, поясняющими, как применять эти карты для решения палеовулканологических проблем. Одной из наиболее ранних попыток такого рода является карта западной части бассейна о. Севан в Армении, составленная К.Н. Паффенгольцем (1937) и помещенная Д.В. Наливкиным (1962) в сводке по геологии СССР. На этой карте, по существу, геологической, но с нанесенными петрографическими данными, показаны, кроме всего прочего, центры излияний и предполагаемые пути перемещения лавовых потоков и переноса туфового материала, что, собственно, и придает ей палеовулканологический облик. Это позволяет реконструировать строение и предполагать основные особенности пространственного размещения древних вулканических построек и определяет бесспорную принадлежность данной карты к палеовулканологическим.

← —————
породы, 26 — цеолиты. Прочие обозначения: 27 — достоверно установленные вулканические аппараты; 28 — зоны глубинных разломов, предположительно служившие подводными каналами излияний; 29 — характерные опорные разрезы. 30 — прогибы и впадины: Р — Рыбинская, М — Минусинская, У — Усинская, Т — Тувинский, УЛ — Уймено-Лебединский, АЧ — Ануйско-Чуйский, КР — Коргонский, БУ — Белоубинский, БС — Быструшинский. Условные формулы количественных показателей опорных разрезов приведены в тексте.

Такого же типа карты представляют собой и схемы Е.Ф. Малеева (1964) по Закарпатья, которые он называет вулканологическими. Но, поскольку они касаются минувших геологических эпох, их правильнее называть палеовулканологическими картами.

Вопрос об основных приемах составления палеовулканологических карт рассмотрен в упомянутой выше работе (Луцицкий и др., 1964), где выдвигаются некоторые общие положения, на которые следует опираться при составлении таких карт. В этой работе отмечается, что на палеовулканологических картах, составляемых для строго определенных геологических интервалов времени, необходимо изображать прежде всего распространение различных вулканогенных пород. В наиболее обобщенных вариантах эти породы могут быть объединены в формации (в понимании Н.С. Шатского) без расчленения их по типам и группам. Далее, на палеовулканологических картах должны быть показаны более или менее подробно, в зависимости от масштаба карты, установленные и предполагаемые древние вулканические постройки и фумарольно-сульфатарные поля, а также различные полезные ископаемые, связанные с вулканической деятельностью данной эпохи. Кроме того, должны быть отображены основные черты палеогеографической и тектонической обстановки, эпохи формирования вулканогенных пород и их ассоциаций и, наконец, вероятное размещение глубинных магматических очагов, возникших в связи с вулканической деятельностью и представленных коагматическими интрузиями.

Составленные таким образом палеовулканологические карты могут служить важным средством выявления основных закономерностей развития вулканической деятельности и ее связей с другими геологическими процессами. На рисунке дана соответствующая палеовулканологическая карта наиболее изученной восточной части территории, рассматриваемой в настоящей работе, для эпохи нижний девон-эйфель. Краткие количественные показатели иллюстрируют конкретные соотношения между главными типами пород в отдельных характерных опорных разрезах. Эти показатели записаны в виде условных формул, в которых показывается содержание (в процентах от мощности разреза) основных, средних и кислых пород, пирокластического материала соответствующего состава, осадочных пород, а также коэффициент эксплозивности E (по Беммелену). Например, формула $\frac{OЭ_{62}П_8}{CЭ_4П_6}O_{20}E_{18}$

(разрез Усть-Таштып, Минусинский прогиб) показывает, что в данном разрезе основные породы (числитель дроби) составляют 70% мощности осадочно-вулканогенной толщи, в том числе эффузивы (ОЭ) — 62% и пирокластические породы (П) — 8%*; осадочные породы (О) присутствуют в количестве 20%, коэффициент эксплозивности (E) равен 8. Ниже даны эти условные формулы:

* В тексте работы нет расшифровки показателей знаменателя, их значение см. на с. 22 настоящей книги. — *Прим. ред.*

Быструшинский прогиб

1. С. Каменка первая (1000) ¹	$\frac{OЭ_0 P_0}{KЭ_{80} P_{20}}$	$O_{43} E_{20}$
2. Среднее течение р. Уба (>2700)	$\frac{ЭO_0 O_0}{KЭ_{35} P_{65}}$	$O_{36} E_{65}$
3. Район с. Верхуба (1900)	$\frac{OЭ_1 P_0}{KЭ_{34} P_{65}}$	$O_{21} E_{65}$
4. Район г. Сигнал (1500)	$\frac{OЭ_0 P_0}{СКЭ_{59} P_{41}}$	$O_{15} E_{41}$

Белоубинский прогиб

5. Левобережье р. Брекса (2450)	$\frac{Э_{10} P_0}{СКЭ_{50} P_{40}}$	$O_7 E_{40}$
6. Р. Нарымка (> 2000)	$\frac{OЭ_0 P_0}{KЭ_{61} P_{39}}$	$O_{22} E_{34}$
7. Р. Чемчедай (≈2500)	$\frac{OЭ_0 P_0}{СКЭ_{78} P_{22}}$	$O_{14} E_{22}$

Коргонский прогиб

8. Р. Коргон (1700)	$\frac{OЭ_0 P_0}{СКЭ_{18} P_{82}}$	$O_{31} E_{82}$
9. Р. Казылчая (≈1060)	$\frac{OЭ_0 P_0}{KЭ_{56} P_{44}}$	$O_{28} E_{14}$

Ануйско-Чуйский прогиб

10. Р. Барагаш (2200)	$\frac{OЭ_0 P_0}{KЭ_{10} P_0}$	$O_{90} E_0$
11. Р. Урсул (>4000)	$\frac{OЭ_6 P_0}{СКЭ_{64} P_{30}}$	$O_7 E_{30}$
12. Р. Ак-Кая (850)	$\frac{OЭ_0 P_0}{СКЭ_6 P_{94}}$	$O_{41} E_{94}$
13. Р. Уландрык (1600)	$\frac{OЭ_0 P_0}{СКЭ_{68} P_{32}}$	$O_2 E_{32}$

Уймено-Лебедской прогиб

14. Водораздел рек Учал—Уйкараташ (3000)	$\frac{OЭ_{14} P_0}{СКЭ_{23} P_{63}}$	$O_{50} E_{63}$
--	---------------------------------------	-----------------

¹ В скобках указана общая мощность разреза в метрах.

Кузнецкий прогиб

15. С. Симоново (>600) $\frac{O\mathcal{E}_{75}P_4}{C\mathcal{E}_6P_6} O_9E_{11}$
16. Пос. Мундыбаш (1600) $\frac{O\mathcal{E}_{65}P_{12}}{C\mathcal{E}_4P_6} O_{14}E_{19}$

Минусинский прогиб

17. Р. Парная (>260) $\frac{O\mathcal{E}_{68}P_0}{C\mathcal{E}_0P_0} O_{32}E_0$
18. С. Копьево (1410) $\frac{O\mathcal{E}_{96}P_0}{C\mathcal{E}_0O_3} O_1E_3$
19. Р. Сисим (2400) $\frac{O\mathcal{E}_{86}P_0}{C\mathcal{E}_0P_{11}} O_{13}E_{11}$
19. Р. Сисим (2400) $\frac{O\mathcal{E}_{93}P_0}{C\mathcal{E}_0P_{<1}} O_6E_{>1}$
20. С. Боград (2250) $\frac{O\mathcal{E}_0P_0}{СК\mathcal{E}_{66}P_{22}} O_{12}E_{21}$
20. С. Боград (2250) $\frac{O\mathcal{E}_{74}P_0}{C_{10}\mathcal{E}_{13}} O_3E_{13}$
21. Р. Сыда (4000) $\frac{O\mathcal{E}_{71}P_0}{СК\mathcal{E}_{16}P_{12}} O_{>1}E_{12}$
21. Р. Сыда (4000) $\frac{O\mathcal{E}_{61}P_{<1}}{СК\mathcal{E}_{35}P_1} O_2E_1$
22. Р. Кандат (2350) $\frac{O\mathcal{E}_0P_0}{СК\mathcal{E}_{64}P_{35}} O_{>1}E_{35}$
22. Р. Кандат (2350) $\frac{O\mathcal{E}_{25}P_0}{СК\mathcal{E}_{55}P_{19}} O_1E_{19}$
23. База (1000) $\frac{O\mathcal{E}_{59}P_{32}}{C\mathcal{E}_2P_3} O_4E_{36}$
24. Усть-Таштып (965) $\frac{O\mathcal{E}_{62}P_8}{C\mathcal{E}_4P_6} O_{20}E_{18}$

Усинская впадина

25. С. Верхне-Усинское (500) $\frac{O\mathcal{E}_{34}P_0}{C\mathcal{E}_{62}P_3} O_1E_3$

Тувинский прогиб

26. Р. Дерзик (1500) $\frac{O\mathcal{E}_{10}P_0}{СК\mathcal{E}_{24}P_{36}} O_{30}E_{51}$

27. Усть-Уюк (3400)	$\frac{O\mathcal{A}_{26}P_0}{СК\mathcal{A}_{60}P_{12}}$	O_2E_{12}
28. Р. Отук-Даш (2130)	$\frac{O\mathcal{A}_{28}P_2}{СК\mathcal{A}_{54}P_7}$	O_9E_{10}
	$\frac{O\mathcal{A}_{35}P_2}{С\mathcal{A}_8P_{>1}}$	$O_{54}E_6$
29. С. Арыг-Бажи (1715)	$\frac{O\mathcal{A}_{57}P_1}{СК\mathcal{A}_{28}P_5}$	O_9E_8
30. Чадан (1100)	$\frac{O\mathcal{A}_{32}P_{<1}}{СК\mathcal{A}_{52}P_9}$	O_7E_{10}
31. Пос. Хонделен (1100)	$\frac{O\mathcal{A}_0P_0}{СК\mathcal{A}_{83}P_{10}}$	O_7E_{10}
32. Р. Б. Уба (2000)	$\frac{O\mathcal{A}_{12}P_{<1}}{СК\mathcal{A}_{22}P_{64}}$	O_2E_{65}

По такой карте хорошо выявляются основные закономерности пространственного размещения осадочных и вулканогенных образований. На карте видно, что на востоке, в Рыбинской впадине, Минусинском и Тувинском прогибах, развиты преимущественно континентальные терригенно-красноцветные отложения, на северо-западе Кузнецкого прогиба — морские карбонатные, а на юго-востоке — континентальные терригенно-красноцветные и, наконец, в Алтайских прогибах — главным образом морские терригенно-сероцветные и лишь отчасти карбонатные. Изображенные на карте данные о составе вулканогенных образований, их фациальной изменчивости и закономерностях размещения позволяют выявить наиболее существенные особенности вулканизма рассматриваемой области в нижнем девоне и эйфеле. Прежде всего устанавливается, что вещественный состав вулканогенных пород на этой территории весьма разнороден и существенно меняется в зависимости от тектонической природы отдельных ее участков. Здесь можно выделить по крайней мере три типа ассоциаций вулканогенных пород, отличающихся различными парагенезисами с осадочными сериями.

Первый тип представляют излившиеся породы преимущественно базальтового, лишь отчасти андезитового ряда. Обычно их сопровождают красноцветные породы, то образующие отдельные пачки среди вулканогенных пород, то расчленяющие вулканогенные серии на более или менее самостоятельные толщи, то, наконец, расположенные в непосредственной близости к вулканогенным породам. Эти ассоциации, типичные для Минусинского прогиба, Рыбинской впадины и отчасти для юго-восточной окраины Кузнецкого прогиба, были выделены И.В. Лучицким (1957а, 1960) в Минусинском прогибе под названием базальтовой вулканогенно-красноцветной формации. Такое

название, в общем, соответствует особенностям состава пород, образующих эту формацию, но, поскольку местами с ней связаны щелочные породы, Ю.А. Кузнецов (1964) счел возможным относить ее к ряду трахиандезитовых формаций. Тем не менее ассоциацию, в которой господствующий тип пород представляют базальты и лаб-радоревые порфириды, лучше именовать базальтовой, или, с учетом данных о щелочных породах, трахибазальтовой формацией.

Второй тип ассоциаций отличается сложным сочетанием преимущественно средних и кислых излившихся пород, соотношения между которыми варьируют при сохраняющемся их парагенезисе с красноцветными: он может быть отнесен к самостоятельному типу вулканогенно-красноцветных формаций, андезито-дацитовых или липарит-дацитовых. Помимо Тувинского прогиба, такой формационный тип характерен, по-видимому, также для восточной окраины Минусинского прогиба, на что обратил внимание А.А. Моссаковский (1963), впрочем указавший его и на западе прогиба, что, вероятно, неправильно. А.А. Моссаковский называет эту ассоциацию порфировой формацией, что весьма мало уточняет особенности состава и строения этой вулканогенно-красноцветной андезито-дацитовой или липарито-дацитовой формации. Причины общей асимметрии Минусинского прогиба, хорошо вырисовывающейся на карте по размещению вулканогенных формаций, пока недостаточно ясны.

К третьему типу ассоциаций относятся такие, в которых резко господствуют кислые породы липаритового или кварц-кератофирового и лишь отчасти липарит-дацитового состава, подвергшиеся более или менее значительному метаморфизму в связи с развитием складчатых структур и в большинстве случаев имеющие вид кварцевых и бескварцевых порфиров, кератофиров и иных подобного рода измененных пород. Для этих ассоциаций весьма типично сочетание кислых вулканогенных пород преимущественно с терригенно-красноцветными осадочными породами, в частности с пачками темно-серых рассланцованных аргиллитов и алевролитов, весьма характерных для Алтайских прогибов. Имея в виду метаморфический облик вулканогенных пород данного типа, следует называть третий тип ассоциаций не липаритовой, а металипаритовой формацией.

Таким образом, представленная палеовулканологическая карта достаточно определенно выявляет закономерную связь вулканогенных формаций с определенными типами тектонических структур. В структурах с четко выраженным двухъярусным строением, таких, как Рыбинская впадина, Минусинский прогиб и юго-восточная окраина Кузнецкого прогиба, отличающихся тем, что в них структуры верхнего яруса наложены на структуры основания, развивается базальтовая вулканогенно-красноцветная формация. Унаследованные структуры орогенного ряда, в частности Тувинский прогиб, сопровождаются андезито-дацитовой или липарит-дацитовой формацией, а геосинклинальные структуры алтайского типа — своеобразной липаритовой формацией, подвергшейся метаморфизму, получившей у Ю.А. Кузнецова (1964) название кварц-кератофировой, но которой более соответствует, по-видимому, название "металипаритовая". За рамками

территории, изображенной на карте, в Калбе может быть выделена еще одна типичная ассоциация вулканогенных пород, принадлежащих преимущественно базальтовому ряду, обычно претерпевших более или менее значительное зеленокаменное изменение и сопровождаемых рифовыми известняками. Эта ассоциация, по-видимому, относится к спилит-диабазовой группе, выделяемой Ю.А. Кузнецовым. Независимо от того, насколько удачны те или иные названия вулканогенных формаций, важно, что для рассматриваемой территории каждому типу тектонического развития соответствует свой характерный тип развития вулканической деятельности. Это достаточно определено явствует из рассмотрения представленной карты, рисующей наиболее типичные черты пространственного размещения вулканогенных формаций.

Карта дает возможность выяснить и ряд других черт развития вулканической деятельности. Например, на ней можно видеть неравномерное распространение туфовых накоплений, отражающее различия характерных типов извержений. Наиболее энергичная эксплозивная деятельность и, следовательно, наиболее высокое значение коэффициента эксплозивности E (до 65—95) свойственны Алтаю, а минимальные — Кузнецкому и Минусинскому прогибам (величины E обычно равны 10—20). Тувинский прогиб занимает промежуточное положение, вследствие чего здесь имеются отдельные участки с высоким значением коэффициента эксплозивности E (до 50—65) на общем фоне сравнительно низких значений.

Характерные черты устанавливаются и для проявления фумарольно-сульфатарной деятельности. Весьма часто они прослеживаются в пределах межгорных прогибов, где с ними связана железная, медная, сульфатная, карбонатная минерализация, появление бентонитов и т.п. В Алтайских геосинклинальных прогибах такие проявления, по имеющимся данным, менее обильны, но в отдельных случаях оказываются весьма результативными, о чем, в частности, можно судить по таким железорудным (с марганцем) месторождениям, как Калгутинское, расположенное в эйфельских отложениях Горного Алтая и детально изученное А.С. Калугиным (1962). Впрочем, если считать, что полиметаллическое оруденение Рудного Алтая тоже представляет собой результат фумарольно-сульфатарной деятельности, связанной с девонским вулканизмом, на что указывают, например, И.В. Дербигов (1962), Л.Н. Белькова с соавт. (1954) и другие, то эти соотношения окажутся значительно более сложными. Весьма типично, что среди вулканогенных пород рассматриваемой территории практически отсутствуют зоны отбеливания и каолинизации, пока не выявленные в связи с вулканической деятельностью.

Обращаясь к вопросам реконструкции древних вулканических построек и их групп в пределах изученной области распространения вулканогенных пород, следует отметить, что в этом направлении сделано еще очень мало. Широко известно, что большинство базальтовых излияний Минусинского прогиба со времен А.Н. Чуракова (1947) рассматривается как пример трещинных излияний. В настоящее время собраны разнообразные сведения, подтверждающие значи-

тельную роль таких излияний в процессе образования вулканогенных толщ этого прогиба. Тем не менее при исследованиях, проведенных автором еще в 1951—1953 гг., в пределах Минусинского прогиба на юге Копьевского антиклинального поднятия был выявлен вулканический аппарат центрального типа и было отмечено, что наряду со сравнительно спокойными излияниями во время образования девонских вулканогенных пород развивалась эксплозивная деятельность, обусловившая накопление пирокластического материала и, по-видимому, связанная с деятельностью вулканических аппаратов центрального типа. Схема строения Копьевского вулкана была помещена в работе, посвященной анализу отношений девонской вулканогенной толщи к подстилающим породам (Лучицкий, 1957б), а краткое описание дано в обобщающей работе по вулканизму и тектонике Минусинского прогиба (Лучицкий, 1960а).

Здесь наблюдается довольно крупный (до 300 м) шток плагиопорфиров, окаймленный андезитовыми и базальтовыми покровами и пачками туфов и вулканических брекчий, сравнительно круто падающими в разные стороны от него и выявляющими тем самым типичное для стратовулканов кольцевое расположение пластов вокруг центральной жерловины. На склонах этого вулкана размещаются побочные вулканические постройки, от которых сохранились только небольшие плагиопорфировые штоки. Подобные штоки с брекчиями плагиопорфиров были описаны также Ю.Ф. Погоней-Стефановичем и В.Г. Переломовой (1959) на юге Минусинского прогиба в качестве девонских вулканических жерловин, но их приуроченность к определенным элементам строения древних вулканических построек не была выявлена.

В Тувинском прогибе имеются лишь беглые указания на существование вулканического аппарата центрального типа, расположенного в западной части Тувы в районе г. Сары-Хая, но проверкой на месте они не были подтверждены. Более определенные данные получены при исследованиях, проведенных в 1964 г. совместно с В.В. Кепежинским на правом берегу р. Енисей выше пос. Баян-Кол. Здесь в девонской вулканогенной толще был установлен опрокинутый на бок вулканический конус, жерло которого сложено липаритовыми порфирами. Жерло вскрыто на глубину около 1700 м, доступную для прямых наблюдений, так как оно опрокинуто и в срезе современной поверхности легко может быть прослежено вплоть до того места, где его перекрывает аллювий долины р. Енисей. Это позволяет откартировать и изобразить в плане глубинную камеру вулкана, обладающую сложными, извилистыми, ветвистыми очертаниями. В Тувинском прогибе имеются, по-видимому, многочисленные вулканические аппараты центрального типа и целые группы таких аппаратов, но им обычно уделяют мало внимания и во многих случаях объединяют в систему более поздних интрузивных образований. Вероятно, многие из тех интрузивных образований, которые наблюдались А.П. Кривенко (1964) среди девонских вулканогенных и осадочных толщ, могут рассматриваться в качестве глубинных корней вулканов, приуроченных к таким центральным аппаратам.

Много внимания исследованию древних вулканических построек и корневых зон вулканогенных образований в Горном Алтае уделял Б.Н. Лапин (1960, 1963, 1964). Он обнаружил их в Уймено-Лебедском и Ануйско-Чуйском прогибах и дал весьма обстоятельное описание, не оставляющее сомнений в огромной роли и значении такого рода тел в строении девонской вулканогенной серии. Примером могут служить детально изученные им на хр. Сумультинские белки в районе г. Бель (бассейн р. Чебдар) жерловые тела, сложенные липарито-дацитовыми порфирами, обладающими причудливой, круто поставленной флюидалной текстурой. Эти жерловины имеют зональное строение и изобилуют обломочным, частично ассимилированным материалом пород того же липаритового состава. Другой пример представляют найденные Б.Н. Лапиным остатки сложно построенного стратовулкана с центральным двойным каналом и побочными сателлитами близ дер. Каракол. Здесь жерловины вулкана сложены липаритовыми и липарит-дацитовыми порфирами и расположены среди переслаивающихся пачек песчаников, липаритовых туфов и лав, окаймляющих жерловины так, что общая картина их залегания напоминает строение соммы древнего вулкана. Остатки девонских вулканов центрального типа Б.Н. Лапин указывает и в бассейне р. Каракокша в Айгулакском хребте, в верхнем течении рек Калгута, Коргон, Ак-Кая и в других местах. Он намечает также участки, в которых возможны новые находки древних вулканических построек, в частности в бассейне рек Урсул и Уландрык, где наблюдаются быстрые выклинивания отдельных вулканогенных толщ, принадлежащих онгудайской и аксайской свитам. Вообще непостоянство мощностей онгудайской свиты и ее полное выклинивание в ряде разрезов Горного Алтая тоже может явиться указанием на существование соответствующих крупных стратовулканов в местах резкого увеличения ее мощностей.

Разнообразные данные о древних вулканических постройках имеются и по Рудному Алтаю. Здесь одно из наиболее интересных описаний такого рода построек дано Г.Н. Щербой (1954); он обратил внимание на резкие изменения мощностей девонских вулканогенных толщ и выделил характерные древние вулканические постройки центрального типа, которые он назвал вулканокуполами. Многочисленные остатки стратовулканов и корневых зон вулканов в виде различных жерловых образований и субвулканических интрузий были исследованы в Рудном Алтае также П.Ф. Иванкиным (1954), Е.Б. Яковлевой (1957), В.С. Кузбным (1963) и другими, но и здесь вопрос о вулканических аппаратах центрального типа и о субвулканических камерах изучен далеко не полностью.

В тесной связи с вопросом о древних вулканических аппаратах стоит проблема глубинных очагов, питавших вулканическую деятельность в среднем и верхнем палеозое. Представляется вполне вероятным, что основными путями, по которым магматические расплавы достигали земной поверхности, являлись крупные разломы, проникавшие глубоко в недра земной оболочки и достигавшие мантии. Дальнейшее перемещение расплавов и их размещение

определялись особенностями геологической структуры, в которую они внедрялись. Такие глубинные разломы ограничивают, например, Минусинский прогиб, они сопровождают прогибы Горного и Рудного Алтая и других территорий, поэтому нетрудно допустить, что по ним перемещались магматические расплавы. Однако от этих общих построений до анализа вопросов размещения вулканогенных образований в геологических структурах еще очень далеко, и в этом направлении сделаны лишь первые шаги. Для Минусинского прогиба, например, предполагается (Лучицкий, 1960) существование в девонское время глубинного очага, размещавшегося в сложной структуре древнего складчатого основания и связанного с глубинными разломами, ограничивающими прогиб. В сущности, следует полагать, что здесь существовала группа глубинных очагов, а не один. Длительное развитие этих глубинных очагов в недрах Земли подтверждается тем, что даже на самых ранних стадиях формирования девонских вулканогенных толщ магматические расплавы были уже дифференцированы и их отщепления были обогащены лабрадором, что обусловило раннее появление лабрадоровых порфиритов в наблюдаемых разрезах девонских отложений.

Для других прогибов рассматриваемой территории вопрос о размещении глубинных очагов, возникших в связи с девонской вулканической деятельностью, вообще не рассматривался специально, поэтому можно высказать пока лишь общее предположение о том, что многие интрузивные гранитоиды Горного и Рудного Алтая могут представлять именно такого рода глубинные магматические камеры. Потребуются дальнейшие исследования, направленные на выявление связей вулканической деятельности с глубинными корнями.

Реконструировать по составу продуктов вулканической деятельности типовое строение глубинных зон Земли также весьма трудно; проблема эта тоже далека от разрешения. Но выше было уже указано, что по данным об особенностях развития девонского вулканизма на рассматриваемой территории можно предполагать существенную неоднородность состава глубинных зон земной коры и верхней мантии в латеральном направлении. Устойчивое сохранение состава продуктов вулканической деятельности, различного для разных территорий и структурных обстановок, подтверждает представление о вероятной латеральной неоднородности глубинных зон земной коры и верхней мантии.

Заканчивая общий обзор развития вулканической деятельности в среднем и верхнем палеозое на юге Сибири и в Восточном Казахстане, рассмотрим некоторые проблемы, связанные с палеовулканическими реконструкциями в области земной энергетики. При разработке палеовулканологических проблем весьма важно иметь возможность хотя бы приближенно подсчитать по известным результатам вулканической деятельности общее количество энергии, выделявшейся в различные геологические эпохи в связи с вулканическими извержениями. Зависимость между объемом выброшенного материала и интенсивностью вулканических извержений хорошо известна, и уже

были предприняты соответствующие попытки классифицировать извержения по этим признакам (Tsuya, 1955):

Степень интенсивности	Объем выбросов. км ³	Степень интенсивности	Объем выбросов. км ³
0	0 (фумаролы)	V	0,01—0,1
I	< 0,00001	VI	0,1—1,0
II	0,00001—0,0001	VII	1—10
III	0,00001—0,001	VIII	10—100
IV	0,001—0,01	IX	> 100

По приведенной систематике грандиозное извержение, которое произошло в 1956 г. на вулкане Безымянном, относится к классу VII, т.е. к ряду, обладающему весьма высокой интенсивностью. Особенно большой интенсивностью отличались извержения вулкана Лаки в Исландии в 1783 г., когда на поверхность излились потоки, имеющие общий объем около 30,0 км³ (VIII класс), и вулкана Тамборо на о-ве Сумбава в 1815 г., при извержении которого было выброшено около 150,0 км³ материала (IX класс).

Такая систематика, несомненно, полезна для сравнения активности извержений отдельных вулканов, но недостаточна для палеовулканологических реконструкций, где расходы энергии в различные геологические эпохи должны исчисляться по результатам изучения огромной массы вулканогенного материала, объемы которого измеряются многими сотнями кубических километров. Очевидно, необходимы иные, более строгие расчеты, опираясь на которые, можно было бы по объему выброшенного при извержении материала вычислить общее количество выделившейся энергии.

Известно, что к важнейшим видам энергии, освобождающейся при вулканических извержениях, относятся, по данным Йокоямы (Yokoyama, 1957): а) кинетическая энергия, определяемая скоростью и массой пирокластического материала, выброшенного из кратера; б) потенциальная энергия, зависящая от положения уровня лавы в вулканическом жерле; в) тепловая энергия, представленная количеством тепла, заключенного в лаве, пирокластическом материале и газах; г) энергия вулканического дрожания; д) энергия вулканических землетрясений; е) энергия воздушных волн во время и после извержения; ж) энергия цунами в случае подводных извержений; з) энергия, затрачиваемая на разрушение материала горной массы.

Исследования Йокоямы показали, что важнейшей из них является тепловая энергия, которая в десятки, сотни и даже тысячи раз превосходит все остальные виды энергии. Таким образом, тепловая энергия, как правильно замечает Хедервари (Hedervari, 1963), сама по себе дает порядок общей энергии извержения. Это подтверждено исследованиями Йокоямы на многих десятках извержений.

Хедервари предпринял дальнейшие шаги в направлении к поставленной цели исчисления общего количества выделяющейся энергии по объему продуктов извержений. Он предложил различать следующие четыре типа извержений: лавы — тип А, пирокластический материал — тип В, подводные излияния — тип С и обломоч-

ный материал древних пород — тип D. Используя затем расчеты Йокоямы, связывающие тепловую энергию и массу извергнувшегося материала, он применил для исчисления энергии извержений типа А, АВ и АС формулу

$$E_{th} = V\sigma(T\alpha + \beta) J,$$

где E_{th} — тепловая энергия, V — объем выбросов, σ — средняя их плотность, T — температура лавы, α — удельная теплоемкость лавы, β — скрытая теплоемкость лавы и J — эквивалентная работа тепла. При этом $\alpha = 0,25$ кал/град (для $T = 800^\circ\text{C}$), $\alpha = 0,20$ кал/град (для $T = 300^\circ\text{C}$), $\beta = 50$ кал/г и $J = 4,1855 \cdot 10^7$ эрг.

Предполагается, что в общем случае температура извергаемого материала для А, АВ и АС равна 1000°C и для В, D, ВС и ВD равна 500°C , что подтверждается известными примерами ряда вулканов.

Для извержений типа В, D, ВС и ВD Хедервари использует более простую формулу

$$E_{th} = V\sigma T\alpha J.$$

Итоги вычислений он рекомендует давать в единицах атомной энергии (А.Е.), равных примерно $8,4 \cdot 10^{21}$ эрг, и сопровождать данными о размерах извержений, определяемых для А, АВ и АС по формуле

$$M_c = \frac{\log [V\sigma(T\alpha + \beta) J - 11]}{1,6},$$

а для других классов

$$M_c = \frac{\log (V\sigma T\alpha J) - 11}{1,6}.$$

Все эти формулы вполне применимы не только для вычисления энергии современных вулканических извержений или оценки энергии предполагаемого вулканизма Луны (Hedervari, 1963), но и для соответствующих расчетов в области палеовулканологии. Для этой цели необходимо знать прежде всего объем вулканогенного материала, возникшего в определенную геологическую эпоху, а также его первоначальную плотность. Общий объем продуктов вулканической деятельности для конкретного промежутка геологического времени может быть вычислен по данным о средней суммарной мощности соответствующих пачек вулканогенных пород и о распространении этих пород на земной поверхности. Вычисление средней мощности всех пачек вулканогенных пород требует наиболее полного знания особенностей строения разрезов. Чем большее количество конкретных разрезов будет известно, тем точнее будут полученные результаты. Что касается пространственного размещения вулканогенных пород, то здесь, по существу, необходимо учитывать площади их бывшего распространения, реконструируемые подобно тому, как это обычно осуществляется при палеогеографических построениях. При учете только современных контуров значения энергии будут, естест-

венно, приуменьшены, но вместе с тем, несомненно, более строгим будет определение прежде всего таких минимальных значений по истинным размерам современных контуров распространения вулканогенных пород.

Исчисленный общий объем продуктов вулканической деятельности, образовавшихся в рассматриваемую геологическую эпоху, должен быть разделен между лавами (тип А) и пирокластическими продуктами (тип В), что также можно рассчитать по данным о пропорциональных отношениях между теми и другими в ряде изученных разрезов. Соответственно должны быть учтены продукты извержений типа С и D.

Определение первоначальной плотности вулканогенных образований может быть произведено, исходя из достоверных данных о деятельности современных вулканов, для которых приближенные значения плотностей застывших лав и пирокластического материала равны 2,7 и 2,3. Получив, таким образом, данные о массе материала, выброшенного во время извержений, происходивших в определенную геологическую эпоху, нетрудно, опираясь на приведенные выше формулы, приближенно рассчитать общее количество энергии, выделившейся в течение определенного интервала времени.

Результаты соответствующих расчетов, сделанных для различных участков рассматриваемой территории, показаны в табл. 1. Взятые интервалы времени, наиболее благоприятные для независимой их оценки и последующего сравнения. По этой таблице можно видеть закономерную картину последовательного усиления и угасания вулканической активности в различных регионах и характерную для каждого региона интенсивность. Весьма наглядно видно, что в целом на юге Сибири и Восточного Казахстана наиболее интенсивно вулканическая деятельность развивалась в эйфельский век, хотя в разных областях наблюдаются различные максимумы вулканической активности. Для Минусинского, Тувинского и Кузнецкого прогибов такой максимум падает на нижнедевонскую эпоху, для Рыбинской впадины, Горного Алтая, Гарбагатая и Чингиза — на эйфельский век, для Калбы — на верхний девон, а для Саура — на нижнекаменноугольную эпоху.

Суммарная энергия, выделившаяся в процессе вулканических извержений в девонский период в пределах всей интересующей нас территории, достигает величин $0,37 \cdot 10^{31}$ эрг, или, в пересчете на атомные эквиваленты по Хедервари, около $4,5 \cdot 10^8$ А.Е. Эти минимальные значения освобожденной при извержениях энергии примерно в $2 \cdot 10^3$ раз превышают количество энергии, выделившейся при самом грандиозном на Земле извержении вулкана Тамборо в 1815 г.

Полученные величины следует сравнить также с общим количеством энергии, освобожденной в течение девонского периода на всем земном шаре. Ориентировочные подсчеты массы продуктов вулканических извержений, выбрасываемых всеми вулканами мира ежегодно, приведены Е.К. Мархониным (1965). Они составляют, по его данным, много больше $3,1 \cdot 10^9$ т и предположительно меньше $9,3 \cdot 10^9$ т. Эти цифры позволили Е.К. Мархонину вычислить

Таблица 1

	Рыбинская впадина	Минусинский прогиб	Тувинский прогиб	Горный Алтай	Кузнецкий прогиб	
Нижний девон	1*	—	$0,68 \cdot 10^{30}$	$0,26 \cdot 10^{30}$	—	$0,20 \cdot 10^{29}$
	2	—	$0,64 \cdot 10^{29}$	$0,35 \cdot 10^{29}$	—	$0,72 \cdot 10^{28}$
	3	—	$0,74 \cdot 10^{30}$	$0,30 \cdot 10^{30}$	—	$0,27 \cdot 10^{29}$
Средний девон Эйфель	1	$0,67 \cdot 10^{28}$	$0,23 \cdot 10^{30}$	$0,71 \cdot 10^{29}$	$0,52 \cdot 10^{30}$	$0,95 \cdot 10^{28}$
	2	$0,60 \cdot 10^{28}$	$0,48 \cdot 10^{29}$	$0,26 \cdot 10^{29}$	$1,30 \cdot 10^{29}$	$0,24 \cdot 10^{28}$
	3	$0,72 \cdot 10^{28}$	$0,28 \cdot 10^{30}$	$0,97 \cdot 10^{29}$	$0,65 \cdot 10^{30}$	$1,19 \cdot 10^{28}$
Живет	1	—	—	—	$2,20 \cdot 10^{29}$	$0,54 \cdot 10^{28}$
	2	—	—	—	$0,50 \cdot 10^{29}$	$0,36 \cdot 10^{28}$
	3	—	—	—	$2,7 \cdot 10^{29}$	$0,90 \cdot 10^{28}$
Верхний девон	1	—	—	—	$1,50 \cdot 10^{29}$	—
	2	—	—	—	$0,39 \cdot 10^{29}$	—
	3	—	—	—	$1,90 \cdot 10^{29}$	—
Нижний карбон	1	—	—	—	—	—
	2	—	—	—	—	—
	3	—	—	—	—	—
Средний карбон	1	—	—	—	—	—
	2	—	—	—	—	—
	3	—	—	—	—	—
Верхний карбон— пермь	1	—	—	—	—	—
	2	—	—	—	—	—
	3	—	—	—	—	—
Суммарная энергия, эрг	1	$0,67 \cdot 10^{28}$	$0,91 \cdot 10^{30}$	$0,33 \cdot 10^{30}$	$0,89 \cdot 10^{30}$	$0,35 \cdot 10^{29}$
	2	$0,60 \cdot 10^{27}$	$1,13 \cdot 10^{29}$	$0,61 \cdot 10^{29}$	$0,22 \cdot 10^{30}$	$0,12 \cdot 10^{29}$
	3	$0,72 \cdot 10^{28}$	$1,03 \cdot 10^{30}$	$0,39 \cdot 10^{30}$	$1,10 \cdot 10^{30}$	$0,48 \cdot 10^{29}$
Плотность энергии, эрг/км ²		$0,15 \cdot 10^{26}$	$0,25 \cdot 10^{26}$	$0,32 \cdot 10^{26}$	$0,25 \cdot 10^{26}$	$0,54 \cdot 10^{25}$

* 1 — лавы, 2 — пирокласты, 3 — всего.

общую массу вулканических выбросов за время существования Земли, равную $14 \cdot 10^{18}$ т. Это дает вероятное значение энергии $1,25 \cdot 10^{35}$ эрг в расчете на то, что соотношение между лавами и пирокластическим материалом составляло в среднем 1:1. Немногим больше, чем десятая доля указанного количества энергии, приходится на неогей, охватывающий примерно 600 млн лет, в течение которых было выброшено (при той же среднегодовой расчетной массе) $3,1 \cdot 10^9 \times 6 \cdot 10^{18}$ т вулканического материала. Для девонского периода, продолжавшегося 60 млн лет, общее количество энергии будет равно примерно одной сотой приведенной выше цифры и составит, следовательно, около $1,25 \cdot 10^{33}$ эрг.

Можно подойти к оценке этой цифры и другим способом, опираясь на подсчеты А.Б. Ронова (1959). Приведенные им соответствующие объемы вулканических материалов, извергнутых в течение девонского периода, могут быть пересчитаны на энергию так, как

Рудный Алтай	Калба	Саур	Тарбагатай	Чингиз	Всего
—	$0,67 \cdot 10^{28}$	—	—	$0,69 \cdot 10^{29}$	$1,04 \cdot 10^{30}$
—	$0,12 \cdot 10^{28}$	—	—	$0,93 \cdot 10^{29}$	$1,31 \cdot 10^{29}$
—	$0,79 \cdot 10^{28}$	—	—	$0,93 \cdot 10^{29}$	$1,17 \cdot 10^{30}$
$1,05 \cdot 10^{29}$	$0,54 \cdot 10^{28}$	—	$0,81 \cdot 10^{29}$	$0,82 \cdot 10^{29}$	$1,11 \cdot 10^{30}$
$0,34 \cdot 10^{29}$	—	—	$0,16 \cdot 10^{29}$	$0,25 \cdot 10^{29}$	$2,81 \cdot 10^{29}$
$1,39 \cdot 10^{29}$	$0,54 \cdot 10^{28}$	—	$0,97 \cdot 10^{29}$	$1,07 \cdot 10^{29}$	$1,39 \cdot 10^{30}$
$0,98 \cdot 10^{29}$	$1,34 \cdot 10^{28}$	$0,82 \cdot 10^{28}$	$0,12 \cdot 10^{29}$	$0,51 \cdot 10^{29}$	$4,08 \cdot 10^{29}$
$0,60 \cdot 10^{28}$	—	$0,20 \cdot 10^{28}$	$0,43 \cdot 10^{28}$	$0,24 \cdot 10^{28}$	$0,68 \cdot 10^{29}$
$1,04 \cdot 10^{29}$	$1,34 \cdot 10^{28}$	$1,02 \cdot 10^{28}$	$0,17 \cdot 10^{29}$	$0,53 \cdot 10^{29}$	$4,76 \cdot 10^{29}$
$0,33 \cdot 10^{29}$	$0,20 \cdot 10^{29}$	$0,85 \cdot 10^{28}$	$0,41 \cdot 10^{29}$	—	$2,53 \cdot 10^{29}$
$0,12 \cdot 10^{29}$	$0,24 \cdot 10^{29}$	$0,45 \cdot 10^{28}$	$0,36 \cdot 10^{28}$	—	$0,62 \cdot 10^{29}$
$0,45 \cdot 10^{29}$	$0,22 \cdot 10^{29}$	$1,30 \cdot 10^{28}$	$0,45 \cdot 10^{29}$	—	$3,14 \cdot 10^{29}$
$1,2 \cdot 10^{29}$	—	$0,41 \cdot 10^{29}$	—	—	$1,61 \cdot 10^{29}$
$0,52 \cdot 10^{29}$	—	$0,96 \cdot 10^{28}$	—	—	$0,61 \cdot 10^{29}$
$1,7 \cdot 10^{29}$	—	$0,51 \cdot 10^{29}$	—	—	$2,22 \cdot 10^{29}$
—	$0,10 \cdot 10^{29}$	$0,17 \cdot 10^{29}$	—	—	$0,27 \cdot 10^{29}$
—	$0,05 \cdot 10^{28}$	$0,60 \cdot 10^{28}$	—	—	$0,06 \cdot 10^{29}$
—	$0,11 \cdot 10^{29}$	$0,23 \cdot 10^{29}$	—	—	$0,38 \cdot 10^{29}$
$0,61 \cdot 10^{29}$	$0,67 \cdot 10^{28}$	—	—	—	$0,68 \cdot 10^{29}$
$0,40 \cdot 10^{29}$	$0,06 \cdot 10^{28}$	—	—	—	$0,40 \cdot 10^{29}$
$1,01 \cdot 10^{29}$	$0,73 \cdot 10^{28}$	—	—	—	$1,08 \cdot 10^{29}$
$0,42 \cdot 10^{30}$	$0,62 \cdot 10^{30}$	$0,75 \cdot 10^{29}$	$1,34 \cdot 10^{29}$	$2,02 \cdot 10^{29}$	$3,06 \cdot 10^{30}$
$0,14 \cdot 10^{30}$	$0,48 \cdot 10^{28}$	$0,22 \cdot 10^{29}$	$0,24 \cdot 10^{29}$	$0,57 \cdot 10^{29}$	$6,48 \cdot 10^{29}$
$0,56 \cdot 10^{30}$	$0,68 \cdot 10^{29}$	$0,97 \cdot 10^{29}$	$1,59 \cdot 10^{29}$	$2,53 \cdot 10^{29}$	$3,71 \cdot 10^{30}$
$0,73 \cdot 10^{26}$	$0,19 \cdot 10^{26}$	$0,28 \cdot 10^{26}$	$1,26 \cdot 10^{26}$	$0,25 \cdot 10^{26}$	—

показано в табл. 2, в которой условно принято, что объем морских вулканогенных пород соответствует типу вулканических извержений А, а наземных — типу В (по Хедервари). Табличные данные показывают, что общее количество энергии, выделившейся в течение всего девонского периода на земном шаре, достигает $0,71 \cdot 10^{33}$ эрг.

Порядок цифр, получаемых двумя различными способами, дает удовлетворительную сходимость и позволяет считать, что общее количество энергии, выделившейся при вулканических извержениях в девонский период на всем земном шаре, составляет около $1 \cdot 10^{33}$ эрг. По отношению к этому количеству энергия, освободившаяся при вулканических извержениях на юге Сибири и в Восточном Казахстане, равна приблизительно 1/300 доле. Но даже такое сравнительно небольшое количество освободившейся энергии всего лишь на порядок ниже того, которое вычислено Хедервари (Hedervari, 1963) для видимой стороны Луны, и равно, по его данным, $0,68 \cdot 10^{32}$ эрг.

Таблица 2. Количество энергии, освободившейся при вулканической деятельности в девонской период на земном шаре

Объем продуктов вулканических извержений, млн км ³		Энергия, эрг		
морские	наземные	для лав (класс А)	для пирокластов (класс В)	Суммарная (лавы+ пирокласты)
4,35	0,95	$1,47 \cdot 10^{32}$	$1,15 \cdot 10^{31}$	$1,58 \cdot 10^{32}$
7,00	1,05	$2,37 \cdot 10^{32}$	$1,26 \cdot 10^{31}$	$2,49 \cdot 10^{32}$
8,64	0,69	$2,92 \cdot 10^{32}$	$8,30 \cdot 10^{30}$	$3,00 \cdot 10^{32}$
	Всего	$6,76 \cdot 10^{32}$	$3,24 \cdot 10^{31}$	$7,08 \cdot 10^{32}$

Примечание. Объемы продуктов вулканических извержений заимствованы у А.Б. Ронова (1959).

Наряду с такими цифрами, характеризующими общее количество энергии вулканических извержений для определенной территории и для заданного интервала времени, представляет интерес вычислить плотность энергии, типичной для вулканических областей, располагавшихся в девонский период на юге Сибири и в Восточном Казахстане. Под плотностью энергии следует понимать ее количество, приходящееся на единицу площади, на которой проявились вулканические извержения. Соответствующие расчеты показали, что порядок плотности энергии, характеризующий различные области на юге Сибири и в Восточном Казахстане, остается, в общем, одним и тем же (см. табл. 1) и оказывается равным $(0,15—0,75) \cdot 10^{26}$ эрг/км². Исключение составляет лишь Кузнецкий прогиб, в пределах которого плотность энергии на порядок ниже этих цифр. Наибольшая плотность энергии — на Рудном Алтае, за ним в нисходящем порядке следуют Тувинский прогиб, Саур, Тарбагатай, далее на одном и том же уровне Минусинский прогиб, Горный Алтай и Чингиз, затем Калба, Рыбинская впадина и, наконец, Кузнецкий прогиб.

По общему количеству энергии, выделившейся в девонский период, можно вычислить среднюю для всего земного шара плотность энергии, учитывая, что поверхность Земли равна $5,1 \cdot 10^8$ км². Такая средняя плотность энергии составит около $0,2 \cdot 10^{25}$ эрг/км², т.е. она всего лишь на порядок ниже плотности энергии вулканических областей юга Сибири и Восточного Казахстана. Это лишний раз подчеркивает, что полученные нами цифры следует рассматривать как минимальные значения плотности и общего количества энергии, выделившейся в течение девонского периода. Впрочем, исходя из полученных данных, следует предполагать, что в дальнейшем представится возможность выделить более энергонасыщенные вулканические области и зоны, чем расположенные на юге Сибири и в Восточном Казахстане, и дать общую классификацию вулканических областей по их энергонасыщенности. На этом пути можно ожидать новых и, вероятно, в ряде случаев неожиданных результатов исследований.

Во всяком случае, все приведенные выше приближенные расчеты позволяют проводить сравнение различных территорий по тем признакам, которые до настоящего времени не привлекали внимания исследователей, поскольку при изучении продуктов вулканической деятельности весьма малое значение придавалось изучению общей стратиграфии и внутреннего строения вулканических толщ. С развитием таких исследований станет возможным существенно расширить палеоэнергетические реконструкции и расчеты в области палеовулканографии. Несомненно, начатая работа всего лишь одна из первых вех на этом пути.

ЭНЕРГЕТИКА ДРЕВНИХ ВУЛКАНОВ И ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ЭВОЛЮЦИИ ВУЛКАНИЗМА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ*

Вопросы энергетики вулканической деятельности геологического прошлого неоднократно служили предметом специального исследования, и по этому поводу имеются уже достаточно многочисленные публикации (Короновский, 1979; Лучицкий, 1966, 1971, 1978; и др.). Интерес к энергетике древних вулканов определяется разными причинами. Во-первых, выяснение количественных показателей вулканической энергии геологического прошлого важно для оценки вклада вулканизма в общую энергетику Земли. В перспективе такие оценки возможны на основе данных глобального палеовулканографического картирования. Во-вторых, определение энергетических параметров вулканической активности для различных периодов геологического времени открывает путь для выявления вариаций внутренней энергии Земли и общих тенденций в ее энергетическом развитии. Вопрос об усилении или ослаблении вулканической деятельности с течением геологического времени постоянно волнует исследователей, задающих вопросы: была ли эта деятельность в прошлом, в отдельные периоды геологического времени более интенсивной или она, наоборот, усиливается сейчас; насколько устойчивой она была в прошлом, на протяжении всей геологической истории Земли, насчитывающей не менее 3,8 млрд лет, и т.д. На все такого рода вопросы можно получить ответ только на основе систематических палеовулканографических исследований, включающих специальное картирование древних вулканических областей, позволяющее оценивать количество продуктов вулканической активности, образовавшихся в период формирования этих областей. Располагая соответствующими данными о количестве продуктов вулканической деятельности различных территорий, можно представить суммарные результаты с некоторой определенной точностью для различных периодов существования континентов и тем или иным способом экстраполировать эти данные

* Палеовулканография. М.: Наука, 1985. С. 227—235.

на океанические пространства. Впрочем, в дальнейшем и эти пространства будут изучены в достаточной степени, чтобы для них тоже могли быть составлены необходимые палеовулканологические карты, отвечающие различным этапам образования океанов. Но для этого необходимо довести степень геологической изученности океанов до уровня, достигнутого на континентах.

Располагая данными о количестве продуктов вулканической деятельности, образовавшихся в пределах некоторой области, и используя построения Хедервари (Лучицкий, 1966, 1971, 1978; Hedervari, 1963), можно рассчитать вулканическую энергию, характеризующую территорию этой области. Основой для такого расчета служит представление о том, что среди различных форм проявления энергии вулканических извержений, определяемых затратами на разрушение горной массы, заполняющей жерло вулкана, на выброс пирокластического материала, на вулканические землетрясения, на тремор или вулканическое дрожание, на формирование воздушных волн и т.д., тепловая энергия в десятки, сотни и даже тысячи раз превосходит все остальные виды энергии извержений. В целом следы всех видов энергии остаются незапечатленными в продуктах былой вулканической деятельности, однако тепловая энергетика прежних извержений может быть рассчитана по количеству выброшенных или излившихся на поверхность вулканических масс, а она на порядок выше всех других видов энергии вулканических извержений, и, таким образом, определяет в целом истинную энергетiku вулканизма Земли.

Хедервари (Hedervari, 1963) предложил для оценки тепловой энергии вулканических извержений использовать простейшие соотношения, связывающие тепловую энергию (E_{th}) и массу выбросов и учитывающие данные об объеме выбросов (V), средней их плотности (σ), а также удельной (α) и скрытой (β) теплоемкости лав. Соответствующие формулы выглядят следующим образом:

$$E_{th} = V\sigma(T\alpha + \beta)J, \quad (1)$$

$$E_{th} = V\sigma T\alpha J. \quad (2)$$

В этих формулах J — эквивалентная работа тепла, равная $4,1855 \cdot 10$ эрг; $\alpha = 0,25$ кал/град при $T = 800^\circ\text{C}$ и $0,20$ кал/град при $T = 300^\circ\text{C}$; $\beta = 60$ кал/град.

Хедервари различает четыре типа возможных извержений: лавы — тип А, пирокластический материал — тип В, подводные излияния — тип С и обломочный материал — тип D. Формула (1) применяется для расчета энергии извержений типа А, АВ и АС, а формула (2) — для типов В, D, ВС, ВD. Предполагается, что температура извергаемого материала извержений типа А, АВ и АС равна 1000°C , а типов В, D, ВD — 500°C . Итоги таких расчетов могут быть даны (Хедервари, 1963) в единицах атомной энергии (АЭ), равных примерно $8,4 \cdot 10^{21}$ эрг, и сопровождаться данными о размерах извержений, определяемых для случаев А, АВ, АС по формуле

$$M_e = \frac{\log [V\sigma(T\alpha + \beta)J] - 11}{1,6},$$

а для других классов по формуле

$$M_e = \frac{\log(V\sigma T\alpha J) - 11}{1,6}.$$

С помощью этих формул удалось получить количественные энергетические характеристики для многих современных извержений (Hedervari, 1963), оказавшиеся, естественно, наибольшими для крупнейшего извержения вулкана Тамборо в 1815 г. ($1,4 \cdot 10^{27}$ эрг.). Предложенная Хедервари методика была приложена затем (Лучицкий, 1966, 1971, 1978; и др.) к анализу вулканической энергетики геологического прошлого, в частности для девонских вулканических извержений Алтае-Саянской области ($3,7 \cdot 10^{30}$ эрг) и для девонского периода на континентах ($1 \cdot 10^{33}$ эрг).

Для общей оценки энергетики Земли в различные геологические эпохи на разных территориях мира такие расчеты представляются совершенно необходимыми. Однако они возможны только при том условии, что в распоряжении исследователя имеются более или менее надежные данные палеовулканологических реконструкций для древних вулканических областей. При таком анализе можно встретиться с двумя основными случаями. Первый из них приводит к определению минимальных объемов пород, а следовательно, наименьших значений энергии. В этом случае речь идет о подсчете объемов, проводимых с учетом главным образом реальных выходов отложений на поверхность, которые определяются откартированной их площадью. Устанавливая среднюю мощность соответствующих вулканогенных толщ, устанавливаемую тоже по данным геологического картирования, и принадлежность сохранившихся вулканогенных накоплений к лавам, рыхлым продуктам (ювенильным или резургентным) или подводным излияниям, можно соответственно вычислить общий объем продуктов вулканизма и отвечающую ему энергию вулканизма геологического прошлого. Второй случай определяется возможностями реконструкции реальной обстановки, в которой происходило накопление продуктов вулканической деятельности в различные периоды геологического времени, т.е. возможностями более строгой оптимальной оценки объема разнотипных вулканических образований и соответствующей энергии. Для этого необходимы палеовулканологические реконструкции, учитывающие физико-географические условия образования вулканогенных пород, при которых не так важно, какие (андезитовые, базальтовые или риолитовые) это породы, как то, принадлежат ли они наземным лавам, подводным излияниям или пирокластам, а также на какой территории в прошлом они были распространены. В этом случае необходимо, следовательно, учитывать и реальные особенности морфологии вулканических построек. Задача эта нелегкая, но разработка методов ее решения на конкретных примерах позволит в наибольшей степени приблизиться к определению действительной картины эволюции вулканизма в истории Земли и вариаций ее энергетики.

Сравнительно недавняя попытка дать общий обзор вулканических областей южных материков (Лучицкий, 1978) может служить

Таблица 1. Объем продуктов вулканической деятельности (тыс. км³)
на южных материках по геологическим периодам

Период	Общее количество	Базальты	Риолиты	Андезиты	Зеленокаменные породы	Фонолиты и другие щелочные породы
Кембрий	600	400	20	—	180	—
Ордовик	110	—	—	—	110	—
Силур	60	—	—	—	60	—
Девон	125	15	80	30	—	—
Карбон	50	5	40	5	—	—
Пермь	220	60	120	40	—	—
Триас	600	250	250	100	—	<5
Юра	1400	1200	100	100	—	<5
Мел	1000	750	150	100	—	<5
Палеоген	600	550	30	20	—	<5
Неоген	2000	1750	150	50	—	50
Квартер	50	35	5	5	—	5
Всего	6815	5015	945	450	350	55

примером количественного подхода к анализу палеовулканологических проблем, позволяющим ориентировочно определять не только объемы вулканических продуктов для различных геологических периодов в истории Земли, но и соответствующих этим объемам энергетических параметров. Такой обзор, во-первых, представляет, по-видимому, единственную попытку систематизировать данные о реальном распространении и особенностях состава вулканогенных образований фанероза на таких обширных территориях, в связи с изучением которых могут быть рассмотрены важнейшие вопросы оценки возможностей и перспектив реконструкции глобального развития вулканической деятельности земного шара. Во-вторых, в этом обзоре намечены методические подходы к анализу вулканической деятельности геологического прошлого, которые могут быть сформулированы в виде некоторых наиболее существенных положений, определяющих задачи дальнейших исследований.

Главные положения такого типа следующие. Прежде всего, для успешной разработки проблемы глобального развития вулканизма в истории Земли необходимо ясно представлять реальное размещение в пространстве и во времени конкретных вулканических областей геологического прошлого. Этот подход требует целеустремленного изучения геологических данных и, следовательно, учета результатов геологического картирования различных территорий и стратиграфического изучения разрезов, содержащих вулканогенные породы. Без этого невозможно оконтуривание древних вулканических областей и полей, а также определение их возраста и миграции во времени и пространстве. Далее, следует располагать данными о составе вулканогенных пород и об ассоциациях их друг с другом и с осадочными комплексами, чтобы иметь возможность в процессе

исследования проводить различного рода сопоставления, ориентирующие в характерных формационных и фациальных вариациях вулканогенных образований, а также в их морфологии, способе перемещения из недр к поверхности, типе вулканических извержений и т.п. Наконец, требуется количественный учет данных по древним вулканическим областям, чем может быть обеспечено не только общее развитие представлений о вулканической деятельности геологического прошлого, но и создание основы для анализа вариаций энергетики Земли в минувшие геологические эпохи. Следует подчеркнуть, что для количественного анализа вулканической деятельности и связанных с ней проблем энергетики крайне необходимо развитие в дальнейшем методов оценки тех именно масс вулканогенных пород, которые накапливались первоначально в той или иной области, а не только сохранились после того, как значительные объемы продуктов вулканизма были смыты и удалены в процессе денудации. Сейчас можно лишь очень ориентировочно проводить такого рода построения, но в целом они совершенно необходимы, иначе общие знания в области оценки масштабов вулканической деятельности геологического прошлого окажутся совершенно недостаточными.

Намеченные методические подходы к исследованию эволюции вулканизма в истории Земли в глобальном плане составляют необходимый элемент общего исследования этой проблемы, и, хотя при их реализации приходится встречаться с различными трудностями, такие подходы представляются тем не менее вполне реалистическими и целенаправленными. Именно поэтому можно полагать, что, опираясь на предложенные методы исследования проблемы, можно достигнуть существенных и наиболее полноценных результатов.

Трудности, с которыми приходится сейчас сталкиваться на этом пути исследования, двоякого рода. Во-первых, пока не развито специальное изучение древних вулканических областей в предлагаемом плане, хотя поворот к таким исследованиям уже наметился. Так, в частности, многие исследователи сейчас начали оценивать различные древние вулканические территории не только как определенные петрографические провинции с соответствующим разнообразием свойственных им пород, но и как конкретные вулканические области, в пределах которых были извергнуты совершенно определенные, количественно учитываемые массы продуктов вулканических извержений. Во-вторых, возникает вопрос о вулканизме межконтинентальных пространств, что расшифровывается только по весьма ограниченному данным, известным по океаническим островам, и крайне скромным данным об основании (Basement), на котором покоится на дне океанов осадочный чехол. Вследствие ограниченности данных, характеризующих состав, возраст и распространение вулканогенных пород на дне океанов для различных стратиграфических уровней, сейчас необходимо привлекать к анализу истории развития вулканической деятельности земного шара гипотетические построения, опорой которых могут служить те или иные общие представления о происхождении океанов. Это тем более затрудняет анализ проблемы, что пока неизвестно распространение в океанах пород

Таблица 2. Энергия вулканической деятельности южных материков по геологическим периодам

Период	Объем продуктов вулканической деятельности, тыс. км ³	Величина энергии, эрг	Период	Объем продуктов вулканической деятельности, тыс. км ³	Величина энергии, эрг
Кембрий	600	2·10 ³¹	Триас	600	2·10 ³¹
Ордовик	110	3,7·10 ³⁰	Юра	1400	4,8·10 ³¹
Силур	60	2·10 ³⁰	Мел	1000	3,4·10 ³¹
Девон	125	4,3·10 ³⁰	Палеоген	600	2·10 ³¹
Карбон	50	1,7·10 ³⁰	Неоген	2000	6,8·10 ³¹
Пермь	220	7,5·10 ³⁰	Квартер	50	1,7·10 ³⁰

более древних, чем юрские. Таким образом, ранние этапы развития вулканизма в океанах оказываются практически пока вообще не расшифрованными и трудно поддающимися сколько-нибудь точному учету. Все это важно иметь в виду, чтобы не возлагать чрезмерных надежд на возможность уже сейчас подойти с необходимой строгостью к определению количественных параметров, характеризующих историю развития вулканической деятельности в глобальном плане. Это можно сделать в первом приближении в настоящее время только для континентов, а для океанических пространств следует либо привлекать те или иные гипотезы, либо воздерживаться от окончательных выводов до получения более полных данных, чем те, которыми можно располагать именно сейчас.

Опыт исследования проблем количественной оценки вулканической активности геологического прошлого на примере южных материков, осуществленный для фанерозоя, т.е. для последних примерно 600 млн лет (Луцицкий, 1978), позволил выявить на основании изучения древних вулканических областей распространение вулканических пород в объемах, указанных в табл. 1. Эта таблица составлена по данным о размещении, размерах и строении областей на южных материках, включая Южную Америку, Африку, Австралию, Антарктиду, а также Индостан. Среди этих вулканических областей выделяются два типа: макрохронные — перманентного развития вулканизма и брахихронные — кратковременного существования. С точки зрения изучения эволюции вулканизма в истории Земли особое значение приобретают, по-видимому, макрохронные вулканические области и пояса, так как именно они определяют главные очаговые зоны Земли в общем процессе ее эволюции. Их общие и частные взаимоотношения с аналогами, кратковременно существовавшими, представляют поэтому принципиальный интерес. Пересчет полученных первичных данных на энергетические показатели приводит к табл. 2, в которой для тех же южных материков показана величина энергии в эргах для различных периодов геологической истории.

Сравнение полученных данных для объемов продуктов вулканиз-

ма с известными в литературе сведениями представляют определенный интерес. Известно, что попытки подсчитать ориентировочные объемы вулканогенных образований предпринимались различными исследователями, и в общем они приводят к далеко не однозначным результатам. По Ферхугену (Verhoogен, 1946), предполагавшему, что лавовых плато с объемом каждого около 1 млн км³ в течение фанерозоя было сформировано не более 30 (даже с трехкратным преувеличением оптимальных сведений), общий объем продуктов извержений составляет примерно 30 млн км³. Это дает средний ежегодный расход вулканического материала около 0,05 км³, если считать продолжительность фанерозоя равной 570 млн лет.

Однако Е.К. Мархинин (1967), опираясь на данные К. Заппера о крупнейших извержениях за период 1800—1963 гг. и ориентировочную оценку деятельности вулканов Курильской островной гряды, пришел к выводу о том, что среднегодовой привнос ювенильного материала при вулканических извержениях достигает 1,6—2,0 км³. Промежуточные цифровые показатели получены и приведены А.Б. Роновым в ряде работ, написанных им лично (1949, 1976) и с В.Е. Хаиным (1954; и др.) на основании построения карт литологических формаций мира масштаба 1:25 000 000. Таким образом, расхождения в оценке вулканической активности Земли и соответственно вулканической энергетики оказываются варьирующими в пределах от одного до двух порядков. При этом цифры Ферхугена близки к тем, которые определяются нами, так как лежат в пределах того же порядка.

Анализ данных, приведенных в табл. 2, показывает, что и для отдельных геологических периодов среднегодовой расход вулканического материала тоже сильно варьирует, в пределах по крайней мере 1,5 порядков, что вполне укладывается в пределы, указываемые разными исследователями в качестве общих средних показателей. Так, для карбона южных материков средний ежегодный расход, по данным этой таблицы, определяется величиной 0,001 км³, тогда как для неогена он достигает 0,050 км³. Хотя все это касается только южных материков, но, во всяком случае, свидетельствует о том, что вариации расхода вулканического материала существенно меняются в различные геологические периоды времени. Глобальное изучение таких вариаций составляет одну из важнейших задач дальнейших палеовулканологических исследований. Насколько она трудна, можно показать на примере весьма ориентировочных расчетов общего количества продуктов вулканической деятельности, образовавшихся в фанерозое на всем земном шаре в целом.

Глобальный подход к таким оценкам основывается на разных принципах в зависимости от того, какой из двух общетеоретических геологических концепций придерживаться. Тем не менее в любом случае необходимо прежде всего располагать соответствующими палеовулканологическими картами древних вулканических областей континентов. При отсутствии таких же карт для обширных акваторий вопрос о том, как определить объем вулканического материала, извергнутого в океаны, может сейчас решаться по-разному.

Если опираться на общие построения теории геосинклиналей в

классическом ее виде, в нашей стране разработанной А.Д. Архангельским и Н.С. Шатским, то, располагая сведениями об объеме фанерозойских вулканических пород на континентах, равном ориентировочно для всех континентов мира примерно 20,5 млн км³ (Лучицкий, 1980), можно различными способами попытаться экстраполировать эти данные на океаны. Наиболее простым является предположение о более или менее равномерной вулканической активности на всей поверхности Земли. В таком случае можно допустить, что объемы фанерозойских вулканических пород в океанах в 2 раза превышают объемы аналогичных пород, установленные для материков, пропорционально отношению поверхностей океанов и континентов. Это значит, что объемы этих пород в океанах составляют примерно 40 млн км³, а общий их объем на всей поверхности Земли достигает 60 млн км³. Если, кроме того, учитывать возможные потери материала при вулканических извержениях, которые могут в крайних и маловероятных ситуациях достигать 75% (Лучицкий, 1978), то возможно пятикратное увеличение объемов фанерозойских вулканических пород на всем земном шаре, которое составит, следовательно, 300 млн км³, в том числе на континентах около 100 млн км³ и в океанах 200 млн км³.

Однако при таком расчете роль вулканизма в океанах может быть сильно заниженной. Помимо того, что сейчас известны многочисленные вулканы на дне океанов, а буровые скважины почти повсеместно вскрывают базальтовые лавы, погребенные среди океанических осадков, либо перекрывающих эти лавы, либо переслаивающихся с ними, имеются еще и сейсмические профили океанического дна, позволяющие в общем виде представлять его глубинное строение. На этих профилях обычно выделяют три слоя: первый — осадочный, второй — вулканический и третий — базальтовый. Мощности этих трех слоев, по данным различных исследователей, колеблются (в км): первый — 0,3—0,7; второй — 1,3—2,0; третий — 4,3—4,5.

Конечно, названия "вулканический" и "базальтовый" слой условны, тем не менее можно предполагать, что некоторую часть второго океанического слоя действительно образуют вулканические породы, возраст которых может варьировать в пределах от мезозоя до кайнозоя, включая современную эпоху.

Как велика эта собственно вулканическая часть разреза второго слоя, установить пока невозможно, за отсутствием полноценных данных бурения (пока они фрагментарны). Но даже если допустить насыщение этого слоя вулканическими породами на 50% и определить среднюю его мощность равной 1,5 км, то и тогда объемы вулканических пород на океаническом дне окажутся огромными. Общая поверхность океанов составляет немногим больше 360 млн км². И если считать, что второй слой прослеживается в океанах повсеместно, то при такой его насыщенности вулканическими породами и мощности общий объем этих пород ориентировочно составит 270 млн км³. Это на порядок выше тех цифр, которые были приведены в первом расчете для материков, но всего лишь в 2,7 раза выше этих цифр, если внести поправку на рассеивание 75% вулканического материала в процессе извержений на континентах (20 млн км³ ×

×5=100 млн км³). Однако стоит представить себе насыщенность второго слоя вулканическими породами на 100%, как их общий объем увеличится до 540 млн км³ и превысит то, что известно для континентов, по максимальным расчетам, в 5,4 раза.

В приведенных расчетах вулканических пород океанов, в отличие от первого, остается, строго говоря, неизвестным возрастной интервал, в течение которого сформировались эти породы. Тем не менее данные о зональном строении океана относительно оси срединно-океанических поднятий и возрасте океанического дна по полосовым магнитным аномалиям могут способствовать определению возрастного интервала в пределах мезозой—кайнозой до современной эпохи включительно. В соответствии с концепцией плитной тектоники более ранние вулканические породы в океанах отсутствуют, что пока еще проблематично. Если следовать таким определениям возраста вулканических пород океанов, то почти трехкратное и, может быть, даже пятикратное (с лишним) превышение объемов в океанах по сравнению с континентами придется относить к последним 200 млн лет из общей 600-миллионной фанерозойской истории. Иными словами, при такой постановке вопроса окажется, что при сравнении данных по материкам и океанам необходимо будет предполагать огромные различия в активности вулканизма материков и океанов, достигающие 10—15-кратных превышений в океанах по сравнению с континентами. Однако все эти построения пока малонадежны вследствие того, что для океанов нет возможностей сейчас представить точную картину распределения вулканических пород для различных возрастных срезов и нет данных, позволяющих более или менее строго определить вариации мощностей вулканических пород.

Так выглядит в настоящее время общая картина распределения вулканических пород на земном шаре в фанерозое. Реально есть возможность уже сейчас дать общую оценку вулканической активности для континентов, если воспользоваться существующими геологическими картами и провести необходимые палеовулканологические реконструкции для различных периодов фанерозойской геологической истории. Тот же принцип построений может быть приложен и к изучению докембрийского вулканизма, хотя для докембрия это сделать труднее, так как на обширных пространствах докембрийские вулканические породы скрыты под чехлом более поздних отложений, во многих случаях подверглись сильному метаморфизму и их первичную вулканическую природу не всегда легко установить. Требуется развертывание соответствующих палеовулканологических исследований, сопровождаемых реконструкцией древних вулканических областей. Однако для океанов не только докембрийская, но и палеозойская история вулканизма остается недостаточно ясной. Возможно, как предполагается в концепции плитной тектоники, такой истории для современных океанов вообще не было. Но и для мезозойской истории общая эволюция вулканизма в океанах с позиций концепции плитной тектоники представляется очень однообразным процессом, неизменно сопутствующим без существенных

вариаций сравнительно равномерному раздвижению плит и образованию новой коры вдоль швов между ними, совпадающих, в частности, с осевыми зонами океанов. Основываясь на этих представлениях о мезозойской истории океанов, пока еще невозможно создать общую схему эволюционного развития вулканизма Земли. Для континентов же, опираясь на данные геологического картирования, разработка этой проблемы вполне возможна.

Хотя изучение глобальной эволюции вулканизма по данным, полученным для континентов, недостаточно для выявления общих закономерностей, свойственных всему земному шару, тем не менее именно для континентов, располагая сейчас разносторонней и наиболее полной информацией о распределении вулканических пород в пространстве и во времени, можно, во-первых, предложить конкретные принципы и методы разработки проблемы эволюции вулканизма в истории Земли, во-вторых, определить общую эволюцию вулканической деятельности и ее вариации в пределах континентов. Очевидно, что количественные оценки вулканической активности на континентах могут быть установлены с той точностью, с которой будут восстановлены контуры разновозрастных вулканических областей, основанные на данных геологического картирования, фациального анализа, изменений мощностей и т.д.

Что касается эволюции качественных признаков, характеризующих разновозрастные вулканические породы, то, конечно, легче было бы ее установить, если бы одни вулканические породы были свойственны древним, а другие — более молодым геологическим периодам. Однако не только главные типы пород, такие, как базальты, андезиты, риолиты и другие, но и второстепенные известны на всех этапах геологического развития Земли. Может быть, только коматиты могут быть отнесены к уникальному ряду пород или к ассоциации, характеризующей только или почти только наиболее древние этапы докембрийской геологической истории. Высказанные ранее (Лучицкий, 1973) надежды на существование пород-индикаторов, позволяющих определить типичные черты развития вулканизма в те или иные периоды геологического времени, на примере коматитов, могут быть, по-видимому, оправданы. Во всяком случае, и дальше поиск таких пород должен продолжаться.

Особенно важен поиск аналогичных индикаторов среди ассоциаций пород или их формаций. Следуя идеям, выдвинутым А.И. Анатольевой (1972, 1978) в отношении осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, среди них следует выделять три принципиально различных типа: сквозные, зарождающиеся и отмирающие. Сквозные — это ассоциации или формации пород, остающиеся неизменными или мало меняющимися на протяжении ряда геологических эпох; зарождающиеся — впервые появляющиеся в разрезе каменной оболочки Земли именно в данное время, в более древние эпохи неизвестные; отмирающие — те, которые, наоборот, были известны в более ранние периоды жизни Земли, а затем исчезли из разреза ее осадочной оболочки.

К сквозным вулканогенным формациям (Лучицкий, 1973) относятся базальтовые и трапповые серии, различия которых, свойственные

разным геологическим эпохам, в общем нехарактерны, хотя и для этих формаций впоследствии, возможно, удастся выявить определенные геохимические черты, типичные для разновозрастных серий пород. Впрочем, и сейчас в типичных трапповых формациях могут быть отмечены некоторые черты изменчивости, по-видимому позволяющие проводить различия между древними и более молодыми формациями. Так, древние трапповые формации, судя по тому, что о них сейчас известно, были более тесно связаны с глубинными корнями, образующими очень крупные подземные камеры, ныне имеющие вид крупных лополитов, в которых магма подверглась гравитационной дифференциации в масштабах, не сопоставимых с тем, что наблюдалось позднее. Эти камеры в прошлом располагались, несомненно, ближе к поверхности. Трапповые формации в древние эпохи часто располагались в таких прогибах, которые приобретали характер погребенных структур, тогда как более молодые формации сосредоточивались преимущественно на поднятых участках синеклиз и на их склонах.

Тип зарождающихся формаций представляют стратифицированные и нестратифицированные трахибазальтовые формации, возникшие и достаточно широко распространившиеся в девонское время и сохранившиеся позднее, вплоть до четвертичного периода. Нестратифицированные формации такого типа известны в Минусинском прогибе на юге Сибири, а также на плато Клайда в Шотландии, на Аравийском полуострове и в Эфиопии; Минусинский прогиб, по-видимому, пример наиболее древней формации рассматриваемого ряда. Здесь известны девонские ассоциации базальтов с натриевыми щелочными породами: эссекситами, трахидолеритами, своеобразными фонолитами, известными под местным названием берешитов, а также другими аналогичными породами. Характерен преимущественно эссекситовый характер самих базальтов. Трахибазальтовые формации плато Клайда принадлежат карбону, а Абиссинского (Эфиопского. — *Прим. ред.*) нагорья — относятся к более поздним образованиям третичного (миоцен-плиоценового) и отчасти четвертичного возраста. В Минусинском прогибе они по латерали замещаются трахириолитовыми сериями, в Восточной Африке — породами нестратифицированной калиевой щелочной формации. Нестратифицированные трахибазальтовые формации тоже типичны для поздних геологических эпох и принадлежат преимущественно третичному и четвертичному периодам времени. Состав их тот же, что и стратифицированных ассоциаций, но обычно более разнообразен, вследствие чего здесь более часто встречаются породы необычного типа. Типично эта формация представлена в Центральной Европе, где принадлежащие ей миоценовые, плиоценовые и четвертичные вулканические породы образуют серию разобщенных вулканических построек или их групп, распространенных на обширных пространствах перед фронтом альпийского горного пояса.

В Африке породы нестратифицированной трахибазальтовой формации имеются в системе рифтовых впадин, в Северной Америке они сопровождают восточный край Скалистых гор на всем протяжении, на севере Центральной Азии аналогичные породы наблюдаются и на

Байкальском своде, на юге Сибири, и на плато Дариганга в Монголии, и в районах Датуна, Малого и Большого Хингана в Китае. Эти породы есть также и на востоке Азии. Во всех этих районах, как и в Европе, возраст пород формации миоценовый до четвертичного. По-видимому, только в Минусинском прогибе наблюдаются наиболее древние породы нестратифицированной трахибазальтовой формации. В этом прогибе известны сравнительно немногочисленные верхнепалеозойские или более молодые нежки и дайки, которые секут нижнекаменноугольные и предположительно пермские отложения. Таким образом, приведенные данные указывают на возможность выявления примеров, позволяющих установить определенную изменчивость в общем развитии вулканической деятельности за период времени по крайней мере от верхнего протерозоя до современной эпохи.

К числу таких примеров могут быть отнесены, вероятно, также игнимбритовые формации. Хотя они известны на самых различных, в том числе докембрийских, стратиграфических уровнях, тем не менее в виде типичных стратифицированных формаций, возникших в связи с образованием огромных вулканических полей, ныне представленных спокойно залегающим чехлом, перекрывающим (например, в Новой Зеландии) обширные пространства, они распространены преимущественно на сравнительно высоких стратиграфических уровнях. Особенно они характерны для постолigoценовой эпохи, но имеются также на уровне, отвечающем среднему и верхнему палеозою. Для обоснования общей эволюции игнимбритовых формаций особенно необходимы соответствующие количественные подсчеты, на основании которых можно было бы строго выявить их общую эволюцию по крайней мере для системы континентов и островных дуг.

Сейчас можно говорить также о коматитовых сериях как типичных отмирающих формациях, широко распространенных в докембрии, преимущественно раннем, и практически исчезающих в фанерозое. Вообще выявление отмирающих формаций наиболее строго может быть осуществлено, по-видимому, путем сравнения молодых ассоциаций с теми, которые принадлежат более глубокому докембрию. В этой связи следует прежде всего сослаться на своеобразные черты развития вулканической деятельности в раннем докембрии, выразившиеся в образовании вулканогенно-кремнистых формаций, утративших значение в палеозойскую и тем более мезозойскую эпохи. Внимание должны привлечь и зеленокаменные формации, предшественниками которых являются в известной мере амфиболитовые формации. Однако здесь пока еще нет точных данных.

Заканчивая раздел, необходимо подчеркнуть, что проблема эволюции вулканической деятельности — одна из важнейших в современной геологии. Разработка ее, несомненно, отстает от общего уровня исследования процессов седиментации. В настоящее время складывается ложное представление о том, что такое отставание обусловлено отсутствием реальных признаков эволюции вулканической деятельности. Между тем дело заключается в том, что магматические, и в частности вулканогенные, породы обычно привлекают внимание как объекты, представляющие петрологический

интерес. В связи с этим большинство исследователей чаще всего ограничиваются изучением состава этих пород, лишь в малой степени затрагивая имеющие к ним отношение геологические проблемы.

На пути выяснения эволюции вулканической деятельности в истории Земли стоят две главные задачи: 1) приложение формационного метода к исследованию вулканогенных пород и 2) изучение хронологических закономерностей распределения вулканогенных пород и их ассоциаций (формаций) в разрезе осадочной оболочки Земли. Исследования, направленные на решение этих задач и сопровождаемые выделением зарождающихся и отмирающих формаций и определением хроностратиграфических интервалов их существования, могут явиться одним из наиболее эффективных методов выявления качественных необратимых эволюционных изменений в развитии вулканической деятельности в пределах всей системы континентов земного шара.

ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ*

Проблеме палеовулканологических реконструкций, впервые выдвинутой в 1966 г. (Луцицкий, 1966), сейчас посвящена уже довольно обширная литература. Опубликован ряд сборников, в которых эта проблема рассмотрена различными авторами. Выпущены в свет труды Всесоюзных палеовулканологических симпозиумов, где та же проблема подверглась всестороннему обсуждению. Таким образом, теперь можно располагать достаточно разнообразными сведениями о палеовулканологических реконструкциях вообще и о тех приемах, на которые опираются при их разработке. Однако главные положения, сформулированные при постановке проблемы в упомянутой выше работе 1966 г., а также в развернутом виде в "Основах палеовулканологии" (Луцицкий, 1971), сохраняют свое значение в настоящее время, и им подчинено дальнейшее изложение.

Следует подчеркнуть, что основой для разработки различного рода палеовулканологических реконструкций, так же как для фациального и формационного исследований, служит геологическое картирование. В зависимости от масштаба такого картирования палеовулканологические реконструкции могут существенно варьировать. Крупномасштабное картирование обеспечивает реконструкции отдельных вулканических построек или их элементов. При среднемасштабном картировании могут быть восстановлены либо самостоятельные постройки, либо их небольшие группы. Мелкомасштабные карты позволяют представить особенности строения более или менее обширных вулканических областей, на которых частные вулканические постройки могут быть показаны главным образом внемасштабными условными знаками.

Разномасштабные палеовулканические реконструкции призваны решать различные задачи, начиная с определения характерных черт

* Палеовулканология. М.: Наука, 1985. С. 124—168.

строения отдельных участков былых вулканических построек, особенностей строения более или менее значительных по размерам древних вулканов и кончая выявлением специфики ранее существовавших вулканических областей. Наиболее детальные разработки палеовулканических реконструкций отвечают целям геологической разведки месторождений полезных ископаемых, сопровождающих вулканическую активность. Обзорные палеовулканические построения позволяют анализировать глобальные проблемы, имеющие отношение к разработке прежде всего основной задачи палеовулканиологии — эволюции вулканизма в истории Земли. В целом палеовулканиологические реконструкции охватывают широкий круг построений, позволяющих представить развитие вулканической деятельности геологического прошлого во всем ее многообразии.

Детальный анализ материалов геологического картирования в целях палеовулканиологических реконструкций основан на сопоставлении разрезов, составляющем основу фациального анализа, а также на изучении состава пород и образуемых ими парагенезов, т.е. на формационном исследовании этих разрезов и ассоциаций вулканогенных пород, получивших отображение на геологических картах. В итоге такого анализа восстанавливаются былые контуры и выявляются особенности внутреннего строения древних вулканических построек и вулканических областей. Однако, когда речь идет о древних вулканах, не подвергшихся существенной денудации и не расчлененных деформациями, важное значение в процессе их реконструкции приобретают геоморфологические исследования, а в случае изучения древних вулканов планет земного типа, лишенных воздушной оболочки, такие исследования становятся ведущими. При этом следует иметь в виду, что используемые в соответствующих случаях методы анализа результатов аэрофотосъемки различных территорий, а также исследований Земли и других планет из Космоса могут быть широко использованы также для изучения различных срезов древних вулканических построек, вскрывающих глубинное их строение, выявляемое в процессе денудации.

Многообразие вопросов, возникающих в процессе разработки палеовулканиологических реконструкций, ставит перед необходимостью определения не только типичных черт вулканических извержений, происходивших в геологическом прошлом, но требует также особого внимания к выявлению характерных черт морфологии и внутреннего строения древних вулканов и вулканических областей, известных в настоящее время на земной поверхности и наблюдаемых на различных уровнях денудации, вскрывающих разные глубинные срезы изучаемых объектов. Не менее важны также другие палеовулканиологические реконструкции, связанные с воссозданием истории развития вулканической деятельности, ее энергетики, связей с процессами формирования геологических структур Земли и т.д. Соответственно ниже рассматриваются все эти вопросы, причем в необходимых случаях приводятся краткие сведения о некоторых особенностях современной вулканической активности, необходимые для понимания палеовулканиологических проблем.

Определение типа вулканических извержений

Определение типа вулканических извержений относится к простейшим видам палеовулканологических реконструкций, позволяющим выявлять типичные особенности тех процессов, которые способствовали образованию более или менее значительных скоплений продуктов вулканической деятельности, формирующих вулканические постройки. Такие реконструкции основываются преимущественно на петрографическом исследовании вулканогенных пород, а также на анализе условий их залегания. Возможности точной диагностики зависят от того, насколько четкими являются представления о современной вулканической деятельности, с продуктами которой сопоставляются древние породы или их ассоциации, а также от того, насколько полно изучены сами эти породы и их геологическое окружение. Когда имеется соответствующий прототип среди современных продуктов вулканической деятельности, можно более или менее успешно решить вопрос о типе извержений, в результате которых образовались древние породы. Но если, как, например, для игнимбритов и вообще для спекшихся туфов, фактически не известны бесспорные примеры современных извержений, то проблема истинной природы этих пород остается нерешенной и может еще долгое время быть предметом дискуссий.

Общезвестны типы извержений: вулканический, пелейский, стромболианский, гавайский, исландский и Усу. Каждый из них отличается некоторыми характерными признаками, которые следует здесь указать. Так, вулканический тип представляет эксплозивные извержения обычно огромной силы, сопровождаемые пароксизмальными взрывами, следующими после периода сравнительно продолжительного, иногда очень значительного периода покоя. В процессе извержения возникают обильные скопления пирокластического материала, образующегося за счет разрушения вулканической постройки, разнообразного по размерам обломков, как правило, уменьшающихся в размерах по мере удаления от вулкана.

Отличительной чертой пелейского типа обычно считают латеральный характер выброса пирокластического материала, вследствие чего пароксизмальный взрыв сопровождается образованием стремительного потока раскаленного воздуха, насыщенного газами и измельченной пирокластикой, а также системой предшествующих ему и одновременных с главным взрывом палящих туч (*nuees ardents*). Выбросы пирокластического материала представлены преимущественно, как и в случае вулканических извержений, так называемыми резургентными пеплами, т.е. пеплами, возникшими из материала старой постройки, сложенной затвердевшими лавами. Наряду с пеплом выбрасываются глыбы в десятки кубических метров. Извержения обычно завершаются формированием экструзивных куполов.

Стромболианский тип извержений исключительно устойчив, ритмичен, приводит к накоплению чередующихся лав и рыхлых продуктов (но не пеплов), состоящих преимущественно из свежей лавы и представленных грушевидными и кручеными бомбами, при падении

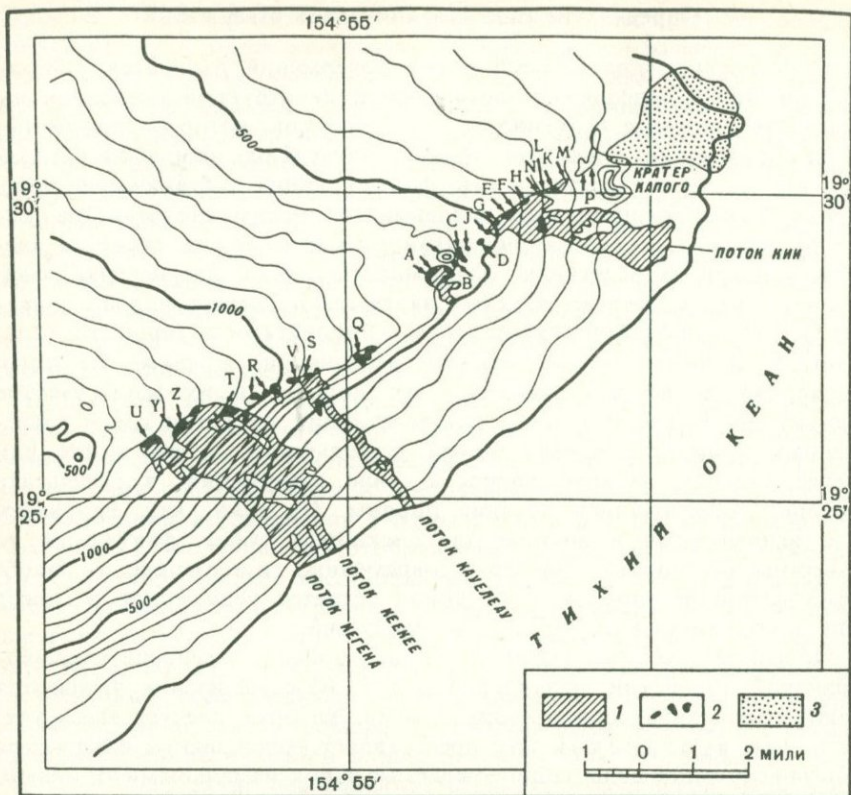


Рис. 1. Извержение Килауэа в 1955 и 1959—1960 гг., по Парсону (см. Лучицкий, 1971)
 1 — лавовые потоки 1955 г., 2 — лавовые потоки и шлаковые конусы извержения 1955 г., 3 — лавовые потоки 1960 г. Латинские буквы обозначают жерловины, время образования которых последовательно отвечает алфавитному порядку

образующими вследствие расплющивания лепешки, а также тончайшими обрывками той же лавы. Ритмические извержения сопровождаются взрывами умеренной силы и приводят к образованию однородных слоистых серий.

Типичные черты гавайского типа извержений определяются участием в них очень жидких лав базальтового состава, фонтанирующих и образующих так называемые огневые завесы (curtain of fire) или изливающихся из трещин и стекающих вдоль ложбин по склонам щитового вулкана (рис. 1). При извержениях образуются тончайшие лавовые нити, известные под названием "волос Пеле", по имени мифической богини Гавайских островов, или под названием "горной шерсти". Эксплозивная деятельность при этих извержениях не наблюдается, за исключением тех случаев, когда изливания лав прекращаются полностью и, как предполагают, подземные воды проникают в область распространения перегретых пород, вследствие чего может происходить бурное выделение паров, сопровождаемое взрывными явлениями (так называемые фреатические извержения). Такие эксплозии

редки в жизни гавайского типа вулканов и разделены интервалами более чем в сотни лет.

С гавайскими сходны извержения исландского типа. При этих извержениях жидкие базальтовые лавы вытекают из весьма протяженных трещин в огромных количествах и растекаются, образуя обширные лавовые поля. Лавовым излияниям сопутствуют более или менее мощные пепловые выбросы, совсем не характерные для гавайских извержений. Этот тип извержений считается особенно типичным для древних базальтовых вулканических плато.

Извержения типа Усу отличаются тем, что эксплозии при них сопровождаются значительными перемещениями сравнительно крупных блоков земной коры, вследствие чего возникают многочисленные центры извержений, расположенные вдоль прямолинейных или дугообразных трещин, отделяющих вздымающиеся участки блоков от окружающей местности.

Сравнивая различные типы извержений, известные по наблюдениям над современными действующими вулканами, нетрудно видеть, что далеко не просто и не всегда однозначно может быть определен былой тип извержений, устанавливаемый только по продуктам их деятельности и на основании изучения образовавшихся в процессе извержений накоплений. Естественные затруднения возникают при разделении вулканических и пелейских извержений, главные различия которых определяются ориентировкой обуславливающего их взрыва — вертикального (вулканский тип) или латерального (пелейский тип). Такие различия, в данном случае принципиальные, обычно невозможно установить, изучая строение и состав древних вулканогенных толщ. Также затруднительно отличить гавайские извержения от исландских, опираясь только на данные изучения древних продуктов вулканической деятельности. Во всяком случае, определяя тот или иной тип вулканогенных извержений по результатам изучения вулканогенных толщ, следует давать серьезное обоснование, позволяющее решать вопрос о типе извержений достаточно строго.

Особо следует остановиться на реконструкции типов извержений по данным изучения игнимбригов и других спекшихся туфов или так называемых туфолав. Природа этих пород сама по себе недостаточно ясна, образование их при современных проявлениях активности действующих вулканов не наблюдалось с необходимой строгостью. Поэтому дискусионен характер их происхождения — лавовый или пепловый. В этих условиях определять тип извержений только на основании изучения данных о распространении, строении и составе пород невозможно.

Реконструируя различные типы извержений, следует различать: возникли они на суше или под водой. В результате исследований рельефа и строения дна океанов и морей в настоящее время вырисовалась картина исключительно широкого распространения вулканических построек в той части земной поверхности, которая до недавнего времени считалась однообразной равниной, почти лишенной вулканической активности. Ныне только на дне Тихого океана

выявлено более 2000 вулканов конического строения, а всего их предполагается, по расчетам Менарда (Menard, 1964), около 10 000 высотой более 1 км. Установлена исключительная роль базальтовых покровов, слагающих не только верхнюю часть океанического ложа, но и, как предполагается, весь так называемый второй сейсмический слой. Впрочем, непосредственные наблюдения над современными подводными извержениями ограничены главным образом шельфовыми областями, где вулканы, по-видимому, мало отличаются от тех, которые сосредоточены на суше. Глубоководные же вулканические извержения, сопровождаемые преимущественно лавовыми излияниями, определяются лишь по данным о морфологии и составе застывших лав, т.е. прекратившихся, а не непосредственно наблюдаемых извержений. Однако среди древних продуктов вулканической деятельности бесспорно подводный тип извержений обычно устанавливается достаточно строго, потому что вулканогенные породы, наблюдаемые в разрезах, сопровождаются переслаиванием их с морскими осадками, нередко содержащими палеонтологические остатки, однозначно определяющими подводное происхождение вулканогенных пород.

Строгое определение типа вулканических извержений требует достаточно обстоятельного и внимательного исследования, направленного на выяснение характерных особенностей вулканогенных пород, их строения и состава сопутствующих им осадочных образований и т.д. Поэтому при недостаточно полном описании можно, в сущности, выделять среди продуктов вулканической активности только такие, которые возникли под влиянием эксплозивной деятельности вследствие излияний лавы на поверхность или в результате экструзий. Иначе говоря, изучая древние вулканогенные породы, можно говорить только о вероятном механизме извержений, в результате которых они возникли, — эксплозивном, связанном со свободным излиянием лавы или с ее выдавливанием, но не о стромболианских, вулканских и других извержениях.

Для более или менее полного исследования типа вулканических извержений геологического прошлого необходимы знания не только петрографических черт пород, но и характерных разрезов вулканогенных толщ, пространственного размещения этих пород относительно древних вулканических центров, а также другие данные. Таким образом, требуется совокупность сведений, по которым могут быть определены характерные особенности происходивших в прошлом извержений. Только располагая этими сведениями, можно проводить сравнения древних вулканических извержений с известными в настоящее время.

При строго поставленном исследовании всегда видна неполнота данных, требуемых для сравнения вулканических извержений, древних и современных, а также степень обоснованности развиваемых представлений и их точность. Примеры подобных строгих исследований известны в трудах А.Н. Заварицкого (1944, 1945, 1947а), посвященных происхождению игнимбритов Армении, в работах Вильямса по реконструкции вулкана Мазама (Williams, 1941b, 1942), а также

в других исследованиях. Во всех этих работах восстанавливается истинная картина вулканических извержений геологического прошлого на основании всесторонних геологических данных, включающих наряду с петрографическими материалами сведения об условиях залегания пород, их распространении, изменчивости фаций и мощностей вулканогенных толщ, которым они подчинены, и т.д.

Морфология современных вулканов и проблема кальдер

Реконструируя древние вулканические постройки и различные их группы, включая вулканические области, необходимо ясно представлять главнейшие черты морфологии современных вулканов. Это вполне естественно, так как, во-первых, следует знать, на что должно быть направлено исследование и что должно быть реконструировано, а во-вторых, только в процессе сравнения с современными объектами могут быть выявлены главные отличительные черты древних и современных вулканов и вулканических областей, т.е. установлены основные черты изменчивости сравниваемых объектов во времени, определяющие направление их эволюции.

Хорошо известны как положительные, так и отрицательные формы современных вулканических построек. В сложном многообразии взглядов на вопросы систематики главных особенностей их морфологии следует при палеовулканологических реконструкциях учитывать лишь те наиболее характерные признаки этих вулканов, которые имеют существенное значение для поставленных целей. В таких именно палеовулканологических аспектах систематика современных вулканов была рассмотрена в связи с разработкой основ палеовулканологии (Луцицкий, 1947), и с некоторыми уточнениями в кратком виде она может быть здесь представлена.

Среди положительных форм современных вулканических построек можно различать слоистые и шлаковые вулканические конусы, щитовые вулканы и вулканические плато, а также вулканические куполы.

Слоистые вулканические конусы, или стратовулканы, относятся к ряду полихостных, высоко насыпанных построек с чередующимися слоями рыхлого (тефрового) и лавового материала. В континентальных условиях они достигают нескольких километров в высоту, склоны их наклонены под углом от 30 до 40° к горизонту. В основании они могут занимать площадь с сечением 12-15 км, а с учетом обычно опоясывающего их шлейфа — 20—25 км, т.е. более 150 км², что отвечает объему примерно 200 км³. Таковы, например, размеры одного из самых крупных континентальных вулканов — Ключевской сопки на Камчатке. Размеры подводных вулканов еще более значительны: так, при высоте до 4000 м и пологих склонах (около 20°) они имеют площадь основания около 4000 км² с сечением 20—25 км и объемом около 570 км³ (например, подводные вулканы Хендерсон, Скриппс, Джаспер).

Шлаковые вулканические конусы обычно значительно меньше по размерам. Высота их измеряется немногими десятками метров, иногда достигает сотни метров и сравнительно редко оказывается еще более значительной. Такие конусы часто располагаются на склонах крупных стратовулканов либо концентрически, либо следуя радиальным направлениям. Однако нередко случаи рассеивания их вдоль более или менее обширных депрессий, например Ключевской доли, где эксцентрическая деятельность крупных вулканов привела к образованию более 300 шлаковых конусов, сосредоточенных на площади 49×90 км. удлинненной в северо-восточном направлении, параллельно простираю главным структур Камчатки. По данным А.Н. Сирина (1968), можно соответственно различать эксцентрическую деятельность адвентивного и ареального типов. Он подчеркнул, кроме того, что в поле распространения эксцентрических куполов обычны также экструзии. Внутреннее строение шлаковых конусов может существенно варьировать; наряду с собственно шлаковыми накоплениями могут формироваться рыхлые конусы со стержнем спекания и конусы с лавовым стержнем. Отсутствие связей шлаковых конусов с крупными вулканическими постройками достаточно характерно также для сравнительно молодых вулканов Гегамского хребта в Армении. Конические постройки постоянно сопровождаются околосвершинными углублениями — кратерами, размеры которых могут сильно варьировать в зависимости от величины конусов. Наиболее крупные достигают 2—2,5 км в поперечнике; большего размера вулканические депрессии, имеющие циркообразные формы, обычно называют кальдерами и относятся к ряду структур, возникающих вследствие обрушения, тогда как обычные кратеры (впрочем, далеко не все) считают результатом взрывов. Кратеры представляют собой прямое продолжение уходящего от них на глубину канала (conduit), образующего жерло; через которое извергается на поверхность глубинный материал. Внутри большого кратера может быть расположено несколько каналов (пример — вулкан Стромболи); в период покоя вулкана заполняемых отвердевшим лавовым материалом, образующим закупоривающую их пробку.

Внутри крупных депрессий нередко образуются небольшие вулканические конусы, а в итоге особенно крупные депрессии могут представлять обширные циркообразные впадины, в центре которых размещаются обычные вулканические конусы разнообразных размеров. Весьма крупные циркообразные впадины, опоясывающие вулкан, имеют либо вид, характерный для Пико-де-Тейде на о-ве Тенериф, где высокая коническая постройка действующего вулкана находится в центре округлой депрессии, окаймленной крутыми обрывами, либо вид, свойственный окружению Везувия, современный конус которого опоясан полукольцом соммы, но почти сросся с ней и отделен только сравнительно узкой полосой сохранившегося от разрушения дна депрессии (кальдеры), известного под названием Атрио-дель-Кавалло.

Разрастание молодого конуса внутри кольцевой депрессии, опоясывающей вулкан, может привести к почти полному срастанию ограничивающей депрессию эскарпа (обрыва) с конусом; эскарп тогда

приобретает вид кольцевого вала, опоясывающего вулканический конус, подобно тому, как это наблюдается на склонах вулкана Авачинская сопка на Камчатке, а также многих вулканов Индонезии и других районов мира.

В целом нет, в сущности, ясных, морфологически определенных границ между кратерами и кальдерами, как нет различия и между эскарпами, ограничивающими кальдеру, и соммой вулкана, представляющей горную гряду, окаймляющую вулкан, подобно сомме Везувия. Вряд ли можно проводить различия между кратерами и кальдерами также и по тому признаку, что кратеры образуются в связи с процессами аккумуляции, а кальдеры являются деструктивными формами рельефа. Аккумуляция и деструкция протекают во время вулканических извержений одновременно, поэтому и здесь строгие границы не могут быть указаны, так как невозможно установить, когда закончились процессы аккумуляции и началась деструкция вулканической постройки.

Щитовые вулканы и вулканические плато имеют общие черты строения, связанные с принадлежностью их к ряду полихорных, одновременно также полихитных (полихитос — обильно разлитой) вулканических построек. Щитовые вулканы отличаются присутствием центрального канала, с которым связаны трещинные питающие каналы. Среди таких вулканов имеются не только полихорные постройки, обширные и весьма протяженные, но и их эмбрионы, имеющие сравнительно малые размеры. Среди вулканических плато, формирующихся вследствие трещинных, как обычно предполагают, извержений, известны не только широко распространенные базальтовые, но также игнимбритовые или риолитовые. Оригинальный тип представляет фонолитовое вулканическое плато рифтовой системы Восточной Африки. Относительно игнимбритовых или риолитовых плато трудно сказать, сложены ли они лавовыми покровами или возникли вследствие эксплозивных извержений и выброса в воздух пирокластического материала. Поэтому не все вулканические плато, по-видимому, могут быть отнесены к полихитному ряду.

Типовыми примерами щитовых вулканов являются вулканические постройки Гавайских островов и их аналоги, известные среди постгляциальных угасших вулканов Исландии. Такие вулканы построены преимущественно или почти исключительно из лав и возникают в результате излияний, сопровождаемых эксплозиями лишь в ограниченной степени. В процессе излияний сравнительно легко растекающиеся лавы, имеющие базальтовый состав, распространяются на большие площади, вследствие чего мощности отдельных покровов на краях снижаются до нескольких дециметров или даже сантиметров. В итоге многократных излияний образуется вулканическая постройка с очень пологими склонами, наклоненными под углом не более $10-12^\circ$ к горизонту, а к подножию до 4° и менее.

Размеры щитовых вулканов могут быть очень крупными. Так, Мауна-Лоа в группе сопровождающих его действующих (Килауза) и угасших вулканов возвышается на 4170 м над уровнем моря, а его подножие расположено на океаническом дне на 5000 м ниже этого

уровня. Таким образом, полная высота Мауна-Лоа превышает 9000 м. Соответствующий объем только надводной части постройки может быть определен примерно в 6,5 тыс. км³, а весь — около 25 тыс. км³. Щитовые вулканы Исландии несравненно меньше гавайских. Высота их обычно варьирует в пределах от 60 до 600 м и лишь в отдельных случаях (вулкан Хердубрейд) оказывается равной 1200 м. При средних углах наклона около 3° это дает примерные объемы построек до 750 км³.

Подобно коническим постройкам, в вершинной части щитовых вулканов располагается один или несколько кратеров, окруженных кальдерами. На Мауна-Лоа кальдера имеет размеры 2,8×5,6 км, на Килауэа — от 2,8×4 до 4×5,6 км. Размеры и глубина их варьируют в связи с тем, что дно кальдеры то заполняется лавой, то проседает, вследствие чего образуются террасовидные уступы. Глубина кальдер достигает 100—200 м. Стенки их отвесны. Кратеры внутри кальдер имеют вид колодцев, называемых пит-кратерами, т.е. шахтными кратерами, или кратерными колодцами. Размеры их около 60 м в поперечнике. Склоны щитовых вулканов обычно расщелены трещинами, вдоль которых располагаются небольшие адвентивные шлаковые конусы разбрызгивания, остающиеся после образования лавовых потоков, изливающихся из таких трещин и стекающих вниз по склону, распадаясь на отдельные рукава. Общая длина потоков может достигать нескольких десятков километров при ширине до 3—5 км и средней мощности от 5—10 до 15—20. Рифтовые трещины в сопровождении хорошо выраженных в рельефе эскарпов прослеживаются на расстояния, измеряемые десятками километров.

Вулканические плато лучше всего изучены на примере Исландии, а в более древних областях их представляют хорошо известные по разнообразным описаниям базальтовые плато Колумбийское в Северной и Параны в Южной Америке, Декана в Индии, Туле в Гренландии, Среднесибирское в нашей стране и так далее. Отличительные черты таких плато — исключительно широкое распространение базальтовых лав на огромных площадях, измеряемых многими тысячами квадратных километров, а также колоссальные объемы излившихся масс, достигающие многих сотен тысяч и даже превышающие 1 млн км³. Эти плато формируются преимущественно в результате деятельности трещинных излияний, но при участии, иногда значительном, также центральных излияний, сопровождаемых образованием более или менее многочисленных щитовых и иногда типа вулканических построек. Тиррель считал, что на ранних стадиях базальтовые лавы образуют щитовые вулканы и изливаются из их центральных каналов и отчасти через трещины на склонах построек; затем, когда плоский конус достигает пределов возможного роста, происходят обрушения вдоль концентрических сбросов, возникающих вследствие снижения давления со стороны глубинного расплава и вызывающих образование на поверхности кальдер. Дальнейшая эмиссия лав имеет место при трещинных извержениях на склонах вулканов и в промежутках между ними, а также вдоль рифтовых систем, которые определяют положение вулканов и пути

миграции их лав. Вольф (Wolff, 1929, 1931) также давно уже отмечал существование переходов между трещинными и центральными извержениями, формирующими базальтовые плато. Поэтому представляется малооправданной попытка выделить наряду с базальтовыми плато, возникающими в результате трещинных излияний, и вулканическими областями с вулканами центрального типа (вулканическими конусами) также еще и смешанный тип в качестве представителя особого типа вулканических плато. Базальтовые плато образуются в результате совместного действия трещинных и центральных извержений с варьирующей ролью каждого из участков общего процесса формирования системы сравнительно плоско залегающих покровов.

Риолитовые плато привлекали внимание широкого круга исследователей после того, как Маршалл (Marshall, 1935) опубликовал результаты изучения риолитов района Таупо-Роторуа в Новой Зеландии и выделил новый тип пород, названный им игнимбритами. Впрочем, подобные плато были известны и ранее, примером чему служит Йеллоустонский национальный парк в США. С названными регионами сравнима по объему извергнутых риолитовых масс, по-видимому, только область о. Тоба на Суматре, описанная Беммеленом (Bemmelen, 1925, 1939) как пример вулкано-тектонических депрессий; меньшего размера риолитовые плато имеются в районах Асо (Япония), Чирикау (Аризона), в горах Вэллис (Нью-Мексико), в Сан-Хуане (Колорадо) и других районах. Площади, занимаемые такими плато, достигают 100×150 км (Таупо-Роторуа) при мощности отдельных плащеобразно-залегающих игнимбритовых пластов 30—150 м, а общий объем извергнутых риолитовых масс оценивается в $70\,000$ км³. В области оз. Тоба на о-ве Суматра риолитовое плато занимает площадь около $20\,000$ — $30\,000$ км². Предполагается, что образование риолитовых плато связано с процессами проседания обширных территорий над скрытыми на глубине магматическими камерами. Котс (Coats, 1968) предложил называть риолитовые плато леколитами (lekos — тарелка, впадина, ложбина). Этим названием он обозначает более или менее изометричные прогибы (бассейны), заполненные полого лежащими риолитовыми пластами с почти плоской современной поверхностью, несколько вогнутой в центре. Диаметр такого прогиба значительно больше глубины.

О нефелиновых плато пока известно сравнительно мало. Единственным эталоном такого рода вулканических построек может служить нефелиновое плато, известное по краткому описанию Кинга (King, 1970). Он выделяет нефелиновое плато к ВСВ от оз. Виктория на территории протяжением около 400 км при ширине до 200—250 км. Плато образуют обширные потоки фонолитовых лав, излившихся, по Кингу, через систему трещин. Возраст фонолитовых лав определен в 11-14 млн лет; лавы подстилаются ранними базальтами рифтовой зоны и перекрываются трахитами, фонолитами и нефелинитами, среди которых наблюдаются реликты древних вулканических построек центрального типа, а затем — позднегерциническими базальтами.

Вулканические куполы, наиболее полно изученные Вильямсом (Williams, 1932в) и Лейденом (Leyden, 1936), представляют круто-

стенные вязкие протрузии лав, образующие более или менее ясно выраженные куполовидные массы вокруг своего выхода. Среди них можно различать выжатые куполы (plug domes), выполняющие жерла вулканов, эндогенные куполы, рост которых осуществляется, как полагает Вильямс, за счет расширения изнутри, и экзогенные куполы, образующиеся при поверхностных извержениях, особенно часто из центрального вершинного кратера. К выжатым куполам относятся твердые интрузии очень вязкой магмы, называемые также скальными иглами. Некоторые исследователи к вулканическим куполам относят также куполовидные вздутия, возникающие в процессе течения лавы (бескорневые куполы Ритмана, его же куполы течения и т.п.). К типичным примерам вулканических куполов относятся многие вулканические постройки Оверни, впервые описанные под этим названием Скропом, купол вулкана Пеле, сопровождаемый обелиском, возникшим после извержения 8 мая 1902 г., купол, образовавшийся при извержении вулкана Безымянного в 1956 г., и др.

Рассмотренные главнейшие типы вулканических построек, возникающих в процессе извержений и дающих положительные формы рельефа, могут быть достаточно определенно реконструированы по данным геологического картирования и изучения фациальной изменчивости вулканогенных пород в наблюдаемых разрезах. Более того, некоторые типовые формы таких построек, в частности вулканические плато, в значительной степени представляются более выразительными в тех регионах, где вулканическая активность прекратилась сравнительно давно. В особенности это касается базальтовых плато, примеры которых более наглядны среди относительно древних вулканических областей. Что касается нефелиновых плато, то пока единственным строгим их образцом служит южная часть рифтовой зоны Восточной Африки.

Среди отрицательных форм рельефа, обусловленных вулканической деятельностью, наряду с уже упоминавшимися кальдерами, иногда достигающими значительных размеров, могут быть названы также вулканические грабены и расселины, вулкано-тектонические депрессии и другие вулкано-тектонические структуры. Однако все эти формы (кроме кальдер) сами по себе представляют в большинстве случаев результат различного рода реконструкций, основанных на данных геологического картирования, составления разрезов, исследования фациальной изменчивости отложений и тому подобных построений. Поэтому заслуживают дополнительной характеристики только кальдеры как соответствующий тип вулканических построек, хорошо известный в областях распространения современных вулканов, который может служить эталоном для сравнения при изучении древних вулканических областей, где такие постройки могут быть реконструированы на основе специальных палеовулканологических исследований.

Морфология кальдер достаточно разнообразна, вследствие чего для них предложены различные классификации и разработаны разные варианты объяснения их происхождения. Вильямс (Williams, 1941a), наиболее детально изучавший кальдеры разных районов мира,

различал кальдеры эксплозивные, небольшие и весьма редкие (примеры Таравера в Новой Зеландии и Бандай в Японии); кальдеры обрушения типа Кракатау, Килауза, Катмай, Гленко; смешанные кальдеры обрушения, возникающие вследствие изменения формы или объема магматического тела на глубине; эрозионные кальдеры. Кальдеры типа Кракатау, по Вильямсу, образуются в результате повторных интенсивных кратковременных эксплозий, сопровождаемых массовыми выбросами пемзы и пепла, что вызывает истощение магматической камеры на глубине и проседание ее кровли. В случае, когда такое проседание кровли магматического очага происходит вследствие излияния лав на склонах вулкана или дайковых интрузий и внедрений силлов, что приводит к опорожнению центрального жерла, речь может идти о кальдерах типа Килауза. Пример кальдер такого типа — Ньямлагира, Мокуеовео и Аскья. Катмайский тип отличается, по Вильямсу, участием наряду с эксплозиями и обрушением стенок также процессов внутреннего растворения, выраженных в появлении контаминированных пород в окружении кальдеры. При обрушении кровли магматической камеры вдоль кольцевых трещин, с чем связано опускание цилиндрических блоков коры, можно говорить о кальдерах типа Гленко (Cloungh, Bailey, 1909).

В общую систематику отрицательных форм вулканического рельефа Вильямс вводил еще и криптовулканические структуры, вулканические грабены и расселины или трещинные трюги, а также различные вулкано-тектонические структуры — название, которое он применил к своей классификации вслед за Беммеленом. Однако происхождение криптовулканических структур постоянно вызывает дискуссии, и связь их с вулканической деятельностью во многих случаях ставится под сомнение. Что касается разного рода вулкано-тектонических структур, то их включение в единый ряд с кальдерами вряд ли оправданно. Эти структуры не имеют непосредственного отношения к вулканической деятельности. Они представляют результат сложного взаимодействия тектонических и магматических процессов, выявляемых на основе геологических построений, прилагаемых к элементам строения земной коры, формировавшихся длительное время, и таким образом, отнюдь не принадлежат к этапам структуры, возникшей в результате современной вулканической деятельности.

Рассмотренный ряд кальдер, намеченный Вильямсом еще в 1942 г., был существенно расширен им позднее совместно с Мак Бирнеем (McBirney, Williams, 1969; Williams, McBirney, 1979). В этом новом варианте систематики кальдер дано их определение как обширных вулканических провальных депрессий, более или менее округлой формы, с диаметром, во много раз превышающим расположенные в них жерловины. Размерами кальдера отличается от кратера, значительно меньшего, чем она, и представляющего конструктивную, а не деструктивную форму. Опускания размерами менее 1 км в поперечнике выделены в качестве пит-кратеров. Название "кальдерное опускание" (cauldrons), как указывают Вильямс и Мак Бирней, следует применять к кальдерам, образующимся, хотя бы частично, путем

пассивного погружения в обширный неглубокий магматический резервуар. Диаметр кальдерного опускания приближается или в некоторых случаях превышает размеры сопровождающего конуса, но имеются многие такие опускания, в которых нет крупных вулканов. Резких различий между кальдерами и кальдерными опусканиями нет; извержения на поверхности и опускание в неглубоко залегающую магматическую камеру типичны для тех и других. Принципиальное отличие состоит в том, что кальдеры сопровождаются обрушением, следующим за удалением магмы из глубинной камеры, тогда как кальдерные опускания представляют результат пассивного погружения кровли в стационарную или поднимающуюся вдоль трещин магматическую массу.

Общий ряд, охватывающий большинство, но не все кальдеры в новом варианте Вильямса, совместно с Мак Бирнеем, включает семь типов: Кракатау, катмайский, Вэллис, гавайский, галапагосский, Масайя и Атитлан. Тип Кракатау образуется при опускании вершины крупного сложного вулкана вслед за эксплозивным извержением из одного или нескольких жерл, в некоторых случаях — из дугообразных трещин на его склонах. Объем выбросов обычно значительно меньше 100 км^3 . Катмайский тип представляет результат обрушения вследствие дренирования центрального магматического резервуара, питающего новые вулканы или трещинные извержения вне пределов основания конуса. Тип Вэллис возникает вследствие опускания вдоль дугообразных трещин, независимо от ранее существовавших вулканов, одновременно с разгрузкой колоссальных объемов силикатной пемзы, обычно значительно больших 100 км^3 . К гавайскому типу относятся случаи обрушения вершины щитового вулкана на поздней стадии его роста. Первоначальное вздутие сменяется подземным дренированием основной магмы из-под вершинной области в рифтовые зоны и во многих случаях посредством боковых извержений лавы. Галапагосский тип также связан с обрушением, происходившим на последних стадиях роста базальтового щитового вулкана, но является следствием инъекций магмы и извержений лавы через окаймляющие трещины, расположенные близ вершины, реже через радиальные трещины на флангах щита. Тип Масайя возникает при постепенном опускании обширных неглубоких депрессий, занимающих центральную часть невысокого уплощенного щита; извержения через дугообразные и радиальные трещины вне кальдеры не происходят, и почти все лавы располагаются внутри сложного эскарпа. Тип Атитлан образуется при кальдерном опускании независимо от прежнего конуса, но сопровождается извержениями из вулкана близ его края или соседних трещин.

Весь этот перечень сам по себе интересен, но не вносит существенно новых сведений, позволяющих расширить перспективы палеовулканологических реконструкций. По-видимому, детали строения кальдер редко могут быть восстановлены с такой полнотой, чтобы можно было провести разграничения между представителями такого длинного ряда эталонов. Тем не менее знание этих эталонов может способствовать большей полноте проводимого палеовулканологического

исследования. Важно, кроме того, иметь некоторые общие представления, касающиеся дискуссий о строении и происхождении кальдер.

Новые веяния в систему общих представлений о строении кальдер внесли геофизические исследования, осуществленные в Японии, Индонезии, отчасти в Италии Йокоямой (Jokoyama, 1969, 1981; Jokoyama, Aota, 1965), на Гавайских островах — Коянаги с соавт. (Kojanagi, 1972). Эти исследования показали, что по гравиметрическим наблюдениям кальдеры могут быть разделены на две группы с типичными для них либо отрицательными, либо положительными аномалиями силы тяжести, сосредоточенными в центральной части депрессии. По мнению Йокоямы, первая группа кальдер отличается присутствием рыхлого пористого материала, богатого кремнеземом, заполняющего ранее образовавшуюся впадину. Для второй группы характерна аккумуляция на дне кальдеры плотного мафического материала. Расчеты Йокоямы привели его к выводу, что основание рыхлых накоплений в краевой зоне кальдеры первой группы очень полого наклонено к их центру. Все это позволило ему утверждать, что кальдеры первой группы образовались в качестве отрицательных форм рельефа прежде, чем они были заполнены рыхлым материалом. Общая история образования таких кальдер была объяснена Йокоямой в соответствии со взглядами Минато с соавт. (Minato et al., 1959), предполагавшими, что кальдера Сикоту, принадлежащая первой группе, образовалась вследствие извержения магмы через систему трещин, возникших вследствие расширения магматического очага, расположенного на сравнительно небольшой глубине. В результате сильнейшего извержения кровля магматического очага была разорвана на мелкие части и образовавшиеся обломки стали падать на дно возникшей кальдеры. В итоге кальдера была заполнена пирокластическим материалом того же типа, что и в ее окружении. Этот вывод Йокоямы принципиально противоречит представлениям Вильямса о том, что кальдера заполняется породами кровли магматического очага. Эти породы, как считал Вильямс, обрушиваются внутрь кальдеры вследствие утраты поддержки со стороны магматических масс, стремительно выбрасываемых из расположенной на глубине камеры при одновременной или многократных сильнейших эксплозиях.

Поддерживая взгляды Йокоямы, С. Арамаки (1977) отметил, что многие скважины, пробуренные в Японии на дне кальдер типа Кратер-Лейк, встретили породы цоколя на неожиданно небольшой глубине. Так, две скважины в кальдере Асо подскели граниты, в кальдере Хаконе бурением в ряде точек вскрыто третичное основание, а в кальдере Какуто на юге Кюсю достигнута древняя вулканическая толща. Поэтому Арамаки считает, что внутренняя структура вулканической постройки много меньше морфологически выраженной на поверхности депрессии. Он предполагает формирование магматического очага на глубине около 10 км, откуда вследствие лавинообразно развивающегося процесса вскипания выбрасываются через сравнительно узкое жерло пирокластические потоки. Так как вмещающие породы близ поверхности подвергаются

дроблению извергающейся магмой, то верхняя часть жерла приобретает форму плоской воронки, заполняемой пирокластическими потоками, а также резургентными обломками и глыбами.

Арамаки подверг сомнению возможность строгой оценки количества литоидных обломков в пирокластике, что является одной из существенных опор в построениях Вильямса. Однако ограниченная роль материала старой постройки в пирокластических потоках представляется достаточно наглядной на примере многих, в том числе и японских (Асо и другие), кальдер, а построения Йокоямы — Арамаки противоречат широко известным данным о повсеместно наблюдаемых крутых обрывах, ограничивающих кальдеры.

Построения Йокоямы вызвали соответственно возражения со стороны Вильямса (Williams, 1979). Он подчеркивал, что такие построения противоречат относительно малому количеству довулканических и других каменных выбросов вокруг кальдер, а также данным о реальном наличии крутых, а не пологих наклонов стенок кальдер и кольцевых комплексов. Кроме того, он указал на существование вариаций гравияномалий в различных кальдерах. Хотя для многих (по Йокояме, для большинства) кальдер, сопровождаемых сильнейшими пемзовыми извержениями, обычны отрицательные гравияномалии от 10 до 30 мгал, кальдера Кратер-Лейк имеет гравияномалию менее 5 мгал, а кальдера Апойо в Никарагуа — положительную аномалию 30 мгал. Для кальдер типа Кракатау, по Вильямсу, возможны как отрицательные, так и положительные гравияномалии, в зависимости от высоты первоначального конуса, а также от глубины залегания и состава пород основания. Большинство отрицательных гравияномалий, по его мнению, может быть объяснено немногими сотнями или немногими тысячами метров пемзовых отложений и обломков осадочных пород в основании кальдеры. Положительные гравияномалии от 40 до 100 мгал характерны для гавайских кальдер Мауна-Лоа и Килауэа (Kinoshita, 1965), а также Ленаи и Кауаи (Krivoy et al., 1965). Центр гравитационного максимума в большинстве случаев располагается на гавайских вулканах эксцентрически и может находиться за пределами ограничивающих разломов.

В заключение краткого очерка о кальдерах и кальдерных опусканиях отметим еще тип резургентных кальдер, выделенный Смитом и Бейли (Smith, Bailey, 1968). Представителями этого типа они считают кальдеры Вэллис, Крид, Сан-Хуан, Сильвертон, Лейк-Сити и горы Тамбер. Все подобные структуры — это преимущественно крупные (десятки километров в поперечнике) формы, в которых кальдерный блок после первоначального опускания был приподнят и образовал структурный купол. Принимая кальдеру Вэллис в качестве модели и учитывая данные по другим кальдерам, Смит и Бейли выделили семь стадий образования резургентных кальдер и кальдерных опусканий: 1) региональное вздутие (tumescence) и образование кольцевых разломов; 2) кальдерообразующие извержения; 3) кальдерное обрушение; 4) предрезургентный вулканизм и седиментация; 5) резургентное куполообразование; 6) главный вулканизм кольцевых

разломов; 7) заключительная деятельность фумарол и горячих источников.

Рассматривая происхождение резургентных куполов, Смит и Бейли считают маловероятным их образование над лакколитовой инъекцией или внедрившимся штоком и предполагают, что они возникают вследствие общего изгибания кальдерного блока под влиянием магматического давления. Магматическая резургенция может быть вызвана: 1) продолжающимся подъемом магмы, 2) гидростатической реакцией, 3) региональным прогибанием, вызывающим центрипетальное давление, 4) конвекцией и связанными с ней процессами, 5) возвратом к максимальному магматическому давлению. Образование резургентных куполов зависит, по Смицу и Бейли, от вязкости магмы, степени деформации кальдерного блока, отношения диаметра блока к его толщине, плотности блока, а также от других факторов. Поэтому такие купола наблюдаются не во всех кальдерах.

Приведенные данные позволили Смицу и Бейли поставить вопрос о пересмотре первоначальной классификации кальдер, предложенной Вильямсом (Williams, 1941a). Они считают, что вулканические структуры обрушения образуют две группы: 1) ассоциирующиеся с мафическими щитовыми вулканами (тип Килауза, по Вильямсу) и 2) ассоциирующиеся с различными вулканами и отличающиеся тем, что их возникновению предшествуют или его сопровождают извержения пемзы и пепла (тип Кракатау, по Вильямсу). Вторую группу они считают возможным разделить на: 2а) кальдеры, в которых обрушение сопровождается хаотическим расчленением опущенного блока (Кракатау), и 2б) кальдеры с когерентным блоком, опущенным вдоль кольцевых разломов. Резургентные кальдеры в этом ряду представляют особый случай или тип конечного генетического развития группы 2б. Подразделения 1, 2а, 2б считаются, по представлениям Смита и Бейли, расширенной версией классификации Вильямса с одним отличием: группа 2б охватывает только часть типа Гленко, включающую у Вильямса все классические кальдерные опускания и кольцевые комплексы.

Существенно новым со времени появления обзора кальдер, предложенного Вильямсом в 1941 г., было, по Смицу и Бейли, обнаружение спекшихся туфов в ассоциации с классическими кальдерными опусканиями и кольцевыми структурами. Подобные туфы сейчас известны в кольцевых структурах грабена Осло, в кальдерных опусканиях Сильвертона, в Северном Квинсленде (Branch, 1963, 1966) и описаны в кальдере Гленко. В связи с этими относительно новыми данными Смит и Бейли поставили вопрос о причинах различий строения кальдер типа Гленко и Кракатау и высказали предположения о том, что в дальнейшем большинство кальдер мира окажется принадлежащим группе 2; в таком случае кальдерные опускания и кольцевые комплексы можно будет рассматривать как субвулканические эквиваленты кальдер этой группы.

Изложенные данные о существующих подходах к систематике кальдер важно учитывать при палеовулканических реконструкциях в связи с тем, что многие их тех признаков морфологии

кальдер, которые указываются различными исследователями в качестве типовых, отличающих одни кальдеры от других, могут быть выявлены в процессе изучения древних вулканических областей. Однако следует иметь в виду, что многие из указываемых в классификациях форм кальдер сами по себе реконструируются на основе геологических данных, а не относятся к типу современных образований. В частности, это относится ко многим из тех кальдер и кальдерных опусканий, которые сопровождаются кольцевыми структурами и спекшимися туфами. Именно этот ряд структур не может рассматриваться в качестве эталонов современных проявлений вулканической активности, так как установлен, в сущности, в древних вулканических областях (район Осло, Квинсленд и др.).

Заканчивая на этом краткий очерк некоторых особенностей морфологии современных вулканических построек, следует подчеркнуть, что большинство рассмотренных черт морфологии может быть более или менее строго реконструировано на основе данных детального геологического картирования, хотя при этом могут возникать различные затруднения, особенно в связи с позднейшими деформациями вулканогенных толщ и их денудацией. Тем не менее в благоприятных условиях соответствующие реконструкции могут быть проведены и в пределах очень древних вулканических областей.

Палеовулканические реконструкции морфологии и внутреннего строения древних вулканов

Первичные формы сравнительно молодых вулканов, не затронутых позднейшими деформациями и денудацией, могут быть легко восстановлены путем непосредственных наблюдений, основанных на анализе топографических, аэрофотографических и других аналогичных материалов. Более древние вулканические постройки подвергаются эрозии и постепенно разрушаются, с течением времени утрачивая былые характерные черты свойственной им морфологии. Если, кроме того, вулканы деформируются, расчленяясь на отдельные блоки, то определение их первичной формы еще больше затрудняется и в этом случае приходится прибегать к различного рода реконструкциям, опирающимся на данные геологического картирования, фациального анализа и использование других методических приемов.

Однако внутреннее строение вулканов в процессе денудации становится более доступным прямому наблюдению; чем больше промежуток времени, в течение которого вулкан подвергается разрушению после его угасания, тем глубже вскрывается строение вулканической постройки. Для действующих же вулканов глубинная структура может быть лишь частично вскрыта вследствие эрозии или в результате крупных эксплозий, подобных тем, которые наблюдались на Кракатау, Безымянном и других вулканах. Аналогичную картину может дать и расчленение вулканической по-

стройки трещинами, такими, например, какие известны в Исландии или на склонах многих конических вулканов. При этом следует иметь в виду, что, хотя расчленение вулкана начинается еще в период его активности, тем не менее денудация в это время обычно не достигает подошвы вулканической постройки, а также зон, связывающих ее с глубинными питающими очагами, существование которых предполагается по совокупности всех данных о вулканической деятельности. Поэтому глубинное строение действующих вулканов может быть определено только по косвенным геологическим данным или на основании геофизических, преимущественно сейсмических наблюдений. Непосредственное изучение глубинных очагов этих вулканов возможно лишь путем бурения, которое пока практически не применяется, хотя вопрос о постановке соответствующих работ уже рассматривался, в частности, в нашей стране Сибирским отделением Академии наук СССР.

Древние вулканические постройки, подвергшиеся более или менее значительной денудации, дают срезы различной глубины, а поэтому представляют самостоятельную ценность в плане исследования глубинного строения вулканов и выявления их корней, уходящих в недра Земли. Однако здесь имеются свои трудности. Во-первых, чем глубже срез вулкана, тем более разоблаченными могут оказаться структуры верхней части постройки и глубинные элементы ее строения, вследствие чего для их сопоставления могут потребоваться косвенные данные. Во-вторых, если вулкан не был деформирован, то его срезы, расположенные ниже основания, вскрывают лишь те части постройки, непосредственная связь которых с выброшенными на поверхность продуктами извержений вообще не устанавливается. В-третьих, древние вулканические аппараты часто оказываются настолько сильно денудированными и деформированными в процессе существования, что расшифровка их строения становится затруднительной независимо от условий обнаженности. Таким образом, по мере перехода от верхних частей вулканической постройки к более глубоким, корневым, постепенно утрачивается возможность непосредственного сравнения тех и других и все большее значение приобретают косвенные сопоставления и гипотетические построения. В таких сопоставлениях главную роль часто играют уже не прямые отношения вулкана к его корням, а вулканических масс, накопившихся в результате длительного развития ряда вулканов, т.е. различного рода вулканических (или вулканогенных) толщ, к корневым зонам, связывающим эти массы с недрами Земли.

На разных денудационных срезах доступны изучению либо суперкрустальные, либо глубинные или интеркрустальные элементы строения древних вулканов. О суперкрустальном строении можно говорить, по-видимому, в том случае, когда первоначальный вид вулканической постройки либо совсем не изменен, либо подвергся лишь частичным и в общем незначительным преобразованиям. Обычно это относится к современным вулканам, реже — к вулканам более древним, но мало отличающимся по возрасту от

современных. Так, суперкрустальная структура великолепно сохранилась в третичных вулканах Армении, в вулканах Оверни и некоторых других районах мира. Что касается интеркрустальных структур, то их можно, вероятно, разделить на те, которые отвечают относительно более высоким и более глубоким зонам, а кроме того, выделять субкрустальные, или мантийные, корневые зоны. В этих наиболее глубоких зонах существенные преобразования первичного строения вулканической постройки осложняются наложением на нее метаморфических процессов, вследствие чего реконструкции первичных ее контуров должна предшествовать большая работа по восстановлению первоначального состава метаморфических пород, что само по себе далеко не всегда дает эффективные и однозначные результаты.

Тем не менее даже в областях распространения метаморфизованных пород докембрия детальные исследования позволяют реконструировать сохранившиеся первичные элементы древних вулканических построек. Большую работу в этом направлении в течение длительного времени проводят в Карельском филиале АН СССР под руководством В.А. Соколова (Соколов и др., 1978). Аналогичные палеовулканологические реконструкции появились также в Канаде (Clifford, McNutt, 1971) и стали широко привлекаться к поисковым работам в Австралии (Econ. Geol., 1981).

Древние вулканические постройки с корневыми зонами верхнего интеркрустального яруса обычно представляют собой, по словам Джаггара, "интрузии под вулканами" (Jaggar, 1974) или систему так называемых субвулканических тел в сочетании с вулканогенными породами, сохранившимися от денудации и деструкции в древнем вулканическом аппарате. Для срезов, отвечающих верхнему интеркрустальному ярусу, типично, таким образом, совместное нахождение интрузивных, излившихся и пирокластических пород в единой структуре. В блоках земной коры, не претерпевших значительного перемещения, связанного с общим изменением их пространственного положения, вулканические постройки меняют свой облик преимущественно в зависимости от эрозионного среза. В сильно разрушенных и расчлененных блоках отдельные части постройки разрываются и перемещаются, вследствие чего на одном эрозионном срезе совмещаются элементы, весьма разнородные по глубине образования. При наличии устанавливаемых наблюдениями непосредственных связей между интрузиями и излившимися или пирокластическими породами можно говорить о верхнем, а при их отсутствии — о нижнем интеркрустальном ярусе корневых зон древних вулканов.

Известны различные примеры палеовулканологических реконструкций для территорий, где вулканические постройки подверглись преимущественно денудации, сопровождавшейся деформациями лишь такого типа, которые обычны и для современных вулканов, т.е. связанных с эксплозиями, погружениями концентрических блоков над опустошаемыми при извержениях глубинными магматическими камерами и т.п. Такие примеры характеризуют преимущественно

древние и отчасти молодые платформы или области так называемой завершенной складчатости.

Один из наиболее ранних известных примеров соответствующих палеовулканологических реконструкций представлен в работах, посвященных изучению сильно разрушенных третичных вулканов Тулейской провинции, охватывающей обширную территорию, включающую, кроме Шотландии, также Северную Ирландию, Фарерские острова, Исландию, о-в Ян-Майен и протягивающуюся вплоть до берегов Западной Гренландии (рис. 2). На этой огромной территории, разобранной водами Атлантического океана, а в Гренландии на значительном протяжении перекрытой льдами, распространены преимущественно базальтовые лавы. Такой состав лав и их третичный, главным образом эоцен-олигоценый и лишь отчасти более поздний, возраст сближают отдельные участки Тулейской провинции, раскинутые на площади, простирающейся в общем в северо-западном направлении и имеющей около 3000 км в длину и до 1000 км в ширину.

Несмотря на общее господство базальтов, в пределах Тулейской провинции распространены также андезитовые, дацитовые и риолитовые лавы. Все эти разнообразные продукты извержений образовались в результате деятельности вулканов, глубинные срезы которых с корневыми зонами лучше всего изучены в Шотландии и Ирландии. Здесь они сосредоточены вдоль полосы северо-западного (близкого к меридиану) простираения, следующей от о-ва Арран на юго-востоке через Малл, Арднамерчен и Рум к о-ву Скай на северо-западе. Имеется также группа вулканических построек в Северной Ирландии, в зоне северо-восточного простираения, примыкающая к берегам Ирландского моря (рис. 3).

Для всей рассматриваемой территории типично кольцевое строение корневых зон третичных вулканов, сравнительно легко выявляемое по результатам картирования даек и по данным о распространении различных интрузивных пород: гранитов, полосчатых и массивных габбро и др. Хотя Джадд (Judd, 1881) ранее предполагал, что образование обширных лавовых полей происходило в связи с деятельностью щитовых вулканов, а Гики (Geikie, 1897) придавал значение трещинным извержениям, нет сомнений в том, что сосредоточенные в Западной Шотландии третичные интрузивные породы представляют, как подчеркивал Стюарт (Stewart, 1965), корни крупных центральных вулканов. В Шотландии имеется соответственно шесть таких центральных комплексов, содержащих многочисленные интрузивные тела, разнообразные по форме и составу. Для некоторых комплексов устанавливается перемещение активности с течением времени. На островах Скай, Арднамерчен и Малл имеется не менее трех таких центров, на Арране — два.

Вокруг некоторых центров былой активности располагаются кольцевые интрузии. Дугообразно изогнутые тела, состоящие из пород габбровового и гранитного ряда, от сотен метров до 1,5 км шириной, могут следовать параллельно одно другому или разделяться вмещающими породами; особенно хорошо они выражены на островах

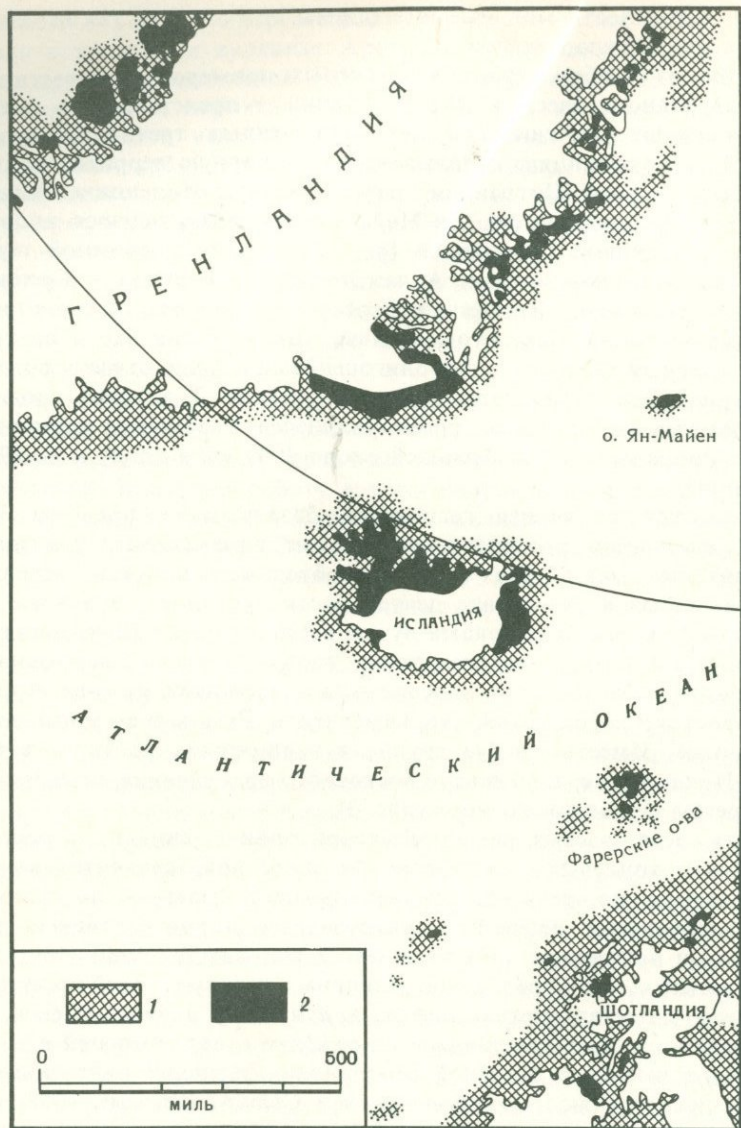


Рис. 2. Северо-Атлантическая провинция третичных изверженных пород, по Ричи (см. Stewart, 1965)

1 — глубины 0—100 фатомов, 2 — третичные извержения преимущественно базальтовых лав

Малл и Арднамерчен. Иногда расположенные ближе к центру тела оказываются более молодыми. Некоторые из этих тел являются типичными кольцевыми дайками, круто падающими в сторону от центра комплекса. Другая группа представляет серию конических слоев, наклоненных под разными, но преимущественно крутыми углами к центру комплекса и к некоторому фокусу, расположенному на

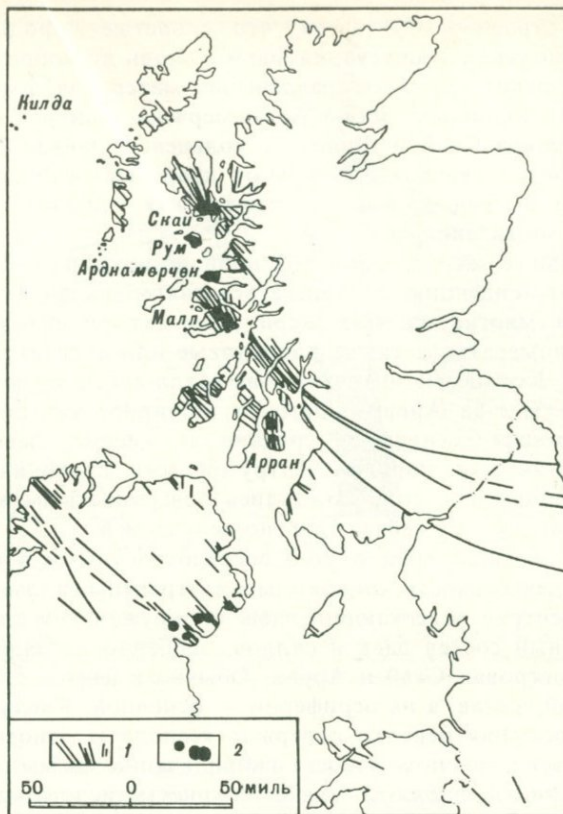


Рис. 3. Соотношения третичных северо-западных даек и третичных плутонов в Шотландии и Ирландии, по Ричи (см. Stewart, 1965)

1 — основные дайки и дайковые рои, 2 — центральные интрузивные комплексы

значительной глубине, достигающей 3 км. Взаимоотношения между этими интрузивными телами и механизм их внедрения изучены Андерсоном (Anderson, 1937). Предполагается, что конические слои возникают при подъеме расположенного в недрах магматического очага, а кольцевые дайки — при его опускании. Эти предположения подтверждены Андерсоном математическими расчетами, а автором и П.М. Бондаренко (1974) — также экспериментально. Общей чертой центральных комплексов Шотландии следует считать крайнее разнообразие состава свойственных им интрузивных пород. Среди них имеются граниты, кварцевые габбро, эвкриты и другие габбро (полосчатые и массивные), а также дуниты, а из серии гипабиссальных и эффузивного облика пород — долериты, тешениты, кварцевые долериты, микродиориты, трахиты, риолиты, фельзиты и обсидианы, а в некоторых случаях ультрабазиты, образующие дайки и силлы. Отдельные крупные плутонические тела на островах Рум и Скай представлены пластовыми интрузиями перидотитов, алливалитов, эвкритов и габбро, имеющих расслоенное, как предполагается, грави-

тационное строение. Считается, что слоистые породы возникают вследствие подъема и опускания магмы вдоль дугообразных трещин. Признаки гравитационного разделения материала имеются также в интрузиях, подобных габбро Арднамерчена и пикрит-тешенитовым силлам островов Скай и Шант. В кольцевых дайках на о-ве Малл обнаруживаются переходы кверху от кварцевых габбро через средние породы к гранофирам, что также, как считают, вызвано гравитационными явлениями.

Эксплозивные жерла, сопровождающие интрузивные комплексы, часто имеют тенденцию располагаться тангенциально к центрам активности, и многие из этих жерл содержат риолитовые или трахитовые агломераты, а также риолитовые или андезитовые обсидиановые лавы. Кольцевые интрузии о-ва Малл ассоциируют с кальдерами, а граниты о-ва Арран занимают обширное кальдерное опускание, содержащее основные, средние и кислые лавы, интрузии и пирокластические породы. Интрузии всех плутонических комплексов, по-видимому, сопровождались поверхностным вулканизмом, хотя большинство лав сейчас удалено денудацией.

Наряду с комплексами пород, сосредоточенными в центрах вулканической деятельности, широко распространены силлы и дайки, удаленные от центров, пересекающие лавы на окружающем плато. Типичен также сложный состав даек и силлов, особенно наглядно прослеживаемый на островах Скай и Арран. Обычно в центре для них характерен кислый состав, а на периферии — основной. Кислые части даек близ их скрещения нередко содержат ксенолиты основных пород и обнаруживают различную степень гибридизации магмы, а в основных частях даек иногда наблюдаются ксенокристы кислого материала. Все это приводит многих исследователей к выводу об одновременном существовании кислых и основных магм, хотя в ряде случаев интрузии кислой магмы следовали явно после основных. Имеются также предположения о том, что происходил процесс переплавления и мобилизации кварцевых порфиоров при подъеме основных магм. Во всяком случае, известно, что на рассматриваемой территории во многих интрузиях обнаруживается тесная ассоциация кислых и основных пород. Некоторые тела, сложенные основными породами, пронизаны сетью жил кислого состава. Часто встречаются также малые тела гибридных пород диоритового состава, которые могут, как писал Стюарт (Stewart, 1965), представлять результат инкорпорации кислого материала основной магмой, основного материала кислой магмой или являться смесью двух магм разного состава. В целом для региона характерно сосредоточение разного состава интрузивных и вулканических комплексов в пределах корневых зон древних вулканов.

Реконструкции отдельных вулканических построек позволили выявить типичные черты некоторых из них. Наиболее наглядна реконструкция, представленная М. и Д. Ричи и др. (Richey J., 1930; Richey M., 1961) для вулкана о-ва Малл (рис. 4). Здесь наблюдается сложная последовательность лавовых образований, включающая широко распространенные платобазальты и подчиненные им лавы, сосредоточенные в кальдере древнего центрального вулкана. После

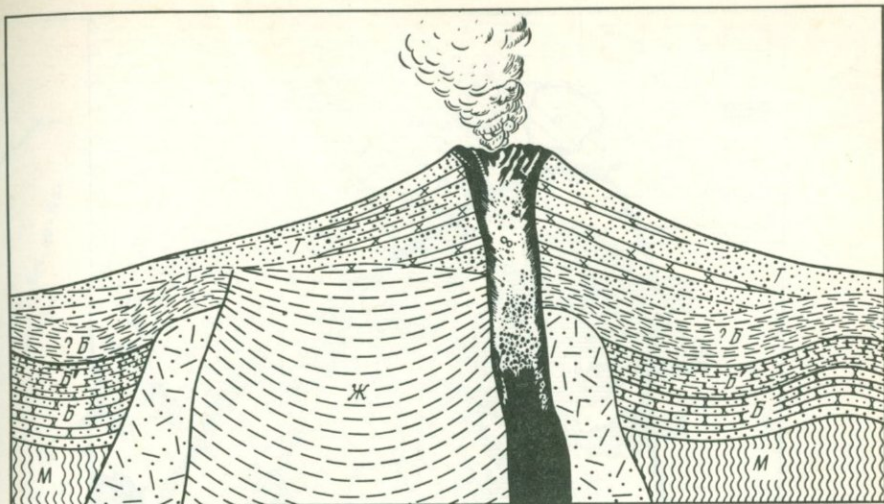


Рис. 4. Реконструкция вулкана о-ва Малл в ранней кислой эксплозивной фазе, по Ричи (см. Stewart, 1965)

М — сланцы Мойн, перекрытые мезозойскими слоями; *Б, Б', ?Б* — третичные базальтовые лавы вулкана Малл (*Б* — группа плато, *Б'* — центральная группа, *?Б* — лавы предположительно более поздние, чем *Б'*; уничтоженные денудацией); *Г* — гранофиры, внедренные в базальтовую кальдеру и создавшие периферическую складчатость; *Ж* — раннеэксплозивное жерло, созданное кислой (риолитовой) магмой; *Т* — предполагаемые пеплы и риолитовые лавы вулканического конуса (уничтожены денудацией)

экструзии центральных лав ранняя кальдера превратилась в центр интрузий большого числа разнообразных крупных и малых тел. Позднее центр активности дважды менялся, перемещаясь на север, сначала до местности, расположенной около Бейн, а позднее до Лохба, где кольцевая дайка внедрилась вдоль края сложного кольцевого сброса, окружающего блок, опустившийся примерно на 1000 м (поздняя кальдера).

Главная интрузия и сопровождающие ее жерла разместились вокруг трех последовательных центров ранней кальдеры. Они включали многочисленные крутые кольцевые интрузии и конические слои, а также множество других тел. Вокруг области, включающей эти центры, интрузивные породы и лавы подверглись пневматолитовым изменениям. Даже в поздних дайках, секущих кольцевую дайку Лохба, обнаруживаются соответствующие изменения. Общий характер палеовулканологических реконструкций, проведенных Бейли и его коллегами (Bailey et al., 1924) для древних вулканов о-ва Малл, показан на рис. 5, изображающем геологическое строение местности, положение опустившихся кальдер и области, подвергшиеся пневматолиту. Интрузии ранней кальдеры изображены на рис. 6.

На о-ве Арднамерчен имеется аналогичный кольцевой комплекс. По данным Ричи (Richey, Thomas, 1930), он принадлежит трем центрам активности, сменившим друг друга с течением времени. Наиболее ранний, самый восточный центр отличается эксплозивным жерлом, в котором содержатся средние и кислые породы, а также более позд-

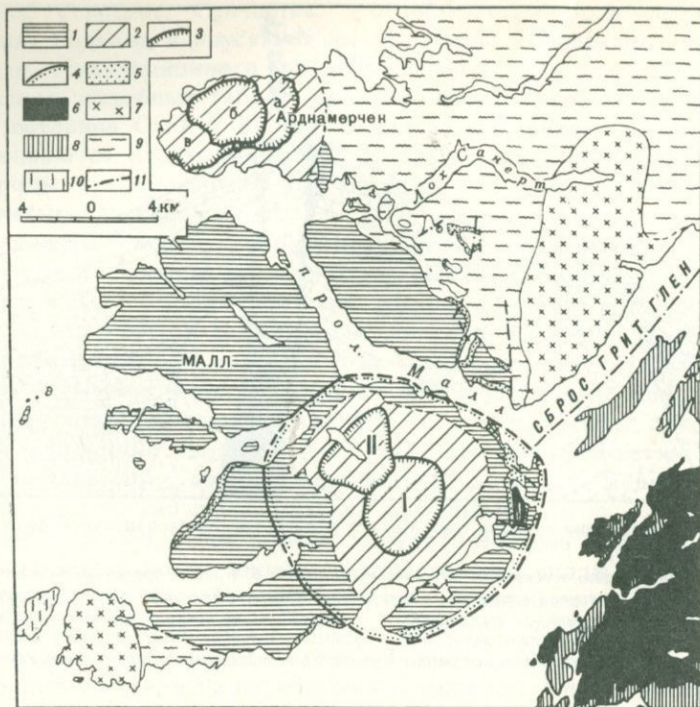


Рис. 5. Область Малл — Арднамурчен, по Стюарту (Stewart, 1965)

1 — третичные базальтовые лавы за пределами центрального интрузивного комплекса, 2 — третичные изверженные породы центрального интрузивного комплекса (границы приблизительные), 3 — края кальдер проседания (Малл) и глубинного жерлового комплекса (Арднамурчен), 4 — границы пневматолита вокруг Центрального Малла, 5 — мезозойские отложения (включая верхнекарбоновые в бухте Иннин-море), 6 — лавы и отложения нижнего Олд-Ред, 7 — каледонские граниты, 8 — сланцы Даллпредиан, 9 — гнейсы и сланцы Мойн, 10 — гнейсы Льюзиан, 11 — разломы; I—II, а—в — центры кольцевых структур

ними коническими слоями. Следующий, более западный центр содержит две группы конических слоев и многочисленные крутостенные кольцевые интрузии преимущественно габбрового состава. Наиболее поздний центр, лежащий между двумя более ранними и секущий их, включает главным образом концентрическую серию габброидных и эвкритовых колец с узкими телами средних пород в центре.

К корневым зонам третичных вулканов принадлежит также центр вулканической активности о-ва Скай, и к ним могут относиться еще и кольцевые интрузии и конические дайки островов Рум и Арран. Во всяком случае, общая картина тесной связи интрузивных тел, расположенных в центральной части комплексов, с лавами, кольцевыми и коническими дайками, а также сочетание в этих телах различных по составу пород составляют наиболее типичную черту рассматриваемой серии центральных вулканических комплексов, представляющих корневые зоны третичных вулканов Шотландии, вскрытых на глубину, вероятно, не меньше 3—5 км ниже их бывлой подошвы.

К числу давно и хорошо изученных примеров наиболее полно

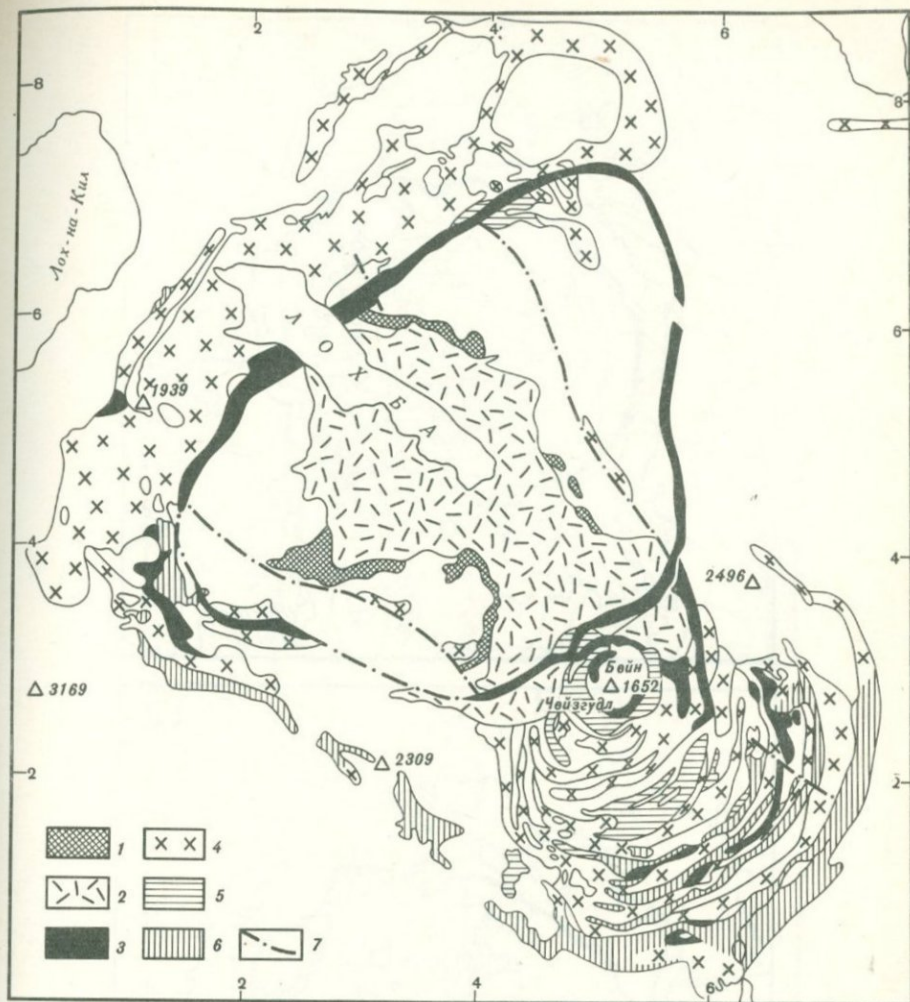


Рис. 6. Карта кольцевых даек о-ва Малл, по Дэли (1936)

Центральные интрузии: 1 — фельзиты Глен Кэннел, 2 — гранофиры Глен Кэннел; кольцевые дайки: 3 — фельзиты, 4 — гранофиры, 5 — кварцевые долериты, 6 — кварцевые габбро; 7 — разломы

и надлежащим образом документированных вулканов, имевших в прошлом коническую форму и реконструированных весьма строго Вильямсом (Williams, 1932a, 1941b, 1942), относится вулкан Мазам в Каскадных горах (США). Этот пример может интересовать прежде всего с точки зрения системы доказательств, привлеченных к выяснению первоначальной морфологии подвергнувшегося разрушению вулкана, на месте которого сейчас сохранилось только кратерное озеро (Кратер-Лейк), а кроме того, для объяснения процесса, создавшего главные черты морфологии этого вулкана и его кальдеры. В данном случае Вильямсом прежде всего были предприняты меры к выяснению того, как выглядела вулканическая область перед образованием вулкана

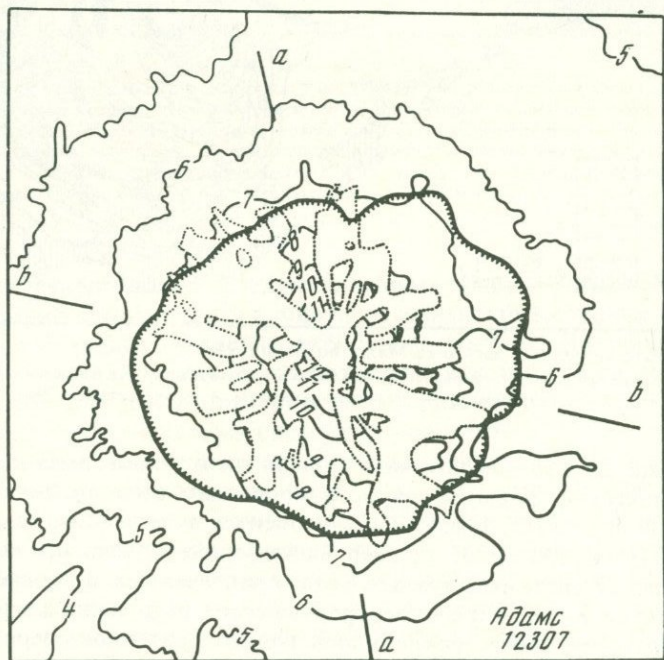
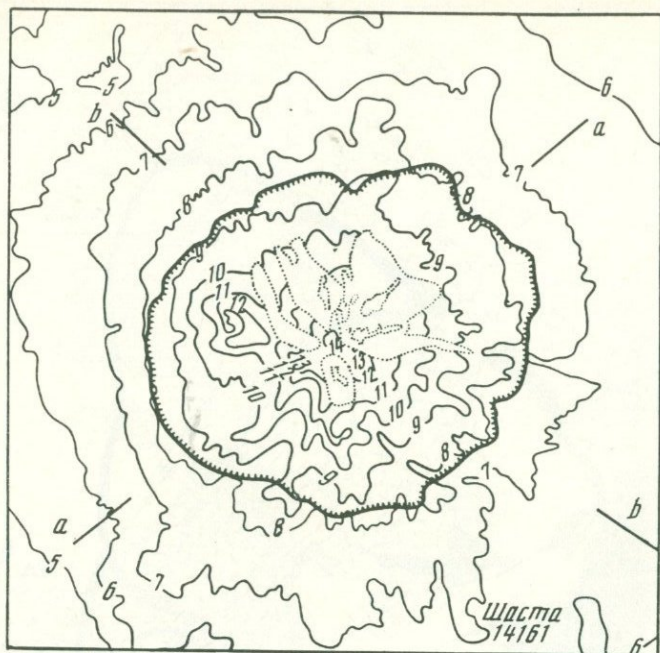
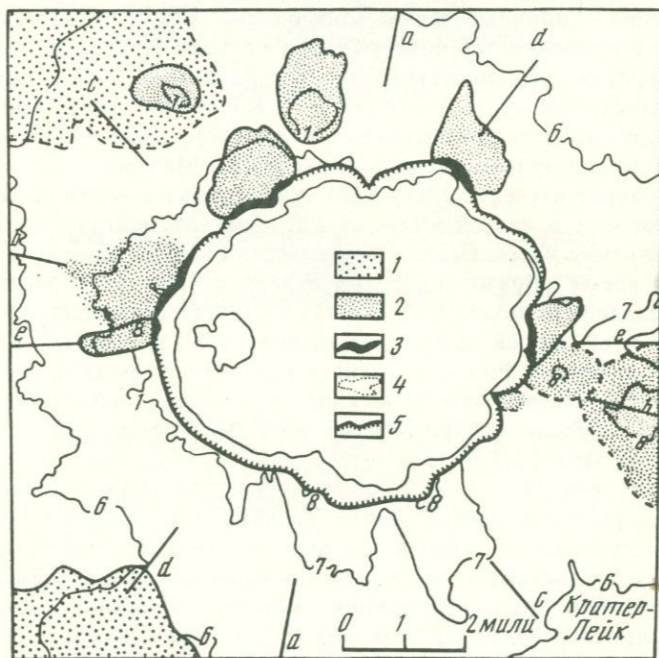
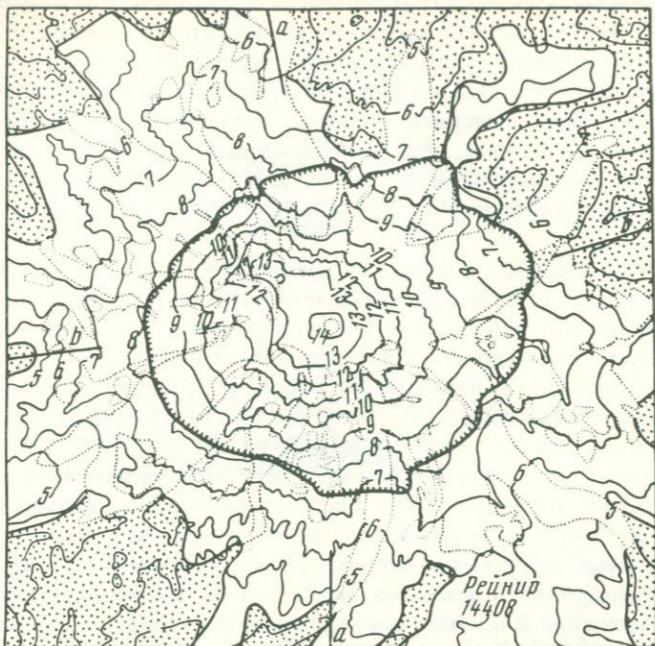


Рис. 7. Формы гор Шаста, Рейнир и Адамс в сравнении с остатками горы Мазамы, по Вильямсу (Williams, 1941b)

1 — породы основания; 2, 3 — продукты паразитических извержений; 4 — границы ледников; 5 —



края воображаемых кальдер гор Рейнир, Адамс и Шаста, по размерам равных Кратер-Лейку. Склоны воображаемых кальдер могут быть сравнимы со склонами остатков горы Мазама. Контуры горизонталей проведены через 1000 фут

Мазама. Была составлена геологическая карта масштаба около 1:500 000 (Williams, 1942), которая позволила выявить особенности строения фундамента вулканической постройки перед началом ее роста и обрисовать предшествующую геологическую историю и процесс образования рельефа, а также выяснить границы вулканической постройки и ее структурное положение. Район, в котором расположен сам вулкан, был изучен Вильямсом особенно детально, и для него дана геологическая карта масштаба 1:75 000, которая иллюстрирована блок-диаграммой.

Далее, для характеристики особенностей строения вулканической постройки были привлечены геологические и петрографические данные, характеризующие основные черты строения состава главного андезитового конуса, природу его лав и сольфатарных полей, установлены вариации мощностей лавовых покровов, переслаивающихся с лавами пирокластических пород, а также состав андезитовых и дацитовых даек. Наибольшее внимание было уделено определению состава, строения и условий залегания дацитовых пемз. Оценена изменчивость состава этих толщ, их мощность и расположение относительно центрального жерла, в котором размещаются короткие дацитовые потоки, сопровождаемые дайковыми корнями. Все эти данные, так же как и результаты подробного исследования стекловатых пепловых спекшихся туфов, послужили Вильямсу основанием для последующих реконструкций. Вначале была выяснена форма горы Мазама незадолго до ее разрушения. Типичные черты морфологии конуса выявлялись путем сравнения особенностей современного рельефа Кратер-Лейка (кратерного озера) и вулканических конусов Рейнир, Адамс и Шаства, расположенных, так же как и Мазама, в Каскадных горах (рис. 7). Это позволило определить общую морфологию вулкана и степень сохранности остатков вулканического конуса горы Мазама.

Тщательное изучение спекшихся туфов, изменчивости их мощностей и зернистости в зависимости от удаления от центрального кратера дало Вильямсу возможность определить объем материала, выброшенного во время образования этих туфов, в 9,75—11,75 миль³ и установить раздельно объем выброшенных кристаллов и обломков древних пород в этой общей массе взрывного материала. С учетом пористости выбросов Вильямс вычислил, что объем жидкой магмы составил 3 мили³, извергнутых кристаллов — 2 мили³ и обломков пород — 1,5 мили³. Объем удаленного из недр материала, таким образом, составил не менее 6,5 миль³.

Анализ всех полученных данных по геоморфологии и геологическому строению разрушенного вулкана и обобщение результатов петрографического изучения состава и строения пород позволили Вильямсу представить результаты проведенного исследования в виде серии разрезов, демонстрирующих общую эволюцию Кратер-Лейка, расположенного ныне на том месте, где ранее находился вулканический конус горы Мазама (рис. 8). Эта серия разрезов нередко привлекается различными исследователями и составителями учебников структурной и общей геологии для иллюстрации способа образования кальдера путем обрушения вследствие истощения магматического

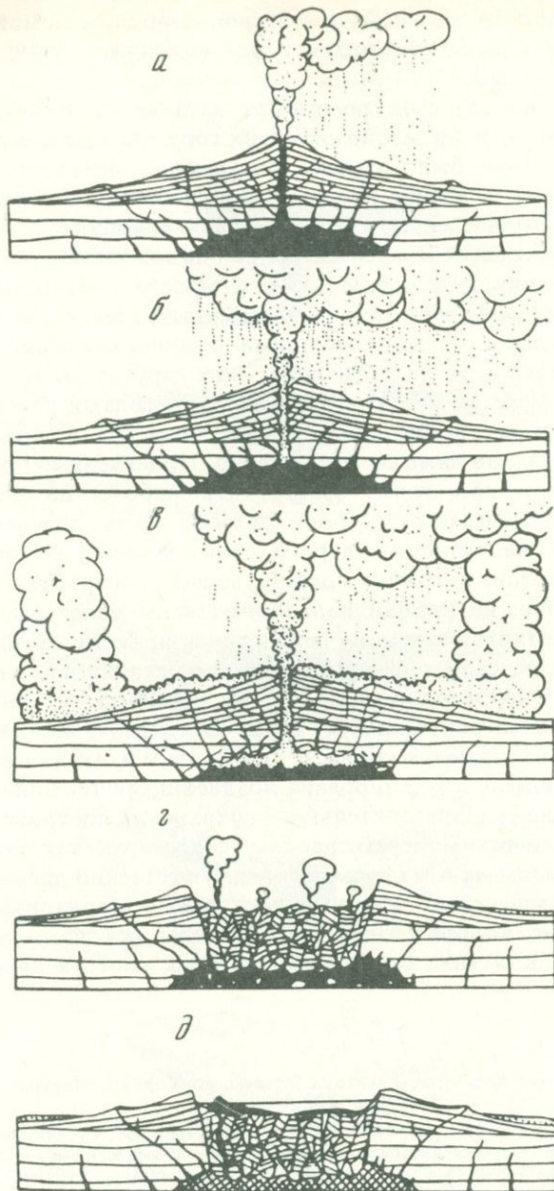


Рис. 8. История образования кальдеры Кратер-Лейк типа Кракатау, по Вильямсу
a—д — последовательные стадии образования кальдеры

очага, вызванного мощной эксплозией, сопровождаемой появлением обильных скоплений спекшихся туфов (Биллингс, 1949; Хиллс, 1967; Холмс, 1949; и др.).

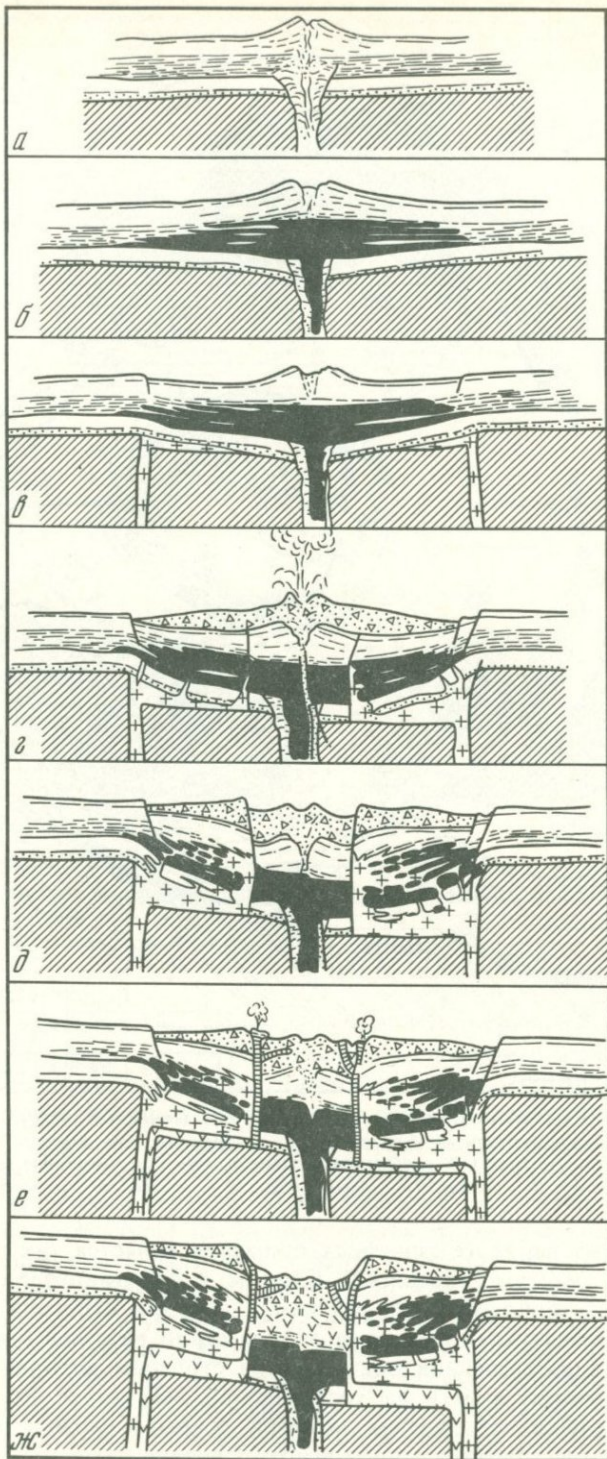
Та же серия разрезов послужила художнику Роквуду образцом для красочных картин, изображающих гору Мазам в период оледенения (которое тоже было изучено Вильямсом), незадолго до разрушения ее вершины и вскоре после ее разрушения. Цветные фотографии этих картин помещены Вильямсом в кратком популярном очерке истории и происхождения Кратер-Лейка (Williams, 1941b).

Реконструкция вулкана Мазам, угасшего сравнительно недавно и ныне представленного только кальдерным озером, привлекает внимание не только общими выводами о происхождении этого озера (а следовательно, и аналогичного типа других кальдерных озер). На этом примере можно видеть, какими методами реконструируется вулканическая постройка в том случае, если она подверглась разрушению и денудации даже совсем недавно. Приведенный пример следует учитывать и с той точки зрения, что работы по реконструкции древних вулканических построек должны быть доведены до соответствующей наглядности, строго обоснованной во всех звеньях.

В рассмотренном случае воссоздавалась постройка, разрушенная совсем недавно, но принципиально немногим более значительны затруднения, возникающие при реконструкции более древних вулканических конусов, если они сохраняют симметричность строения и не слишком сильно денудированы. Те же принципы изучения строения древнего вулкана сохраняются, когда денудация заходит глубоко и вскрытыми оказываются корни, если при этом вулканическая постройка не была сильно деформирована позднейшими тектоническими процессами. Такие условия длительного сохранения построек, не подвергшихся тектоническим перемещениям, создаются, как указано выше, главным образом на платформах (преимущественно древних, но также и молодых), вследствие чего именно к таким территориям относятся многие другие хорошо известные примеры реконструкций древних вулканов по остаткам кольцевых структур, свойственных корневым зонам.

Рис. 9. Схема возникновения субвулкана Мессум, по Корну и Мартину (см. Полканов, 1955б)

а — на кристаллической формации Дамара лежат слои Стромберг, в их основании пласт с остатками растений, далее лавы-мелэферы и базальты с туфами, наиболее молодые излияния принадлежат порфиритам и риолитам; *б* — внедрение лакколитообразных габбро по структурам слоистости; *в* — кольцевой разлом в кристаллическом основании, погружение глыбы и поднятие по кольцевому разлому гранита, сопровождаемое началом образования первой кальдеры оседания; *г* — дальнейшее оседание и расколы этого блока, сопровождаемые внедрением гранита в кровлю субвулкана, возобновление вулканизма и образование грубых агломератов, содержащих кварцевые порфиры; эти кварцевые порфиры могут рассматриваться как экструзивные выбросы гранитной магмы; эквивалентных эффузий не обнаружено; *д* — лавы и туфы сильно изменяются кислыми расплавами; отвердение и образование основных даек; *е* — старый блок освобождается из гранитной оболочки и опускается глубже; интродуцированная и пропитанная гранитом красная часть блока кровли остается в том же положении, тогда как центральная часть блока опускается в глубину; по кольцевым дайкам внедряются трахиты; вторая кальдера опускается; *ж* — центральный гранит, быть может, материнский расплав трахитов, внедряется в туфы и агломераты, которые в широкой зоне изменяются в сенисты; отверждение сопровождается интрузией основных даек



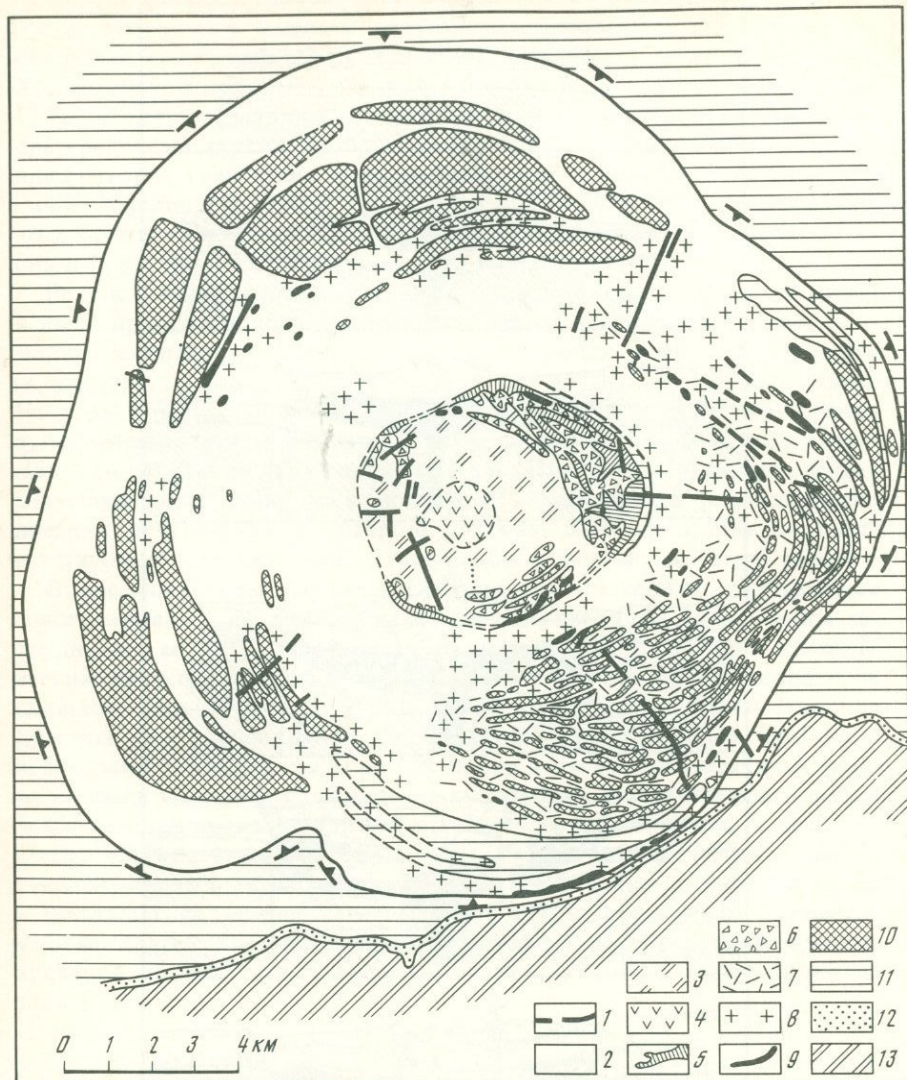


Рис. 10. Субвулкан Мессум, по Корну и Мартину (см. Полканов, 1955б)

1 — основные дайки, 2 — пески и щебень, 3 — разрушенные агломераты и туфы, 4 — центральный гранит, 5 — трахит, 6 — агломераты, туфы и лавы, 7 — измененные лавы, 8 — граниты, 9 — анортозит, 10 — габбро, 11 — лавы и туфы, 12 — осадки, 13 — кристаллические осадки

Одним из наиболее типичных примеров является так называемый субвулкан Мессум, описанный Корном и Мартином (Korn, Martin, 1953) в юго-западной части Африки. Схема его строения была представлена названными авторами в виде серии разрезов (рис. 9), а общий облик разрушенной постройки, в строении которой участвуют граниты, можно видеть на составленной ими карте (рис. 10). Возраст постройки, в пределах которой вскрыта сложно построенная корневая зона вулкана, по-видимому, верхнепалеозойский. Во вся-

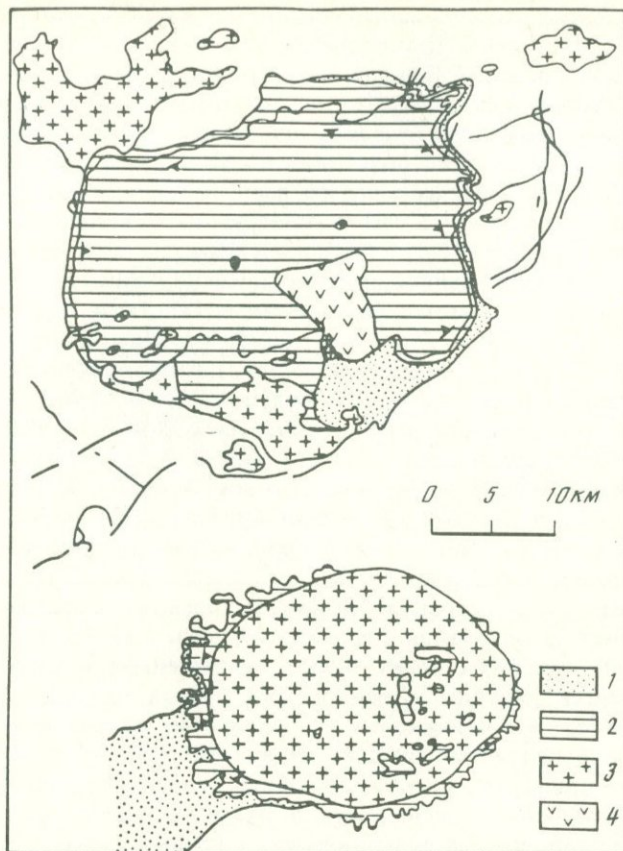


Рис. 11. Субвулканы Эронго и Брандберг. Юго-Западная Африка, по Корну и Мартину (см. Полканов, 19556)

1 осадки, 2 лавы, 3 молодые граниты, 4 диориты

ком случае, имеются основания сопоставлять вулканические породы этого древнего вулкана с аналогичными породами серии Карру. Длительная денудация нацело уничтожила контуры первоначальной формы вулкана, которые сейчас могут быть реконструированы для различных этапов его развития лишь приближенно, однако глубинное строение, в котором выявляется сложное сочетание гранитных и габбровых кольцевых залежей, видно предельно отчетливо.

Кольцевые структуры глубинных срезов вулканических построек вскрываются также в ряде других ранее изученных Клоосом так называемых субвулканов юго-западной части Африки, имеющих вид обширных кальдер с остатками вулканогенных комплексов, сохранившихся либо в центре (Эронго), либо на периферии (Брандберг) этих структур (рис. 11). Аналогичные кольцевые системы, представленные гранитоидами в сопровождении вулканогенных пород, известны в Нигерийско-Камерунской вулканической области, где они формиро-

вались в период поздний палеозой — мезозой. Для всех этих систем выявлены тесная связь гранитоидов и вулканогенных пород и образование их в процессе кальдерных опусканий. Начальная стадия образования кольцевых систем отмечена экструзиями обширных масс кислых лав и спекшихся туфов, ныне лишь частично сохранившихся от размыва в результате опускания по кольцевым разломам (Black, Girod, 1970). Размеры кольцевых даек варьируют от 8 до 20 км, но иногда достигают 33 км в поперечнике (кольцевая габбровая дайка Межье-Межье). Могут быть выделены два типа кольцевых даек: первый — начальные периферические, преимущественно вертикальные, достигавшие, по-видимому, земной поверхности и сопровождавшие образование кальдеры, второй — более поздние, внутренние, часто наклоненные наружу, на верхних уровнях питавшие пологие пласты, распространяясь вкрест простирания вулканогенного комплекса. Среди пород, участвующих в строении кольцевых комплексов Нигерийско-Камерунской вулканической области, более 95% представлено риолитами, кварцевыми сиенитами, щелочными гранитами, а также гастингситовыми и биотитовыми гранитами. Остальные 5% пород — анортозиты и оливковые габбро. В некоторых кольцевых системах Аира господствуют щелочные граниты.

Типичные черты первичного облика древних вулканов, реконструированных на основании специальных исследований, рассмотрены в работе В.В. Донских с соавт. (1980), посвященной методике геологической съемки древних вулканов. Эта работа наглядно демонстрирует значение и возможности исследований, направленных на разработку палеовулканологии древних вулканов. В ней имеются многочисленные примеры, иллюстрирующие строение реконструируемых древних вулканов, подвергшихся в различной мере эрозии. К числу мало эродированных вулканических построек названные исследователи отнесли в первую очередь современные вулканы Камчатки и Курильских островов, а также недавно угасшие вулканы Армении. Эта первая группа вулканов выделена, в сущности, в качестве некоторых эталонов, позволяющих проводить сравнения. Одним из таких эталонов может служить вулкан Головнина (рис. 12) на о-ве Кунашир (Курильская островная гряда). Что касается Армении, то среди ее угасших вулканов рассмотрен пример Арагаца (рис. 13), отнюдь не бесспорный, как известно по работе К.Н. Паффенгольца (1937). Другими примерами на той же территории могут служить вулканы Гузгюилу, Араилер, также расположенные на Гегамском нагорье. Все эти вулканы (за исключением Арагаца) хорошо сохранили первичные черты морфологии, и среди них имеются стратовулканы, шлаковые конусы и куполы. Таким образом, эти вулканы могут представлять интерес с точки зрения реально наблюдаемых форм вулканических построек, а не в плане реконструкции, хотя и здесь можно встретиться с затруднениями при истолковании вопросов происхождения таких построек. Тем более могут оказаться дискуссионными аналогичные проблемы для древних вулканов.

Древние вулканы, подвергшиеся существенной денудации и поэтому имеющие вид, который В.В. Донских и его соавторы называют

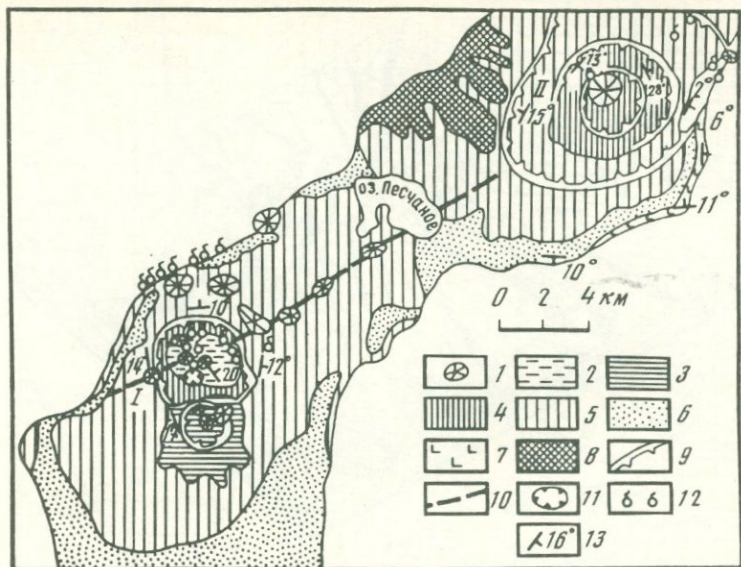


Рис. 12. Схема строения вулканов Головнина (I) и Менделеева (II), по В.В. Донских и др. (1980)

1 — экструзивные куполы андезито-дацитового состава, 2 — озерные внутрикальдерные образования (гравелиты, песчаники), 3 — андезито-дациты и туфы побочного вулкана Головнина, 4 — образования привершинной зоны вулканов (андезиты, андезито-базальты, агломератовые туфы), 5 — андезиты, андезито-базальты, псефитовые туфы, лавовые отложения склонов вулканических построек, 6 — отложения морских террас; 7 — андезито-базальты древнего щитового вулкана Менделеева; 8 — фундамент вулкана Менделеева; 9 — границы кальдер; 10 — предполагаемые разломы; 11 — кратерная воронка; 12 — сольфатарные и фумарольные поля, 13 — элементы залегания пород

”среднеэродированным”, есть на территории Центрального Казахстана (среднепалеозойские вулканы Жантау, Серек) и на Дальнем Востоке (мезозойские вулканы Сололинский, Нют). Однако лучшие примеры представляют изученные названными исследователями более ”глубокоэродированные” вулканы. Наиболее выразительным является вулкан Машан в Центральном Казахстане, реконструкция которого приведена на рис. 14 по Л.Г. Никитиной (1959) с дополнениями В.В. Донских с соавт. (1980).

Древние вулканические постройки с корневыми зонами нижнего интеркрустального яруса характеризуются отсутствием непосредственных связей между корневыми зонами и вулканогенными породами, вследствие чего они приобретают вид более или менее самостоятельных плутонов или групп плутонов. В таком случае обычно затруднительно определить связь таких интрузивных тел с поверхностью Земли в момент их образования. Тем не менее могут быть предложены различные подходы к решению возникающей сложной проблемы. Во-первых, возможно последовательное изучение интрузивных тел, вскрытых на различных эрозионных срезях, особенно если сравнение строения различных тел проводится в рамках определенного региона. Во-вторых, в связи с выдвигаемой в процессе исследования проблемой внимание привлекают кольцевые интрузии.

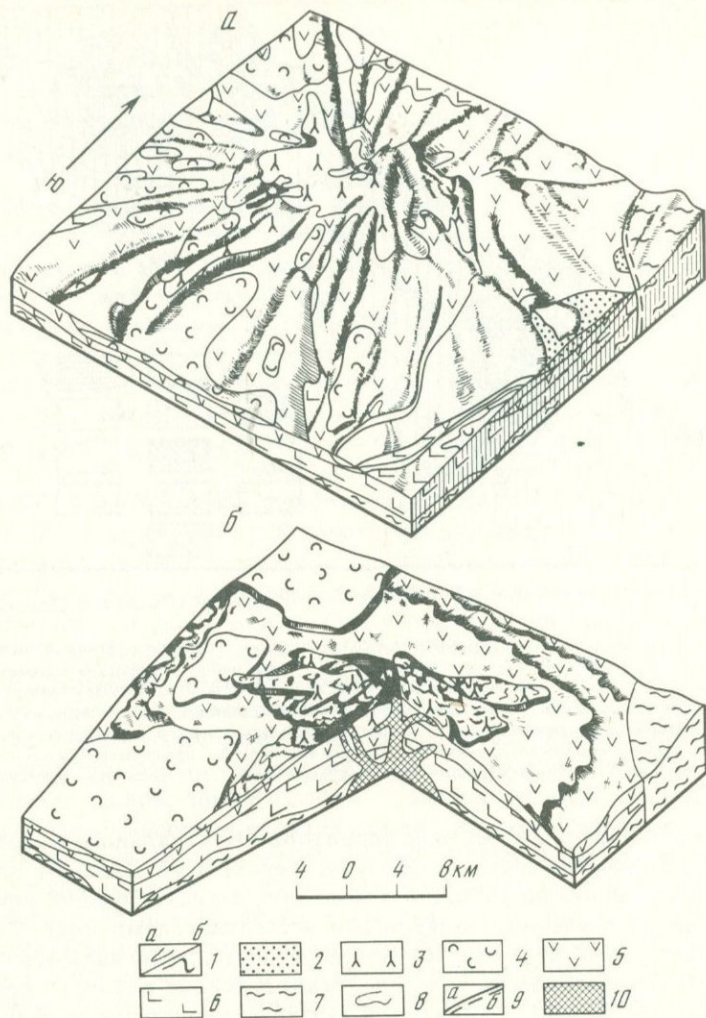


Рис. 13. Схема строения вулканической постройки Арагац, по В.В. Донских и др. (1980)

a — современная обстановка; *б* — реконструкция. 1 — базальты, андезито-базальты шлаковых конусов (*a*), шлаковые конусы (*б*); 2 — озерные отложения Апаранского района (пемзовые пески, глины); 3 — андезиты, андезито-дациты, туфы и туфопесчаники стратовулкана; 4 — туфолавы и туфы арктического, бюроканского и других типов; 5 — андезиты щитовой постройки; 6 — андезито-базальты, базальты основания щитовой постройки; 7 — породы фундамента; 8 — граница кальдеры; 9 — разрывные нарушения: *a* — установленные, *б* — предполагаемые; 10 — подводящий канал и магматическая камера

В известной мере, именно в этих двух аспектах проведено изучение интрузий с целью реконструкции крупных вулканических построек, подобных так называемым субвулканам типа Эронго, Мессума, а также шотландским и другим аналогичным им структурам, рассмотренным выше. Хорошо известны, кроме того, многочисленные примеры изучения кольцевых интрузий в целях реконструкции древ-

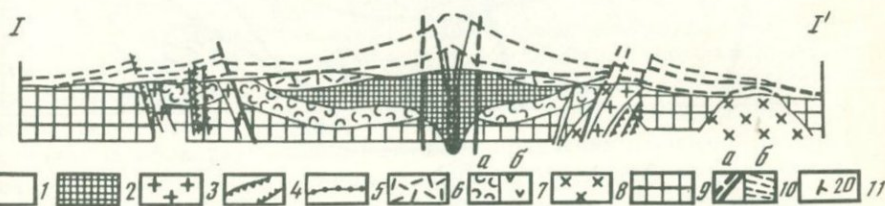
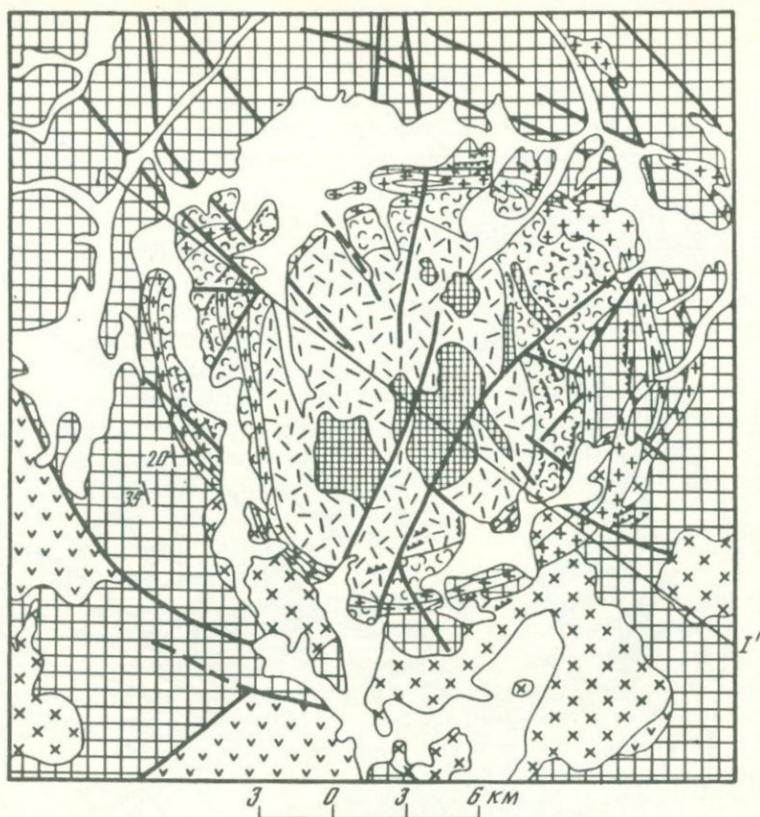


Рис. 14. Геологическая карта вулкана Машан, Центральный Казахстан, по Л.Г. Никишиной, с дополнениями В.В. Донских и др. (1980)

1 – четвертичные отложения; 2 – граносиенит-порфиры центральной интрузии; 3 – гранит-порфиры кольцевой интрузии; 4 – субвулканические дайки липарит-порфиров, сферолитовых порфиров и др.; 5 – субвулканические дайки диабазов и долеритовых порфиров; 6 – липариты и их туфы верхней толщи вулкана; 7 – андезиты (а) и их туфы (б) нижней толщи вулкана; 8–9 – породы фундамента вулканической постройки; 8 – гранодиориты и граниты (позднекаледонские интрузии); 9 – вулканогенные и осадочные породы верхнего ордовика; 10 – разрывные нарушения (а), положение покровов постройки до эрозионного среза (б); 11 – элементы залегания пород

них вулканов в Центральном Казахстане. Можно сослаться, в частности, на кольцевые интрузии Улькен-Каракуу, по которым В.В. Донских и соавторы реконструируют верхнепалеозойские вулканы: одноименный с кольцевой структурой и Аиртас (рис. 15). Аналогичный пример кольцевой системы дайковых тел и интрузий представляет

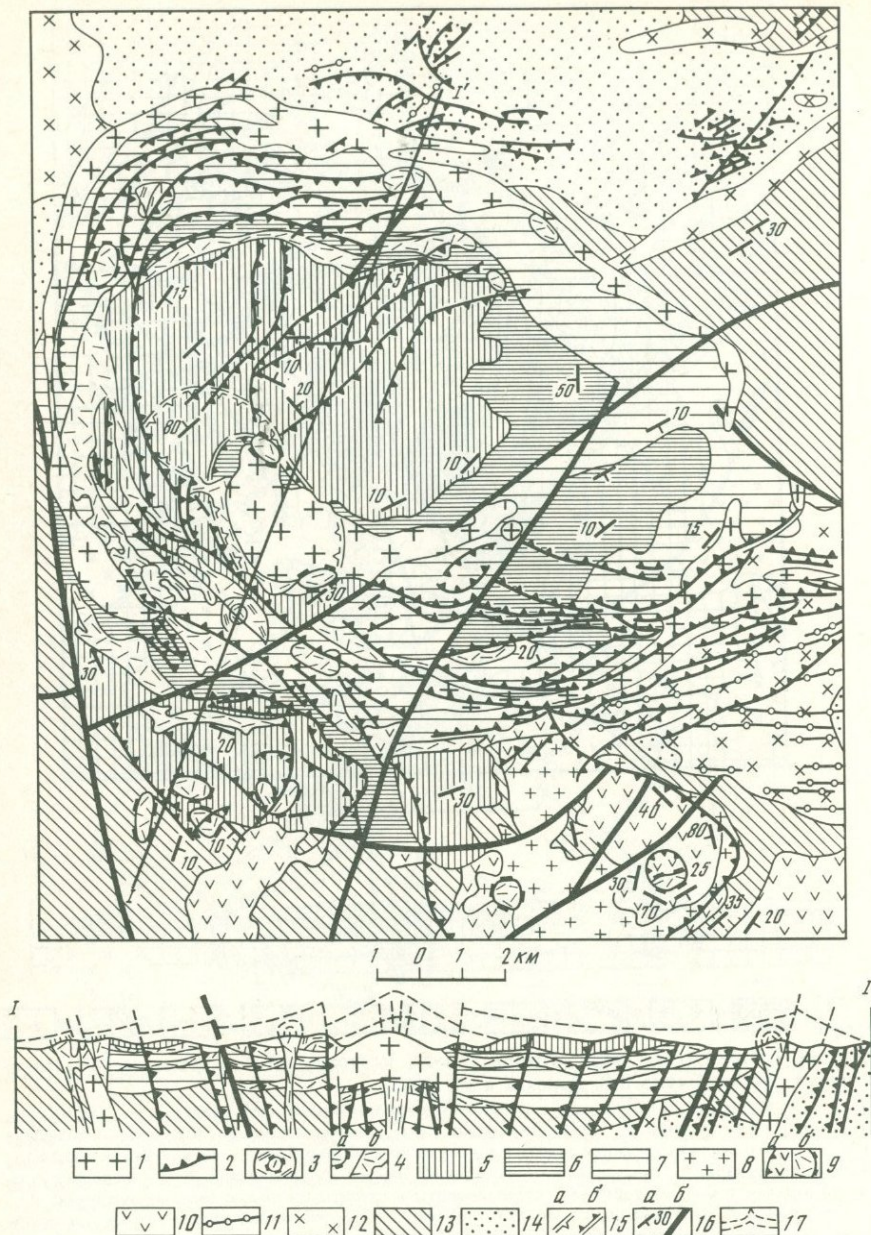


Рис. 15. Геологическая карта вулканов Улькен-Каракуу и Аиртас, Центральный Казахстан, по В.В. Донских и др. (1980)

1—2 — пермский интрузивный комплекс: 1 — алякситовые граниты центрального плутона и порфировидные граниты, гранит-порфиры кольцевой интрузии, 2 — дайки гранит-порфиров и липарит-порфиров; 3—7 — архарлинский вулканогенный комплекс позднекарбонového-раннепермского возраста (вулкан Улькен-Каракуу): 3 — побочные некки с короткими покровами липаритов и трахилипаритов (куполовидные вулканы), 4 — некки (а) трахилипаритов, сидлы и центральные субвулканические тела липаритовых и трахилипаритовых порфиров (б), 5 — туфолавы и агломеративные субтуфы плагиолипаритов и трахилипаритов (верхняя толща архалинской свиты), 6 — туфы и флюидалные ла-

Байназар, для которого реконструкция дана теми же авторами по материалам работы различных исследователей. Здесь, как и в предыдущих случаях, реконструкция проведена на основании данных о размещении системы кольцевых даек и других интрузий, в общем разобщенных с синхронными вулканическими породами. Нет необходимости более подробно останавливаться на разборе всех этих примеров, тем более что им сейчас посвящена разнообразная литература.

Древние вулканические постройки с корневыми зонами субкрупстального или мантийного яруса представляют наибольшие затруднения в процессе их изучения. С одной стороны, существуют гипотезы, предполагающие гипербазитовый, эклогитовый или иной состав верхней мантии Земли, в пределах которой размещаются субкрупстальные вулканические очаги. С другой стороны, в системе корневых зон, питающих вулканическую деятельность, невозможно найти последовательно сменяющие друг друга эрозионные срезы различной глубины, вскрывающие корни, расположенные в верхней мантии Земли и имеющие гипербазитовый, эклогитовый или иной состав. Наоборот, обычна такая картина, при которой на срезах разный, в том числе и очень значительной, глубины могут быть найдены не только такие породы, но и граниты. Однако проследить смену корневых зон гранитного состава аналогичными, но более глубокими зонами гипербазитового или эклогитового состава, невозможно. В то же время на самых верхних эрозионных срезах в корневых зонах можно найти сложное сочетание гранитов с габбро и гипербазитами (например, некоторые корневые зоны третичных вулканов Шотландии). В целом же, известные в настоящее время данные о глубинных корневых зонах древних вулканов достаточно противоречивы. Это вполне естественно, так как, рассматривая субкрупстальные корни вулканов, приходится сталкиваться с системой гипотетических построений, связанных с весьма общими представлениями о вероятном составе верхней мантии Земли, недостаточно строгими и однозначными. Между тем важно иметь в виду, что при той сложности процессов деформации, которые претерпевает земная кора, особенно в складчатых областях, вполне возможно появление на земной поверхности наиболее глубоких корневых зон древних разломов, отвечающих верхней мантии Земли. Поэтому не следует, в частности, исключать возможности того, что к субкрупстальным или корневым зонам древних вулканов относятся наиболее глубокие эрозионные срезы интрузивных

←

вы липаритового состава с прослоями туффитов (средняя толща), 7 — туфы и лавы дацитового состава (внизу туффиты и туфогенные песчаники, сверху нижняя толща); 8 — верхнекарбонные граниты; 9—10 — калмакзельский вулканогенный комплекс среднего карбона (вулкан Аиртас); 9 — жерловое тело крупнопорфировых андезитов (а), экстрезивные куполы кислого состава (б), 10 — покровы андезитов, реже туфы и туфолавы кислого состава в верхней части (калмакзельская свита); 11—14 — породы фундамента вулканов: 11 — дайки гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, диорит-порфиров, 12 — плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты (балхашский интрузивный комплекс предсреднекарбонного возраста), 13 — липариты, дациты и их туфы сверху, андезиты и их туфы, туффиты, туфогенные песчаники и конгломераты внизу (каркаралинская свита визейского и намюрского ярусов нижнего карбона), 14 — песчаники и сланцы турнейского яруса нижнего карбона; 15 — границы; а — предполагаемые центрального жерла вулкана Улькен-Каракуу, б — вершинной и периферических калдер; 16 — элементы залегания покровов (а), разрывные нарушения (б); 17 — положение покровов постройки до эрозионного среза

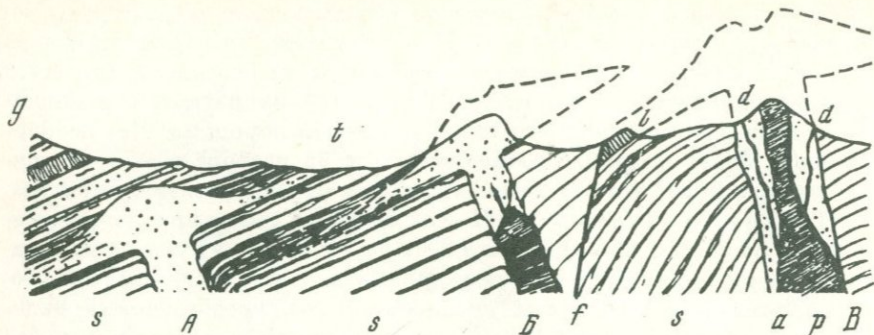


Рис. 16. Диаграмма, иллюстрирующая постепенное разрушение захороненных вулканических конусов под действием продолжающейся денудации по Гики (Geikie, 1897)

A—B — последовательные стадии обнажения; *S* — осадочные отложения; *g* — современная поверхность Земли; *t* — обнажение лав, переслаивающихся с синхронными морскими отложениями; *l* — останец лавы; *f* — разрыв; *a* — агломераты; *d* — дайки или жилы; *p* — лавовая пробка

тел, сложенных различного состава породами, в том числе гранитоидами и габброидами, а не только гипербазитами. Иначе говоря, можно допускать, что, например, гранитоиды катазоны, представленные преимущественно гранитогнейсами, относятся к субкрупным корневым зонам. То же относится и к амфиболитовым зонам некоторых районов, которые также могут рассматриваться как мантийные зоны древних вулканов.

Большие затруднения возникают в тех случаях, когда приходится сталкиваться с задачами реконструкции морфологии вулканических построек, подвергшихся интенсивным деформациям и выведенных из первоначального залегания совместно с их корнями в связи с перемещениями более или менее крупных блоков земной коры. Подобные сильно деформированные вулканические постройки могут оказаться запечатанными внутри круто наклоненной моноклинали вместе с корневыми зонами, вследствие чего их реконструкция может оказаться очень трудной, а иногда и почти непреодолимой задачей. Такие опрокинутые вулканические постройки тем не менее давно уже были отмечены Гики (Geikie, 1897) на Британских островах. В рассмотренных им случаях благоприятным моментом явилось расположение таких древних вулканических построек внутри осадочных толщ. Исследование разрезов позволило Гики представить результаты наблюдений в виде идеальной схемы взаимоотношений между погребенными вулканическими конусами и их горловинами (рис. 16). На схеме можно видеть, что после захоронения под осадочной толщей вулканические постройки были деформированы вместе с этой толщей, а затем денудированы. Различная глубина среза повернутых набок древних вулканических конусов позволяет видеть разнообразные взаимоотношения между горловинами древних вулканов и окружающими их древними же продуктами извержений.

Аналогичную картину можно видеть в Тувинском прогибе (Лучицкий, Кепежинская, 1966), где древний вулкан расположен среди де-

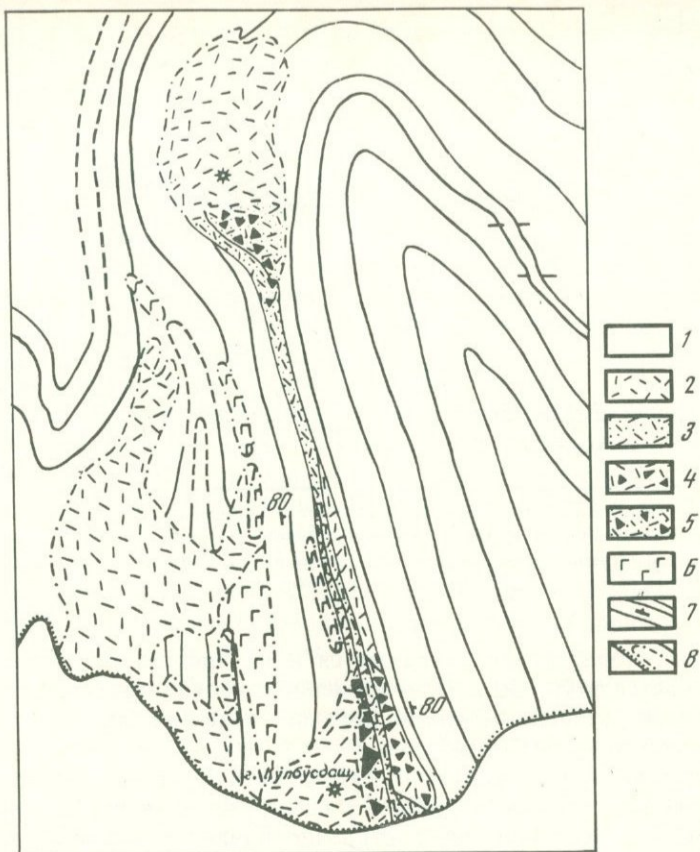


Рис. 17. Схема строения Кулбүсдашского палеовулкана в Туве, по И.В. Лучицкому (Лучицкий, Кепежинкас, 1966)

1 — четвертичные отложения, 2 — липаритовые порфиры, 3 — туфы липаритовых порфиров, 4 — лавовые брекчии липаритовые, 5 — туфовые брекчии липаритовые, 6 — габброиды, 7 — вулканогенно-осадочная толща нижнедевонского и эйфельского возраста (линии соответствуют условным стратозигисам), 8 — геологические границы

вонских (нижний девон — эйфель) отложений, образующих мощную толщу, состоящую из чередования красноцветных и сероцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов. Этой толще подчинены сравнительно немногочисленные покровы базальтов и андезитов, а также вулканогенные породы риолитового ряда, связанные непосредственно с деятельностью четко обособляющегося и сравнительно хорошо сохранившегося погребенного девонского Кулбүсдашского вулкана.

Риолитовые туфы и вулканические брекчии с подчиненными им лавовыми брекчиями и флюидалными лавами того же риолитового состава образуют довольно крупное линзовидное тело в толще осадочных пород, имеющей крутое, почти вертикальное падение на восток при меридиональном простираении. Наибольшая мощность линзы вблизи долины р. Енисей, где наблюдается риолитовый нект, составляет 300 м. Отсюда на север (рис. 17) мощность пачки вулка-

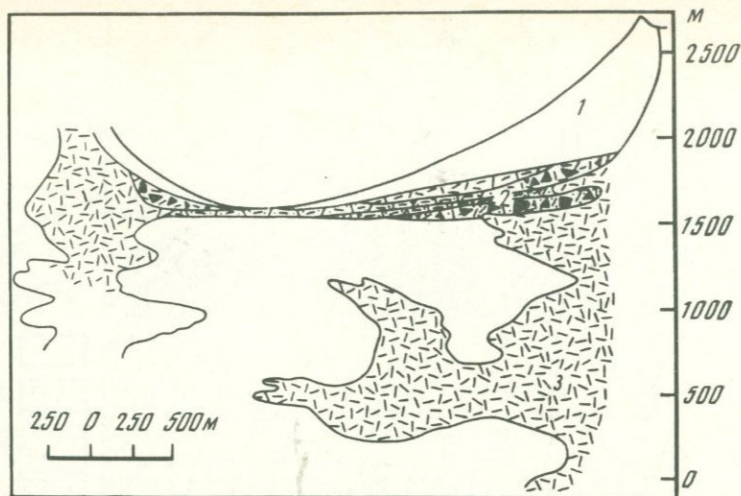


Рис. 18. Палеовулканологическая реконструкция северной части Кулбудадашского вулкана, по И. В. Лучицкому (Лучицкий, Кеpezинскas, 1966)

1 — предполагаемый насыпной конус; 2 — стратифицированная толща, участвующая в строении вулканической постройки; 3 — глубинные корни вулканического аппарата

ногенных пород резко сокращается и на протяжении около 1800 м уменьшается до 20—30 м. Одновременно грубокластические накопления сменяются мелкообломочными туфами, кислые же лавы выклиниваются, а затем исчезают из разреза.

Таким образом, продукты деятельности Кулбудадашского вулкана наблюдаются только в районе, удаленном от некка на расстояние не более 2 км. Внутреннее строение пачки вулканических пород, прилегающих к некку, изменчиво по простиранию, вследствие чего она имеет линзовидно-полосчатый облик. Близ некка нижняя ее часть (примерно 150 м) сложена вулканическими брекчиями и туфами, верхняя (той же мощности) — лавовыми брекчиями и лавами. Лавы вверху разреза имеют мощность около 50 м. С удалением от некка вулканические брекчии замещаются зернистыми туфами, лавовые брекчии — флюидалными лавами, в свою очередь выклинивающимися, вследствие чего через 1500 м к северу от некка относительно мощная и сложно построенная риолитовая толща вырождается в небольшой прослой мелкообломочных туфов (рис. 18).

Сложная морфология некка Кулбудадашского вулкана доступна наблюдению благодаря тому, что вулканическая постройка, с которой он непосредственно связан, лежит на боку. Это дает возможность изучать особенности строения вулкана не столько в плане, как это делается обычно, сколько в разрезе на глубину примерно до 1700 м. Картирование некка позволяет установить, что остатки древнего вулкана, которые в прошлом располагались под земной поверхностью, представляют сложноветвистое многоярусное древовидное тело. Полный диаметр его жерла, ранее непосредственно сообщавшегося с лавовыми излияниями на поверхности, не менее 400 м, но он, вероят-

но, превышает эту величину, так как часть некка скрыта новейшими отложениями р. Енисей.

Ограничивающие некк поверхности весьма неровные и в разрезе дают неправильные извилистые контуры с многочисленными резко очерченными выступами во вмещающие породы. От основного канала на различной глубине от прежней поверхности излияний отщепляются три апофизы, образующие линзовидные пластовые залежи во вмещающей стратифицированной толще. Одна из апофиз имеет протяженность около 3 км; она образует раздув мощностью до 700 м и расщепляется на две пластовые залежи, которые, выклиниваясь, также раздваиваются на концах. Две другие апофизы (500×200 и 250×150 м) имеют более простую морфологию с более или менее согласной верхней границей и неровным нижним контактом.

Коническая постройка Кулбасдашского вулкана подверглась размыву перед его захоронением под девонской осадочной толщей. Эродированный конус вулкана, судя по данным о мощности линзы вулканогенных пород в прижерловой части, имел высоту не менее 300 м и пологие склоны, наклоненные к горизонту под углом 11°. Если учесть, что для построек подобного типа обычны углы около 30°, то можно реконструировать вероятную первоначальную высоту насыпного конуса вулкана, в девонское время возвышающегося над основанием, по-видимому, на 800 м.

Кулбасдашский вулкан интересен не только как пример древней постройки, захороненной под осадочной толщей и впоследствии вместе с ней перевернутой на бок в связи с формированием складчатой структуры вмещающей толщи, но еще и как объект, на котором можно изучить в разрезе особенности строения корневой зоны такой постройки. Изучая строение некка, здесь можно как бы заглянуть внутрь вулканической горловины более чем на 1,5 км с учетом высоты частично денудированного конуса и выяснить, что на таких глубинах структуры пород риолитового ряда, образующих некк, сохраняют обычный облик и не приобретают вид гранит-порфиров или тем более гранитов.

Таким образом, можно видеть, что для изучения корневых зон, в которых формировались граниты с характерными для них структурами, т.е. для изучения субструктуры древних вулканов, представленной гранитами, необходимо вести наблюдения над срезами вулканических построек, вскрывающих горизонты, расположенные на глубинах свыше 1,5—2 км ниже былого основания вулкана. Однако в таких условиях гранитные тела, как правило, вследствие размыва будут встречаться обособленно от связанных с их внедрением продуктов вулканических извержений. Их совместное нахождение в единой вулканической постройке будет представлять относительно редкий случай соотношений. Тем не менее поиски подобных соотношений могут увенчаться успехом, что видно на примерах древних вулканов Мессума, Эронго и других, наблюдаемых, впрочем, в условиях несравненно более простых в тектоническом отношении.

Сравнение рассмотренных данных о палеовулкано-логических реконструкциях древних вулканов позволяет

более или менее наглядно представить существующие трудности и различные возможности развертывания соответствующих исследований, основанных на геологическом картировании и опирающихся на фациальный анализ вулканогенных толщ и изучение условий их залегания. Очевидно, что в зависимости от эрозионного среза, структурных обстановок, возможностей картирования и других условий могут наблюдаться различные ситуации. В одних случаях, когда эрозионный срез незначителен, что возможно, в сущности, лишь для современных или очень молодых вулканов, главным методом реконструкции первичного облика вулканической постройки может служить анализ преимущественно топографических данных с учетом некоторых наиболее существенных геологических и морфологических особенностей ее строения. В других случаях, тем более сложных, чем глубже эрозионный срез, основное внимание при исследовании должно быть сосредоточено на наиболее полном и всестороннем изучении геологических, в том числе фациальных, и других данных. Наибольшие затруднения представляют древние вулканические постройки, подчиненные круто наклоненным сериям вулканогенных и осадочных пород. Следует подчеркнуть, что наиболее сложные случаи палеовулканогеологических реконструкций, восстанавливающих строение глубоких корневых зон древних вулканов, могут представлять особый интерес, поскольку в таких структурах вскрываются те части постройки, которые недоступны для прямого наблюдения в современных вулканах.

Общий ряд вулканических конусов, срезанных на различных глубинах, достаточно наглядно представляет схема В.В. Донских с соавт. (1980), в которой использованы конкретные примеры изученных ими разнообразных вулканов Камчатки, Курильских островов, Армении и Центрального Казахстана (рис. 19).

Имеющиеся различные примеры реконструкции первоначальных форм древних вулканических построек относятся преимущественно к вулканическим конусам, имеющим вид стратовулканов или шлаковых накоплений. Имеются также попытки восстановить первичные формы щитовых вулканов (Донских и др., 1980), но в случае такого рода реконструкций приходится обращаться к выяснению наклонов, измеряемых первыми градусами или, во всяком случае не превышающими $10-12^\circ$. Между тем такие первичные наклоны восстановить в вулканогенных толщах трудно даже при небольших деформациях построек, а когда приходится иметь дело с более или менее сложно дислоцированными комплексами вулканических пород, возможность соответствующих определений представляется маловероятной или, во всяком случае, весьма затруднительной. Существенные трудности возникают и при реконструкции трещинных зон, питавших в прошлом вулканические поля, так как из-за неоднократных перекрытий бывших трещинных каналов невозможно увидеть их в условиях спокойного залегания вулканогенных толщ. Лишь кое-где они могут выступать в виде обособленных или группирующихся в пучки даек более или менее значительной протяженности. Такие же дайки могут быть обнаружены и в деформированных толщах. Нередко требуется очень тонкая и

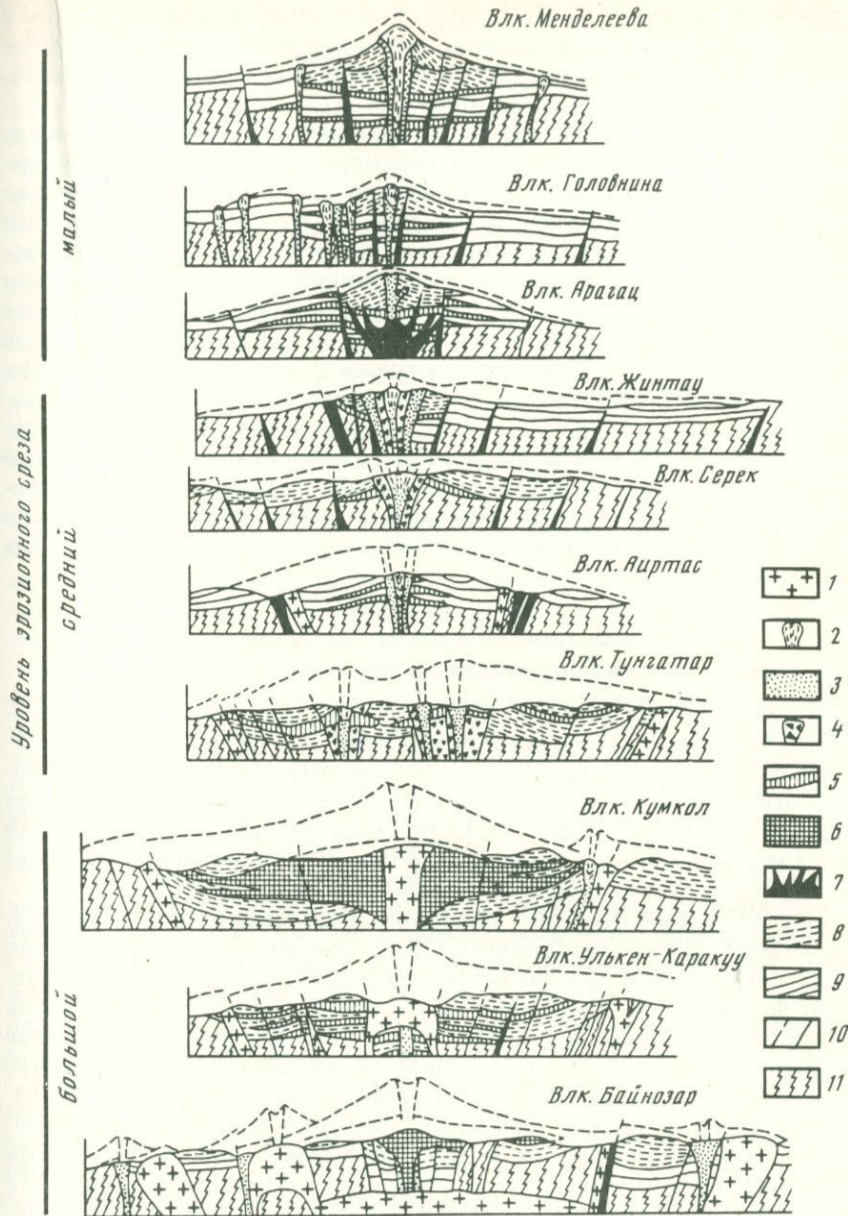


Рис. 19. Закономерности изменения периклинального залегания вулканогенных пород в центриклинальное в зависимости от степени проседания и глубины эрозионного среза вулканической постройки, по В.В. Донских и др. (1980)

1 — кольцевые и центральные интрузии гранитоидов; 2 — экструзивные куполы; 3 — жерла; 4 — жерловые брекчии; 5 — силлы; 6 — лакколиты; 7 — субвулканические дайки и камеры; 8—9 — покровные образования: 8 — стратовулканов, 9 — щитового вулкана; 10 — кольцевые разломы; 11 — довулканический фундамент

детальная система наблюдений, проводимых в полевых условиях в целях выявления отдельных даек и дайковых систем, чтобы восстановить трещинные зоны, непосредственно связанные с покровами, формирующими вулканические поля.

Совсем иначе обстоит дело с системой вулканических плато. В случае недеформированных вулканогенных толщ такие плато могут быть легко установлены по особенностям их морфологии, тогда как подвергшиеся складчатости вулканогенные толщи далеко не всегда позволяют однозначно решить вопрос, формировались ли они первоначально как плато, возможно, в сочетании с щитовыми вулканами в процессе преимущественно трещинных излияний или представляют результат размыва системы вулканических конусов — стратовулканов и шлаковых построек. Среди других реконструируемых вулканических построек особо следует отметить кальдеры, во многих случаях типизируемые по данным о строении древних, а не современных вулканических объектов. Впрочем, и для вулканических плато наиболее типичными примерами являются древние, а не современные вулканические поля, хотя способ образования таких плато лучше всего выявляется путем сравнения древних плато с современными их аналогами.

Палеовулканологические реконструкции древних вулканических областей

Рассматриваемая система реконструкций представляет более высокую степень обобщения исходных данных, чем аналогичные построения, касающиеся отдельных вулканов. Поэтому важным элементом общего исследования, связанного с выявлением древних вулканических областей, следует считать формационный анализ, сопровождаемый изучением латеральных вариаций состава и типа формаций, а также ряд других моментов, предшествующих такому анализу.

Одна из первых попыток подобного рода реконструкций принадлежит Ф.Ю. Левинсону-Лессингу (1888), давшему очень краткий, но яркий очерк былой (он считал ее девонской) вулканической активности на обширной территории юга Карелии, где им была выделена Олонецкая диабазовая формация. "Замкнутая палеовулканологическая порфиритовая область", для которой он представил "реставрировку первоначального характера" [цит. по: (Левинсон-Лессинг, 1952. С. 195, 197), охватывала систему "обильных" наземных извержений, происходивших, как он предполагал, в прибрежной зоне моря. Местами порфиритовые потоки могли, по его мнению, спускаться в море. Хотя возраст изученной им формации оказался не девонским, как он предполагал, а докембрийским, важно отметить, что основным принципом выделения древней вулканической области у Левинсона-Лессинга был физико-географический. Отвечая на вопрос о том, каковы же были физико-географические условия извержения описанных диабазов и авгитовых порфиритов, он предлагал "реставрировать хотя бы в самых общих чертах картину исследованной области" в период их извержения (Там же. С. 199).

Как показано в работе И.В. Лучицкого с соавт. (1964), к числу наиболее ранних палеовулканологических реконструкций древних вулканических областей в нашей стране относятся мелкомасштабные палеогеографические схемы А.Д. Архангельского (1923), на которых он показал "вулканы", изображая их очень условно, с тем чтобы подчеркнуть принадлежность тех или иных территорий к обширным областям интенсивного развития вулканической деятельности. На таких же схемах А.Н. Мазаровича (1938) наряду с "вулканами" помещались "вулканогенные фации" — морские, континентальные и др. Такие же построения Н.М. Страхова (1948) сопровождалось выделением различных вулканогенных пород, объединенных знаком эффузии. Все подобные палеогеографические схемы можно рассматривать как первые попытки представить реконструкции древних вулканических областей как прообраз первых палеовулканологических карт, несмотря на то что при их составлении не предполагалось решать какие-либо задачи, имеющие отношение к палеовулканологии.

Принципиально сходными чертами обладают и новейшие литолого-палеогеографические карты Европейской части СССР, изданные под редакцией А.П. Виноградова (Атлас..., 1961, 1968). Эти карты позволяют выявить, в частности, размещение кислых, основных и смешанных продуктов извержений, происходивших здесь в разные геологические эпохи.

Известное сходство с такими картами имеют и различного рода тектонические, в том числе и палеотектонические, карты и схемы, на которых, как, например, у Н.А. Штрейса (1951), вулканогенные породы изображены суммарно в целях выяснения их общего структурного положения и определения их роли в процессе формирования геологических структур. Такие карты тоже помогают решать многие палеовулканологические проблемы.

Более близки к палеовулканологическим реконструкциям, имеющим вид карт или схем, иллюстрирующих основные черты строения древних вулканических областей, различные геологические карты с нанесенными на них специальными знаками палеовулканологического содержания. Одну из ранних попыток такого рода представляет карта западной части оз. Севан в Армении, составленная К.Н. Паффенгольцем (1937), помещенная на рис. 20.

Вопрос об основных приемах составления карт, позволяющих представить типичные черты строения древних вулканических областей, рассмотрен в упомянутой выше работе (Лучицкий и др., 1964), где был выдвинут ряд общих положений, на которые следует опираться при выделении древних вулканических областей и составлении соответствующих палеовулканологических карт. В этой работе отмечается, что при такого рода реконструкциях, в частности на палеовулканологических картах, составляемых для строго определенных в каждом случае геологических интервалов времени, необходимо изображать прежде всего распространение различных вулканогенных пород. В наиболее обобщенных вариантах, преследующих цели выделения древних вулканических областей, эти породы должны быть объединены в формации (в понимании Н.С. Шатского) без расчленения по

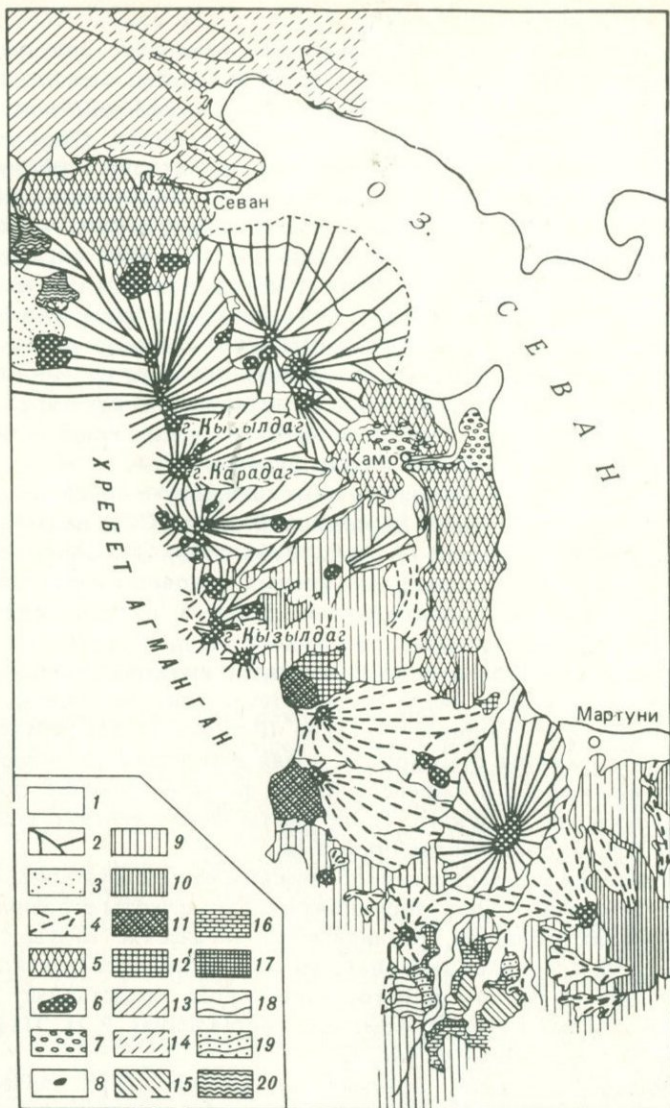


Рис. 20. Западная часть бассейна оз. Севан, Армения, по К.Н. Паффенгольцу (1937)

1 — аллювий и делювий; 2—5 — четвертичные лавы: 2 — типа Е, 3 — типа С, 4 — типа В, 5 — типа А; 6 — вулканические конусы (центры излияний); 7 — верхнечетвертичные отложения (?); мезоис-
 олигоцен: 8 — известняки и песчаники, 9 — андезиты, 10 — туфы и туфобрекчии, 11 — липариты
 и дациты, 12 — липаритовый элювий и делювий; эоцен: 13 — порфириды и туфобрекчии, 14 — туфы,
 туфобрекчии, туфогенные породы, 15 — известняки; сенон: 16 — известняки; турон: 17 — песчаники
 и известняки; девон: 18 — кварциты, 19 — известняки и сланцы; докембрий и кембрий: 20 — амфибол-
 овые сланцы и порфириды

типам и группам. Далее, на таких картах должны быть показаны более или менее подробно в зависимости от масштаба карты установленные и предполагаемые древние вулканические постройки и фумарольно-сульфатарные поля, а также различные полезные ископаемые, связанные с вулканической деятельностью данной эпохи. Кроме того, должны быть отображены главные черты палеогеографической и тектонической обстановок, отвечающих эпохе формирования вулканогенных пород и их ассоциаций, и, наконец, указано вероятное размещение глубоких магматических очагов, возникших в связи с вулканической деятельностью. Составленные таким образом палеовулканологические карты, представляющие особенности строения древних вулканических областей, могут служить важным средством выявления основных закономерностей развития вулканической деятельности и ее связей с другими геологическими процессами.

На рисунке (см. 22. с. — *Прим. ред.*) показана соответствующая карта восточной части Алтае-Саянской складчатой области для эпохи нижний девон — зйфель. Авторы этой карты (Луцицкий, 1966) рекомендовали иллюстрировать ее краткими количественными показателями, указывающими конкретные соотношения между главнейшими типами пород в отдельных характерных опорных разрезах. Эти цифры могут быть записаны в виде условных формул, в которых отмечается содержание (в процентах от мощности) основных, средних и кислых пород, пирокластического материала соответствующего состава, осадочных пород, а также "коэффициент эксплозивности" E (по Беммелену), имеющий, впрочем, ограниченное значение. Такие формулы могут иметь, например, следующий вид для конкретного разреза: $(O\Xi_2\Pi_8 / C\Xi_4\Pi_6) O_{20}E_9$. Подобная запись означает, что в данном разрезе основные породы (числитель дроби) составляют 70% мощности осадочно-вулканогенной толщи, в том числе основные излившиеся породы ($O\Xi$) — 62% и пирокластические (Π) — 8%; средние породы (знаменатель дроби) составляют 10%, в том числе излившиеся породы ($C\Xi$) — 4% и пирокластические (Π) — 6%, осадочные породы (O) присутствуют в количестве около 20%; коэффициент эксплозивности (E) равен 9%. Возможно также применение расчетов, в которых отношение между вулканогенными породами определяется независимо от количества осадочных пород, а также иногда вида цифровых показателей.

Имеются и другие способы изображения обобщенных данных, характеризующих особенности строения древних вулканических областей. Следует упомянуть, в частности, карты изолиний, изопакит и палеоэксплозивности (Калугина, Калугин, 1966), а также другие построения, предпринимаемые различными исследователями для обобщения данных, характеризующих основные черты строения древних вулканических областей. Все эти попытки реализуются в настоящее время в разнообразных эталонах обзорных и детальных палеовулканологических карт (Тезисы докладов..., 1983).

Опыт реконструкции древних вулканических областей, пожалуй, единственный, подчиненный определенной системе построений, направленных на решение основных задач палеовулканологии, рассмотрен именно в этом плане в работе, посвященной фанерозою южных ма-

териков (Лучицкий, 1978). В этой работе подчеркивается, что название "вулканическая область" обычно относят к территориям, на которых распространены современные или древние вулканы. Это название укоренилось с давних пор, применялось именно так в работах Гетара (Guettard, 1752) и Демаре (Desmaerest, 1771) по отношению к провинции Овернь с ее угасшими в третичное время вулканами, а затем в том же смысле употреблялось в трудах Заппера (Sapper, 1927), Вольфа (Wolff, 1929) и многих других исследователей.

В первоначальное определение представления о вулканических областях не было включено каких-либо дополнительных ограничений, ни хронологических, ни пространственных, поэтому в таком виде его обычно применяют и сейчас. Тем не менее есть, по-видимому, необходимость в некоторых уточнениях этого определения, особенно для тех случаев, когда наблюдается преемственная связь событий, обуславливающих появление вулканов на той или иной территории. Впрочем, и вопросы размерности территории играют немаловажную роль в таких уточнениях.

В хронологическом плане уточнение определения должно касаться того положения, что к единой вулканической области следует относить и такие территории, на которых деятельность вулканов продолжалась длительное время, причем за это время могло происходить смещение ареалов или полей распространения вулканических построек в отдельные моменты исторического развития при постоянной преемственной связи между вулканическими событиями. Подобного типа макроронные (долговременные) вулканические области длительного развития могут быть противопоставлены обычным их аналогам, отличающимся кратковременным развитием вулканической активности. Последние могут быть названы брахихронными вулканическими областями.

Пространственные ограничения определяются некоторыми конкретными соотношениями с элементами внутреннего строения вулканических областей. В них могут располагаться либо отдельные вулканы и их группы (линейные или ареальные), либо размещаться ареалы, занятые продуктами вулканической деятельности, или, иначе говоря, вулканические поля. Если иметь в виду, что отдельные вулканические постройки могут занимать площади, измеряемые десятками километров в длину, то вулканические поля, объединяющие группы таких построек, будут достигать соответственно сотен километров. Следовательно, говоря о вулканических областях, правомерно указывать типичные для них размеры, равные нескольким тысячам километров. Таким образом, к вулканическим областям естественно относить территории протяжением в тысячи километров, на которых в течение относительно короткого времени размещались или продолжительное время неоднократно возникали вулканические постройки различной морфологии и состава.

Знакомясь с общими чертами размещения вулканических областей, приходится сталкиваться с такими случаями, когда они сменяют друг друга по простиранию (в особенности, если эти области имеют черты линейного строения) иногда почти без перерыва или с трудно

прослеживаемым разрывом между ними. Такие случаи приводят к представлению о глобальных системах вулканических областей, о глобальных окраинных или трансконтинентальных вулканических поясах в зависимости от особенностей их пространственного расположения по отношению к элементам строения поверхности земного шара — континентам и океанам. Пример глобального вулканического пояса дает в наиболее наглядном виде Тихоокеанская система вулканических областей; трансконтинентальным вулканическим поясом может быть назван пояс Тетиса по крайней мере для отдельных периодов геологического времени. Окраинным по отношению к Тихому океану является, в частности, Чукотско-Катазиатский вулканический пояс. Впрочем, злоупотреблять названием "вулканический" пояс не следует; в особенности не рекомендуется его прилагать к таким локальным образованиям, какие представляют ограниченные размерами вулканические поля и даже области. Во всяком случае, если вулканическая область более или менее изометрична и отношение ее длины к ширине менее чем 3:1, то ее при всех обстоятельствах не рекомендуется называть вулканическим поясом. Что касается нередко применяемого термина "вулканическая зона", то, вероятно, он применим к тем случаям, когда приходится сталкиваться с линейно вытянутыми вулканическими полями с тем же соотношением длины к ширине (3:1), что и для вулканических областей.

Вопрос о границах вулканических областей не всегда решается просто и однозначно, даже если касается современных вулканов. Тем большие затруднения возникают при выяснении границ древних вулканических областей. Для современных или близких к ним ситуаций может быть отмечено по крайней мере два наиболее трудных случая. Один из них — это смена по простиранию одной линейно вытянутой вулканической области другой, аналогичной. Именно из-за этого нередко возникает множественность наименований, относимых к одному и тому же, в сущности, объекту, но к разным элементам его строения, размещенным по простиранию некоторой полосы. Так, известно, что на северо-востоке нашей страны и на востоке Азии широко распространены мезозойские вулканогенные породы и что области, в которых они прослеживаются, различными исследователями выделялись в качестве вулканических поясов: Чукотского, Охотско-Чукотского, Сихотэ-Алиньского, Хонсю-Корейского и т.д., которые затем были объединены в единый Чукотско-Катазиатский пояс. Наряду с этим и до сих пор считают возможным выделять Монголо-Охотский вулканический пояс, имея в виду распространение мезозойских вулканогенных пород также к юго-западу от Приохотья, в верховьях Амура, в Забайкалье и Монголии. Между тем речь идет, в сущности, о системе более или менее самостоятельных вулканических областей линейного типа, сменяющих друг друга по простиранию, вследствие чего их можно считать принадлежащими единому окраинному вулканическому поясу, расположенному на северо-западной окраине Тихого океана и составляющему один из элементов глобального Тихоокеанского вулканического пояса.

Если в различных направлениях очевидна смена вулканических

построек или вулканогенных пород невулканическими образованиями, то задача определения границ вулканической области чаще всего не представляет сложности и решается однозначно. Однако здесь может возникнуть второй случай, обуславливающий затруднения, связанные с определением таких границ. Вулканическая область может, скажем, представлять серию вулканических полей, разобщенных и не сообщающихся между собой, расположенных на разных расстояниях друг от друга. Вопрос в этом случае сводится к тому, какое же расстояние следует считать достаточно большим, чтобы наблюдаемое дальше вулканическое поле отнести уже не к данной, а к иной вулканической области. По-видимому, вопрос решается в таком случае по совокупности сведений, определяющих соразмерность вулканических полей и разделяющих эти поля территорий, сходство и различия состава вулканогенных пород и другие признаки. Иначе говоря, в таких случаях должно существовать какое-то специальное обоснование по отношению к принимаемой границе.

Значительные трудности определения границ древних вулканических областей заключаются еще и в том, что принадлежащие им вулканогенные образования, вскрывающиеся фрагментарно и зачастую перекрытые более молодыми отложениями, подверглись более или менее значительному размыву, деформации и испытали соответственно существенные перемещения. Таким образом, к обычным затруднениям добавляются те, которые связаны с задачами реконструкции палеогеографических и тектонических обстановок, типичных для периода образования вулканогенных пород. Возникает, следовательно, проблема палеовулканологических реконструкций по отношению к вулканическим областям в целом. Одним из важных, часто недооцениваемых моментов для этих ситуаций является оценка реальных данных, позволяющих утверждать, что в таком-то направлении рассматриваемые вулканические поля заканчиваются. Обычно в таких случаях границы вулканической области замыкаются пределами установленных выходов вулканогенных пород соответствующего возраста, хотя для строгого определения границ необходимо подтверждение сопоставлением синхронных разрезов, из которых один должен указывать на присутствие в разрезе вулканогенных пород, другой — на их отсутствие. Впрочем, это лишь частный пример появляющихся трудностей, преодоление которых потребует дальнейшего совершенствования методов палеовулканологических реконструкций и более детального изучения каждой вулканической области в отдельности.

Важность исследований, направленных на реконструкцию в наиболее полном виде облика, размеров, общих очертаний, типичных черт размещения в пространстве и длительности существования древних вулканических областей, особенностей их внутреннего строения, состава свойственных им продуктов вулканической деятельности и других особенностей, определяется тем, что только на основе такого рода реконструкций можно дать более или менее строгую количественную оценку вулканических масс, возникавших в различные моменты геологической истории в пределах некоторых определенных территорий. В конечном же счете наши общие знания об эволюции вулканизма

в истории Земли зависят прежде всего от состояния изученности различных вулканических областей именно в таком плане.

Рассматривая особенности строения древних вулканических областей в сравнении с современными, приходится сталкиваться с различными возможными ситуациями.

Во-первых, могут быть сравнительно просто, хотя и не всегда, отождествлены такие в общем обширные древние вулканические области, которые формировались в виде вулканических плато. Для этих областей обычно наблюдается совмещение их контуров с теми, что свойственны вулканическим плато. Реконструкция основных черт таких областей не отличается, по существу, от системы построек, связанных с выделением вулканических плато. Отличительными чертами таких вулканических областей являются сравнительно однообразный формационный состав пород, прослеживаемый на обширных пространствах, выдержанное пологое, практически горизонтальное залегание на больших территориях слагаемых этими породами покровов, а также некоторые особенности морфологии вулканических построек, отличающиеся сочетанием щитовых вулканов с системой построек, образующихся вдоль системы трещин в виде небольших конусов или щитов, иногда также с типичными конусами, близкими к стратовулканам. Вулканические области этого типа могут быть преимущественно базальтовыми, но еще и риолитовыми или игнимбритовыми, а также фонолитовыми. Последующая деформация этого рода областей может вывести систему покровов из горизонтального залегания, вследствие чего реконструкция первоначального облика подвергшейся деформации области в качестве бывшего вулканического плато окажется весьма затруднительной.

Во-вторых, возможна реконструкция линейно удлинённых древних вулканических областей, во многих случаях параллелизуемых с современными вулканическими регионами, расположенными на окраинах континентов, подобными Курило-Камчатскому или другим, следующим вдоль западного побережья Северной и Южной Америки и т.д. Такие окраинные вулканические области отличаются крайне резкими фаціальными вариациями на сравнительно небольших расстояниях. Наблюдаемая смена пород отвечает обилию в пределах области сложной системы вулканических конусов, стратовулканов, шлаковых и т.п. построек, которые образовались в результате извержений, различных как по особенностям проявления, так и по составу выбросов. В итоге в сложной системе вулканических продуктов одновременно сосуществуют не только выброшенные при извержениях различные вулканические материалы, как эксплозивные, так и лавовые, но и продукты их переотложения. Таким образом, возникает специфический формационный тип отложений, свойственных таким вулканическим областям, крайне неустойчивый по составу продуктов извержений и резко фаціально изменчивый. В окраинных зонах, о которых идет речь в данном случае, обычно наблюдается общая асимметрия вулканической области, не характерная или вообще не наблюдаемая в рассмотренных выше вулканических плато. При значительных вариациях состава пород, типичных для окраинных вулканических областей, обычным

является постоянное присутствие в ассоциации с породами базальтового или риолитового ряда также андезитов, из-за чего этот тип ассоциаций нередко называют андезитовым.

В-третьих, разнообразные ситуации приводят к появлению многочисленных, иного типа вулканических областей, строгий анализ которых требует специального изучения с точки зрения возможной реконструкции их первоначального вида, размеров, состава и его вариаций и т.д. Полное представление о всем этом разнообразии можно получить на основании конкретного изучения различных вулканических областей, для чего необходимо дальнейшее развертывание систематических исследований в этом направлении.

Особо следует отметить, что в условиях резкой деформации вулканогенных толщ приходится затрачивать очень большие усилия для того, чтобы представить на основании их изучения более или менее полную картину, выявляющую сложную систему первоначальных соотношений, свойственных изучаемой древней вулканической области.

Пример разбора основных черт древних вулканических областей, проведенного в целях исследования количественных параметров, типичных для фанерозойского вулканизма, дает работа, посвященная южным материкам (Луцицкий, 1978). В ней рассмотрены некоторые методические подходы к анализу проблемы реконструкции древних вулканических областей. Показано, в частности, что в процессе такого рода реконструкций должны быть не только установлены общие контуры древних вулканических областей, но также выяснены особенности их внутреннего строения, включая определение степени сохранности вулканогенных образований от последующего размыва, существенно затрудненное в условиях их деформации, локальной (в пределах отдельных полей) и общей фацальной изменчивости, морфологии свойственных данной области вулканических построек и т.д. Анализ всех проблем, возникающих при палеовулканологических исследованиях, требует очень внимательного и детального разбора имеющихся данных и обобщения материалов в системе различных схем и карт, иллюстрирующих типичные черты строения древних вулканических областей.

В настоящее время проводится большая работа по реконструкции древних вулканических областей на территории нашей страны для ряда стратиграфических срезов фанерозоя. В работе принимают участие многие коллективы научно-исследовательских институтов Министерства геологии СССР и Академии наук СССР. Некоторые результаты этой работы были рассмотрены на VI Всесоюзном палеовулканологическом симпозиуме (Тезисы докладов..., 1983). Соответствующие карты древних вулканических областей по различным регионам составлены в единой легенде, разработанной ВСЕГЕИ и опирающейся на приводимые ниже следующие основные принципы (Методические указания..., 1981). Во-первых, основу построений составляет изображение реальных и предполагаемых контуров распространения вулканогенных формаций или, в зависимости от необходимости, групп формаций. Формации и их группы выделяются на картах цветом и обозначаются индексами. Во-вторых, наряду с формациями на картах

показываются вулканические центры, постройки и вулкано-тектонические структуры. На обзорных картах они изображаются немасштабными знаками. В-третьих, при составлении карт учитывается возможность показа некоторых количественных характеристик и особенностей состава пород и формаций. Для этой цели используются колонки, диаграммы (круговые и иные) и другие виды построений. Наконец, основной фон карт дает суммарное представление о палеогеографических условиях для заданного стратиграфического интервала. При этом учитываются особенности тектонической обстановки, соответствующей данному интервалу. Такие карты служат основой для изображений минералогии реконструируемых древних вулканических областей в соответствии с принципами, разработанными в коллективной монографии "Рудоносность и геологические формации" (Рудоносность..., 1981).

Воссоздание истории развития вулканической деятельности

История развития вулканической деятельности рассматривается в работах многих исследователей на основе более или менее строгого знания стратиграфической последовательности, наблюдаемой в разрезах вулканогенно-осадочных толщ. Можно было бы привести различные примеры, иллюстрирующие подобные построения, восстанавливающие историю развития вулканической деятельности. Однако следует иметь в виду, что в этих построениях обычно намечаются два принципиально разнородных пути.

Один из них, в сущности формальный, ведет к созданию таких реконструкций, в которых регистрируется последовательность выявляемых геологических событий, без учета фациальной изменчивости состава вулканогенных образований, зависящей не только от вертикальной смены вулканогенных пород в разрезе, но и от размещения их в пространстве. Иначе говоря, независимо от реально устанавливаемых вариаций состава вулканогенных пород в пространстве, в обобщенном виде представляется некоторая суммарная идеализованная схема последовательности событий. В итоге первый путь приводит к построению схем циклического развития вулканической деятельности. Как писала А.И. Анатольева, изучавшая стратиграфию вулканогенных толщ Алтае-Саянской области на юге Сибири и в Восточном Казахстане, "такой путь изучения разрезов и последующего их сопоставления по ритмам и циклам весьма удобен в начальной стадии исследований, когда немного известно в отношении возможных корреляций и когда отсутствуют сведения о фациальной изменчивости отложений. Но он оказывается, как правило, неубедительным, как только сведения о строении разрезов и их изменчивость в вертикальном и латеральном направлениях становятся разнообразными" (1964б). Эта позиция отвечает взглядам Н.Н. Хераскова, писавшего, что "циклические представления об истории Земли отражают раннюю стадию развития науки, когда закономерности охватывают лишь ограниченный круг фактов. Действительно, если, например, различать лишь стадию трансгрессии и стадию регрессии или стадию расчлене-

ния рельефа и стадию его нивелировки, то при прослеживании их во времени ничего, кроме циклического чередования двух стадий, не может выявиться (Херасков, 1967. С. 235). Тем не менее и сейчас идеи циклического развития вулканических процессов, сопровождаемых многократно повторяющейся сменой основных излияний кислыми, находят поддержку во многих работах. Выход из "циклического тупика", не выводящего за пределы "дурной бесконечности", должен быть найден на другом пути, предполагающем действительное развитие, т.е. эволюцию, иначе говоря, необратимое изменение вулканических процессов.

Об этом хорошо писал А.Н. Заварицкий (1924) еще в ранних работах по вулканизму Урала: "Рассматривая всю историю вулканической деятельности на Урале в целом, мы видим, что здесь эволюция идет в одном направлении. Все это говорит за то, что здесь мы имеем дело с единым процессом. Совокупность всех вулканических явлений представляет собой как бы одно целое, подобно тому, как такое целое, как Урал, представляет и тектонически" [цит. по: (Заварицкий, 1956. С. 359)]. Анализируя с этих позиций историю вулканической деятельности на Урале, Заварицкий показал, что здесь имела место медленная миграция очагов, питающих эту деятельность, по направлению с севера на юг. Независимо от этой миграции и общих гипотетических представлений Заварицкий допускает, что вулканическая деятельность питалась существовавшим на глубине вытянутым "магматическим бассейном" или рядом таких "бассейнов", сливавшихся на глубине. В этих очагах происходила дифференциация магмы, о чем можно заключить, анализируя изменчивость состава продуктов вулканических извержений в разное время и в разных участках Урала.

Рассматривая интрузивную деятельность, т.е. историю этих глубинных очагов, А.Н. Заварицкий писал, что "на Урале, с его длительной геологической историей, тектонические движения неоднократно повторялись и неоднократно плутоны участвовали в них как составные части земной коры, которые отличаются от окружающих масс то большей подвижностью (еще не застывшие, активные, или, мы бы сказали, живые плутоны), то, наоборот, меньшей подвижностью (мертвые плутоны). Во время разных движений, происходивших при формировании Урала, существовали живые и мертвые плутоны; и одной из основных задач при изучении магматической эволюции является различение тех и других для разных периодов горообразующих движений" (Заварицкий, 1956. С. 379).

Общие представления об эволюционном развитии вулканической деятельности на Урале были изложены Н.А. Штрейсом (1951) в большом исследовании, в котором были показаны сложные изменения состава продуктов извержений в зависимости от времени и структурного положения центров вулканической деятельности и от процессов образования и жизни глубоких магматических очагов. Данные о последовательной эволюции вулканической деятельности в готландии и девоне на Среднем Урале Штрейс иллюстрировал рядом схем, демонстрирующих пространственное размещение продуктов вулканизма в различные интервалы геологического времени.

Исследования девонской вулканической деятельности на юге Сибири и в Восточном Казахстане, верхнепалеозойской — на юге Джунгарского Алатау, а также свойственной различным эпохам на других территориях Советского Союза и зарубежных стран, так же как и рассмотренные выше данные А.Н. Заварицкого и Н.А. Штрейса, показывают, что устанавливаемая обычно картина связи определенных стадий развития вулканической деятельности с последовательным развитием геологических структур не дает указаний на циклический характер процессов вулканизма. Наоборот, как только исследование приобретает детальный характер и сопровождается составлением фациальных профилей и палеовулканологических или палеогеографических карт, приходится отказываться от схематизации природных явлений, применяемой при выделении повторяющихся циклов вулканической деятельности с чередованием основных и кислых лав.

В итоге следует подчеркнуть, что тот вид палеовулканологических реконструкций, который связан с выявлением действительной истории развития вулканической деятельности, приобретает доказательную силу лишь в том случае, когда он опирается на: 1) тщательное изучение последовательности залегания вулканогенных толщ в различных стратиграфических разрезах изучаемой территории, сопутствующее геологическому картированию в масштабе, отвечающем возможностям решения такой задачи; 2) надлежащее обоснование возраста вулканогенных толщ и отдельных звеньев различных разрезов; 3) фациальные схемы, построенные для различных возрастных интервалов и для всего вулканогенного комплекса в целом; 4) палеогеографические и палеовулканологические схемы для различных интервалов геологического времени; 5) выяснение отношения между вулканогенными толщами и их корневыми зонами. Построенные таким образом исследования приводят к выводу о том, что представление о циклическом развитии вулканической деятельности является неудовлетворительным и что вулканическая деятельность, как и тектонические структуры, развивается необратимо.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ПРОСТРАНСТВЕННОГО И ХРОНОЛОГИЧЕСКОГО РАЗМЕЩЕНИЯ ДРЕВНИХ ВУЛКАНОВ*

Проблему пространственного размещения древних вулканов следует обсудить по крайней мере в трех аспектах. Во-первых, важно выяснить, каковы общие закономерности их распределения на земной поверхности; определить, где именно они сосредоточиваются, каким — палеогеографическим, структурным или иным — ситуациям отвечает их расположение, и т.д. Во-вторых, необходимо установить причины, вызывающие то или иное размещение конкретных вулканических построек или их групп; в этом отношении должны быть установлены

* Палеовулканология. М.: Наука, 1985. С. 169—191.

главным образом механические условия, от которых зависят возможности проникновения из земных недр к поверхности магматических расплавов, питавших в прошлом вулканическую деятельность. В-третьих, надлежит выявить размещение и природу глубинных источников, обусловивших вулканическую деятельность в данном участке земного шара.

Не все пути разработки проблемы достаточно строги; генетические аспекты всегда оказываются наиболее трудными в исследовании и вовлекают широкий круг гипотетических построений, далеко не всегда убедительных, достаточно изменчивых с течением времени и в этом смысле всегда эволюционирующих. Что касается хронологических аспектов проблемы размещения древних вулканов, то они представляют особый интерес преимущественно в связи с анализом общих отношений между вулканизмом и тектоникой. Эти аспекты будут рассмотрены особо.

Некоторые общие закономерности размещения древних вулканов

Рассматривая пространственное размещение древних вулканов, следует учитывать известные данные о распределении современных вулканов (Луцицкий, 1971), приуроченных, с одной стороны, к глобальным структурам, с другой — к конкретной геологической обстановке, в рамках которой проявляется вулканическая деятельность в тех или иных участках земной коры. Необходимо ясно представлять, что в глобальном плане четко выражено закономерное расположение действующих вулканов внутри молодых кайнозойских горных поясов — Тихоокеанского и Альпийско-Индонезийского, по простиранию сменяющихся системами островных гряд (дуг). Действующие вулканы встречаются, кроме того, на континентальных сводах и срединно-океанических поднятиях, сопровождаемых рифтовыми впадинами, а также в зонах крупных разломов, пересекающих океаническое дно. Этим, конечно, не исчерпываются все закономерности размещения современных вулканов. Известно, в частности, сосредоточение действующих вулканов во внутренней части островных дуг, их общая связь в подобных грядах, а также в складчатых системах Кордильер Северной и Южной Америки с зонами сейсмодислокаций, уходящими на сотни километров в глубь Земли и выходящими в глубоководные впадины, сопровождающие вулканические гирлянды и т.д.

От общих представлений о современном размещении действующих вулканов можно, по-видимому, найти пути к интерпретации данных о распределении вулканов на земном шаре в прошлые геологические эпохи. Однако возникает вопрос, как провести подобное сравнение? Должно ли выяснять физико-географическую обстановку, в которой происходила вулканическая деятельность в прошлом, или решать только задачу выяснения структурных условий, способствующих образованию древних вулканов? Оба пути, по-видимому, правомерны, и следует остановиться на характеристике каждого из них, тем более что они дополняют друг друга.

Когда речь идет о физико-географической обстановке, то обычно

ограничивают ее оценку определением общих условий развития вулканической активности и выяснением вопроса: являлись ли эти условия подводными или наземными, морскими или континентальными? Между тем в данном случае необходимо провести параллели в более узком плане, т.е. не только определить, являются ли древние вулканы подводными или наземными, но еще и установить, к каким элементам древнего рельефа они тяготеют и какие черты геоморфологии характерны для той области, в которой эти вулканы размещаются. Хотя подобного рода исследования сравнительно слабо развиты и находятся преимущественно в сфере обычных палеогеографических, а не специализированных палеовулканологических исследований, тем не менее известные материалы по данному вопросу свидетельствуют о размещении во многих случаях древних вулканов на островных грядах (дугах). В работе А.А. Предтеченского (1967) приведены, например, данные, наглядно устанавливающие расположение древних вулканов на островных грядах в докембрии и кембрии на территории Восточного Саяна. Представления о связях древних вулканов с островными дугами весьма популярны, так как на основании сравнения современных островных дуг с древними их гомологами обычно устанавливаются параллели таких зон с определенными геологическими структурами — эвгеосинклиналями.

Известна также приуроченность древних вулканов и к другим физико-географическим обстановкам. Например, они широко распространены на древних низменных или высокогорных плато, подобных тем, которые типичны для ряда платформенных областей — Африканской, Сибирской, Индийской и др. Несомненно, что древние вулканы, как и современные, были распространены на дне морей и океанов, но далеко не всегда удается выделить среди подводных областей те участки, которые отвечают глубоководным и мелководным территориям, а срединно-океанические поднятия для минувших геологических эпох выделить вообще очень трудно. Недостаточны также данные, позволяющие оконтуривать конкретные поднятия на континентах и выяснять расположение на них древних вулканов.

Сведения о физико-географической обстановке, в которой располагаются древние вулканы, пока еще далеко не полные. Поэтому при обсуждении общих закономерностей размещения древних вулканов обычно опираются преимущественно на данные о распространении изверженных пород вообще и об их приуроченности к определенным геологическим структурам. Но даже в этом направлении имеющиеся в настоящее время материалы ограничены. Так, практически отсутствуют сведения, позволяющие дать общий обзор древних вулканических областей мира. Это связано с тем, что до сих пор не прилагались усилия к созданию мировых карт, иллюстрирующих распространение древних вулканов хотя бы в рамках сравнительно крупных интервалов геологического времени. Существующие геологические карты мира, изданные в нашей стране в масштабе 1:15 000 000, лишь в малой степени позволяют представить распространение разновозрастных вулканических пород, так как они не специализированы в палеовулканологическом направлении. То же касается и не вполне

еще завершеного издания ЮНЕСКО Международной геологической карты мира масштаба 1:10000000. Поэтому выявить на основании анализа этих карт действительную картину размещения древних вулканических областей затруднительно. Естественно, возникает необходимость подготовки специальных палеовулканологических карт, в связи с чем предпринимаются различные усилия, направленные на составление таких карт для более или менее обширных территорий. Большая работа ведется, в частности, по составлению обзорных палеовулканологических карт Советского Союза. В работе автора (1978) были предприняты меры к анализу размещения древних (фанерозойских) вулканических областей на южных материках. Таким образом, за последние годы наметились определенные успехи в разработке палеовулканологических построений, связанных с составлением обзорных карт более или менее обширных территорий земного шара. Однако полноценных мировых обзоров вулканической активности геологического прошлого пока еще нет. Поэтому для выяснения общих закономерностей размещения древних вулканов на земном шаре приходится прибегать к косвенным построениям, привлекающим представления о различного рода связях вулканогенных пород с теми или иными структурными зонами и о глобальном распределении этих зон, принадлежащих разным геологическим эпохам.

Широко известно, что в древних вулканических областях сосредоточены разнообразнейшие продукты вулканической деятельности, помимо тех, которые, как полагают многие исследователи, вообще не достигли земной поверхности и представляли собой нескрытые преимущественно гранитные плутоны. Вместе с такими плутонами вулканогенные породы тяготеют преимущественно к внутренним частям складчатых областей. Эти внутренние зоны Штилле (Stille, 1940) назвал эвгеосинклинальными (в отличие от краевых миогеосинклинальных) и включил их в состав плиомагматических зон. Такие плиомагматические зоны, по Штилле, "весьма богаты магматическими образованиями, а именно начальными, синорогенными и субсеквентными проявлениями магматизма. Примеры: неваиды, внутренние антилиды и главные андиды" (Штилле, 1964а. С. 269). Для собственно эвгеосинклинальных зон Штилле считал типичным "начальный магматизм и вообще плиомагматическое развитие" (там же. С. 272).

Название "эвгеосинклинали" было привлечено затем М. Кэем (1955; Kay, 1951), более строго определившим их как зоны, характеризующиеся разрезами, насыщенными вулканогенными породами. Он, в частности, писал, что "эвгеосинклинальные пояса характеризуются мощными разрезами вулканических пород, между тем как в миогеосинклинальных поясах ничего подобного не наблюдается" (Кэй, 1955. С. 101). В интерпретации Кэя представление об эвгеосинклиналиях получило большую определенность по отношению к оценке былой вулканической деятельности. В этом представлении вулканогенные породы, входящие в состав разреза складчатого комплекса, отделены от тех плутонов, преимущественно гранитных, прямая связь которых с вулканической деятельностью на земной поверхности не всегда ясна.

В целом же очевидно, что само по себе выделение эвгеосинкли-

налей, которое предлагается Кзем, свидетельствует о широком распространении вулканогенных пород во внутренних зонах складчатых областей, где эти породы образовались в результате вулканической деятельности, происходившей в период накопления осадков, вошедших впоследствии в состав складчатого комплекса. На дне морских бассейнов или на островных гирляндах того времени внутри подвергшейся деформации области располагались, следовательно, действующие вулканы. Исследования Н.А. Штрейса (1951) на Урале показали, что эвгеосинклинали отделены от смежных с ними геантисинклиналей крупными разломами, уходящими на большие глубины в недра Земли и представляющими проницаемые зоны, вдоль которых внедрялись крупные интрузивные тела, в прошлом сообщавшиеся во многих случаях с вулканическими постройками, располагавшимися на земной поверхности.

Помимо эвгеосинклиналей, древние вулканы в складчатых областях располагаются и в иной структурной обстановке. Они известны на территории срединных массивов, а также в наложенных и унаследованных впадинах, относящихся к верхнему структурному ярусу складчатых (геосинклинальных) систем, так как принадлежат к структурам, возникшим после того, как образовался складчатый комплекс. Тем не менее и в этом случае древние вулканы остаются сосредоточенными внутри складчатой области, хотя их размещение в этой области определяется уже не теми причинами, которые вызывают появление древних вулканов в эвгеосинклиналях. В эвгеосинклиналях они тяготеют, по-видимому, к островным грядам и следующим вдоль них глубинным разломам, во впадинах же сопровождают систему краевых и внутренних разломов.

Штилле предполагал, что для эвгеосинклиналей характерен симатический вулканизм, тогда как в системе срединных массивов и во внутренних впадинах вулканическая деятельность отличается сложным составом и наследует сиалический состав предшествующих ей гранитных плутонов, сменяющих симатическую деятельность начальной истории вулканизма геосинклинальной области. Позднейшие исследования показали, что такая схема во многих случаях далека от истины и нуждается в пересмотре.

Древние вулканы располагаются не только в складчатых областях, но и за их пределами на различного возраста платформенных массивах, отличающихся от срединных главным образом тем, что складчатые сооружения, ограничивающие такие массивы, разновозрастны. Именно на таких платформенных массивах на многих территориях более или менее широко распространены вулканические плато, образующиеся в результате накопления флуд-базальтов. Подобные накопления возникли в результате извержений исландского типа и сопровождались образованием в ряде случаев конических построек центрального типа, подобных тем, которые наблюдаются, например, в Британо-Арктической третичной вулканической области, а, возможно, также в юго-западной части Африки и на других территориях.

Обилие туфов в некоторых вулканических областях подобного типа, в частности на Сибирской платформе, вызывалось активной

деятельностью вулканических трубок, оставляющих на земной поверхности следы в виде мааров. Господствующий тип продуктов вулканической деятельности на платформах представлен базальтовыми лавами и отчасти их туфами; тем не менее достаточно хорошо известны также и гранитные ядра вулканических построек, имеющих кольцевое строение. Подобные вулканические постройки с гранитным ядром есть как на древних платформах, например в юго-западной части Африки (Эронго, Мессум и др.) или в Нигерии, так и на молодых — в Шотландии. Главная масса базальтовых плато, расположенных внутри крупных синеклиз древних платформ, образовалась в период времени от верхнего палеозоя до кайнозоя, хотя есть также очень древние, в том числе докембрийские, базальтовые плато.

За пределами складчатых областей вулканические постройки образуются еще в системе впадин, возникших вследствие деформации щитов древних и молодых платформ, в связи с перемещениями, существенно более молодыми, чем возраст складчатого основания платформы, иначе говоря, с теми перемещениями, которые были выделены В.А. Обручевым (1922) в качестве "юных движений на древнем темен Азии".

Вдоль пограничной области, разделяющей разновозрастные складчатые области или геосинклинальные системы, в некоторых случаях располагаются "краевые вулканические пояса" (Богданов и др., 1963), имеющие огромное протяжение, измеряемое тысячами километров при ширине 100—200 км. Примером таких поясов нередко служит Чукотско-Катазиатский пояс, для которого обычно ищут аналогию в более древних вулканических зонах, разделяющих разновозрастные складчатые области. Такие параллели проводят, в частности, с "краевым вулканическим поясом" Казахстана, следующим вдоль границы, разделяющей каледонские и герцинские складчатые структуры. В некоторых случаях распространяют эти аналогии также на вулканические зоны, строгое структурное положение которых не отвечает такому представлению, так же как и их размерность, обычно значительно меньшая, чем поясов.

С типичными крупными вулканическими поясами протяженностью во многие тысячи километров могут сопоставляться только такие глобальные структуры, которые, подобно Тихоокеанскому "огненному кольцу", опоясывают огромные уникальные структурные области. В разрезах таких поясов отсутствуют формации, которые считаются типичными для геосинклиналей, что существенно отличает эти пояса от обычных складчатых областей и определяет их своеобразие.

Общий обзор распространения древних вулканов показывает, что структурная их приуроченность достаточно разнообразна. Они наблюдаются как в складчатых областях, так и за их пределами, на платформах. В том и другом случае они могут иметь базальтовый или риолитовый (гранитный), реже андезитовый состав. Тем не менее в складчатых областях базальтовый вулканизм преимущественно свойствен эвгеосинклиналям (хотя и в них он не обязателен), а риолитовый или андезитовый — срединным массивам и впадинам. Имеются при этом такие впадины и срединные массивы, которые отличаются главным

образом андезитовым или базальтовым составом свойственных им вулканогенных пород, а также и такие, в которых сосредоточены преимущественно риолитовые продукты вулканической деятельности. Главная же масса кислых изверженных пород в складчатых областях представлена гранитами, непосредственная связь которых с вулканическими постройками не всегда ясна и во многих случаях отрицается. На платформах же кислый вулканизм характерен для кольцевых комплексов, принадлежащих более или менее ясно выраженным корневым зонам древних вулканических построек, в некоторых случаях также крупным флексуорообразным изгибам.

Опираясь на тектонические построения, можно было бы представить общую картину распределения древних вулканов на земном шаре, наиболее полную для современной эпохи и более схематичную для древних этапов развития геологических структур, однако это относится к задачам дальнейших исследований. На этом пути, вероятно, могут встретиться различные затруднения, тем больше, чем древнее вулканические области, для которых предприняты палеовулканологические реконструкции, учитывающие распределение фациальных рядов различных вулканогенных формаций и групп или рядов таких формаций.

Имеется еще возможность выявления характерных черт распределения древних вулканов, исходя из некоторых общих положений концепции тектоники плит, или глобальной тектоники, существенно влияющей на формирование современного геологического мышления. Главное положение этой концепции, прямо относящееся к распределению вулканической активности на земной поверхности, касается зарождения новой океанической коры вдоль срединно-океанических поднятий, где таким образом формируются в первую очередь вулканические постройки, сосредоточенные сейчас в Исландии и на многих других соответственно расположенных океанических островах. Можно предполагать, что в прошлом вдоль таких швов тоже зарождались многие древние вулканы. Возникающая в этом процессе океаническая кора образует плиту, которая, разрастаясь, перемещается до тех пор, пока не происходит ее столкновение с краем континента или с системой островных дуг, где плита погружается под край континента в связи с общей конвекцией, связывающей подъем магмы из недр Земли в срединно-океанических поднятиях и погружение ее в некоторых краевых зонах типа континент—островная дуга. Здесь, в области столкновения, вновь формируются постройки, представляющие другой вид размещения вулканов на земной поверхности. Естественно, что имеется, кроме того, серия вулканических построек, рассеянная на огромных океанических просторах и приуроченная в ряде случаев к протяженным разломам, достигающим тысяч километров длины и рассекающим срединно-океанические поднятия вкрест их простираения. Наконец, есть еще области распространения вулканов, тяготеющие к рифтовым зонам, которые, как предполагается, представляют след выхода срединно-океанических поднятий на континент. Далее вновь приходится обращаться к закономерностям, определяющим размещение вулканов на континентах, известным значительно более полно, чем в океанах.

Рассматривая условия, благоприятствующие образованию древних вулканов, необходимо иметь в виду, что всестороннее обсуждение этого вопроса требует прежде всего знания истории геологического развития конкретных вулканических районов или отдельных построек. Однако есть некоторые общие механические причины, обуславливающие возможность образования вулканических построек, в том или ином пункте или районе. Зная эти причины, можно с большей или меньшей полнотой выяснить, почему вулканическая деятельность сосредоточивается в одних участках древних платформ или складчатых областей, тогда как на другие участки она не распространяется. Иначе говоря, можно установить хотя бы в самом общем виде особенности той среды, которая благоприятствует развитию вулканической деятельности и росту вулканов. В таком именно плане были проведены в свое время разнообразные работы Клоосом (Cloos, 1939), Виллисом (Willis, 1936), Оденем (Auden, 1949), А.А. Полкановым (1945, 1946, 1955a) и другими исследователями. Их труды сохраняют свое общее значение и сейчас, поэтому они привлечены к дальнейшему изложению, которому следует предпослать краткий обзор некоторых общих положений.

Исходным пунктом в обсуждении рассматриваемого вопроса является оценка возможностей достижения земной поверхности глубинным материалом. Эти возможности появляются, когда в недрах Земли обособляются такие массы, которые отличаются от окружающей среды относительно более высокой подвижностью и способностью перемещаться внутри нее под влиянием внешних воздействий или внутренних импульсов. В сущности, здесь не обязательно должна идти речь о магматических расплавах, так как глубины, на которых происходит подобное обособление, превышают 60 км, а на этих глубинах давление достигает 15—20 кбар. При таких давлениях вязкость, например, базальтового материала составляет $1 \cdot 10^{15}$ пуаз даже при температуре около 1200°C .

Об этом пишет, в частности, А. Ритман (1964), но о большой величине вязкости силикатных расплавов при этих давлениях говорят также различные экспериментальные данные. Вязкость $1 \cdot 10^{15}$ пуаз соответствует состоянию вещества, которое мало отличается по свойствам от твердого тела. Для вязкости земной коры в целом, как известно (Магницкий, 1968; Ритман, 1964; Adams, 1951), принимается цифра $1 \cdot 10^{20}$ — $1 \cdot 10^{22}$ пуаз, а определенная Григгсом величина вязкости известняков оказалась равной $1 \cdot 10^{21}$ пуаз. Хотя все эти цифры в общем относительны и опираются на представления о вязкости, условность которой хорошо известна (Лучицкий, 1971), тем не менее они дают некоторую характеристику свойств вещества в недрах Земли. Можно предполагать, в связи с этими данными, что по мере перехода в более глубокие горизонты земных недр различия между вязкостью различных компонентов, входящих в состав земной коры, нивелируются.

Выравнивание условий происходит, по-видимому, на глубинах свыше 60 км, т.е. на тех глубинах, которые отвечают в общем слою низ-

ких скоростей, продолжающемуся в глубь до 250—350 км от поверхности Земли (Магницкий, 1968; Anderson, 1937). Выше 60 км, судя по наблюдениям над современными вулканами, устанавливаются определенные различия между окружающей средой и теми массами, которые обособляются в виде так называемой магмы, очень мало похожей на первых стадиях своего существования на "тесто" и близкой по свойствам, в частности по вязкости, к твердому телу. Дальнейшее продвижение обособившихся масс определяется механическими условиями среды; эти массы перемещаются по тем направлениям, следуя которым, они встречают наименьшее сопротивление.

Выше слоя пониженных скоростей, или так называемой пластической зоны, в силу вступают те соотношения, которые были рассмотрены Андерсоном (Anderson, 1937) при выяснении причин образования даек и пластовых залежей. В построениях Андерсона предполагается, что поверхность Земли, за исключением горных районов, можно рассматривать как плоскую и что внутри Земли в любой точке действуют либо гидростатическое давление, либо неуравновешенные силы. В последнем случае они могут быть отнесены к трем осям, из которых одна отвечает наибольшему, другая — среднему и третья — наименьшему давлению. Одна из трех осей ориентирована перпендикулярно поверхности Земли; в зависимости от взаимного расположения осей могут возникать разные тектонические перемещения: сдвиги, надвиги и нормальные сбросы, а также создаваться ослабленные зоны, благоприятные для перемещения в определенных направлениях обособившихся на глубине магматических масс.

На пути к поверхности магматические массы претерпевают различные изменения (пока еще недостаточно изученные), связанные с формированием все более отчетливо выраженных их свойств, резко отличных от свойств окружающей твердой среды. Фазовое состояние и формы перемещения таких масс могут быть разными, однако перемещение материала путем чистого плавления или какое-либо иное, связанное с замещением лежащих на пути твердых горных масс пород, представляется тем менее вероятным, чем ближе этот материал продвигается к поверхности, хотя в верхних зонах не исключена возможность существенного значения так называемого газового плавления, предполагаемого, в частности, Р. Дэли (1936). По представлениям А. Ритмана (1964; Rittmann, 1960), образование трещины, открывающейся на глубине более 60 км, может привести к заполнению ее магматическим расплавом.

В построениях Клооса, Виллиса и многих других исследователей предполагается возможным распространение трещин на глубины, измеряемые многими десятками, а у Клооса даже сотнями километров. Трудно дать иное толкование, например, Большой дайке Южной Родезии (Зимбабве. — *Ред.*), прослеженной более чем на 500 км при ширине до 11 км. При таких размерах маловероятно, чтобы глубина, на которую она уходит в недра Земли, измерялась километрами, а не многими десятками километров, т.е. чтобы эта дайка не пересекала полную мощность земной коры и не достигала по крайней мере глубины 60 км.

Такое же представление о проникновении трещин в земные недра развивал Ситтер (1960; Sitter, 1956), рассматривая линейные пучки даек в Шотландии. Он отклонял предположение Андерсона (Anderson, 1937) о том, что заполнение даек происходило от центральных очагов в горизонтальном направлении, так как протяжение этих даек достигает 400 км. Ситтер считал возможным объяснить подобные протяженные дайковые серии "растрескиванием" земной коры под влиянием относительного растяжения (наименьшего давления), ориентированного поперек простираня даек.

Все эти представления совпадают с тем, что известно по современным наблюдениям за вулканическими извержениями, питающимися за счет масс, расположенных на глубинах 60 км. Во всяком случае, данные об извержениях вулкана Калауэа на Гавайских островах и по вулканам Камчатки подтверждают, что питание их происходит именно так. Впрочем, и по этим наблюдениям остается неизвестным начальный путь обособляющихся на таких глубинах масс и неизвестно, насколько они отличаются в момент зарождения от субстрата, расположенного в недрах Земли на этих глубинах. Неясно также, в какой момент эти массы превращались в жидкий расплав. По-видимому, более определенно можно говорить лишь о тех глубинах, на которых из появляющегося в конечном счете расплава обособляется газовая фаза.

Если считать главным компонентом газовой фазы пары воды с парциальным давлением 217,7 атм, то можно было бы допустить, что отделение газовой фазы возможно на глубинах всего лишь 0,5 км. Однако такое представление противоречит тому, что известно по реальной картине, наблюдаемой в момент пароксизмального взрыва вулкана Безымянного в 1956 г., когда давление достигло 3000 атм.

Противоречит это представление и данным, полученным при наблюдении извержения Везувия в 1906 г., когда в течение 12—15 ч подряд продолжался стремительный выброс газов на высоту около 11 км. Такое длительное выделение мощной газовой струи из вулканического канала могло происходить, очевидно, лишь в том случае, когда газовая фаза занимала в канале достаточно большое пространство, а следовательно, заполняла этот канал на глубину, во много раз превышающую 0,5 км.

Так или иначе, по мере продвижения к земной поверхности глубинный материал преобразуется в двухфазную смесь жидкой массы и газов, которая ближе к поверхности распадается, в свою очередь, на жидкость и газы. Этот распад осуществляется более или менее резко в зависимости от типа вулканических извержений. На всем пути следования глубинных масс к поверхности их перемещения подчинены направлениям наименьшего сопротивления, т.е. трещинам растяжения. Не случайно поэтому, например, в зоне сейсмодислокаций, сопровождающих островные гряды и уходящих в глубокие недра Земли, вулканические аппараты располагаются таким образом, что вертикальная их проекция на эту зону размещается на глубину около 100—150 км.

На этих именно глубинах происходит, по-видимому, образование потенциально ослабленных зон растяжения, представляющих области

наименьшего сопротивления, которым следуют массы глубинного материала, обособляющиеся в так называемой зоне пластичности, или, точнее, в слое пониженных скоростей распространения сейсмических волн. Во всяком случае, весь этот путь глубинные массы проходят в обстановке высоких всесторонних и дифференцированных давлений, делающих маловероятным "всплытие" этих масс. Можно говорить скорее о выдавливании, о следовании находящихся под давлением магматических масс вдоль ослабленных зон, зон растяжения, т.е. о вынужденной миграции вещества. Известную роль на этом пути играет, вероятно, механизм проплавления, предполагаемый В.А. Магницким (1965) преимущественно для наиболее глубоких областей. В форме "газового плавления" этот механизм возможен также и в верхних зонах земной коры.

Все это в целом гипотетические представления. Важно же то, что в конце концов магматические массы из глубин достигают поверхности, следуя ослабленным зонам, которые могут интерпретироваться как зоны растяжения. Такие зоны растяжения располагаются определенным образом по отношению к линейным направлениям складок или иных элементов складчатой структуры.

Кратко рассмотренный механизм перемещения магматических масс из земных недр к поверхности вдоль зон растяжения приводит к выводу о том, что расположение различных вулканических построек должно следовать линейным направлениям. Последние ориентируются различным образом по отношению к складчатым или иным структурам, обусловленным происходящими в земных недрах деформациям, в зависимости от распределения действующих в земной коре усилий, которые в различные геологические эпохи могут меняться, хотя общее поле сил земного шара в известной степени устойчиво.

В проблеме выяснения способа размещения магматических масс близ места извержения важен момент, когда магма покидает трещину и разрабатывает для своего продвижения к земной поверхности более или менее ясно выраженный, но обычно сравнительно правильный трубообразный канал. В случае обособления газовой фазы до момента извержения и самостоятельного ее выброса в условиях высокого давления образование такого канала над некоторой частью развивающейся трещины или потенциальной зоны разрыва может наблюдаться на глубинах в сотни метров. Однако, если допускать "газовое плавление", о котором писал Дэли, или иной способ разрушения кровли (в частности, вследствие перекрещивания разно ориентированных трещин), то эта глубина может оказаться более значительной и достигать либо поверхности периферического вулканического очага, т.е. 3—5 км, либо более глубоких зон.

Переход трещин в систему ответвляющихся от нее трубообразных каналов виден даже при типичных извержениях исландского типа, когда вдоль трещины обособляются системы небольших конусов, потоки которых сливаются в единое поле. От этих минимальных глубин возможны различные переходы к трубообразным каналам, достигающим кровли периферических очагов и более значительных глубин. Подобные большие глубины подтверждаются также данными

о том, что кольцевые интрузии, которые формируются, по-видимому, в зонах, отвечающих таким периферическим очагам, имеют в плане форму, отвечающую в определенной мере трубообразному сечению поднимающегося канала.

Все эти общие построения имеют определенное отношение к тем вопросам, которые обычно рассматриваются при обсуждении условий, благоприятствующих конкретному размещению отдельных вулканических построек или вулканических полей, объединяющих ряд более или менее крупных, связанных между собой построек. Главная проблема тем не менее — это определение механических условий образования потенциальных или реальных зон растяжения. Такие зоны рассматривались многими исследователями. Были выделены следующие типы структурных обстановок, благоприятных для образования трещин растяжения и подъема магм к поверхности с последующим развитием вулканической деятельности: своды, флексуры, области, разделяющие длительное существование поднятия и смежные с ними опускания, глубинные разломы, островные дуги, входящие углы древних и молодых платформ, линейные трещины большого протяжения и т.д.

Обратимся прежде всего к сводам, структурное развитие которых и отношение к вулканизму наиболее полно освещены в работах Клооса (Cloos, 1939) и Виллиса (Willis, 1936). Клоос рассмотрел пример Рейнского свода и провел ряд экспериментов, которые выявили характерные черты этой структуры как типа, существенно важного для понимания закономерностей размещения вулканических построек на сводах вообще. Сейчас в связи с общими представлениями плитной тектоники структуры, аналогичные Рейнскому своду, стремятся изобразить как результат раздвижения смежных плит вдоль разделяющего их шва, к которому следуют поднимающиеся из недр Земли магматические расплавы (Illies, 1969), формирующие в итоге океаническую кору. Между тем для понимания структуры Рейнского свода и ее природы Клоос привлек разнообразные палеогеографические данные, позволившие ему представить хотя и гипотетическую, но очень строгую схему свода в изогипсах (рис. 1), иллюстрирующую закономерное размещение в его пределах вулканических построек.

В дальнейшем были предприняты независимые построения, связывающие в единую проблематическую меридиональную зону грабены Осло, Рейна, Роны, Лигурийского моря, Хона и Миссурата в Ливии и т.д. В систему этих построений, в целом по меньшей мере весьма дискуссионных, были включены, таким образом, разновозрастные структуры с кайнозойским (Рейн), мезозойским (Лигурийское море) и даже палеозойским (Осло) заполнением. Противопоставление этих построений строгому структурному анализу Рейнского свода, предложенному Клоосом, явно не состоятельно и не может служить обоснованием реальности представлений о раздвижении плит в области Рейнского грабена и во всей этой предполагаемой меридиональной зоне. Рейнский грабен расположен на своде и представляет типичный рифт, или рифтовую впадину, в структурном плане имеющую сложное строение.

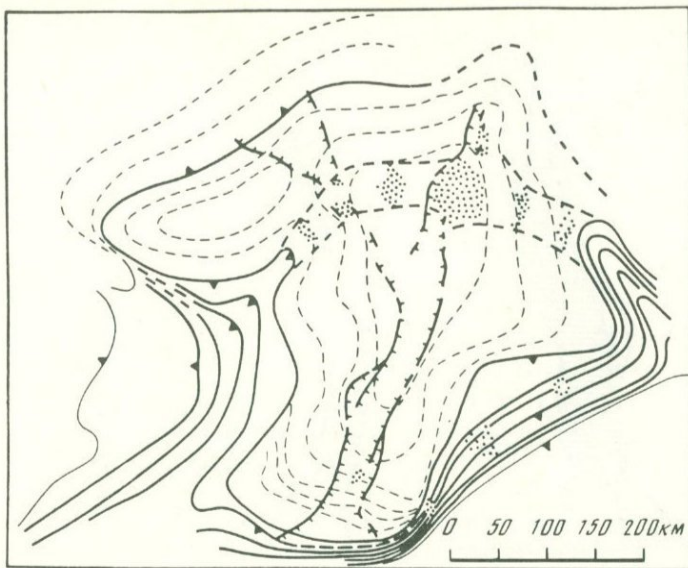


Рис. 1. Гипотетическое и сильно схематизированное представление в изогонсах Рейнского свода, по Клоосу (Cloos, 1939). Точками обозначены главные вулканические области. Черные треугольники отвечают наклону слоев.

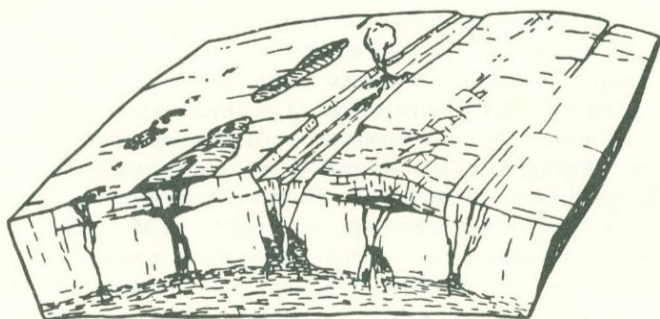


Рис. 2. Общий вид свода, по Клоосу (Cloos, 1939)

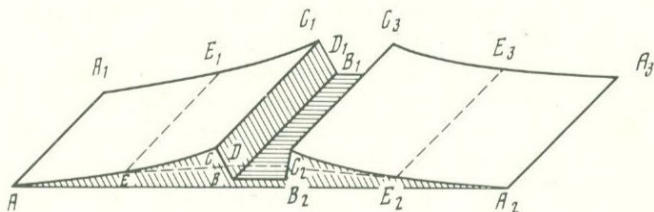


Рис. 3. Схема, поясняющая антитетическое вращение, по Клоосу (Cloos, 1939)

$AEDE_1A_1$ свод ECD и т.д. антитетическое поднятие краев грабена; DBB_1 и т.д. опускание грабена; DB истинная амплитуда сброса; CB кажущаяся амплитуда сброса, получающаяся в результате суммирования опускания (DB) и поднятия (CD)

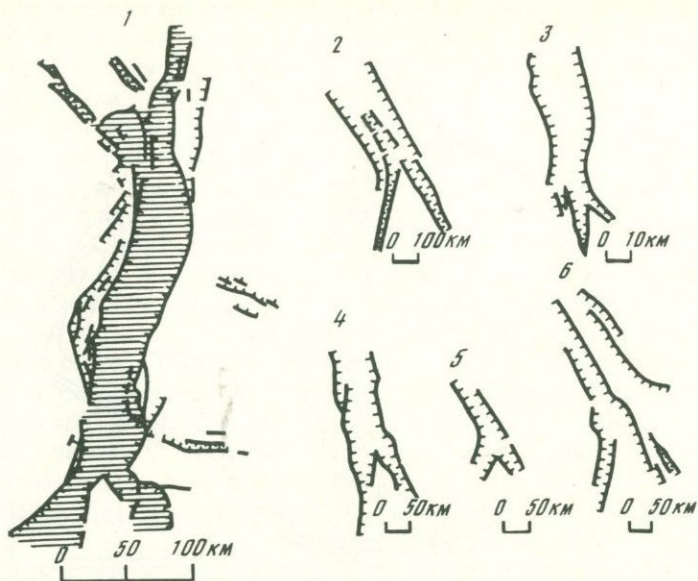


Рис. 4. Примеры крупных грабенов, по Клоосу (Cloos, 1939)

1 - Рейнский грабен, 2 - Красное море (перевернутое), 3 - Веттерли, 4 - Ньясса, 5 - Танганьика; 6 - Большой грабен

Опираясь на структурные схемы, Клоос указал основные черты размещения вулканических полей на Рейнском своде и дал механическую интерпретацию как процессу формирования свода, так и расположению внутри него этих полей. Основная идея механизма, давшего начало вулканическим извержениям и образованию вулканических полей, наглядно видна на рис. 2, на котором изображена изогнутая арка, расчлененная системой трещин растяжения, расположенных на примерно равных расстояниях одна от другой, а в центральной части свода сопровождаемая грабеном. Этот грабен, как показал Клоос, возникает антитетически (рис. 3) и может образовываться при очень малых наклонах крыльев свода. Строение такого грабена обычно ступенчатое в поперечном сечении, а в плане его окончания имеют вид "ласточкина хвоста", расщепленного в области погружения удлиненного свода (рис. 4). Таким образом, Клоос не предполагал, что на своде образуется открытая плоскость, в которую соскальзывает свободный блок. Наоборот, эксперименты Клооса и его теоретические расчеты подтверждали представление о том, что грабен в центральной части свода возникает даже при очень малом общем растяжении и при небольшой высоте свода, а следовательно, при очень большом радиусе его кривизны.

В экспериментах Клооса наклон крыльев свода, достаточный для получения на нем грабена, не превышал одного градуса (отношение высоты свода к его поперечнику составляло 1:200 — 1:300). Общее растяжение в связи с образованием системы открытых трещин не превышало 1:600. Клоос предполагал, что, опираясь на предложенную

им схему процесса образования свода, можно рассчитать глубину того слоя, который вовлекается в изгиб в этом процессе. Несложные расчеты, в которых Клоосу помог профессор математики Ребок, показали, что может быть установлена следующая приближенная зависимость между толщиной вовлекаемого в изгибе пласта (X), растяжением, высотой и шириной свода:

$$X = \frac{\text{растяжение} \cdot \text{половину ширины свода}}{2 \cdot \text{высоту свода}}$$

Более подробные данные об этих расчетах приведены в работе автора (Луцицкий, 1971).

Для Восточно-Африканского свода Клоос принимал размеры: ширина свода — 1500 км, высота — 1500—2000 (максимально 3000 м) и растяжение в широтном направлении 0,5—1,0 км. Это давало наименьшую мощность изгибаемого слоя 60 км и наибольшую — 250 км. Аналогичные данные по Нубийско-Аравийскому своду приводят к значениям мощности слоя от 90 до 430 км. В концепции Клооса, следовательно, предполагается, что образование очень пологих сводов сопровождается расчленением внешних твердых оболочек земного шара трещинами, уходящими на многие десятки и даже сотни километров вглубь вследствие растяжения, достаточного для антитетического образования грабенов на сводах.

Соответствующие расчеты для Байкальского свода показывают полную возможность использования представлений Клооса для объяснения причин появления осевого грабена (Луцицкий, 1971). Даже при допущении, что для образования впадины оз. Байкал необходимо иметь свободную полость, в которую соскальзывают блоки земной коры, вычисленное по схеме Клооса растяжение оказывается достаточным для объяснения этого явления без учета возможностей ступенчатого погружения блоков и антитетического вращения.

Приведенные данные о сводах и вероятном механизме их образования показывают, что нет необходимости привлекать к их объяснению тангенциальное раздвигание, а тем более обращаться к гипотезе, предполагающей "вулcano-плутоническую" природу подобных грабенов на своде, или типичных рифтов.

Рассматривая проблему конкретного размещения вулканических построек и их групп, образующих вулканические поля, на примере Рейнского свода можно видеть, как предполагал Клоос, во-первых, расположение под сводом в "критическое время" магмы, во-вторых, влияние тектоники верхней части коры (а именно ее изгибания и расчленения) на размещение места выхода магмы на земную поверхность. На Рейнском своде благоприятная обстановка для образования вулканов создавалась в трех областях (см. рис. 1): 1) на северном склоне свода внутри отшнурованной сильно изогнутой почти концентрически расположенной Трир-Байрейтской зоны; 2) на юге свода в резко изогнутой восточной его зоне (район Кайзерштуля—Риза); 3) отдельных пунктах главной цепи грабенов, преимущественно вдоль их краев.

Чем слабее был проявлен процесс грабенообразования, тем более обильными были выходы на поверхность вулканических пород в соответствии с тем принципом, на который Клоос ссылался в более ранних своих работах, предполагая, что тектонические и магматические процессы обычно взаимно заменяют друг друга. Механическое объяснение такой замены Клоос не дал, но отметил, что судьба поднимающихся расплавов, помимо их внутренних свойств, определяется также условиями среды и в первую очередь строением земной коры — монолитным или многослойным. Там, где строение монолитно, наблюдается несколько более тесное расположение трещин, расчленяющих свод и используемых магмой для внедрения. В районах же многослойного строения расстояние между ними оказывается более значительным. На размещение этих трещин с разделяющими их определенными интервалами также влияет, как считал Клоос, толщина слоя, вовлекаемого в изгиб. Важную роль играют еще изгибы в отдельных участках свода. На севере Рейнского поля они наблюдаются в сравнительно резко изогнутой (но не превратившейся в грабен) зоне, которая на западе начинается Грирской мульдой, а на востоке заканчивается Байрейтской мульдой. Именно в этой изогнутой зоне, наложившейся на свод, сосредоточены вулканические поля Северо-Рейнской дуги, правильно расположенные на расстоянии 45—50 км одно от другого. Такое размещение вулканических полей в пределах свода на продолжении пересекающих его прогнутых зон, а также на крутых изгибах, имеющих коленообразный вид либо в разрезе, либо в плане, типично и для других сводов.

Для Восточно-Африканского свода Виллис (Willis, 1936) давно уже отмечал, что все вулканы сосредоточены на краях центрального плато и, таким образом, тяготеют к краевым зонам предполагаемого на глубине астенолита.

Вопрос о природе сводовых поднятий и свойственных им вулканических полей рассматривался в ряде работ автором и П.М. Бондаренко (Луцицкий, Бондаренко, 1967, 1970). В этих работах экспериментами была подтверждена возможность образования Байкальского свода в соответствии с концепцией Виллиса, предполагавшей на примере Восточной Африки, что своды возникают вследствие увеличения объема при расплавлении твердых пород и превращения их в магму, образующую в недрах Земли более или менее крупный астенолит. Для объяснения сигмоидального изгиба Байкальского свода и его впадин в эксперимент был введен дополнительно механизм вращательных движений.

Анализ размещения вулканических полей привел к выводу о том, что поперечные изгибы, наложенные на структуры свода, играют роль не только в Рейнской области, но и на сводах Африканских и Байкальском. Что касается Байкальского свода, то в его пределах вулканические поля располагаются, в основном подчиняясь тем же закономерностям, которые установлены для Рейнского свода. На западе Байкальского свода места излияний с зонами растяжения указывались ранее С.В. Обручевым (1950), а для всего свода в целом — Н.А. Флоренсовым (1960). Последний отметил, что базальтовый

вулканизм в области Байкальского свода сосредоточен главным образом внутри пояса, непосредственно связанного с впадинами байкальского типа, но не проявляется в глубочайших впадинах Байкала. На размещение вулканических полей существенное влияние, по мнению Флоренсова, оказали растягивающие усилия, возникшие в обстановке рано начавшихся поднятий и в условиях сложного и интенсивного раздробления фундамента, приведшего к стыку разломов разного направления. Такая обстановка типична, по его данным, для Тункино-Хубсугульского и Каларо-Удоканского вулканических полей. Обширное Витимское плато не может быть объяснено с этих позиций, между тем расположение этого плато весьма типично. Оно закономерно размещается на северо-западном продолжении поперечного прогиба, заложившегося в позднем мезозое на территории Восточного Забайкалья и развивавшегося затем в кайнозое. Этот прогиб, ориентированный в общем поперек Байкальского свода, в процессе развития достиг, по-видимому, края свода и вызвал образование сложной системы трещин растяжения, подобной тем, которые хорошо известны на Рейнском своде. Возможно, что такое же влияние на Байкальский свод оказал и другой поперечный прогиб, следующий, как можно предполагать, в том же северо-западном направлении из района верховий р. Амур, где, как и в Восточном Забайкалье, установлен резкий разрыв мощностей мезозойских осадочных толщ.

Во всяком случае, существование систем поперечных структур, в том числе прогибов, расчленяющих мезозойский пояс, расположенный к югу от Байкальского свода, несомненно. Продолжающееся развитие этих структур в кайнозое подтверждается согласным с ними расположением впадин, заполненных меловыми и третичными отложениями в Восточном Забайкалье. Поэтому общее сходство таких структур с отмеченными Клоосом для Рейнского свода кажется вполне вероятным, и их влияние на размещение вулканических полей Витимского и Каларо-Удоканского следует учитывать.

При объяснении Тункино-Хубсугульского вулканического поля необходимо обратиться к оценке роли трещин, возникших, как показало моделирование, вследствие деформации под воздействием пары сил на валлообразных поднятиях, расположенных вдоль зон скальвания. Существенную роль сыграли, кроме того, резкие коленообразные (в плане) повороты структур, вызванные теми же вращательными движениями. Представленная в таком виде попытка выяснить механическую природу закономерного размещения вулканических полей на Байкальском своде дает ответ на вопрос о том, почему эти поля располагаются на южной и юго-восточной сторонах свода. В целом же в совокупности с тем, что известно по другим сводам, изложенные выше данные показывают, что процесс формирования таких поднятий, связанный с развитием магматического очага, создает только общую благоприятную обстановку для внедрения магмы. Размещение вулканических полей в пределах сводовых поднятий определяется влиянием, которое оказывают на растущий свод наложенные преимущественно поперечные структуры, главным образом прогибы, а также коленообразные (в плане или в разрезе) изгибы структуры.

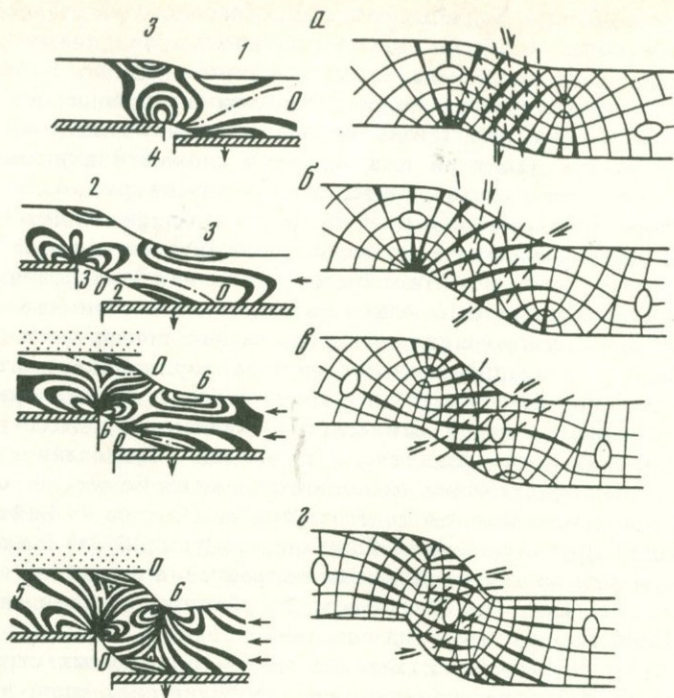


Рис. 5. Распределение напряжений при образовании простых флексур, по И.В. Луцицкому и П.М. Бондаренко (1981)

a — поверхность изгибающегося слоя не нагружена; *b* — то же, при слабом давлении в опущенном крыле; *в* — изгибание слоя при увеличенном боковом давлении и нагрузке, препятствующей переходу флексуры в складку; *г* — то же, в условиях продольного сжатия в нижнем крыле. Слева — схемы нагружения, размещения изохрон и их порядок (цифры). Штрих-пунктиром показаны нейтральные линии. Справа — траектории нормальных (сплошные линии) напряжений, положение предлагаемых разрывов (утолщенные линии) и сколов (штриховые линии) с указанием направления перемещений (стрелки). Эллипсы показывают положение осей сжатия и растяжения

Помимо сводов, важную роль в размещении вулканических полей, несомненно, играют флексуры, которые возникают либо на краях континентов, как предполагали Клоос, Оден, Вагер и Дир и другие исследователи, либо внутри континентов, что особенно подчеркивал А.А. Полканов (1955б). Имеется ряд типичных примеров крупных флексур, расположенных на краях континентов; к их числу относятся: флексура Лебомбо в юго-восточной части Африки, Камбейская на западном побережье Индии, Восточно-Гренландская. Многие другие аналогичные им структуры менее значительных размеров прослеживаются на расстояниях многих километров или десятков километров. На юге Красноярского края они составляют одну из наиболее типичных черт строения Минусинского межгорного прогиба.

Общее представление о зонах растяжения, сосредоточенных на коленообразных изгибах флексур, подтверждено экспериментами Клооса на эквивалентных материалах и обосновано путем исследования распределения напряжений оптическими методами (Луцицкий, Бон-

даренко, 1981). Таким образом, имеется возможность ясно представить расположение трещин растяжения, возникающих во флексурах разного типа. Представленная на рис. 5 схема распределения напряжений в простых флексурах наглядно показывает устанавливаемую в оптических экспериментах картину размещения направлений, отвечающих зонам растяжения и скалывания, варьирующую в зависимости от условий деформации слоев. Имеются, следовательно, основания считать упрощенным представлением об обязательном расположении трещин растяжения перпендикулярно поверхности изгибаемого слоя. Тем не менее совершенно очевидна роль флексур в формировании трещин растяжения, которым могут следовать поднимающиеся из недр Земли к поверхности магматические расплавы, перемещаясь вдоль тех направлений, которые определяются условиями деформации напластований.

Наиболее выразительными флексурами, ограничивающими континентальные окраины, являются Лебомбо и Камбейская. Флексура Лебомбо следует на протяжении свыше 700 км в меридиональном направлении вдоль западной окраины Мозамбикской низменности. Наклон мезозойских (100—200 млн лет) вулканогенных толщ на крыле флексуры достигает 30° при общем падении на восток, в сторону низменности. Западнее аналогичные толщи на плато Базутоленд залегают практически горизонтально, тогда как восточнее они скрываются под чехлом горизонтально лежащих современных и третичных отложений низменности. Можно предполагать, что мезозойские вулканогенные породы прослеживаются и дальше на восток под океаническим дном. Во всяком случае, бурение, по-видимому, подтверждает связь базальтового поля Лебомбо с аналогичными полями Мадагаскара под ложем Мозамбикского пролива (Kent, 1974).

Характерны резкие изменения мощностей вулканогенных толщ, достигающие наибольших значений (6—7 км, а по некоторым указаниям, даже 13 км) вдоль опущенного крыла флексуры, что указывает на длительное ее существование и определяющую роль в формировании вулканогенного комплекса. Вдоль флексуры расположены и корневые зоны вулканогенных образований, вдоль которых наряду с базальтами внедрялись риолиты.

Камбейская флексура расположена на западной окраине п-ова Индостан и следует тоже в меридиональном направлении от Камбейского залива на севере по крайней мере до южной окраины плоскогорья Декан, покрытой траппами. Ее общее протяжение достигает не менее 600 км. Резкий изгиб флексуры на побережье Индийского океана, давно уже намеченный работами Одена, подтвержден сейчас бурением в Камбейском заливе, где установлено значительное распространение погребенных траппов, скрытых под чехлом третичных отложений на глубинах до 1000—5000 м (Raju, Chaube, 1972). В пределах этого залива погребенные траппы достигают р. Банас на севере, а к югу прослеживаются в Аравийском море до широты Бомбея и, как предполагается, следуют на соединение с Лакадиво-Керальским грабеном. Характерны резко увеличивающаяся мощность траппов близ Бомбейского побережья (1500 м вскрыто непосредственно, но, по различным оценкам, она достигает 3000 м) и быстрое ее уменьшение к востоку.

Вдоль флексуры параллельно ей прослеживается система даек преимущественно меридионального простирания, нередко группирующихся в пучки и представляющих корневые зоны трапповых излияний. В отличие от флексуры Лебомбо здесь отсутствуют (или не установлены) сопутствующие траппам риолитовые серии.

Связь с вулканизмом в системе флексур выражается более или менее отчетливо, иногда с резким увеличением мощностей вдоль их оси, подтверждающим наложение этих структур на разломах, существовавших ранее или формировавшихся одновременно с заложением флексур. В дальнейшем развитии флексур корневые зоны сохраняют свое положение вдоль оси флексуры и, таким образом, оказываются приуроченными к ней в течение длительного времени. Закономерное размещение внедряющихся магматических расплавов во флексурах подчиняется системе распределений полей напряжения, в зависимости от которых располагаются зоны растяжения, которым и следуют инъекции магмы, следующие из глубин Земли к ее поверхности.

Поэтому вполне естественно мнение Клооса о том, что существование флексур на краю континентов противоречит Вегенеровской гипотезе перемещения материков, как, впрочем, следует добавить, и нынешней концепции плитной тектоники.

Среда, благоприятная для внедрения магматических расплавов в верхний структурный ярус и образования вулканов на земной поверхности, создается также в области сочленения длительно формирующихся поднятий и опусканий. Такой именно характер размещения вулканических построек типичен для зон, разделяющих геоантиклинали и геосинклинали в складчатых областях (геосинклинальных системах), что подчеркивал в своих работах уже давно Н.А. Штрейс (1951) для Урала и ряда других территорий СССР и что вообще характерно для такого рода сочленений с точки зрения теории геосинклиналей.

В соответствии с этой теорией вулканические поля или их корневые зоны тяготеют к линейно вытянутым областям, отвечающим более или менее ясно выраженным глубинным разломам. О значении этих разломов писал А.В. Пейве (1945, 1956), выделивший их в качестве ведущих структур земной коры. Глубинные разломы, как подчеркивал Пейве в указанных работах, отличаются длительностью развития и большой глубиной разложения, и с их историей тесно связаны магматические явления и вулканизм.

Глубинные разломы располагаются также в краевых зонах наложенных или унаследованных впадин. Примером могут служить девонские впадины Минусинского прогиба на юге Сибири (Луцицкий, 1960а), где подобная закономерность выявляется сравнительно четко; она типична и для ряда средне- и верхнепалеозойских впадин Казахстана и других регионов.

С глубинными разломами тесно связана современная вулканическая деятельность в Тихоокеанском складчатом поясе, где аналогом этих разломов является мощная система сейсмодислокаций, следующая вдоль островных дуг и Кордильер Северной и Анд Южной Америки и уходящая на глубину до 700 км в недра Земли. Крупные зоны сейсмодислокаций в Тихоокеанском "огненном кольце" определяют основные

черты размещения действующих вулканов в обрамлении Тихого океана.

Особое место занимают структурные обстановки, возникающие в области входящих углов древних платформ. По Н.С. Шатскому, "во внутренних углах платформ на окраинах платформы развиты поперечные к складчатой зоне структуры; они представлены либо простыми синеклизами (синеклиза Оттавы, Канада), либо более интенсивными прогибами, ограниченными "валами" — поднятиями платформенного типа (Делаварский бассейн и связанные с ним поднятия), либо очень сложной структурой, подобной системе Вичита. Механизм возникновения этих структур связан с теми растягивающими усилиями, которые возникают на платформе в вершине ее внутреннего угла под сильным воздействием колебательных и, может быть, складкообразовательных движений, направленных нормально к сторонам этого внутреннего угла, от геосинклинальной складчатой зоны к ее платформе" (1964. Т. 2. С. 440). Растягивающие усилия, действующие в таких условиях, создают благоприятную обстановку для внедрения магматических масс на различные структурные уровни вплоть до поверхности и, таким образом, могут способствовать развитию вулканической деятельности. Примером подобных структур являются, по Шатскому, Большой Донбасс и Пачелмский прогиб в СССР, грабен Осло в Норвегии, Скалистые горы и система Вичита в США, система Бенуэ в Нигерии и др. Хотя в Вичите вулканическая деятельность не проявлена, но в грабене Осло она была очень интенсивной в пермское время, а в системе Бенуэ продолжается в современную эпоху. Что касается Скалистых гор, то здесь широко известно глубокое проникновение гранитных массивов в тело Северо-Американской платформы на участке, где примыкающая к платформе мезозойская складчатая полоса "невадийской орогении" образует изгиб к юго-востоку в виде огромного внутреннего угла, близ вершины которого, как отмечал Н.С. Шатский, расположен батолит Айдахо.

Особое внимание привлекают вулканические явления Пачелмского прогиба и Большого Донбасса. Исследование особенностей строения этих прогибов привело Н.С. Шатского к выводу о необходимости выделения на их примере структур, названных им авлакогенами ("авлак" — борозда). Авлакоген, по Шатскому, "бороздовая сложная структура между двумя одинаковыми зонами в платформе, по обоим краям этой структуры обязательно должны быть участки платформ" (1964. Т. 2. С. 552).

В Пачелмском прогибе имеются докембрийские и девонские, а в Донбассе — главным образом девонские вулканические постройки, подвергшиеся денудации и захороненные под чехлом позднейших осадков. Поэтому о девонских, например, вулканогенных породах ранее было известно только по выходам их на поверхность на юго-востоке Донбасса. О распространении докембрийских и девонских вулканогенных пород в Пачелмском прогибе, как и вообще о существовании самого прогиба, до проведения буровых работ ранее и не подозревали. Между тем и в этом прогибе были обнаружены вулканогенные породы. Таким образом, в авлакогенах, принадлежащих группе структур, возникающих в связи с внутренними углами древних

платформ, достаточно широко распространены древние вулканические постройки и поля. Как показала А.С. Новикова (1959, 1965), их размещение на крыльях прогиба определяется соответствующим распределением растягивающих усилий.

Исследование вулканических полей в авлакогенах, как подчеркивал Н.С. Шатский, представляет принципиальный интерес, так как "в Донецком авлакогене есть такие удивительные вещи, как, например, спилитовая формация мощностью 400—600 м. Если бы мы нашли разрез этой спилитовой формации в скважине, не имеющей определенной структурной приуроченности, мы всю эту зону сочли бы геосинклиналью без малейшего сомнения. Но спилитовая формация развита в западной части Большого Донбасса, где выклиниваются сланцы, которые можно было бы отнести к геосинклинальным отложениям. Следовательно, характер спилитовой формации здесь совершенно не геосинклинальный" (1964. Т. 2. С. 552).

Принципиальное значение структур, расположенных на входящих углах древних платформ, определяется еще и тем, что они служат зонами, по которым гранитные плутоны могут проникать в тело древней платформы, как это видно на примере батолита Айдахо и его окружения.

Таким образом, авлакоген и вообще структуры, связанные с входящими улами, способствуют миграции "геосинклинального" вулканизма на платформы, чем может быть объяснено допускаемое Штилле (Stille, 1940) перемещение гранитных магм на сотни километров от геосинклинальной зоны, где они, по его мнению, зарождаются. Впрочем, появление гранитов за пределами этих областей давно отмечалось.

Идея авлакогенов, встреченная американскими учеными с большим интересом, была ими реализована в плитной тектонике в связи с анализом так называемых тройных сочленений (triple junction). Подчеркивая исключительное значение исследований "блестящего советского геолога Шатского", Гофман с соавт. (Hoffman et al., 1974. С. 38) предложили концепцию, по которой авлакоген представляет остаточный элемент тройного сочленения, сохраняющийся на той плите, по отношению к которой смежная плита относительно перемещается, отделяясь сперва швом, следующим двум другим элементам тройного сочленения, а затем, после закрытия океана, — эвгеосинклинальной складчатой зоной. Такие остаточные грабены или авлакогены представляют с этой точки зрения долгоживущие зоны погружения, ориентированные поперек складчатой области, с которой они связаны совместной историей развития. Обычно такие авлакогены сопровождаются вулканизмом, который для территории Северной Америки (Вичита, Атапуско, Батерст) проявляется сочетанием преобладающего базальтового состава пород с риолитами в отличие от геосинклинального вулканизма с относительно более щелочным характером. В авлакогене Атапуско вулканические породы представлены преимущественно спилитовыми и кератофировыми туфами, а также спилитовыми и трахитовыми лавами с подчиненными им небольшими риолитовыми потоками.

Возвращаясь к проблеме распространения гранитов за пределами геосинклинальных областей, следует вспомнить давнишние высказы-

вания Тейяра де Шардена (Teihard-du-Chardin, 1940), указавшего эту особенность гранитов как типичную черту для Азии. В связи с составлением Тектонической карты Евразии (Тектоника Евразии, 1966) миграция гранитов за пределы геосинклинальных областей стала особенно хорошо известной. Выяснилось, что негеосинклинальные граниты широко распространены в Тихоокеанском сегменте земного шара, и это позволило Ю.А. Кузнецову и А.Л. Яншину (1961) обратить особое внимание на необязательность связи гранитов с геосинклинальными зонами. Впрочем, распространение гранитов известно и на Африканской платформе, причем уже давно (Cloos, 1919), даже значительно раньше, чем это было указано Тейяром де Шарденом для Азии.

Среди других структурных обстановок, благоприятствующих вулканической деятельности, можно указать трещины огромной протяженности, представляющие дайки или дайковые пучки, прослеживаемые иногда на сотни километров. Подобные структурные обстановки известны в Шотландии, в Африке; вероятно, существуют они и в других регионах. Появление такого типа предполагаемых корневых зон древних вулканов можно поставить в связь с очень пологими изгибами или с общим растяжением крупных участков земной коры вследствие сжатия, ориентированного в общем параллельно или по диагонали к трещине. Проблема эта остается по-прежнему еще недостаточно разработанной.

Следует еще отметить системы трещин, ориентированные параллельно удлинению сводообразных изгибов, аналогичных указанным Клоосом (Cloos, 1939) на Азорских островах, где эти трещины, по его мнению, были ориентированы почти в широтном направлении, перпендикулярном Срединно-Атлантическому поднятию. Такой ориентировки трещины он получил экспериментальным путем, расположив взаимно перпендикулярно моделируемые пологие вздутия. Расстояния между предполагаемыми трещинами на Азорских островах, по Клоосу, равны 18—24 км, т.е. значительно меньше, чем на Рейнском своде, что, по его представлениям, определяется малой толщиной земной коры в этом районе.

Заканчивая обзор различных обстановок, способствующих образованию вулканических полей на земной поверхности, уместно подчеркнуть, что, хотя для минувших геологических эпох пока еще трудно указать срединно-океанические поднятия, с которыми связана вулканическая активность, тем не менее существенная роль вулканизма на этих поднятиях совершенно очевидна и необходимость выявления особенностей такого вулканизма представляет одну из важных задач палеовулканологии. Трудности на пути ее решения весьма значительны, так как наклоны крыльев этих поднятий очень малы и выявлять былое их распространение столь же трудно, как и континентальных сводов. Что касается континентальных сводов, в определенной степени родственных срединно-океаническим поднятиям, тем более что в поперечном сечении они обладают сходными чертами строения, то образование на них рифтовых впадин, сопровождаемых определенного типа вулканизмом, не обязательно связывать с растяжением, реализующимся независимо от сил сжатия. Уместно напом-

нить высказывания по этому поводу Л. Ситтера: "Великую Африкано-Европейскую зону (имеются в виду рифтовые впадины Африки, Рейна и Осло)... можно рассматривать как результат контракции меридионального направления, в котором ориентировка разрывов определяется главным образом сопряженным рядом сдвигов, а расширение в широтном направлении обусловлено меридиональной контракцией в нижнем ярусе субстрата... Все эти рассуждения приводят к заключению, согласно которому существует однородное поле напряжений, распространяющееся на глубину многих сотен километров в верхнюю часть мантии. Это поле напряжения обладает свойством контракции, и мы можем предполагать, что оно возникает вследствие контракции ядра и нижней мантии. Эта контракция может быть обусловлена дальнейшим уплотнением вещества в данной области земного шара и предположительно сопровождающимся ростом ядра за счет нижней части мантии" (1960. С. 444). Роль процессов уплотнения вещества верхней мантии Земли в результате фазовых превращений была показана в ряде работ С.И. Субботина с сотр. (1964, 1968), и ее следует постоянно иметь в виду.

Размещение глубинных очагов

Проблема размещения глубинных очагов очень сложна, и ее обсуждение должно быть ограничено краткими общими сведениями, определяющими характерные черты тех участков земного шара, в которых обособляются глубинные массы, ближе к поверхности переходящие в магматические расплавы. В таком аспекте эта проблема имеет прямое отношение к приведенному выше анализу связей между вулканическими полями и геологическими структурами: она касается особенностей строения земной коры, определяющих появление глубинного очага, и не затрагивает или только частично затрагивает вопрос о причинах образования этих очагов.

По отношению к платформенным областям общий обзор размещения глубинных очагов, имеющих вид различных интрузий, был дан А.А. Полкановым (1946, 1955а, б); он сохраняет свое значение и сейчас, тем более что это единственный цельный обзор такого рода. Полканов подчеркивал, что двухъярусные сооружения земной коры в платформенных областях обладают потенциальными направлениями "наиболее легкого распространения и размещения магмы; это анизотропные текстуры пород, границы слоев и свит, поверхности стратиграфических и тектонических несогласий и, наконец, реальная и потенциальная сеть трещинной тектоники" (1946. С. 5).

А.А. Полканов отмечал, что в верхнем ярусе расположение этих потенциальных направлений подчинено простой тектонике горизонтально залегающих неконсолидированных осадочных свит, а в более глубоких ярусах аналогичные направления следуют системе тектонических структур и обладают сложной морфологией. Проводниками магмы в земную кору, как считал Полканов, являются глубокие расколы щитов, а не зоны проплавления или замещения *mise en place*. Следуя этому представлению, он различал среди трещинных интрузий ряд характерных типов. Во-первых, расколы-интрузии, образовавшиеся

вследствие "радиальной кинематики" земной коры; к этой группе он относил расколы и интрузии региональных сбросов (например, в Восточной Африке), расколы-интрузии, сопровождающие образование "гигантских поднятий — антиклинальных складок" (типа Рейнского поднятия), расколы-интрузии, сопровождающие образование "гигантских депрессий — синклинальных складок" норильского типа, и, наконец, расколы-интрузии "радиальных флексур", известные в Африке. Во-вторых, Полканов выделял расколы-интрузии, образовавшиеся "при тангенциальных напряжениях и кинематике"; к этой группе принадлежат расколы-интрузии, имеющие вид трещин Моора—Клооса, образовавшиеся "при тангенциальных напряжениях со стороны соседнего орогенного пояса"; в качестве примера такого типа интрузий Полканов приводил дайковые серии Швеции и расколы-интрузии "тангенциальных флексур". В-третьих, в систематике Полканова выделялись еще расколы-интрузии, связанные с внутрикоровыми камерами — плутонами.

Рассматривая известные в настоящее время геологические данные, можно достаточно ясно представить, что древние глубинные вулканические очаги, которые сейчас имеют вид различных интрузивных тел, сосредоточены во многих случаях вдоль глубинных разломов, подобно тому, как аналогичные очаги современных вулканов располагаются в Тихоокеанском кольце и на востоке Альпийско-Индонезийского пояса вдоль уходящих в недра Земли зон сейсмодислокаций. Точное выяснение размещения глубинных вулканических очагов и особенностей их развития в зонах глубинных разломов требует дальнейшего совместного изучения этих зон не только вулканологами и палеовулканологами, но также и тектонистами.

По этому поводу Н.П. Херасков писал: "В некоторых типах крупных тектонических структур, для которых следует предполагать глубинное заложение, на определенных стадиях развития появляются магматические очаги или аналогичные им образования, а также подводятся каналы, с помощью которых магма или растворы поднимаются вверх и далее аккумулируются в некоторых частях глубинной структуры. Задачей тектониста являются выделения и изучение этих глубинных структур, а также систематизация более мелких структур, заключающих магматогенные образования, не только по их морфологии, но и в зависимости от того, составной элемент какого типа глубинных структур они представляют" (1967. С. 191).

Большая и трудоемкая задача изучения глубинных магматических очагов должна решаться совместными усилиями всех исследователей, занимающихся изучением глубинного строения Земли. Проведенные в нашей стране исследования тектонической природы огромного континента Евразии показали, что глубинные разломы контролируют размещение и развитие магматических и многих других месторождений полезных ископаемых, но "расположение в структуре крупных полей гранитоидов и кислых эффузивов часто не подчиняется глубинным разломам и закономерностям блоковой тектоники, проявленной на поверхности, а связано с неизвестными нам явлениями тектонических напряжений и перемещений в более глубоких частях земной

коры" (Тектоника Евразии, 1966. С. 451). В этой работе отмечено, кроме того, что тангенциальное сжатие и скупивание масс на глубине могут сопровождаться растяжением на поверхности.

Тесно связаны с глубинными разломами, по-видимому, крупные флексуры, подобные тем, которые располагаются на краю континентов. Однако в области распространения такого типа флексур вероятно лишь общее линейное расположение глубинных очагов, тогда как каждый из них в отдельности может следовать системе локальных разломов, а не единой тектонической зоне, разделяющей блоки земной коры, испытывавшие различное развитие.

Важную роль в формировании глубинных очагов, питавших вулканическую деятельность, играют также своды, значение которых отмечал еще Зюсс. Взаимосвязь между расположением вулканических полей и сводами в ряде случаев представляется достаточно определенной, хотя причина образования магматического очага под сводом остается недостаточно ясной. Клоос вообще не рассматривал вопрос о том, как появляются магматические расплавы под сводом. Виллис же предложил концепцию, предполагающую радиоактивный разогрев, и считал, что свод возникает над астенолитом, образующимся вследствие расплавления подкорковых масс и соответствующего увеличения их объема. Однако возможны и иные причины, связывающие рост куполов и образование магматических очагов. В частности, вполне возможен "арочный" эффект, способствующий снижению давления под сводом и плавлению материала. Такой механизм образования допускали в своих исследованиях С.И. Субботин с соавт. (1968). С этим механизмом, как он предполагал, связано последующее поднятие свода, вызванное увеличением объема плавящегося материала горных пород. В этом механизме, как и во всей проблеме "выплавки" верхней мантии, определяющим является то, что магматические "расплавы" обладают очень высокой вязкостью именно там, где они начинают свой путь.

В настоящее время идея астенолитов, поднимающихся из глубоких недр к земной поверхности, пользуется широкой популярностью (Белоусов, 1973) и моделируется многими экспериментами (Рамберг, 1976). Тем не менее вопрос о роли и значении астенолитов рассматривается преимущественно в общем виде и не сопровождается анализом механических условий, обеспечивающих продвижение таких астенолитов к поверхности Земли и образование вулканов. Все это свидетельствует о том, что проблема размещения глубинных очагов по-прежнему требует дальнейшей разработки на основе выявления закономерностей размещения конкретных вулканогенных формаций и их взаимоотношений с корневыми зонами. Насколько сложна эта проблема, можно видеть на примере Шотландии, где корневые зоны изучены около 100 лет, а вопросы пространственного отношения глубинных очагов к геологическим структурам все еще остаются далеко не полно разработанными.

Хронологические отношения между древними вулканами и геологическими структурами

Проблема хронологических отношений между процессами образования геологических структур и вулканической деятельностью геологического прошлого относится к наиболее общим и существенно важным в палеовулканологии. Не случайно именно этой проблеме уделяли особое внимание не только крупнейшие тектонисты, например М.М. Тетяев (1934) и Штилле (Stille, 1940), но и ведущие петрологи — Тиррель (Tyrgell, 1949, 1955) и Ю.А. Кузнецов (1964), а также металлогенисты, среди которых первенство в этом отношении принадлежит Ю.А. Билибину (1959). Всесторонний интерес к этой проблеме объясняется тем, что в хронологических отношениях между магматическими и тектоническими процессами вскрываются их взаимосвязи и выясняются общие закономерности развития не только самих этих процессов, но и сопровождающего их рудообразования.

Во всех построениях, связанных с разработкой рассматриваемой проблемы, предполагается, что имеется некая общая схема тектонической эволюции, которую испытывает каждый участок земной коры, последовательно переживающий различные стадии геосинклинального развития, а затем интенсивную деформацию, после чего переходит в относительно спокойное, "стабильное", кратонное, или платформенное, состояние. Для этой схемы не имеет значения, как возникла геосинклинальная обстановка. Обсуждение открывается моментом, фиксирующим некоторое начальное состояние геосинклинального развития, вслед за которым могут быть выделены средние и поздние этапы развития, а затем — этап преобразования геосинклинали в платформу.

Принятая в таком виде схема является очень общей, но она отвечает такому же весьма общему взгляду, предполагающему смену во времени геосинклинального развития платформенным. Этот взгляд, как известно, лежит в основе современных теоретических представлений в геологии. Именно данная схема обычно привлекается к анализу отношений между вулканической деятельностью и развитием геологических структур.

Коль скоро геотектоническая последовательность установлена в таком общем виде, остается только расставить соответствующим образом вулканические проявления. В итоге изменения в развитии вулканических событий определяются, в сущности, независимо от хронологии, устанавливаемой палеонтологическими или физическими методами. Такой способ построения схем для анализа отношений вулканизма к тектонике заманчив своей простотой и ясностью, так как позволяет сразу сопоставить ряд тектонической последовательности с магматологической, как ее назвал Штилле (1964; Stille, 1940).

Хорошо известная схема, поясняющая общие черты взаимоотношений между вулканизмом в широком смысле слова и тектоникой, была предложена Штилле в 1940 г. (Stille, 1940) и обоснована им различными данными по геологии Европы и Северной Америки, правда, существенно упрощенными. В схеме не придавалось значения, напри-

мер, гранитам, распространенным на платформах, поэтому Штилле считал, что сиалическому плутонизму орогенических зон противостоит небольшая группа "вулcano-плутонов", связанных с германотипной тектоникой "кратонных областей". Однако он отмечал при этом, что такие гранитные плутоны представляют "нечто иное", чем плутоны орогенных областей, так как относятся к сфере вулканических явлений. Эта "небольшая группа" сейчас широко разрослась за счет гранитных корневых зон риолитовых и игнимбритовых вулканических ассоциаций, встречающихся совместно в кальдерах и вулcano-тектонических депрессиях. К тому же выводу о широком распространении внегеосинклинальных гранитоидов приводит, как уже отмечалось, также анализ тектоники Евразии (Тектоника Евразии, 1966).

Существенно схематизированным оказался и выделенный Штилле субсеквентный вулканизм. Вскоре выяснилось, что этот вулканизм не обязательно наследует сиалические черты предшествующего, по Штилле, геосинклинального плутонизма и что "субсеквентный этап" вообще крайне сложен. Поэтому в более поздней работе Штилле (1964), специально посвященной проблеме "субсеквентного вулканизма", он существенно расширил представление об этом этапе и выделил в нем такие подразделения, благодаря которым первоначальные ценности и ясность представления были утрачены. Пришлось признать, во-первых, что субсеквентный вулканизм может начаться с большим запозданием по отношению к предшествующему сиалическому плутонизму, равным даже 50 млн лет, и что длительность его может охватывать интервал в 50, а иногда и 100 млн лет (например, на п-ове Индокитай). Но тогда спрашивается, почему такой вулканизм следует называть субсеквентным? Во-вторых, выяснилось, что субсеквентный вулканизм чередуется с сиалическим плутонизмом, иногда неоднократно. Несомненно, что критика со стороны Бедерке (Bedercke, 1948), ставившего под сомнение принципиальную связь плутонизма с орогеническими фазами и отрицавшего возрастное различие плутонических и вулканических процессов (на эту критику ссылается Штилле), содействовала такому пересмотру первоначальной схемы. В-третьих, для того чтобы сохранить понятие о субсеквентном вулканизме, Штилле вынужден был обратиться к выделению наряду с вулканическими и плутоническими еще и субсеквентных ассоциаций, которые должны были, с его точки зрения, характеризоваться по типу пород как сиалические, по месту и формам застывания — как преимущественно вулканические (включая вулcano-плутоны), по хронологическим отношениям — как субсеквентные и по происхождению — возникающие в верхней части земной коры. Проблематичность выделения такого рода третьего типа ассоциаций несомненна.

Наконец, Штилле пришлось выделить еще "продленный", или "продолженный", начальный магматизм (кавычки принадлежат Штилле). Этот вулканизм представлен, по Штилле, породами, начальными по типу и происхождению, которые, пережив геосинклинальные периоды, продолжали формироваться вплоть до момента главной складчатости, а при известных обстоятельствах — еще несколько позднее. Это

"несколько позднее" Штилле не расшифровывал, но привел ряд примеров (который легко можно было бы увеличить), показывающих, что одновременно с гранитными интрузиями в центральной части геосинклинали, в краевых ее зонах может продолжаться внедрение массивов основных и ультраосновных интрузий, вслед за которыми в ряде случаев появляется экструзивный базальтовый вулканизм, обычно незначительный.

Таким образом, в последующих уточнениях Штилле начальный симатический магматизм, как оказалось, может распространяться на интервал времени, в течение которого формируются гранитные интрузии.

Все эти отклонения заставили Штилле отказаться от первоначально намеченного строгого канона, включающего разделение плутонических и вулканических этапов. И позднее он говорил уже о разных видах магматизма вообще: начального, синорогенного, субсеквентного и конечного, а не о сиалическом плутонизме и симатическом вулканизме. В итоге схема Штилле утратила свое первоначальное значение в его же построениях.

Схема Штилле столкнулась и с другими противоречиями. Во-первых, сиалический гранитный магматизм, который Штилле относит к "синорогенному магматизму орогенических фаз", оказывался связанным не с "орогеническими фазами", а с более поздним "посторогенным" этапом; этому этапу, который он назвал "субсеквентным квазикратонным", в общем отвечает орогенный этап по Хераскову и другим исследователям. Позднее "посторогенное" образование огромных масс гранитоидов достаточно наглядно подтверждается геологическими исследованиями, обобщенными в работе Ю.А. Кузнецова и А.Л. Яншина (1961), специально посвященной вопросам гранитоидного магматизма Европы.

Во-вторых, что еще более существенно, благодаря трудам Н.С. Шатского (1964. Т. 2) и его учеников была выявлена общая картина длительного развития складчатых структур, вследствие чего канонизированное представление о "резкой", как писал Штилле, смене начального симатического вулканизма сиалическим в связи с кратковременной вспышкой орогенеза оказалось неадекватным действительным отношениям между процессом формирования структур и магматизмом. Утратило в связи с этим первоначальный смысл также понятие "орогеническая фаза", о котором писал Г. Штилле, так как было дано принципиально новое толкование угловым несогласиям. В таком новом толковании "угловые несогласия" (орогенические фазы) образуются в результате наложения эпейрогенических движений на складкообразовательные; складкообразование, идущее на фоне более крупного эпейрогенического прогибания и, следовательно, седиментации, вызывает неравномерное накопление в мульдах и на сводах; такое движение, происходящее на фоне эпейрогенического поднятия, вызывает денудацию поднятых складчатых структур" [цит. по: (Луцицкий, 1968. С. 2, 589)].

Следует еще отметить результаты исследований, опирающихся на определение абсолютного возраста изверженных пород в различ-

ных тектонических обстановках. Для бассейна Моно в Калифорнии, например, Гилберт с соавт. (Gilbert, 1968) установили, что вулканизм и деформации в этом регионе были синхронными, хотя они считают взаимосвязь этих процессов скорее случайной, чем необходимой. Для области батолита Боулдер в Западной Монтане (США) Робинзон с соавт. (Robinson et al., 1968) отметили, что вулканизм, складчатость, плутонизм и разломы проявились после 700 млн лет структурной и магматической пассивности и их последовательность не отвечает стандартной схеме вулканизма: складчатость — разломы — внедрение батолитов. Детальные определения абсолютного возраста пород позволили установить, что все эти события протекали в течение последних 20 млн лет мелового периода, причем главная складчатость, разломы и вулканизм начались в одно и то же время, хотя не повсеместно и несколько раньше плутонизма. Образование разломов вблизи батолита предшествовало плутонизму или сопровождало его, а вдали от плутона — следовало несколько позже внедрений. Разломы прекратились немного раньше, чем складчатость. Таким образом, рассмотренные процессы были тесно связаны друг с другом как во времени, так и в пространстве.

В итоге, хотя и сейчас сохраняются тенденции канонизировать отношения вулканизма к тектонике, представляя их в виде схем, имеющих всеобщее значение, тем не менее становится очевидным, что проблема этих отношений должна разрабатываться на основе изучения реальных хронологических данных о вулканизме и сравнения с теми данными, которые характеризуют последовательное развитие геологических структур. Так как земная кора гетерогенная и в структурном отношении, и по составу, то трудно предполагать единообразное развитие вулканической деятельности на всем земном шаре даже в том случае, если тектонический процесс протекает всегда в некоторой определенной последовательности. Требуется исследование действительно наблюдаемых отношений между двумя рядами явлений, тектонических и вулканических, опирающихся в обоих случаях на строгие хронологические данные. Априорные схемы утрачивают свое значение, как только приходится обращаться к исследованию реальных геологических условий развития тектонических структур и характерных черт связанной с этим развитием вулканической деятельности.

Вопросы хронологических отношений между вулканизмом и тектоникой в общем виде рассматривались также Тиррелем (Tyrrell, 1955) в работе, затрагивающей проблему распространения изверженных пород во времени и пространстве. В этой работе он представил, в сущности, вариант схемы Штилле и выделил следующие фазы развития: геосинклинальные — с офиолитовым вулканизмом, орогенические — с гранодиорит-андезитовыми сериями и посторогенические — трахибазальтовые и кварц-долеритовые. В отличие от Штилле Тиррель подчеркивал значение связей между плутоническими и вулканическими породами на всех этапах развития вулканизма. В остальном в его схеме, как и у Штилле, вулканическая деятельность составляет с некоторыми общими этапами развития структур, которые

включают длительное геосинклинальное развитие, быстрый орогенез и посторогенное состояние. В работе Тирреля привлекает внимание его стремление объединить в единую схему представления о хронологических и пространственных связях вулканизма с тектоникой. Эта идея, привлекающая к анализу хронологических отношений также пространственные закономерности размещения изверженных пород, заслуживает особого внимания, так как может способствовать дальнейшему прогрессу и более глубокому пониманию связей между вулканизмом и тектоникой.

Известно, что исследование закономерностей пространственного размещения продуктов вулканической деятельности обычно выражается представлениями о "петрографических провинциях" (Jaggar, 1974) или о "комагматических областях" (Washington, 1906). Такие представления существенно отличаются от рассмотренных выше тем, что их опорой являются эмпирические обобщения данных о распространении изверженных пород, близких по некоторым особенностям их состава, строения и возраста. Джадд, например, понимал петрографические провинции как области, на территории которых магматические породы в течение данного геологического периода проявляют некоторые хорошо выраженные особенности минералогического состава и структуры. Близким является определение Вашингтоном "комагматических областей". Оба понятия, как и другие, им аналогичные, не включают представления о развитии вулканизма во времени. Наоборот, строгое применение этих понятий требует известных ограничений, предполагающих, что определенные области или провинции могут быть установлены только для сравнительно узких возрастных рамок. Впрочем, понятие о петрографических провинциях в ряде работ (Кузнецов, Лучицкий, 1936; Левинсон-Лессинг, 1940; и др.) рассматривается в широком плане, позволяющем относить к таким провинциям обширные регионы, подобные Уралу, Кавказу, Крыму и т.д.

Хотя этот подход и схематичен, он тем не менее правильно отражает существование таких черт развития вулканизма, которые, сохраняя единообразие или общее сходство, могут проследиваться на разных этапах образования геологических структур в пределах значительных интервалов времени. Нельзя в связи с этим не обратить внимания на то, что Штилле, в частности, показал сходство основных черт субсеквентного вулканизма с предшествующим сиалическим плутонизмом, но в его схеме это единственное подобного рода указание. Между тем анализ пространственных закономерностей выявляет более широкий круг связей между различными этапами вулканизма. Имеются различные виды подобных связей (Лучицкий, 1968), обуславливающие: 1) перманентное, 2) рекуррентное, 3) эпигенетическое и 4) эпизодическое развитие вулканизма.

Перманентное и рекуррентное развитие приводит к возникновению областей, существенно отличающихся некоторыми типичными чертами и обладающих различной тектонической природой и размерами.

К областям перманентного развития вулканизма относится, в частности, Сибирская платформа. В ее пределах длительно развивались процессы базальтового (траппового) вулканизма, первые

проявления которых принадлежат, как считается, верхнему карбону (Наливкин, 1962). Эти процессы завершаются либо в триасе, либо, как полагают некоторые исследователи, к юре (Гоньшакова, 1962). Высказываются предположения, что эти возрастные рамки должны быть расширены за счет более древних проявлений вулканизма, относящихся к девонскому, а может быть, и к более ранним геологическим периодам (Луцицкий, 1966). Исследования Е.С. Кутейникова и В.Л. Масайтиса (1968) показали, что на Сибирской платформе имеются также докембрийские траппы возраста 1000 млн лет. Во всяком случае, очевидно, что Сибирской платформе свойственно длительное развитие вулканизма, обнаруживающего устойчивый однообразный базальтовый состав на протяжении ряда геологических периодов. В абсолютном летоисчислении это развитие продолжалось свыше 100 млн лет, даже если не учитывать данные Кутейникова и Масайтиса, а также имеющиеся указания на возможный девонский трапповый вулканизм рассматриваемого структурного блока земной коры.

Перманентное развитие вулканизма характерно также и для некоторых геосинклинальных областей. Примером может служить Урал, своеобразие которого, как области весьма широкого распространения габброидов и гипербазитов, хорошо известно. Типичны для этой области также зеленокаменные спилито-кератофировые формации, а в сериях гранитоидов — плагиограниты. Разнообразные проявления основного и ультраосновного вулканизма составляют характерную черту Урала и прослеживаются на протяжении длительных периодов его существования, по-видимому, — от глубокого докембрия до карбона. Таким образом, и на Урале сравнительно однообразные черты развития вулканизма непрерывно сохраняются в течение многих сотен миллионов лет.

Столь же устойчив на протяжении ряда эпох состав продуктов вулканизма в Забайкалье, которое С. Смирнов с полным основанием считал классической страной гранитов. Подобно тому, как Урал отличается господством габброидов и гипербазитов, так и Забайкалье выделяется преобладанием различных гранитоидов. Даже юрские вулканогенные толщи, комагматичные синхронным гранитам, здесь отличаются преимущественно дацитовым или дацит-андезитовым составом и, таким образом, несомненно относятся к дифференциатам гранитной магмы. Эти черты для Забайкалья прослеживаются на протяжении почти всей достоверно установленной геологической истории, от самых древних палеозойских эпох вплоть до мелового периода включительно, т.е. в течение ряда сотен миллионов лет.

Устойчивое сохранение состава разновозрастных продуктов вулканизма на протяжении многих геологических эпох и периодов при почти не прекращающейся деятельности глубинных магматических очагов приводит к образованию типичных для различных областей естественных комплексов вулканогенных пород или формаций. В целом же это и позволяет выделить области перманентного развития вулканизма.

В областях рекуррентного развития вулканической деятельности определенные ассоциации пород вновь появляются либо

после значительного интервала относительного спокойствия или полного угасания магматических очагов, либо после того, как состав продуктов вулканизма в какой-то существенный по длительности период геологического времени заметно изменился по сравнению с предшествующим. Примером могут служить среднепалеозойские прогибы Алтае-Саянской области на юге Сибири. В частности, в Минусинском прогибе преимущественно базальтовые излияния, начавшиеся в самые ранние эпохи девонского периода, а может быть и в силуре, прекратились в середине девона, а затем вновь возобновились в несколько иной форме (базальтовые некки) в пермский и триасовый периоды. Аналогичную картину рекуррентного вулканизма представляют некоторые впадины Рудного Алтая, среди которых подобные же отношения можно установить для риолитовых и риолито-дацитовых излияний девонского и пермского периодов (Лучицкий, 1966). Примером рекуррентного развития вулканизма может служить в какой-то мере и Русская платформа с ее двукратным проявлением базальтового вулканизма в рифее и девоне (Новикова, 1965; Усенко, Бернадская, 1954).

Важно отметить, что рекуррентный вулканизм, так же как и перманентный, ясно указывает на длительное в геологическом смысле сохранение устойчивого состава глубинных магматических очагов, питающих вулканическую деятельность определенной тектонической области, а следовательно, на унаследованное развитие процессов в этой области.

Иными особенностями отличаются области с эпигенетическим развитием вулканизма. При таком развитии состав продуктов вулканизма следующих друг за другом эпох оказывается резко различным. Именно этот тип соотношений, определяющий наложенный характер вулканизма, соответствует резкой смене состава продуктов вулканической деятельности с внезапным замещением симатического вулканизма сиалическим плутонизмом. Примеры таких смен служат обоснованием общих гипотетических схем развития вулканизма и считаются общепризнанными, хотя, как это следует из приведенного выше краткого обзора, такие смены совершенно необязательны даже для типичных геосинклинальных областей.

В общей системе представлений о развитии вулканизма должно быть отведено место также таким эпизодическим явлениям, которые отличаются единичными одноактными или кратковременными вспышками вулканической деятельности. Их связь с предшествующим развитием может оставаться неясной в силу таких причин, которые определяются либо огромным интервалом времени, отделяющим их от предшествующих проявлений, либо крупным пространственным разрывом, обособляющим такие проявления вулканизма от известных в смежных областях. В качестве примера можно сослаться, в частности, на вулканы Нэньцзяна (Мэргеня) или на диабазовые интрузии Крыма.

В целом анализ пространственных закономерностей, выявляющий многообразие связей между различными этапами вулканизма, приводит к выводу о том, что идеальные схемы его эволюции во времени,

подобные предложенной Штилле (1964), не могут быть приняты в качестве эталонов, имеющих всеобщее значение. Поэтому дальнейшее исследование в области изучения общей эволюции вулканизма не следует ограничивать узкими рамками разбора возможных приложений таких идеальных схем. Наоборот, необходимо направить эти исследования на изучение действительных связей между различными этапами развития геологических структур и вулканизмом и на выявление таких отношений, которые определяют унаследованный или наложенный (эпигенетический) характер вулканизма и учитывают при этом явления рекурренции, а также возможную роль эпизодических процессов.

Определение унаследованных черт в развитии вулканизма представляется особенно важным. Закономерное и в ряде случаев совершенно очевидное перманентное или рекуррентное развитие вулканизма прямо указывает на устойчивое сохранение почти неизменного состава глубинных магматических очагов, расположенных в верхней мантии Земли.

Неодинаковый состав длительно существующих магматических очагов, сосредоточенных в пределах различных крупных структурных элементов земной коры, определяется, очевидно, неоднородным строением верхней мантии в горизонтальном направлении. Поэтому данные об унаследованном развитии вулканизма в течение ряда геологических эпох на обширных территориях, представляющих крупные геологические структуры, могут быть привлечены к исследованию латеральной изменчивости состава верхней мантии Земли.

ПРОБЛЕМА РЕКОНСТРУКЦИИ ГЛОБАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО*

Общий обзор вулканической деятельности фанерозоя южных материков, основанный на анализе данных по древним вулканическим областям, естественно, не может полностью исчерпать все имеющиеся сведения о вулканизме геологического прошлого. В то же время этот обзор представляет одну из очень немногих, а может быть, пока и единственную попытку систематизировать наши знания о реальном распространении и особенностях состава вулканогенных образований фанерозоя на таких обширных территориях, в связи с изучением которых могут быть рассмотрены важнейшие вопросы оценки возможностей и перспектив реконструкции глобального развития вулканической деятельности земного шара. В обзоре определены методические подходы и намечены пути к анализу вулканической деятельности геологического прошлого, которые могут быть соответственно сфор-

* Древние вулканические области южных материков в фанерозое. Новосибирск: Наука, 1978. С. 222—250.

мулированы в виде некоторых наиболее существенных положений, определяющих задачи дальнейших исследований.

Отметим главные положения такого типа. Прежде всего для успешной разработки проблемы глобального развития вулканизма в истории Земли необходимо четко представлять реальное размещение в пространстве и во времени конкретных вулканических областей геологического прошлого. Такой подход требует целеустремленного изучения геологических данных и, следовательно, учета результатов геологического картирования различных территорий и стратиграфического изучения разрезов, содержащих вулканогенные породы. Без этого невозможно оконтуривание древних вулканических областей и полей, а также определение их возраста и миграции во времени и в пространстве. Далее, следует располагать данными о составе вулканогенных пород и об ассоциациях их друг с другом и с осадочными комплексами, чтобы иметь возможность в процессе исследования проводить различного рода сопоставления, ориентирующие в характерных формационных и фациальных вариациях вулканогенных образований, а также в их морфологии, способе перемещения из недр к поверхности, типе вулканических извержений и т.д. Важно, кроме того, выяснение физико-географических условий, в которых формировались вулканогенные образования различных вулканических областей, и общих тектонических закономерностей размещения последних. Наконец, требуется количественный учет данных по древним вулканическим областям, чем может быть обеспечено не только общее развитие представлений о вулканической деятельности геологического прошлого, но и создание основы для анализа вариаций энергетики Земли в минувшие геологические эпохи.

Следует подчеркнуть, что для количественного анализа вулканической деятельности и связанных с ней проблем энергетики крайне необходимо развитие в дальнейшем методов оценки тех именно масс вулканогенных пород, которые накапливались первоначально в той или иной вулканической области, а не только сохранились после того, как значительные объемы продуктов вулканизма были размывы и удалены в процессе денудации. Сейчас можно лишь очень ориентировочно проводить такого рода построения, но в целом они совершенно необходимы, иначе наши знания в области оценки вулканической деятельности геологического прошлого окажутся совершенно недостаточными.

Намеченные, таким образом, методические подходы к исследованию эволюции вулканизма в истории Земли в глобальном плане составляют необходимый элемент общего исследования этой проблемы, и хотя при их реализации мы встречаемся с различными трудностями, такие подходы представляются тем не менее совершенно реалистичными и целенаправленными. Именно поэтому мы полагаем, что, опираясь на предложенные методы исследования проблемы, можно будет достигнуть существенных и наиболее полноценных результатов.

Отметим только, что трудности эти двоякие. Во-первых, пока не развиты еще исследования, направленные на специальное изучение конкретных древних вулканических областей в предлагаемом плане,

хотя имеются известные указания на то, что поворот к таким исследованиям уже наметился. Так, в частности, многие исследователи сейчас начинают оценивать древние вулканические области не только как определенные петрографические провинции с соответствующим разнообразием свойственных им пород, но и как конкретные вулканические области, в пределах которых были извергнуты совершенно определенные, количественно учитываемые массы продуктов вулканических извержений. Тем не менее пока приходится пользоваться преимущественно результатами исследований, не специализированными в подобном плане. К тому же, конечно, вполне вероятно, что не все имеющиеся данные могли быть здесь учтены.

Во-вторых, возникает вопрос о вулканизме межконтинентальных пространств, которые расшифровываются только по весьма ограниченному данным, известным по океаническим островам, и крайне скромным сведениям об основании (basement), на котором покоится на дне океанов осадочный чехол. Лишь немногие скважины пересекли на сравнительно большую глубину (первые сотни метров) это основание и выяснили, что оно сложено чередующимися пластами базальтов и третичных осадков. В большинстве случаев такие скважины достигают только кровли основания и устанавливают присутствие там базальтов или их туфов. Вследствие ограниченности данных, характеризующих состав, возраст и распространение вулканогенных пород на дне океанов, сейчас необходимо привлекать к анализу истории развития вулканической деятельности земного шара гипотетические построения, опорой которых могут служить те или иные общие представления о происхождении океанов. Это тем более затрудняет анализ проблемы, потому что мы не знаем пока в океанах распространения пород более древних, чем юрские.

Таким образом, ранние этапы развития вулканизма в океанах оказываются практически пока вообще не расшифрованными и трудно поддающимися сколько-нибудь точному учету. Все это важно иметь в виду, чтобы не возлагать чрезмерных надежд на то, что уже сейчас мы можем подойти с необходимой строгостью к определению количественных параметров, характеризующих историю развития вулканической деятельности в глобальном плане. Мы можем это сделать в первом приближении только для континентов, а для океанических пространств должны либо привлекать те или иные гипотезы, либо воздерживаться от окончательных выводов до получения более полных данных, чем те, которыми можно располагать в настоящий момент.

Теперь следует перейти к анализу полученных данных. Для этого представляется удобным дать хронологическую развертку изложенных сведений и рассмотреть их в последовательности, отвечающей Международной стратиграфической шкале с ее известными подразделениями, в качестве которых могут быть использованы в основном различные периоды и эпохи.

Кембрийский период, как видно по результатам проведенного исследования, ознаменовался проявлением активной вулканической деятельности в ряде районов южных материков: на северо-

западе Африки, на юге Анд и в бассейне р. Парана в Южной Америке, в юго-восточной части и на севере Австралии, в Тасмании и в Антарктике.

Совершенно своеобразной является вулканическая область Антрим, расположенная на севере Австралии. Это самая древняя фанерозойская трапповая провинция с практически горизонтально залегающими пластами базальтов, возникшими в континентальных условиях на обширной территории в сотни тысяч квадратных километров. В других регионах Австралии, а также на остальных континентах вулканические области в кембрийское время формировались в основном в морских условиях, поэтому им свойственны ассоциации вулканогенных пород с кремнистыми породами, яшмами, известняками и терригенными комплексами, в ряде случаев содержащими фауну археоцеат, трилобитов или других морских организмов.

Во всех нетрапповых вулканических областях вулканогенные породы претерпели более или менее интенсивные вторичные зеленокаменные изменения. Повсеместно преобладают лавовые излияния первичного базальтового состава при преимущественно ограниченной роли пирокластики. Тем не менее в Тасмании наряду с такими породами много кварцевых кератофиров и того же состава пироклаستيку, образующих мощные толщи на относительно обширных территориях. Кислые породы, включая наряду с риолитами также трахиты, известны, кроме того, на юге складчатой системы Аделаиды в Австралии, а также в Антарктике. На Южно-Американской платформе риолиты и андезиты, отчасти дациты характеризуют Кастру-Лавасскую вулканическую область, расположенную в бассейне р. Парана. Обильная пирокластика типична не только для Тасмании, но отчасти и для юга Австралии, а также для Антиатласа в Северо-Западной Африке. В свете современных данных об особенностях строения и состава продуктов вулканической деятельности на океаническом дне представляется очевидным, что образование зеленокаменных спилитовых и спилит-кератофировых ассоциаций связано с метаморфизмом, сопутствующим деформации и складчатости мощных толщ базальтов и риолитов, возникающих в результате вулканических извержений, происходивших на дне морских и океанических бассейнов или, как, например, в Северо-Западной Африке, а вероятно, и в других регионах, в системе островных гирлянд.

Большинство внутратпповых вулканических областей группируется в трех регионах: на северо-западе Африки, на Южно-Американской платформе и в пределах пояса, связывающего юго-восточную окраину Австралии через Антарктику с южным окончанием Андийской горной цепи. Первый регион относится к западной окраине складчатого пояса Тетиса, но по отношению к развитию Африканской платформе представляет, вероятно, как бы заключительный фрагмент истории позднекембрийского вулканизма, сопровождавшегося преимущественно извержениями и излияниями риолитовых лав, в начале кембрия сменившихся андезитами, трахитами и отчасти базальтами. Поэтому отнюдь не исключено распространение кембрийских вулкаников на тех территориях, которые выделяются в качестве "под-

вижных зон, испытавших омоложение (600—500 млн лет)”, по Шуберту и Фор-Мюре (1973. С. 516). Более детальное изучение в этих зонах гранитоидов позволит, возможно, выявить признаки более широкого распространения вулканической деятельности, сопровождавшей в Африке общее развитие магматических процессов в начале фанерозоя.

Кастру-Лавасская область Южной Америки представляет интерес с той точки зрения, что является примером существенной роли риолитового вулканизма в истории развития древних платформ, для которых обычным считается трапповый, т.е. базальтовый, а не кислый состав продуктов вулканической деятельности. Былое распространение кислых вулканитов этой области остается пока недостаточно ясным, как и их возраст, который считается предположительно раннепалеозойским. Что касается протяженного пояса, включающего расположенную на юге Анд Калингастскую вулканическую область возможного распространения кембрийского вулканизма (кембрийские толщи здесь имеются), а также Антарктическую и Южно-Австралийскую (включая Тасманию) аналогичные области, то общее их размещение, определяемое взаимной сменой друг друга по простиранию, позволяет говорить о вероятном существовании в кембрийское время единого вулканического пояса, окаймляющего уже в это время генеральную структуру южного обрамления Тихоокеанского сегмента Земли. В андийском и австралийском отрезках этого пояса в северном направлении кембрийские отложения скрываются под более молодыми толщами, поэтому действительные размеры пояса, по-видимому, существенно превышают известную в настоящее время его часть. Остается недостаточно ясной проблема сочленения австралийского и антарктического звеньев этого пояса, разделенных сейчас океаническими водами.

Исходя из представленной плитной тектоники, можно предполагать, что обе части пояса были раздвинуты и, таким образом, размеры вулканических областей, наблюдаемые ныне, отвечают первоначальному. Однако не исключена возможность существования погребенных связующих элементов строения этих областей, скрытых под океаническими водами. В таком случае пришлось бы считаться с вероятным продолжением кембрийских вулканогенных пород в пределах всей зоны, ныне разобщающей Антарктику и Австралию. Впрочем, независимо от того, какая точка зрения будет принята, очевидно, что в прошлом масса продуктов кембрийской вулканической деятельности была значительно большей, чем можно предполагать, основываясь на нынешнем их распространении. Поэтому цифры, суммирующие результаты подсчетов по отдельным областям, определяющие общий объем продуктов вулканической деятельности в 600 тыс. км³, дают представление о порядке величин, но могут оказаться в дальнейшем ориентировочно в 2 раза более высокими, если считать, что северное продолжение Тихоокеанского пояса было охвачено вулканизмом в кембрийское время примерно в тех же масштабах, что и на юге. Тем не менее следует иметь в виду, что главную массу кембрийских вулканогенных пород составляют траппы севера Австралии

(400 тыс. км³), поэтому погрешность, вероятно, окажется значительно меньшей. Корреляция разрезов вулканогенных толщ приводит к выводу, что главная масса вулканических извержений происходила в нижнем кембрии и лишь отчасти могла продолжаться в среднем кембрии. Только в Тасмании установлены ограниченно распространенные пепловые туфы с прослоями известняков, содержащих верхнекембрийскую фауну.

В ордовикский период развитие вулканической деятельности устанавливается во многих случаях только предположительно. Несомненно, ордовикскими являются вулканогенные породы северо-восточной части Южно-Австралийской вулканической области, контуры которой наметились еще в нижнем кембрии. В этом регионе известны спилиты, кварцевые кератофиры и их туфы, переслаивающиеся с граувакками и известняками. Вулканические извержения здесь продолжались в течение всего ордовика, включая позднеордовикское время, когда наряду с кератофирами появились также андезиты и их туфы. В течение ордовика в юго-восточной части Лахландской геосинклинали, как считают (Pakham, Falvey, 1971), существовала океаническая кора, сформировавшаяся, возможно, на территории краевого моря, а не в открытом океане.

На других материках ордовикский вулканизм известен в Южной Америке в Калингастской зоне (преимущественно базальты и их туфы, залегающие среди морских осадков и подвергшиеся зеленокаменному изменению, а также офиолиты) и может предполагаться, кроме того, в Кастру-Лавасской вулканической области. Ни в Африке, ни в Антарктиде следов ордовикской вулканической деятельности, по-видимому, не сохранилось и о ее возможной роли трудно сейчас что-либо сказать. Поэтому следует считать общую оценку объемов продуктов вулканизма, равную суммарно 110 тыс. км³, в общем весьма приближенной.

Силурийский период также отмечен концентрацией несомненных проявлений вулканической активности преимущественно на востоке Австралии. Силурийские вулканические туфы и игнимбриты известны, кроме того, в Тасмании. В целом же, в силуре вулканическая деятельность в Австралии распространилась на всю восточную окраину материка и продолжалась, судя по имеющимся данным, в течение всего этого периода времени. Характерной чертой силурийской вулканической деятельности в Австралии является обилие пирокластического и переотложенного вулканогенного материала, в связи с чем можно считать вероятным существование в это время в пределах рассматриваемой территории ряда островных вулканических гряд, ориентированных, в общем, меридионально и сопровождаемых системой вулканических конусов центрального типа. Наряду с обильными кислыми породами, сосредоточенными в западной части Лахландской геосинклинали, широко распространены андезитовые лавы и пирокластита, а также базальты. Однако отмечается общее снижение роли базальтов в разрезах силурийских отложений по сравнению с ордовиком. Имеются также указания на то, что при намечающейся преемственной связи вулканогенных образований от ордовика к девону

роль среднеордовикского и нижнесилурийского вулканизма относительно ограничена. Типичной чертой силурийского вулканизма следует считать относительное обилие основных вулканогенных пород, подвергшихся зеленокаменному изменению в геосинклинали Новая Англия, хотя и в ее пределах часто встречаются кислые продукты вулканической деятельности. Распространение силурийского вулканизма на других материках также малоизвестно, как и для ордовикского периода. Можно полагать, что он возможен на юге Южной Америки в Андах и в Кастру-Лавасской области, никаких следов вулканизма этого времени не сохранилось в Антарктиде.

Общие данные об объеме продуктов силурийской вулканической деятельности в 60 тыс. км³ в этих условиях, естественно, представляются весьма ориентировочными. Тем не менее, вероятно, они же отвечают на южных материках реальному угасанию вулканизма в этот период времени.

Девонский период мало отличался, по-видимому, от силурийского по охвату вулканической деятельностью различных материков. По-прежнему в Восточно-Австралийской области располагалась главная система вулканических очагов, обусловивших массовое распространение продуктов вулканизма. Для других материков могут быть указаны лишь некоторые ориентировочные представления о возможной перестройке в общем развитии вулканизма, наметившейся именно в девоне. Речь может идти о том, что в ряде впадин на Южно-Американской платформе (Амазонская, Парнаибо-Франсисканская и др.), на северо-западе Африки (пустыня Дра) и в Антарктиде (феррарские базальты) в разрезах девона отмечается распространение пластовых тел типов, которые обычно считают более поздними интрузивными внедрениями, хотя они могут, по крайней мере частично, принадлежать ряду покровных образований, указывающих на вулканизм, синхронный вмещающим девонским толщам. Во всех этих районах возможного распространения вулканизма (кроме Австралии) такие толщи имеют в большинстве случаев континентальное происхождение; в Антарктике они, в частности, сложены красноцветными породами.

В целом же вулканизм в девонское время был сосредоточен в пределах Восточно-Австралийской вулканической области, продолжавшей сохранять перманентное развитие на значительном протяжении последующей фанерозойской истории. В общей истории девонского вулканизма Австралии более или менее отчетливо намечаются два крупных этапа развития. Первый этап охватывает ранне- и средне-девонскую эпохи, второй отвечает верхнему девону.

В течение раннего и среднего девона установились известные отличия между западной (Лахландской) и восточной (Новая Англия) зонами Восточно-Австралийской вулканической области. В Лахландской зоне, в системе поднятий Кейперти вблизи побережья Тасманова моря в районе Канберры — Сиднея, а к югу от этого района также на поднятиях Теймас-Молонг и Бакан в это время распространились кислого состава продукты вулканической деятельности (риолиты, риодациты, дациты, кератофиры и кварцевые кератофиры), кроме которых известны также андезиты. Постоянным компонентом

разрезов вулканогенных толщ являются разнообразные туфы и другие пирокластические породы, а местами игнимбриты, сформировавшиеся в континентальных условиях.

В северном направлении после перерыва, обусловленного в известной степени тем, что на значительном протяжении девонские отложения скрыты под чехлом более молодых отложений Большого Артезианского бассейна, аналогичного возраста вулканогенные серии прослеживаются в бассейне Эдавейл. В этом бассейне, в отличие от распространенного южнее бассейна Кобар, вулканизм раннедевонского времени был достаточно интенсивным, вследствие чего здесь широко распространены андезиты и их туфы. Сходного типа породы, трахиандезиты и андезиты наряду с кислыми вулканитами (риолитами и их пирокластикой) известны и далее на север, в Друммондском бассейне и на поднятии Анаки, где все эти породы, так же как и в южных районах, обычно переслаиваются с морскими терригенными и карбонатными комплексами.

В восточной части Восточно-Австралийской вулканической области, в пределах геосинклинали Новая Англия, среди продуктов вулканизма раннего и среднего девона преобладали породы андезитового состава — лавы, а также кристалло- и литокластические туфы, чередующиеся с терригенными и карбонатными прослоями. В различных участках геосинклинали роль пирокластического материала была неодинаковой; наиболее значительной она была, по-видимому, в троге Яррол, к северу от Тамворса. В этом троге первая фаза вулканизма была кислой до средней, хотя в целом разрез вулканогенных образований был фациально изменчивым. Соответственно местами вулканогенные породы представлены кератофиро-спилитовыми сериями, базальтами (обычно альбитизированными и хлоритизированными), андезитами и сравнительно обильными пирокластическими породами. В бассейне Яррол и в других районах геосинклинали Новая Англия расположены массивы гранитоидов возрастом около 400 млн лет, в целом синхронные, таким образом, вулканической деятельности раннего девона, а также довольно многочисленные гипербазитовые интрузивные тела.

На крайнем севере Восточно-Австралийской вулканической области, в бассейне Ходжинсона наряду с базальтами, испытавшими более или менее существенное зеленокаменное изменение, встречаются многочисленные пластовые тела кварцевых и бескварцевых кератофилов, риолитов и средних пород. Предполагается, что в раннем девоне на севере существовали вытянутые в северо-западном направлении островные гряды, подвергшиеся размыву, вследствие чего образовались толщи, сложенные продуктами переотложения вулканогенных пород.

В верхнем девоне произошло резкое изменение в общем развитии вулканизма Австралии, отвечающее переломному моменту в процессе формирования геологических структур. После табберабберской орогении на месте системы ранее- и среднедевонских прогибов стали формироваться преимущественно континентальные, нередко красноватые толщи, которым подчинены разнообразные по составу

вулканогенные породы. В Лахландской зоне известны вулканогенно-красноцветные ассоциации в разрезах среднего девона, представленные риодацитами, тосканитами, риолитами и базальтами, а также игнибритами, сосредоточенными преимущественно в крупных кальдерных впадинах. Эти впадины обычно окаймлены кольцевыми дайками. Такого состава продукты вулканической деятельности прослеживаются на огромном протяжении от штата Виктория на юге до Квинсленда на севере и наблюдаются, в частности, в Друммондском бассейне. Предполагается, что вулканогенные образования верхнего девона в ряде случаев перекрывали не только депрессионные зоны, но и разделяющие их поднятия, в том числе поднятие Анаки. В этом районе известны интрузии гранитоидов возрастом 330 и 395 млн лет, т.е. отвечающие началу девонской вулканической деятельности в Лахландской зоне, а также ее кульминации в конце девона — начале карбона.

В геосинклинали Новая Англия верхнедевонский вулканизм также был достаточно разнообразным по составу продуктов извержений. Хотя, по-видимому, здесь преобладали андезитовые лавы и пирокластика, кроме того, породы, возникшие в результате переотложения андезитов, тем не менее в ряде районов распространены риолиты, риодациты, кварцевые и бескварцевые кератофиры, базальты и спилиты.

В итоге можно подчеркнуть, что если в самом начале палеозоя вулканическая деятельность на территории южных материков охватила обширные области Юго-Восточной Австралии, Антарктики и Южной Америки, вследствие чего возник протяженный вулканический пояс, окаймляющий на юге Тихий океан, то к началу девонского периода картина существенно изменилась. В Антарктике можно только предполагать возможность трапповых проявлений девонского времени; в Южной Америке, в том числе и в Андах, следов девонской вулканической деятельности пока не обнаруживается, но она с необычной интенсивностью распространяется на восточную окраину Австралии, как бы развивая в северном направлении ту экспансию вулканизма, которая определялась заложением на юге этого материка Южно-Австралийской вулканической области, одного из главных звеньев Южно-Тихоокеанского нижнепалеозойского вулканического пояса.

Объем продуктов вулканической деятельности исчисляется для нижнего и среднего девона в 60—65 тыс. км³, для верхнего девона — в 60 тыс. км³.

Карбоновый период в значительной степени сходен с девонским преимущественным сосредоточением вулканической активности в Восточно-Австралийской области. Сравнительно небольшие площади распространения карбоновых (миссисипских) вулканогенных пород сохранились в Андах Южной Америки, в Фаматинской вулканической области с ее риодацитами, залегающими на континентальных отложениях. Возможно, что во впадинах Южно-Американской платформы трапповые серии могут частично относиться к карбону, как и некоторые силлы и дайки, расположенные среди девонских и визейских отложений Западно-Африканской верхнепалеозойской вулканической области. Это может казаться тем более вероятным, что наряду с силлами и

дайками в этой части Африки ранее указывались также и лавовые образования. Однако все это только предположения; реальное же распространение вулканогенных пород карбонового времени типично только для Восточно-Австралийской и Фаматинской вулканических областей.

В Восточной Австралии карбоновый вулканизм почти непосредственно продолжает девонскую активность и, в свою очередь, сменяется без существенного перерыва пермскими проявлениями.

В отличие от предшествующего периода в карбоне сглаживаются различия между восточной и западной зонами Восточно-Австралийской вулканической области. Для западной зоны в карбоне характерны разнообразные по составу вулканогенные породы, в том числе андезиты, дациты, тосканиты, риолиты, отчасти трахиандезиты, базальты и кератофиры. Наряду с лавами много игнимбритов того же состава. Эти породы лишь отчасти чередуются с морскими отложениями, чаще же переслаиваются с континентальными красноцветными песчаниками, алевролитами и сланцами, которым подчинены туфы и редкие прослои известняков. В восточной зоне (в Новой Англии) наряду с риолитами много измененных средних и основных пород, пирокластиков и игнимбритов. В тропе Тамворс отмечено распространение песчаников и конгломератов с обильным вулканогенным материалом, образовавшимся в результате размыва синхронных поднятий. Для южного окончания Новой Англии выявлена приуроченность игнимбритовых полей к окраинам морского бассейна. В Центральном Квинсленде, где прослеживается перерыв между ранним и поздним карбоном, широкое распространение приобрели верхнекарбоновые игнимбриты и кислые пирокластические породы, формировавшиеся тоже в континентальных условиях.

В Центральном Квинсленде, где кислый вулканизм продолжался в течение среднего и позднего карбона и где вулканическая активность кульминировала в позднем карбоне, были извергнуты огромные массы риодацитовых и риолитовых игнимбритов и спекшихся туфов, накопившихся в континентальной обстановке преимущественно в обширных кальдерах и кальдерных опусканиях. Извержения сопровождались интрузиями гранитоидов, что в совокупности создало специфический облик этого региона, получившего общую известность после исследований, проведенных Бренчем (Branch, 1966). Эти грандиозные извержения кислого материала, которым сопутствовало образование кальдер и кольцевых структур, продолжались в позднем карбоне и в ранней перми. Хотя преобладают здесь породы риодацитового состава, тем не менее встречаются и риолиты, трахиандезиты, андезиты, а отчасти и базальты. Вместе с тем характерно присутствие пород пантеллерит-комендитового ряда, частью установленных при пересмотре химико-аналитических материалов, частью выявленных по данным о присутствии в некоторых кислых породах арфведсонита.

Предполагается, что образование кислой магмы комагматических гранитов и пирокластических потоков обусловлено в Северном Квинсленде общим геосинклинальным развитием и обособлением кислой

магмы в нижней части коры в результате фракционирования верхне-мантийного материала. В связи с образованием кислой магмы возникло сводовое поднятие, которое, как полагает Бренч, подверглось в дальнейшем частичному обрушению отдельных блоков, что привело к возникновению сложной системы кольцевых даек, кальдерных опусканий и обширных кальдер.

Общий объем продуктов вулканической деятельности в карбоне составил примерно 50 тыс. км³.

Пермский период в Южном полушарии выделяется по двум особенностям. Во-первых, в пермское время завершается главный этап развития вулканической деятельности в Восточно-Австралийской области и, следовательно, вообще в Австралии. После почти непрерывного проявления на протяжении более 200 млн лет, отвечающих интервалу ордовик—пермь, вулканическая активность к концу перми явно затухает. Во-вторых, именно в это же время после длительного относительного спокойствия на Южно-Американском континенте отмечается резкое усиление вулканической деятельности. Впрочем, для Южной Америки следует сделать оговорку в том отношении, что в настоящее время трудно уверенно утверждать отсутствие активного вулканизма в палеозое Анд. Об ограниченной роли вулканизма в Андах можно судить только по данным, характеризующим строение восточной части этого горного сооружения, где в мощных разрезах палеозойских морских отложений вулканогенные породы не указывают, тогда как в западной части складчатого пояса палеозойские отложения большей частью скрыты под более молодыми толщами и разорваны гранитными интрузиями, сливающимися в единый грандиозный андийский батолит.

В Антарктике можно только предполагать пермский трапповый вулканизм, если считать, что известные здесь пластовые тела долеритов и базальтов, залегающие среди девонских, карбоновых и пермских отложений хотя бы частично, относятся к образованиям, синхронным по отношению к вмещающим породам. Обычно же все эти тела считают юрскими.

В Австралии раннепермская вулканическая активность продолжает позднекарбоновую непосредственно, что особенно типично для северных районов материка. Однако на обширных территориях Сиднейской части Боуэнского бассейна и в ряде других районов характерно распространение преимущественно сложных по составу ассоциаций вулканогенных пород, включающих базальты, андезиты, трахиандезиты и риолиты. Все эти главным образом лавовые образования залегают среди континентальных, нередко среди угленосных отложений ранней перми. В Новой Англии указывают, кроме того, на немногочисленные потоки и силы латитов и сопровождающих туфов, сопоставляемых с шошонитами [Joplin, 1968].

В конце ранней перми обширные базальтовые и андезитовые излияния распространились в район Яррола, где образовались мощные накопления соответствующих вулканогенных образований. В Южном Квинсленде пермские вулканогенные породы тесно связаны с раннетриасовыми, известными также вблизи Марльборуха и в других

местах. Среди позднепермских вулканогенных образований особое место занимают, по-видимому, спилитовые лавы, агломераты и туфы, сопровождаемые морскими толщами в бассейне Яррол, где располагался прогиб, испытавший сильное опускание в это время. Общий характер распределения различных по составу вулканогенных пород вряд ли в настоящее время может быть для пермского периода Австралии намечен с той полнотой, которая позволила бы указать строгую их группировку, в вариациях, отвечающих представлению о размещении различных по составу пород в определенных провинциях. В этом направлении необходимо, вероятно, проводить дальнейшие исследования.

В Андах Южной Америки пермский вулканизм в еще большей степени связан с триасовым, чем в Австралии. Вместе с тем в отличие от Австралии на этом континенте начавшийся в пермское время вулканизм продолжается с той же активностью в триасовую, а затем и в более поздние эпохи мезозоя. Характерной чертой вулканической деятельности этого времени в Андах является обилие кислых пород. Такие породы пермского и триасового возраста прослеживаются преимущественно вдоль восточной зоны Андийского складчатого пояса, хотя встречаются и внутри него, на протяжении всей зоны Чилийско-Аргентинских горных сооружений, а также Перуанских Анд. Серии кислых пород обычно сопровождаются континентальными красноцветными толщами и представлены преимущественно игнимбритами риолитового состава и риолитами, хотя среди них местами встречаются также андезиты; в некоторых районах отмечается распространение кератофиров и их туфов, подчиненных морским черносланцевым и терригенным толщам.

Общий объем продуктов вулканической деятельности в пермское время может быть определен весьма ориентировочно (из-за отсутствия строгих рубежей с триасовыми комплексами Анд) в 220 тыс. км³.

Триасовый период продолжает историю развития, наметившуюся в пермское время. Соответственно для этого периода характерно дальнейшее угасание вулканической деятельности в Австралии и широкое распространение ее в Южной Америке.

В Австралии, помимо того, что устанавливается преемственная связь позднепермского вулканизма с раннетриасовым, известно очень немного. Однако можно подчеркнуть, что главная масса продуктов раннетриасовой вулканической деятельности сосредоточена восточнее линии, следующей от залива Брод к Ньюкаслу, вдоль которой они сменяют расположенные западнее красноцветные отложения. В целом нижнетриасовые андезиты, отчасти риолиты и базальты тяготеют здесь к бассейну Кларенс—Мортон. Средне- и верхнетриасовые вулканогенные образования незначительно распространены в бассейне Мэриборо, где они переслаиваются с углями и песчаниками. Характерно, что датированные триасом интрузии тоже, в сущности, в Австралии строго не известны, хотя предполагается такой возраст некоторых интрузий (трахитов, дацитов, габбро) в грабене Экс.

В Южной Америке разграничение пермских и триасовых областей распространения вулканогенных пород практически, по-видимому,

крайне затруднено, поэтому можно только в самом общем виде указать на их совместное нахождение на обширных площадях, расположенных в области Чилийско-Аргентинских и Перуанских Анд. Именно на этом основании и была выделена Чилийско-Аргентинская пермо-триасовая вулканическая область.

В Южной Америке вулканическая активность в поздне триасовое время распространилась также на платформу, где вулканогенные породы трапповых полей, сосредоточенных в Чако-Пампасской впадине, частично относятся, судя по стратиграфическим данным, именно к этому возрасту.

В триасовое время уже более определенно, чем в предшествующие периоды, вулканизм охватил Африканский материк, по крайней мере южную его окраину. Об этом можно судить, оценивая прежде всего имеющиеся данные по характеристике возраста вулканогенных пород системы Карру. Прежние датировки возраста (Bond, 1952), опирающиеся на калий-аргоновые определения, давали даже прямо верхнепермский — нижнетриасовый возраст пород, что противоречило, впрочем, стратиграфическим данным, указывающим на залегание трапповых тел в кровле серии Стормберг с наземной фауной и флорой триаса или юры. Более поздние работы позволяют говорить о триасовом до мела возрасте пород — 100—200 млн лет (Cox, 1970; Woolley, Garson, 1970). Таким образом, охват южной части Африки вулканической активностью в триасе представляется вполне очевидным, хотя доля этой активности в общей массе проявлений, относящихся к триасу и юре, остается недостаточно ясной.

Имеются основания относить к триасу по крайней мере частично также вулканогенные породы (базальты, трахиты, риолиты), сопровождающие гранитоиды в пределах вулканического поля Юго-Западной Африки (Эронго, Мессум, Брандберг и др.), поскольку эти породы параллелизуются с лавами серии Стормберг. Возможен, кроме того, частично триасовый возраст гранитных интрузий плато Аир в Нигерийско-Камерунской вулканической области и кимберлитов Анголы. Таким образом, вулканическая деятельность, ранее сосредоточенная главным образом в Австралии, в течение перми и триаса распространяется все шире и постепенно охватывает огромные территории в Южной Америке, а затем в Африке.

Общий объем продуктов вулканической деятельности в триасовое время может быть указан весьма приближенно, главным образом из-за того, что строгое разграничение пермских и триасовых вулканических полей весьма затруднено. Этот ориентировочный объем равен 600 тыс. км³.

Юрский период завершает общую перестройку развития вулканической деятельности, наметившуюся в конце перми и отчетливо обозначившуюся в триасе. В юрское время главные вулканические области были сосредоточены на материках Южная Америка и Африка, а затем в Антарктиде. Что касается Австралии, то в юрское время происходит дальнейшее сокращение площадей распространения вулканогенных пород. По-видимому, раннеюрский возраст имеют базальты Тоуллам в бассейне Кларенс-Мортон и на юге Большого Артезиан-

ского бассейна (геррауиллские вулканогенные породы). К юре относятся, вероятно, также небольшие интрузии микросиенитов, тешенитов и других пород в окрестностях Сиднея и на юге Сиднейского бассейна. Предполагается такой же возраст гранитов и связанных с ними порфиритов с андезитов в бассейнах Мэриборо и Кларенс-Мортон. Экструзивные бисмалиты лейцитовых лампрофиров отмечены в эпизодическом проявлении также в северной части прогиба Каннинг, где определен позднеюрский возраст этих пород. Даже если учитывать все перечисленные проявления вулканизма как относящиеся к юре, то и в этом случае общий их объем не превысит примерно 1—2 тыс. км³, что не идет в какое-либо сравнение с тем, что известно для различных эпох палеозоя Австралии. Исключение представляет только о-в Тасмания, где четко выявляется сформировавшаяся в юрское время трапповая область с мощными проявлениями такого типа вулканизма. Объем этих трапповых образований составляет около 20 тыс. км³.

К тому же возрасту, что и в Тасмании, относят трапповые поля Антарктики, где феррарские долериты выделяются в качестве интрузивных образований, а феррарские базальты считаются продуктами излияний лав на поверхность. Стратиграфическое положение, несомненно, покровных базальтов выше отложений, содержащих триасовую флору, определяет вероятный юрский возраст таких базальтов, хотя для некоторых из них установлено переслаивание с поздне-триасовыми отложениями. Такие именно возрастные характеристики могут быть даны и по калий-аргоновым определениям, датирующим возраст базальтов Антарктической вулканической области в рамках 150—190 млн. лет (Старик и др., 1959; Webb, 1962; и др.). Общий объем траппов Антарктики достигает ориентировочно 60 тыс. км³. Огромное значение приобрела вулканическая деятельность в юрское время на Южно-Американском и Африканском континентах. В Южной Америке к юре относятся образования Паранских, Парнаибо-Франсисканских и Амазонских трапповых полей древней платформы и начало развития вулканизма в Патагонской области, где вулканическая активность, как, впрочем, и в Паранской впадине, продолжалась также и позднее. Хотя имеются некоторые трудности в разграничении траппов Параны юрских и меловых, общий объем их на платформе может быть примерно оценен в 350 тыс. км³, во всяком случае, в цифрах, показывающих весьма существенную роль юрских траппов в формировании Южно-Американского континента.

На огромном протяжении Тихоокеанской окраины Южно-Американского континента, от Антарктид и Патагонид на юге вплоть до Колумбийских Анд на далеком севере прослеживается гигантский вулканический пояс. Длительное существование этого пояса несомненно, и если на юге сосредоточение в его пределах вулканогенных пород может быть отмечено уже в начале палеозоя, то севернее, где палеозойские толщи в западной части Анд скрываются под более молодыми отложениями, прослеживается развитие вулканической деятельности главным образом начиная с пермского периода. В юрское время весь пояс представлял систему линейно вытянутых вулканичес-

ких областей, связанных друг с другом по простиранию и вытянутых на протяжении почти 10 тыс. км. Этот пояс был неоднородным по характеру вулканических проявлений. В пределах южного его окончания были сосредоточены преимущественно риолитовые вулканические поля, сейчас линейно вытянутые вдоль края океана, но в юрское время тесно связанные, по-видимому, с Патагонской вулканической областью. В чилийско-аргентинской и перуанской частях пояса располагается выделенная М.Г. Ломизе (1973) Арауканская вулканическая область со значительно более сложным составом продуктов вулканических извержений, включающим наряду с риолитами риолитовые игнимбриты, дациты, трахиты и огромные массы андезитовых и андезито-базальтовых серий пород. Эта часть пояса была, по-видимому, наиболее активной в юрское время даже по сравнению с южными районами, а к северу прослеживается совершенно отчетливое относительное общее угасание вулканической активности в течение юрского периода. Одновременно на севере меняется и состав продуктов вулканических извержений, вследствие чего существенное значение приобретают спилитовые серии и офиолиты. Времени образования сложного комплекса вулканогенных пород пояса отвечает процесс становления грандиозного андийского гранитоидного батолита, вероятно, полихронного, но внедрившегося, в общем, в период активного развития вулканической деятельности.

В Африке в юрское время продолжалась вулканическая активность на юге материка, где сосредоточены трапповые поля, принадлежащие системе Карру и содержащие, помимо базальтов и долеритов, также риолиты. Формирование этих полей охватывало, по-видимому, интервал времени по крайней мере от триаса до мела включительно. Вероятно, тому же интервалу соответствует образование сопоставляемых со стормбергскими лавами гранитоидов Эронго, Мессума и др. Более строго к юрскому периоду относятся гранитоиды, сопровождаемые вулканогенными породами в Нигерийско-Камерунской вулканической области, где радиометрические данные дают определенные указания в этом направлении (160 млн лет). Гранитоиды здесь сопровождаются преимущественно риолитами, игнимбритами и другими кислыми породами. Вероятно, значительная часть щелочного комплекса и кимберлитов вулканического поля Анголы тоже может быть отнесена к юрскому периоду.

Отметим еще, что наиболее поздние проявления траппового вулканизма Западно-Африканской верхнепалеозойской вулканической области, где вулканические извержения начались, как можно полагать, в верхнем палеозое, продолжались затем в триасе и юре. Поэтому именно для этой области имеются указания на возраст долеритовых пластов и даек, окружающих массив габбро и дунитов о-ва Калум, датированный интервалом 230—180 млн лет.

В юрское время впервые в фанерозое вулканическая деятельность охватила также восточные районы Индостана. Здесь далеко к востоку от главных трапповых полей Декана известны небольшие вулканические поля аналогичных пород в Бихаре и Асаве, свидетельствующие о соответствующих проявлениях в это время. В этих районах известно,

что какая-то часть вулканических полей погребена под более молодыми меловыми и третичными отложениями, но точно неизвестны размеры этих погребенных участков. Поэтому реальные контуры частично вскрытых вулканических полей остаются здесь недостаточно строго очерченными.

Общий объем продуктов вулканической деятельности юрского возраста оценивается по недостаточно полным данным не менее чем в 1,4 млн км³.

Меловой период характеризуется сходными чертами с предшествующим этапом. Вулканическая деятельность в это время продолжается в пределах тихоокеанской окраины Южной Америки, а также на древней платформе этого материка, охватывает значительные территории в Африке, распространяется на обширных пространствах Индостана, но лишь в ограниченной степени затрагивает Австралию; характерно, кроме того, некоторое угасание в это время активности в Антарктике, где меловые андезиты и риолиты сосредоточены главным образом на Земле Грейама.

В Южной Америке на платформе трапповый вулканизм продолжает активно развиваться в системе Паранской и других впадин, где траппы подстилают в большинстве случаев верхнемеловые отложения. Таким образом, трапповые излияния относятся здесь к ранне-меловой эпохе.

К меловому периоду на платформе относятся также вулканические проявления, свойственные Южно-Бразильской области преимущественно щелочного магматизма (100 млн лет, по King, Sutherland, 1960) и, вероятно, Эпитасио-Песойской базальтовой вулканической области Бразилии. Продолжались вулканические извержения и в пределах Патагонской вулканической области, где меловой возраст имеют туфы и туффиты с остатками динозавров.

В Андах к мелу относится, по-видимому, завершение интенсивной вулканической деятельности на юге континента, но в центральной, Арауканской, зоне Тихоокеанского вулканического пояса в меловое время эта активность несомненно не снижается, а возможно, наоборот, даже усиливается. Во всяком случае, преемственная связь между процессами вулканизма, свойственными юрскому и меловому периодам для этой части пояса, представляется совершенно очевидной, судя по известным разрезам вулканогенных серий Чилийско-Аргентинских Анд. Здесь по-прежнему характерен полигенетический состав продуктов вулканизма, менявшихся по составу от риолитов до андезитов и отчасти до андезитобазальтов. По направлению на север, к Перуанским Андам, наблюдается, как и в юре, относительное уменьшение роли вулканогенных образований в разрезах осадочных толщ. Однако в Карибских Андах отмечается активный вулканизм, он сосредоточивается в мелу преимущественно вдоль системы линейных островных гирлянд или, во всяком случае, вдоль гряд, разделенных удлиненными впадинами, в которых накапливается главным образом пирокластический и переотложенный вулканический материал. Состав пород существенно меняется в Карибских Андах в том отношении, что здесь значительно большую роль начинают играть основ-

ные породы, в том числе подушечные лавы диабазов и типичные спилиты. Появляются также гипербазиты. Возраст всей этой серии вулканогенных пород в карибской части Тихоокеанского пояса отвечает, по-видимому, всему меловому периоду.

На юге Африки, на территориях, охваченных в юре интенсивным вулканизмом, активность в меловое время резко снижается. Поэтому в Карусской вулканической области к мелу относятся только сравнительно немногие небольшие щелочные интрузии. Однако восточнее Карусской вулканической области на о-ве Мадагаскар, наоборот, после длительного периода относительного спокойствия, запечатленного разрезами юрских отложений, лишенными вулканогенных прослоев, в меловое время вспыхивает интенсивная вулканическая деятельность. Излияния лав начались, как установлено, в туроне и продолжались до сантона и в отличие от карусских лав чередовались с морскими, а не с континентальными отложениями. Таким образом, хотя в разрезах наблюдаются перерывы, но ассоциации с морскими отложениями указывают на отчасти подводный характер извержений, происходивших в меловое время на Мадагаскаре. Вероятно, вулканической деятельностью была охвачена значительная часть осевой зоны острова, а не только его окраины, а также смежные акватории. Можно предполагать, что на территории нынешнего Мозамбикского пролива в течение мела и юры осуществлялся переход от континентальных юрских вулканогенных комплексов на западе к морским меловым их аналогам на востоке и что, таким образом, происходила общая миграция вулканизма в восточном направлении. Состав продуктов вулканической деятельности соответственно в Мадагаскарской области сходен с составом карусских вулканогенных образований и характеризуется присутствием риолитов, дацитов, трахитов, сакалавитов и базальтов. Отмечены, кроме того, пантеллериты и лабрадориты, а также ряд щелочных, основных и гранитоидных интрузий, прорывающих среднюю юру и представляющих возможные корневые зоны извергнутого вулканического масс.

В отличие от юга Африки Индостан в поздне меловое время являлся ареной грандиозных проявлений траппового вулканизма, распространившегося на западную окраину полуострова и охватившего внутри него огромные пространства. Именно главная область траппов Декана и других западных полей относится к позднему мелу, причем излияния толеитовых лав продолжались здесь не только в это время, но и позднее, в течение третичного периода, вплоть до эоцена или низов олигоцена включительно.

Трапповые излияния на западе Индостана охватили также обширные пространства смежных акваторий Аравийского моря. В этих районах их возраст может быть поздне меловым до третичного, о чем судить можно по разрезам скважин, вскрывающих траппы Камбейского прогиба, продолжающего на суше аналогичные породы, залегающие на дне моря. Во всяком случае, в этих разрезах траппы подстилают палеоценовые слои. Но, конечно, в пределах акваторий могут размещаться наряду с такого возраста траппами также и более молодые, третичные базальтовые лавы.

Совсем иная картина в меловое время характеризует Австралию. В ее пределах меловой вулканизм был крайне ограничен. Слабая вулканическая деятельность установлена лишь в раннем мелу бассейна Мэриборо на восточном побережье, а на западе материка — в бассейне Перт. В Мэриборо известны андезитовые лавы и туфы, отчасти трахиты и риолиты, залегающие на юрских угленосных отложениях и перекрытые морскими отложениями апта.

В районе Перта эпизодические проявления вулканизма устанавливаются по присутствию пластовых тел толеитовых базальтов в терригенных слоях, переходных от юры к неокому. Изотопными методами определен, кроме того, меловой возраст некоторых интрузий, в частности для шошонитового комплекса на юге Нового Южного Уэльса, для интрузии сиенитов в Пойнт-Сигнете (Тасмания) и для некоторых гранитов (с нижнемеловым возрастом) в штате Квинсленд. В целом же в меловое время в Австралии вулканическая деятельность явно угасала.

Аналогичное затухание вулканической активности отмечается и для Антарктики, где в районе гор Джонса в стратиграфическом интервале 200 млн лет (возраст гранитоидов фундамента) — 22 млн лет (оливиновые базальты кайнозоя) — известны кварц-латитовые порфиры, залегающие совместно с риолитовыми, кварц-латитовыми и, возможно, дацитовыми лавами, с возрастом около 100 млн лет. Другие области мезозойского вулканизма, преимущественно траппового, характеризуются распространением юрских вулканогенных пород.

В целом же общий объем продуктов вулканической деятельности мелового периода исключительно велик и исчисляется приблизительно в 1 млн км³.

Третичный период ознаменовался наиболее значительными проявлениями вулканизма в Африке и Южной Америке, а также возобновлением вулканической активности в Австралии и Антарктике и завершением в начале периода траппового вулканизма Индии.

В Африке третичный вулканизм исключительно своеобразен. Во-первых, он охватил огромные пространства на востоке и на севере материка, в тех регионах, где до этого времени вулканическая деятельность либо полностью отсутствовала, либо была весьма ограниченной. Только в Нигерийско-Камерунской области третичный вулканизм совмещается, в на юге Восточно-Африканской области частично накладывается на предшествующее развитие вулканической деятельности. Во-вторых, этот вулканизм отличается необычным сочетанием траппов (базальтов) с пантеллерит-комендитовыми и риолитовыми сериями вулканогенных пород, сочетанием, особенно выделяющимся по типичному для северных районов материка обилию кислых, а не только основных щелочных пород. В-третьих, вообще масштабы третичного вулканизма на севере Африки исключительно велики, а необычным состав продуктов вулканизма является еще и потому, что именно здесь развиты фонолитовые плато, карбонатитовые лавы и другие подобные им редкие вулканогенные образования. Особо следует отметить своеобразие вулканизма северного окончания Восточно-Африканской области, где в третичное время наметились, а в те-

чение четвертичного периода оформились связи между вулканогенными образованиями океанического дна и континента, наиболее наглядно выраженные во впадине Афара. Именно в этой впадине вулканогенные породы океанического дна, как считается, непосредственно прослеживаются на суше. Так, вулканическая деятельность в Северной и Восточной Африке в целом не является унаследованной от предшествующего развития вулканизма, а представляет явление, распространившееся на территорию материка как новообразование в общем процессе эволюции.

Для обширных вулканических областей Северной и Восточной Африки характерны вариации состава вулканогенных серий, приводящие к фациальной их изменчивости в широком плане. Это особенно хорошо прослеживается в системе общих изменений состава вулканогенных пород вдоль Восточно-Африканской рифтовой зоны, где северные ассоциации базальтов с пантеллеритами и комендитами на юге сменяются ассоциациями аналогичных базальтов с щелочными породами, причем очень своеобразными. Однако могут быть отмечены и другие вариации состава ассоциаций пород, выраженные сменой сложных сочетаний вулканогенных пород, типичных для Восточно-Африканской вулканической области, более простыми, в основном базальтовыми на Аравийском полуострове. Хотя в целом вариации состава вулканогенных пород очевидны, тем не менее необходимо более полное изучение типичных черт и природы такой изменчивости.

В Южной Америке в третичное время нет данных о продолжении развития вулканической активности на древней платформе. Однако в Патагонии на побережье Атлантического океана в ряде районов известны третичные туфы (эоцен-олигоценые, олигоценые и др.), а также лавы, входящие в состав "андезитовой" серии, содержащей риолиты, андезиты, альбитофиры, трахиты, дациты и другие породы. К северу от Патагонии имеются, кроме того, базальты. В Андах вулканическая деятельность в третичное время тоже постепенно угасает. Во всяком случае, возраст вулканогенных пород Арауканской вулканической области ограничивается рамками ранняя юра — начало третичного периода, а на крайнем юге третичные вулканогенные серии в пределах Тихоокеанского вулканического пояса малоизвестны.

Однако в северной части Чилийско-Аргентинских Анд на территории, примыкающей на севере к Перу и прослеживающейся отсюда на юг примерно до широты Икике, в миоцене накопились мощные толщи преимущественно риолитовых лав и туфов, а южнее прослеживаются продукты переотложения вероятных третичных андезитовых лав в четвертичных моренах. Верхнемиоценовые дациты и дацитовые туфы известны также в Пуно; в горных хребтах, ограничивающих Пуно на востоке, тоже имеются третичные вулканогенные породы. Их отмечают и в Перуанских Андах, и в пределах Альтиплано (здесь особенно обильны массы туфового материала) и, наконец, в Карибских Андах, где распространены верхнеолигоценые, миоценовые и плиоценовые базальты, андезиты, риолиты и разнообразные пирокластические породы. Существенную роль играют подушечные

лавы, спилиты, диабазы, перидотиты и другие основные и ультраосновные породы, а также серпентиниты.

Таким образом, в третичное время в Андах намечается некоторая миграция наиболее активных вулканических проявлений в северном направлении и в целом, за исключением этих северных зон, устанавливается некоторое общее сокращение вулканической активности.

В Австралии третичные вулканические поля, преимущественно в качестве рекуррентных проявлений вулканизма, сосредоточены на восточной окраине континента. Они распространены на южной оконечности материка в Отвейском бассейне, Новом Южном Уэльсе, а также в Северном Квинсленде. В Отвейском бассейне преобладают плиоценовые до современных базальтовые лавы, хотя среди базальтов имеются также относительно более древние породы с возрастом ранний эоцен—средний миоцен. В Новом Южном Уэльсе третичные (преимущественно миоценовые) вулканогенные ассоциации пород отличаются обилием риолитов и дацитов по сравнению с базальтами, андезитами и исландитами, отсутствием высокоглиноземистых базальтов и андезитов, обилием щелочных пород и нефелинитов по сравнению с субщелочными базальтами и некоторыми другими чертами. Большинство пород имеет континентальное происхождение. Особую группу среди этих пород представляют позднемиоценовые лейцититы, сосредоточенные вдоль меридиональной зоны, следующей западнее главной области распространения миоценовых базальтов. Возраст их, по калий-аргоновым определениям, 10—14 млн лет. В Северном Квинсленде известны раннеэоценовые трахиты и трахиандезиты, по-видимому, сингенетичные сиенитам и имеющие возраст около 30 млн лет. Кроме того, здесь имеются олигоценовые и плиоцен-четвертичные базальтовые лавы. Таким образом, после длительного периода относительного покоя (от начала триаса до начала кайнозоя) интенсивные вулканические проявления вновь охватили Восточно-Австралийскую вулканическую область в третичное время и отчасти продолжались вплоть до современной эпохи.

В Антарктике третичные проявления вулканизма устанавливаются по распространению неоген-четвертичных вулканогенных образований (Лопатин, 1973; Лопатин, Поляков, 1974) на Земле Виктории, Земле Мэри Бэрд, а также на Антарктическом полуострове. Таким образом, соответствующие проявления вулканизма охватывают в течение неогена и четвертичного периода обширные пространства, особенно значительные и сопоставимые по размерам с наиболее крупными трапповыми полями мира на Земле Мэри Бэрд. К сожалению, точное разграничение собственно третичных вулканогенных образований и четвертичных в Антарктике затруднено. Во всяком случае, известно, что за неоген-четвертичное время в Антарктике сформировалась обширная вулканическая область Земли Мэри Бэрд с ее щелочными базальтами, туфами и агломератами, трахитами и фонолитами, в целом с набором пород, варьирующим по составу от щелочных оливиновых базальтов до мудиеритов, трахитов и фонолитов, а также кенитов. Только в ее пределах общий объем извергнутого вулканического материала исчисляется в 400 тыс. км³ (Лопатин, 1973). Другая область

расположена на Антарктическом полуострове, где рассматривавшиеся ранее в качестве миоценовых вулканогенные образования оказались плиоцен-плейстоценовыми (Рех, 1972) по радиогенным определениям. В этой области распространены базальты. В состав области Б.Г. Лопатин (1973) включает также вулканогенные комплексы Южных Шетландских островов с их базальтами (плагиобазальтами), андезитами, туфами и агломератами. Третью область в Антарктике представляют вулканогенные породы, частично, по-видимому, относящиеся к неогену и представленные преимущественно базальтами и трахибазальтами. В целом совершенно несомненно, что к концу третичного периода вулканическая деятельность в Антарктике чрезвычайно активизировалась и охватила грандиозные территории.

Общий объем продуктов вулканической деятельности, образовавшихся в третичное время, достигает 2,6 млн км³, в том числе 2 млн км³ в неогене и 600 тыс. км³ в палеогене.

Четвертичный период в отношении проявлений вулканизма мало отличается от третичного. Главные области активной вулканической деятельности в это время были сосредоточены на севере и востоке Африки, а также в Нигерийско-Камерунской вулканической области этого материка, в Южной Америке, Австралии и Антарктике.

Во всех этих регионах вулканическая деятельность не отличалась от третичной ни по масштабам проявления, ни по составу продуктов вулканизма. Важно все же отметить, что, например, в Южной Америке в это время происходят некоторые знаменательные изменения в общем характере развития вулканических процессов. Вулканизм здесь все более отчетливо концентрируется в Чилийско-Аргентинских Андах, где по-прежнему сохраняется значительная активность вулканов. Именно в этой части Тихоокеанского вулканического пояса Южной Америки четвертичный вулканизм, по-видимому, продолжает ранее начавшееся развитие и, таким образом, является унаследованным от предшествующих этапов. Однако в южной части Анд картина совсем иная. Там четвертичный вулканизм и хронологически, и пространственно разобщен с предшествующими этапами развития. Поэтому цепь молодых четвертичных вулканов, следующая от 28° ю.ш. на юг, резко смещена к западу от области распространения мезозойских вулканогенных пород и размещается прямо на кристаллическом основании. Если от этих южных районов обратиться вновь к той части вулканического пояса, где размещается Арауканская вулканическая область, то можно увидеть следующее: в этом относительно более северном районе цепь четвертичных вулканов тоже смещена к западу относительно вулканогенных серий юры, мела и палеогена, последовательно сменяющих друг друга по направлению с запада на восток. Таким образом, и в Арауканской области наряду с некоторыми признаками общего наследования вулканических проявлений устанавливается смещение наиболее молодых четвертичных вулканов на запад, вновь к краевой, Притихоокеанской, зоне Анд.

Существенно еще и то, что происходит общее смещение вулканической активности на север, наметившееся, впрочем, еще в третичное время и даже раньше. Тем не менее современные, в том числе

действующие вулканы прослеживаются почти на всем грандиозном протяжении Андийской горной системы и оставляют незатронутыми лишь отдельные звенья в ее пределах, и в частности как раз то северное звено, по направлению к которому в предшествующие этапы развития наблюдалась тенденция к смещению. Таким образом, может быть установлена миграция вулканических зон как вдоль, так и поперек Андийской складчатой области.

В Африке тоже наблюдаются явления миграции вулканизма, причем они не вполне однозначны в разных вулканических областях. Для Восточно-Африканской области миграция процессов вулканизма с севера на юг в течение третичного и четвертичного периодов достаточно четко устанавливается, так как имеются соответствующие хронологические данные. Естественным следствием такой миграции является расположение действующих вулканов в южной части этой области. Однако для Нигерийско-Камерунской вулканической области картина миграции, если ее стремиться установить, окажется более сложной. От самого молодого действующего вулкана Камерун в обе стороны, в сторону континента и по направлению к океану, следуют цепочки вулканических конусов, относительно более древних, уже угасших, вследствие чего можно было бы предполагать, что миграция вулканической активности смещалась здесь от периферических зон вулканической области к ее центральному звену. Во всяком случае, вулкан Камерун своим расположением подчеркивает иной характер миграции вулканизма, чем тот, который свойствен Восточно-Африканской вулканической области.

В отношении особенностей развития четвертичного вулканизма в Австралии важно отметить, что он полностью прекратился в сравнительно недавнее время, вследствие чего сформировавшиеся вулканические постройки здесь прекрасно сохранились. Однако в настоящее время явно наступило затишье в вулканической деятельности.

Наоборот, в Антарктике вулканизм явно активизировался в четвертичное время и продолжает сохранять активность и в настоящее время.

Общий объем продуктов вулканической деятельности, образовавшихся в четвертичное время, достигает примерно 50 тыс. км³.

Некоторые итоги по рассмотренным данным о вулканической деятельности на континентах Южного полушария в фанерозое следует подвести в определенном плане, отвечающем проблеме реконструкции глобального развития вулканизма в геологическом прошлом нашей планеты.

Прежде всего в связи с такой проблемой возникают вопросы корреляции событий, сопровождаемых вулканической деятельностью. Обзор разновозрастных вулканических областей, расположенных на южных континентах, наглядно показывает, что в вопросах корреляции мы встречаемся с огромными трудностями вследствие того, что датирование вулканогенных образований во многих случаях оказывается недостаточно точным. Диапазон, в пределах которого проводится определение их возраста, обычно очень широк, поэтому сопоставление вулканогенных образований в рамках суженных хронологических

интервалов либо оказывается ограниченным в пространстве и осуществимым только в пределах континента или какой-нибудь его части, либо утрачивает необходимую степень достоверности и вынужденно опирается на различного рода догадки при попытках межконтинентального сопоставления.

Корреляции могут быть уточнены за счет радиометрических определений возраста вулканогенных образований, однако и здесь в настоящее время возникают известные затруднения. Помимо того, что эти определения основываются на обработке первичных результатов статистическими методами, также не всегда дающими надежно определенные суженные интервалы времени вследствие разброса и недостаточной строгости исходных данных, главное, и сейчас мы сталкиваемся с неоднозначными радиометрическими определениями возраста вулканогенных пород. Примером могут служить определения возраста нигерийских гранитов первоначальные (485 млн лет) и последующие (160 млн лет) или менее броские, но существенные различия в оценках возраста базальтов Параны и обрамляющих ее полей щелочных пород Южно-Бразильской области: 100—150 млн лет при наибольшем количестве определений в области 120 млн лет для базальтов (Amaral et al., 1966) и 100 млн лет для щелочных пород (Kinq, Sutherland, 1960), а в то же время, по данным Асмуса (Asmus, 1973), для всего комплекса в целом два главных интервала — 100—140 и 50—80 млн лет. Подобные примеры, в общем, не единичны.

Значительно большие принципиальные затруднения обусловлены тем, что во многих случаях приходится сталкиваться с вулканогенными сериями, возраст которых считается переходным от одного периода к другому, вследствие чего появляются названия: пермо-триасовые, неоген-четвертичные и тому подобные комплексы, серии, толщи. Соответственно оказывается невозможным строгое разграничение в ряде случаев вулканогенных образований, принадлежащих разным системам, а отсюда возникает проблематичность в определении количественных и других показателей, необходимых для более или менее строгого выявления характерных черт вулканизма, собственного различным периодам геологической истории. В итоге мы стоим перед необходимостью, во-первых, укрупненного подхода к оценке развития вулканической деятельности и, во-вторых, дальнейшего совершенствования методов определения возраста вулканогенных пород.

По тем данным, которые имеются сейчас, трудно выявить такие моменты в истории развития вулканической деятельности, которые свидетельствовали бы о единовременной вспышке вулканизма в относительно короткое время на обширных территориях земного шара или хотя бы на южных континентах. Обычно привлекаемый пример такого единовременного охвата вулканизмом огромных территорий представляет мезозойский трапповый вулканизм, причем считают, что именно на южных материках такая синхронность событий наиболее выразительна. Между тем, если обратиться к радиометрическим данным, характеризующим возраст траппов, можно убедиться, что наиболее ранние траппы в мезозое появились с Южной Африке (154—190 млн лет), затем в Тасмании (167 млн лет) и Антарктике

(147—163 млн лет), в бассейне р. Парана (100—150, наиболее обычно 120, а частично 50—80 млн лет), в Индии (70—55, по палеомагнитным данным — 75—40 млн лет). Таким образом, синхронность траппов такова, что она лежит в пределах 135, а с учетом палеомагнитных определений даже — 150 млн лет. Это вполне отвечает стратиграфическим определениям, показывающим, что трапповые поля Южной Африки начали формироваться в верхнем триасе и продолжали изливаться в юрское время; в бассейне р. Парана они отделены денудационной поверхностью от верхнетриасовых отложений, но подстилают верхнемеловые толщи, поэтому могут принадлежать юре или нижнему мелу, а в Индии залегают на нижнемеловых отложениях и считаются мел-палеогеновыми, хотя на востоке Индии сейчас установлены в относительно небольшом распространении также предположительно юрские траппы. Следовательно, общая длительность так называемого "синхронного", или "близкого по времени", этапа траппообразования растягивается почти на 150 млн лет по радиометрическим определениям и охватывает, таким образом, более чем два периода Международной стратиграфической шкалы — юру, мел и частично палеоген, а в целом около одной четверти рассматриваемого в данной работе 600-миллионного интервала времени.

Все это, конечно, не значит, что можно категорически отрицать возможность существования этапов относительно усиления или ослабления вулканической деятельности на протяжении геологической истории. Речь идет о том, что мы нуждаемся в строгих количественных данных для оценки реальных вулканических процессов геологического прошлого и выявления закономерностей их развития в истории Земли, в связи с чем должны изучать с наибольшей полнотой древние вулканические области в целях их реконструкции в том именно виде, в каком они существовали в прошлом, а не в том, в каком они сохранились в результате последующей денудации. Сейчас же, опираясь на существующую основу, весьма еще далекую от совершенства, мы можем преимущественно высказывать различные предположения в этом направлении.

Однако представляется достаточно очевидной картина, с одной стороны, миграции вулканической активности в пределах отдельных континентов или в межконтинентальном, глобальном, плане, с другой — устойчивого длительного развития вулканизма в отдельных более или менее строго очерченных регионах. Соответствующие примеры многочисленны, их дает общий обзор древних вулканических областей различных континентов. Здесь можно обратить внимание на только что отмеченную миграцию в глобальном плане траппового вулканизма, на миграцию мезозойского и более раннего вулканизма в пределах Тихоокеанского вулканического пояса в Андах, общую миграцию массового развития вулканической деятельности из южных районов Африки на север и северо-восток, а затем снова на юг. Наглядными являются и примеры исключительно продолжительного развития вулканизма без существенных перерывов в Австралии, устойчивого сохранения вулканической активности в чилийско-аргентинской части Андийского складчатого пояса и т.д.

Важно подчеркнуть, что, поскольку некоторые вулканические области устойчиво сохраняются, тогда как другие обнаруживают более или менее явную миграцию, наблюдается сложная система взаимосвязей между вспышками вулканизма на различных территориях и соответственно на разных континентах. В этом выявляется, по-видимому, некоторая единая закономерность развития вулканизма, обусловленная весьма общими причинами, связанными с процессами, протекающими в верхней мантии Земли и, вероятно, также в более глубоких ее зонах. Так или иначе, мы стоим перед необходимостью всемерно усиливать исследование древних вулканических областей, если желаем понять основные закономерности развития геологических процессов, протекающих в глубоких недрах нашей планеты.

Однако в связи с проблемой реконструкции глобального развития вулканической деятельности геологического прошлого нам предстоит преодолеть еще одну преграду. Мы должны знать, какими данными можно располагать в отношении вулканизма в океанах в общем плане оценки развития вулканизма в истории Земли. Это один из труднейших вопросов, в связи с которым можно высказать немногие общие положения. Во-первых, сейчас нам известны только кайнозойский и отчасти мезозойские вулканогенные породы на дне океанов. Поэтому восстановить раннюю историю развития вулканизма в океанах в настоящее время невозможно. Во-вторых, для мезозойских и кайнозойских вулканитов можно принять две возможные линии расчетов. Первая должна учитывать представления о раздвижении океанического дна, вторая — идеи, предполагающие древний возраст океанов.

В обоих случаях можно ориентироваться на более или менее точные данные, определяющие возраст преимущественно базальтовых лав в различных частях океанического дна. Однако и в том, и другом случае окажется невозможным установить мощность вулканогенных пород определенного возраста, что необходимо для оценки объема продуктов вулканизма. Поэтому трудно сказать — будет ли правильнее распространить данные по континентам на акватории, считая их пропорциональными относительным размерам площадей тех и других, или условно учесть предполагаемые излияния базальтов в единицу времени, исходя из анализа современных данных, и вероятную скорость раздвижения океанического дна. В первом варианте расчет может быть отнесен ко всем периодам фанерозоя, во втором — только отчасти к мезозою, а в основном к кайнозою. Тем не менее в обоих вариантах окажется, что индикатором изменчивости, т.е. действительной эволюции вулканизма, будут данные, характеризующие континенты, поскольку к полученным количественным характеристикам по континентам будут либо добавлены некоторые величины, одинаковые для равных интервалов времени, либо введены соответствующие коэффициенты. Преимущество первого способа расчета скажется главным образом в том, что он может быть распространен на все рассмотренные периоды фанерозоя. Глобальный анализ развития вулканизма требует расчета объемов вулканогенных пород не только на континентах, но и в океанах. Такие расчеты тоже необходимы для разработки проблемы эволюции вулканизма в истории Земли.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ*

Рассматривая в общем виде вопросы эволюции вулканической деятельности, следует остановиться на таких моментах, как сопоставление идеализированных схем с задачами исследования и реальными данными, процессы миграции вулканизма, выяснение возможностей использования современных данных по вулканизму для определения наиболее типичных черт его развития и масштабов проявления в различные геологические периоды.

Существующие разнообразие схемы, в которых рассматривается отношение вулканизма к тектонике, представляют не вполне соответствующими по задачам, которые они разрешают, целям исследования эволюции геологических явлений, и в частности вулканизма. В таких схемах канонизируются представления о ходе развития геологических процессов в некоторой конкретной области в соответствии с представлениями о последовательной эволюции в ее пределах, связанной со сменой геосинклинального этапа последующей деформацией (складчатостью), вторжением интрузий и образованием горных сооружений, наконец, заключительным платформенным этапом. При всех возможных различиях в интерпретации отдельных этапов или стадий развития процессов, с которыми так или иначе связывается вулканизм, главное в таком подходе — анализ эволюции конкретного региона, а не процесса развития структур и вулканизма в рамках некоторого этапа общей эволюции Земли. Между тем поиск возможностей выявления именно таких общих закономерностей, по которым можно было бы различать отдельные этапы глобального развития нашей планеты, необходим, и он так или иначе ведется. Вспоминая о нем, можно сослаться на работы Е.В. Павловского (1953, 1970 и др.), Н.П. Хераскова (1967), А.Л. Яншина (1974 и др.).

В этом поиске унифицированные для разных этапов развития схемы не могут, естественно, оказать существенную помощь, тем более что в них постоянно обнаруживаются принципиальные несоответствия реальным соотношениям между тектоническими и вулканическими процессами. Южные материки до недавнего времени были очень мало изучены, поэтому при составлении подобных схем использовались преимущественно или даже только данные по северным материкам, в первую очередь по Европе и Северной Америке. Между тем, хотя и сейчас изученность Южного полушария оставляет желать лучшего (исключение, правда, составляет Австралия, за последние десятилетия подвергшаяся исключительно детальному исследованию), для расположенных на юге континентов выявляется много различных геологических ситуаций, которые совершенно не учитываются в таких схемах и им противоречат.

Приведем некоторые примеры. Скажем, взаимоотношения между

* Древние вулканические области южных материков в фанерозое. Новосибирск: Наука, 1978. с. 261—273.

интрузивными и вулканогенными образованиями, которые так усиленно разрываются в большинстве существующих схем развития магматизма. Если бы эти соотношения изучались на примере южных материков, то, во-первых, давно бы уже можно было убедиться в тесной связи между теми и другими (вследствие чего интрузии можно рассматривать как корневые зоны вулканических образований) на примере гранитных интрузий Эронго, Мессума и других в Африке. Во-вторых, вряд ли можно было бы категорически утверждать приуроченность гранитоидов только к геосинклиналям, зная эти интрузии. Внегеосинклинальные гранитные интрузии, таким образом, давно уже известны в Африке. В то же время сейчас еще более четко на примере Австралии, в частности, устанавливается непосредственная связь гранитных (именно гранитных) интрузий с синхронным вулканизмом. Такие взаимоотношения интрузий с вулканогенными образованиями выявляются двумя методами: прямыми наблюдениями над их взаимоотношениями в кольцевых и других аналогичных структурах, что особенно наглядно показано Бренчем (Branch, 1966), а также по данным радиометрических определений возраста гранитных интрузий. Таких определений для девонских, карбоновых и пермских гранитных интрузий достаточно много, и они не оставляют сомнений в том, что предполагаемый в различных схемах разрыв между вулканизмом, начинающим процесс развития, и последующим гранитным плутонизмом по крайней мере весьма иллюзорен. То же подтверждают сейчас и радиометрические определения гранитоидов андийского батолита Южной Америки. Поэтому и представление о двух "особых и, по-видимому, независимых", о чем писали Кеннеди и Андерсон [Цит. по: (Рид., 1949. С. 192)], вулканических и плутонических ассоциациях, тоже, как показывает изучение австралийских и южноамериканских материалов, не соответствует реальным отношениям между этими ассоциациями.

Разнообразные данные имеются в Австралии и Южной Америке и в отношении распространения кислых вулканогенных образований на ранних стадиях формирования геосинклинальных областей. Однако здесь имеются два примера разного рода. Один из них — Дандасский трог в Тасмании, структура типично геосинклинальная, в которой начальный нижнекембрийский вулканизм существенно представлен кварц-кератофировыми и кератофировыми сериями пород. Аналогичные примеры могут быть найдены и для Восточной Австралии. Другой пример дает Андийская складчатая область, в пределах которой в мезозое наряду с андезитами или "порфиритами" исключительно широко развиты риолитовые толщи, игнимбритовые серии и другие ассоциации кислых пород. Отличительной чертой этого рода образований является та их особенность, что они относятся к очень своеобразному моменту истории развития геологической структуры Анд, наступившему после того, как в предшествующее время в палеозое Андийские структуры уже испытали геосинклинальное развитие, закончившееся формированием красноцветных моласс перми. Однако в мезозое, как считает М.Г. Ломизе (1973), геосинклинальное прогибание возобновилось, и, следовательно, кислые вулканические породы

здесь относятся к начальной стадии такого повторного прогибания геосинклинали.

Далеко в сторону от стандартных схем уводят разнообразные новые данные по южным материкам, показывающие, что кислые породы широко распространены и на кратонах, где обычно предполагается базальтовый, трапповый вулканизм. Сейчас выявлена огромная роль пантеллерит-комендитовых кислых вулканогенных пород в северной части Восточно-Африканской рифтовой зоны, известно широкое распространение риолитов в разрезах траппов системы Карру, а также устойчивое их преобладание на различных стадиях развития западной части Восточно-Австралийской вулканической области, в том числе и после завершения геосинклинального развития. Таким образом, не обращаясь к дальнейшему анализу имеющихся материалов по вулканизму южных материков, можно видеть, что не только по характеру задач, выдвигаемых перед различными схемами, но и по реальным особенностям развития вулканизма эти схемы оказываются мало удовлетворяющими целям определения общей эволюции вулканизма.

Обзор вулканической деятельности южных материков наглядно демонстрирует явления миграции вулканизма в пространстве и во времени, как бы кочующий его характер, обуславливающий усиление активности в разных регионах и на разных материках в разное время. Миграция происходила и вдоль простирающихся вулканических областей и поясов, и вкрест их простирающихся, а в некоторых случаях распространялась в различных звеньях такого пояса в результате рекуррентных процессов. В итоге наряду с более или менее устойчивыми участками длительного развития вулканизма обособлялись области или отдельные районы с кратковременными вспышками вулканической деятельности.

В целом же по особенностям развития вулканической деятельности среди вулканических областей и поясов может быть выделено два их типа: макрочронные — области перманентного развития вулканизма и брахихронные — кратковременного существования. С точки зрения изучения эволюции вулканизма в истории Земли особое значение приобретают, по-видимому, макрочронные вулканические области и пояса, так как именно они определяют главные очаговые зоны Земли в общем процессе ее эволюции. Их общие и частные взаимосвязи с аналогами, кратковременно существовавшими, представляют поэтому принципиальный интерес.

Наиболее существенный момент в общем изучении эволюции вулканизма в истории Земли — это, конечно, выяснение возможностей использования современных данных по вулканизму для определения наиболее типичных его черт и масштабов проявления в течение геологической истории. В этом именно направлении могут быть оценены предпринятые нами усилия подсчитать ориентировочные объемы продуктов вулканической деятельности для различных вулканических областей и для разных периодов времени. Сведенные в табл. I (см. с. 88. — *Прим. ред.*) данные позволяют отметить некоторые вариации в этом развитии для южных материков.

Во всяком случае, несмотря на то, что в табл. I приведены в

обобщенном виде данные по периодам, рассматривая ее внимательно, можно отметить некоторые общие закономерности. Прежде всего обращают внимание относительно ограниченные объемы продуктов вулканических извержений в нижнем палеозое. Можно полагать, что в известной мере это связано с меньшей сохранностью древних вулканогенных пород, которые могли быть уничтожены последующей денудацией. Однако резкое падение количества вулканогенных пород ордовикского и силурийского периодов показывает, что после того, как активный кембрийский вулканизм, в какой-то мере наследовавший докембрийское развитие, обусловил появление вулканического пояса, связывающего Австралию, Антарктиду и, по-видимому, Южную Америку, произошло ослабление вулканической активности. В дальнейшем эта активность сосредоточилась на долгое время в Восточно-Австралийской области, вследствие чего приведенные данные об относительно больших объемах продуктов вулканической деятельности в девоне и карбоне характеризуют именно эту область. В пермское время, когда вулканизм распространился кроме Восточной Австралии также на Южную Америку, объем продуктов вулканической деятельности несколько увеличился.

Значительные изменения произошли в самом начале мезозоя, вследствие чего для триасового периода, почти не оставившего следов вулканизма в Австралии (они сохранились главным образом в Андах), отмечаются сравнительно малые объемы продуктов вулканической деятельности. Впрочем, уже в конце триаса, а затем в юрское время вновь наблюдается усиление вулканической активности, причем не только вследствие излияния траппов в Африке и Южной Америке, но также в связи с интенсивным андезит-риолитовым вулканизмом Анд. Именно в это время происходит угасание вулканической деятельности в Австралии, где такая картина сохраняется далее почти до неогена.

Большие объемы вулканогенных пород накапливаются в меловое время, а в начале третичного и в четвертичный период вновь происходит некоторое ослабление активности вулканизма. Такова общая линия развития вулканизма, в какой-то мере характеризующая южные материка.

На этом фоне можно попытаться определить роль разного типа пород, отличающихся по составу, и оценить их значение в различные геологические периоды. Данные (см. табл. 1 на с. 88 — *Прим. ред.*) показывают, что главная роль принадлежит траппам и что в сравнении с объемами траппов могут быть сопоставлены в основном только риолитовые серии Анд и Австралии.

Опираясь на полученные результаты подсчета объемов пород, представляется важным установить еще и общие вариации энергетики вулканических процессов южных материков. Соответствующие подсчеты помещены в табл. 2 (см. с. 90 — *Прим. ред.*), и они в целом отвечают отмеченным выше общим особенностям развития вулканизма.

Представляет интерес сравнить полученные цифровые данные с известными в литературе. Попытки подсчитать ориентировочные объемы вулканогенных образований предпринимались различными исследователями и в общем они приводят к далеко не однозначным

результатам. Около 30 лет назад Ферхуген (Verhoogen, 1946) пришел к выводу, что общий объем лав и других продуктов извержений в фанерозое составил примерно 3×10^{22} см³, или 30 млн км³ для земного шара в целом. При этом Ферхуген предполагал, что накопление лав на вулканических плато могло достигать порядка 10^{21} см³ (т.е. охватывать примерно 1 млн км² площади при средней мощности около 1 км) и что таких лавовых плато за время с начала кембрия донныне образовалось не более 30. Это, по его мнению, превышает показатели, установленные для известных нам периодов геологической истории, для которых он полагает возможным отметить всего лишь 10-12 подобных обширных лавовых излияний, к тому же обычно меньшего объема. В итоге общий объем исчисленных таким образом лав не превышает, по Ферхугену, тысячной доли объема земной коры, учитываемой до глубины 70 км, даже для случая 30, а не 10 лавовых плато, образовавшихся в фанерозое.

Принятые Ферхугеном цифры были повторены позднее А.П. Виноградовым (1959) в кратком обзоре химической эволюции Земли, но встретили возражения со стороны Е.К. Мархинина (1967). Рассматривая современные извержения вулканов, он подсчитал для Курильской островной гряды вероятное количество ежегодных выбросов, равное примерно 0,08 км³, и шел возможным экстраполировать эту цифру на все островные дуги мира, по отношению к которым Курильские острова составляют не более 1/20 части. Таким образом, оцененная Е.К. Мархининым величина ежегодного привноса ювенильного материала при вулканических извержениях достигает 1,6 км³. Эта цифра совпадает с вычисленными им же средними величинами, определенными с учетом только наиболее грандиозных и известных мировых извержений на островных дугах за период с 1800 по 1963 г. (Мархинин, 1964, 1965). Полагая удельный вес продуктов извержений равным 2,0, Мархинин считает возможным распространить ежегодный расход ювенильного вулканического материала на 4,5 млрд лет и в итоге оценить массу вещества, выброшенного в процессе вулканических извержений за время существования Земли, в $13,5 \times 10^{18}$ т, что соразмерно с массой всей земной коры, равной 20×10^{18} т.

Интересные сами по себе эти расчеты приводят к выводам, резко отличным от предложенных Ферхугеном. Ежегодный расход вулканического материала, по Ферхугену, составляет около 0,05 км³, если считать продолжительность фанерозоя равной 570 млн лет.

Важно подчеркнуть, что полученные нами данные по фанерозойским вулканическим областям южных материков определяют цифры ежегодного среднего расхода вулканического материала в пределах, не превышающих 0,01 км³. Это не отличается существенно от данных Ферхугена, если учесть, что последние, во-первых, относятся ко всему земному шару, а не только к южным материкам, а во-вторых, самим Ферхугеном оцениваются как завышенные примерно в 3 раза.

Предпринимая попытку найти причину столь резких расхождений между расчетами Е.К. Мархинина, данными Ферхугена и нашими, уместно обратиться к тем материалам, которыми оперируют другие исследователи в области оценки объемов продуктов вулканической

деятельности. В этой связи нам придется вспомнить Вольфа (Wolff, 1914) и Запера (Sappег, 1927). В их работах помещены сведения об объеме продуктов вулканических извержений в историческое время, которые неоднократно приводились в отечественной литературе Н.М. Страховым (1963), Е.К. Мархининым (1967), И.В. Луцицким (1971) и др.

Данные Запера и Вольфа постоянно привлекали внимание, так как являлись единственным источником информации об объемах масс, выбрасываемых действующими вулканами. Между тем они нуждаются в критической оценке. Дело в том, что в них фигурируют объемы продуктов вулканической деятельности, которые исчисляются цифрами 25, 50, 100, 150 и даже 300 км³. Такие колоссальные объемы выбросов материала при извержениях оцениваются по расчетам, проведенным преимущественно в прошлом веке на основании разного рода предположений, в частности о том, что остающаяся после извержения воронка, представленная более или менее обширной кальдерой, является результатом взрыва. Считалось, что размеры этой воронки в общем отвечают объему извергнутого материала и что размещавшийся на ее месте вулканический конус при взрыве был выброшен в воздух.

Как показал позднее Вильямс (Williams, 1941), такие расчеты, принятые различными авторами с теми или иными поправками, неправильны, и, следовательно, грандиозные объемы в десятки и даже сотни кубических километров, о которых пишут и по сей час очень многие исследователи, совершенно недостоверны. В итоге крупных катастрофических извержений происходит в основном взрыв, сопровождающийся выбросом газовой фазы и ювенильного материала, вслед за чем вулканическая постройка оседает и образуется кальдера. Как показал Вильямс, при таких крупных извержениях среди выбросов материал старой постройки почти совершенно отсутствует или содержится лишь в небольшом количестве. В связи с этим становится очевидным, что цифра 186 км³, скажем, для извержения вулкана Тамбора в 1815 г. совершенно неприемлема и что выводить ее как среднее из ряда оценок не следует. Правильнее приравнять ее к тем данным, которые характеризуют аналогичные крупные извержения, изученные более строго, с учетом современной концепции происхождения кальдер, созданной трудами Вильямса. Примером могут служить, в частности, извержения вулкана Кракатау в 1883 г. или Катмая в 1912 г. Для первого случая Вильямс (Williams, 1941) принимает цифру 18 км³, хотя она может быть меньшей, так как сам Вильямс при посещении вулкана дополнительных исследований не проводил и только учел прежние данные. Для второго Куртис (Curtis, 1968) указывает объем выброшенной тefры, примерно равный этой величине (4,75 миль³). Таким образом, можно полагать по крайней мере на порядок меньшие количества выбросов и для извержения вулкана Тамбора в 1815 г. Нет, следовательно, оснований и для предположений о том, что объем выбросов Катмайского вулкана в 1912 г. должен быть увеличен до 28 км³. Можно вместе с тем считать совершенно правильным заключение о том, что извержения вулкана

Косегшвина в 1815 г. наиболее обоснована цифра 10, а не 50 км³ объема продуктов вулканической деятельности, выброшенных из его жерла (Мархинин, 1967), так как эта меньшая цифра основана Вильямсом на строгом учете фактов. Однако и такие извержения, при которых количество выбросов достигает одного или двух десятков кубических километров, крайне редки. В большинстве случаев даже такое грандиозное событие, как извержение вулкана Безымянного на Камчатке в 1955—1963 гг. с кульминацией в марте 1956 г., считающееся выдающимся для нашего столетия, обусловило выброс всего лишь 3 км³ строго учтенного вулканического материала, включая даже объем возникшего при извержении купола. Поэтому приходится предполагать, что во многих случаях реконструируемые объемы продуктов вулканических извержений могут быть на порядок меньше тех, которые сейчас для них указываются. А это значит, что если соответственно изменить цифру, характеризующую ежегодные вулканические выбросы по Заперу, уменьшив ее на порядок, то мы получим величину 0,08 км³, весьма близкую к ферхугенской (0,05 км³).

Так как эти цифры почти строго отвечают указанным выше только для Курильской островной дуги (0,08 км³ ежегодно), то необходимо, по-видимому, подвергнуть пересмотру и данные по Курилам, приводимые Е.К. Мархининым. Здесь следует иметь в виду, что указанные им объемы 2,604 км³ за период с 1930 по 1963 г. включают три крупных извержения: вулкана Сарычева в 1930 г. (0,5 км³), Севергина в 1933 г. (1,5 км³) и Сарычева в 1946 г. (0,5 км³). Ни для одного из этих извержений не приведено достоверного обоснования указанных объемов. В частности, для вулкана Севергина отмечается только, что "объем лав купола оценивается нами приблизительно в 30 млн м³. Объем пирокластических продуктов 1—2 км³" (Мархинин, 1967. С. 95). Об извержении 1946 г. вулкана Сарычева говорится так: "К сожалению, попыток подсчитать количество извергнутого материала сделано не было. Но несомненно, его выпало не менее 0,5 км³" (Там же. С. 96). Для извержения того же вулкана в 1930 г. соответствующие сведения вообще отсутствуют. Между тем для извержения вулкана Севергина в 1933 г. Г.С. Горшков (1967. С. 94) отмечает, что оно было "гораздо слабее взрыва на Безымянной в 1956.", когда, по его данным, образовались пирокластические потоки объемом около 1 км³ (при общем объеме всех продуктов извержений на период 1955—1963 гг. 3 км³). Таким образом, визуальные оценки объема продуктов извержения вулкана Севергина в 1933 г. весьма противоречивы. Если же рассмотреть схему этого вулкана, помещенную в работе Г.С. Горшкова (1967. С. 92), то нетрудно убедиться, что общая площадь, затронутая направленным (латеральным) взрывом в 1933 г. на вулкане Севергина, составляет примерно 15—16 км² и что при выбросе примерно 1,5 км³ вулканического материала на всей этой площади должны были бы остаться примерно стометровой (в среднем) мощности накопления пирокластического материала. Между тем мощность пирокластического потока на вулкане Безымянном при его извержении в 1956 г. составляла в среднем всего лишь 20—25 м (Горшков, Богдавленская, 1965. С. 80).

Таким расчетам могут быть противопоставлены соображения о том, что огромные массы вулканического пепла рассеиваются на обширных пространствах и, таким образом, действительные объемы выброшенной пирокластики значительно выше, чем это может быть определено прямым измерением сохранившихся в окрестностях вулкана накоплений. В связи с этим Мархинин (1967. С. 120) подчеркивает, что на Курильских островах "количество пирокластических продуктов, вынесенных историческими извержениями, составляет около 98% объема извергнутого материала. В составе же современных вулканических построек пирокластика составляет в среднем лишь около 50%. Следовательно, объемы современных вулканических построек в среднем составляют лишь 4% от объема, извергнутого вулканами в процессе их роста, а 96% его пошло на формирование главным образом морских вулканогенно-осадочных образований" (1967. С. 120). Эти соотношения привлекли внимание Н.М. Страхова (1976), который придал им значение в том смысле, что механизм отложения рыхлых продуктов извержения вблизи очагов наземных извержений и вдали от них в пределах смежных акваторий различен. В первом случае пирокластика неоднократно перетлагается и смешивается с терригенным материалом, во втором — вдали от зон, подвергшихся волнениям, осаждается, образуя глубоководные пепловые накопления, почти лишенные терригенных примесей.

Однако вывод о том, что современные вулканические постройки на Курильских островах представляют всего лишь 4% от объема, извергнутого вулканами в процессе их роста, нуждается в комментариях. Во-первых, цифра 98% выведена для серии наблюдений, проведенных в течение 33 лет с 1930 по 1963 г., и ее экстраполяция на всю историю роста Курильских вулканов неоправданна. Различия между данными наблюдений за такой небольшой срок и за интервал времени порядка 80 млн лет (период роста Курильских вулканов по Мархинину) можно объяснить общим изменением характера вулканических извержений, который, несомненно, не мог сохраняться стабильным такое длительное время, измеряемое многими десятками миллионов лет. Во-вторых, если учесть отмеченные выше вероятные преувеличения объемов пирокластики крупных извержений, то соотношение между пирокластикой и лавами существенно изменится в пользу лавовых образований, вплоть до того, что их доля достигнет и для современных извержений величины 16—17, а не 4%.

В этой связи следует еще учесть, что общее соотношение между лавами и пирокластикой, по подсчетам Заппера, составляет примерно 1:6 (50 млн км³ лав и 300—320 млн км³ пирокластики за период с 1500 по 1924 г.), что совпадает с уточненной нами цифрой 16—17%, а не с расчетами Мархинина. Впрочем, в данных Заппера имеется еще одна неточность, определяемая переоценкой масштабов извержения вулкана Тамборо в 1815 г., и если принятые им объемы для этого вулкана соответственно на порядок уменьшить, как это рекомендовано выше, то соотношения лавы—пирокластика

за учетный Заппером период времени окажутся еще более смещенными к лавам и будут примерно определяться цифрами 1:3, а не 1:6.

Рассмотренные выше данные показывают, что существующие расчеты, опирающиеся на сведения о деятельности современных вулканов, пока еще не отличаются большой точностью и нуждаются в серьезном пересмотре. В таких условиях, как, впрочем, и вообще, экстраполяция подобных данных на минувшие геологические периоды по крайней мере очень затруднительна. При этом характерно, что для наиболее строго изученных вулканических извержений, подобных грандиозному извержению вулкана Безымянного в 1956 г., размеры единовременных выбросов, как правило, лежат в пределах первых кубических километров, тогда как большинство обычных извержений поставляет материал в количествах, измеряемых десятиями или сотыми долями кубического километра. Должен быть, следовательно, намечен путь для дальнейших корреляций между данными, получаемыми путем исследования современных вулканов, и результатами изучения их древних аналогов.

Предложенный нами подход к определению объемов продуктов вулканической деятельности геологического прошлого путем выделения древних вулканических областей наиболее строг, хотя и нуждается в дальнейшей разработке. При таком подходе, конечно, не просто оценить полный объем всех подобных продуктов, так как несомненно трудно учитываемая рассеянная часть пирокластики утрачивается в последующих расчетах. Тем не менее по мере развития палеовулканологических исследований контуры и размеры древних вулканических областей будут уточняться, что позволит подойти к наиболее точной оценке истинных объемов вулканических пород различных территорий и к итоговым цифрам, характеризующим вариации и общие объемы этих пород, возникших в различные геологические периоды времени. Таким образом, будут получены реальные представления об эволюции вулканической деятельности в истории развития нашей планеты.

Ранее были предприняты также другие попытки оценить объемы продуктов вулканической деятельности геологического прошлого, основанные на анализе геологических карт. Так, А.Б. Ронов в ряде работ, написанных им (1949, 1976) и в соавторстве с В.Е. Хаиным (1954 и др.), привел цифровые показатели, характеризующие вулканизм фанерозоя. Основой таких расчетов явились определения объемов различных литологических формаций по картам масштаба 1:25 000 000, в связи с чем могут быть высказаны различные замечания по отношению к принятой в этих работах методике. Поскольку карты эти очень мелки по масштабу, долю вулканогенных пород в общем объеме сохранившихся от размыва образований строго определить по ним вряд ли возможно. Предлагаемый же А.Б. Роновым метод определения коэффициента пропорциональности по геологическим картам на основании данных о размерах площадей, занятых вулканогенными и осадочными породами одного и того же возраста, оценивается им самим следующим образом: «Несомненно, что точность подсчетов объемов вулканогенных пород с помощью соотношений пло-

щадей не очень велика и в первую очередь зависит от точности границ на геологической карте, размеров исследуемой территории и "игры" многочисленных структурных и эрозионных факторов на местности, которая создает статистическое осреднение поверхностных отношений. В тех случаях, когда обилие фактических данных позволяет пользоваться методами непосредственных измерений, объемов лав и туфов, следует отдавать им предпочтение» (1949. С. 24).

Более существенно, что в большинстве случаев на геологических картах вулканогенные породы отдельно не показываются. Кроме того, возраст этих пород зачастую оказывается недостаточно строго установленным, вследствие чего их отнесение к тому или иному стратиграфическому подразделению представляет предмет догадок. В связи с этим, а также ввиду того, что возраст многих серий вулканогенных пород указывается в рамках, скажем, таких характеристик, как неоген-четвертичные, юрско-меловые и т.п. вулканогенные образования, определение объемов вулканогенных пород с точностью большей, чем до периода, представляется пока недостижимым.

Известен ряд критических замечаний Н.М. Страхова (1970) по отношению к методике, принятой А.Б. Роновым в его построениях, главным из которых следует считать то, что "результаты работ А.Б. Ронина невоспроизводимы и недоступны для проверки другими исследователями" (Страхов, 1970. С. 14); хотя это замечание Страхова касается того, что керновый материал, использованный при расчетах, опирающихся на данные об "установленных представительных" пробах, в настоящее время утрачен, оно может быть отнесено к подсчетам Ронина в целом, так как карты литологических формаций мира в том масштабе, в котором они учитывались при расчетах, остаются, к сожалению, неизданными и другим исследователям, таким образом, неизвестными.

Важно тем не менее, что в упомянутой выше серии работ имеются соответствующие данные для сравнения наших цифровых материалов. Весьма показательным, что данные А.Б. Ронина оказываются на порядок более высокими, чем наши, но в 4 раза ниже приводимых Заппером. По отношению же к данным Мархинина они ниже почти на порядок (0,2 км³ в год против 1,6). Таким образом, подсчеты А.Б. Ронина, как и наши, показывают, что распространение показателей интенсивной современной вулканической активности, определенных Е.К. Мархониным и Заппером, на минувшие геологические периоды, не оправданно и не подтверждается геологическими материалами. Наши же данные примерно в 3 раза ниже ферхугенских, которые сам он считает в 3 раза преувеличенными, но лежат в пределах того же порядка. Цифры же А.Б. Ронина превышают приведенные Ферхугеном в 3 раза, а следовательно, почти на порядок оказываются более высокими, чем у последнего.

В заключение подчеркнем, что представленные подсчеты — это только часть данных для определения вариаций объемов вулканических масс и энергетики. Эта работа определяет только начало пути в общем исследовании эволюции вулканизма в истории Земли.

ЛИТЕРАТУРА

- Абих Г.В.* Геология Армянского нагорья // Зап. Кавк.отд. Рус. геогр. о-ва.1899.
- Анатольева А.А.* О стратиграфическом положении девонских вулканогенных пород Саяно-Алтайской складчатой области // Тр. Лаб. палеовулканологии. Алма-Ата, 1963. Вып.1. С. 167—177.
- Анатольева А.И.* Сравнительная характеристика девонских отложений Саяно-Алтайской складчатой области // Геология и геофизика. 1964а. N 7. С. 102—107.
- Анатольева А.И.* Значение стратиграфических корреляций в палеовулканологии (на примере Саяно-Алтайской области) // Тр. Лаб. палеовулканологии. Алма-Ата. 1964б. Вып. 3. С. 161—165.
- Анатольева А.И.* Основные черты красноцветной седиментации в домезозойское время // Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971. С. 300—319.
- Анатольева А.И.* Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск: Наука, 1972. 348 с.
- Анатольева А.И.* Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1978. 190 с.
- Арамаки С.* Пирокластические потоки и кальдеры Японии // Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977. С. 164—172.
- Архангельский А.Д.* Введение в изучение геологии Европейской России // Тектоника и история развития Русской платформы. М.: Госиздат, 1923. Ч. 1. 145 с.
- Архангельский А.Д.* Геологическое строение СССР: Европейская и Среднеазиатская части. М.: ГОНТИ, 1932.
- Атлас литолого-палеогеографических карт Европейской части СССР / Под ред. А.П. Виноградова. М.: Госгеолтехиздат, 1961.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР / Под ред. А.П. Виноградова. М.: Госгеолтехиздат, 1968.
- Барт Т.* Теоретическая петрология. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. 414 с.
- Белостоцкий И.И.* Вулканы гор Кара-Тайга (Сой-Тайга) в северо-восточной Туве // Тр. Лаб. палеовулканологии. 1963. Вып. 1. С. 25—43.
- Белоусов В.В.* Тектоносфера Земли: Идеи и действительность // Проблемы глобальной тектоники. М.: Наука, 1973. С. 60—99.
- Белькова Л.Н., Огнев В.Н., Семенов А.И.* Две гипотезы о генезисе полиметаллического оруденения на Алтае // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1954. N 1. С. 30—39.
- Билибин Ю.А.* Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Т. 2. С. 238—339.
- Биллингс М.П.* Структурная геология. М.: Изд-во иностр. лит., 1949. 432 с.
- Блохина Л.И., Коптев-Дворников В.С., Ломизе М.Г.* и др. О принципах классификации и номенклатуры древних вулканогенных обломочных пород // Сов. геология. 1959. N 5.
- Богданов А.А., Муратов М.В., Хаин В.Е.* Об основных структурных элементах земной коры // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1963. Вып. 3. С. 3—32.
- БСЭ. 2-е изд. М.: Госнауиздат, 1951. Т. 9. С. 395.
- Боуэн Н.Л.* Эволюция изверженных пород. М.; Л.: ГОНТИ, 1934.
- Быковская Е.В., Гапеева Г.М., Горецкая Е.Н.* и др. К вопросу о классификации и терминологии пирокластических и осадочно-пирокластических пород // Проблемы вулканизма. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1959. С. 465—472.
- Быковская Е.В., Гапеева Г.М., Горецкая Е.Н.* и др. К вопросу о классификации и тер-

- минологии пирокластических и осадочно-пирокластических пород // Вопросы вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 403—407.
- Вальтер И.* История Земли и жизни. СПб., 1911.
- Виноградов А.П.* Химическая эволюция Земли // Чтения им. В.И. Вернадского. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 44 с.
- Вишняков С.Г.* Карбонатные породы и полевое исследование их пригодности для известкования почв // Тр. ВГРО. 1933. Вып. 1.
- Влодавец В.И., Лебедев А.П., Ганеева Г.М.* Задачи палеовулканологических исследований на территории СССР // Проблемы вулканизма: Материалы к Первому Всесоюз. вулканол. совещ. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1959. С. 19—29. Вопросы вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 381—398.
- Гоньшакова В.И.* Трапповая формация юго-восточной части Сибирской платформы // Петрография Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 1. С. 118—207.
- Горшков Г.С.* Вулканизм Курильской дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.
- Горшков Г.С., Боговяленская Г.Е.* Вулкан "Безымянный" и особенности его последнего извержения 1955—1963 гг. М.: Наука, 1965. 171 с.
- Гущенко И.И.* Типы эруптивной деятельности и их фациальные аналоги в современных и недавних отложениях: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский: Дальневост. кн. изд-во, 1964. С. 35—38.
- Дербигов И.В.* К вопросу о фациях порфировых интрузий и генезисе полиметаллических месторождений Западного Алтая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. N 5. С. 96—104.
- Донских В.В., Зеленугин В.Н., Кронидов И.И.* Методика геологической съемки древних вулканов // Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1:50 000. Л.: Недра, 1980. Вып. 4. 278 с.
- Дэли Р.* Изверженные породы и глубины Земли. М.; Л.: ОНТИ, 1936. 592 с.
- Жарков М.А.* Эволюция соленакпления в геологической истории // Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971. С. 295—299.
- Заварицкий А.Н.* Главные черты в развитии вулканического цикла на Урале // Изв. Геол. ком-та. Л., 1924. Т. 43, N 3. С. 361—396.
- Заварицкий А.Н.* Некоторые черты четвертичного вулканизма Армении // Изв. АН АрмССР. Сер. геол. 1944. N 5/6. С. 12—23.
- Заварицкий А.Н.* Некоторые черты новейшего вулканизма Армении // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1945. N 1. С. 28—39.
- Заварицкий А.Н.* Игинбриты Армении // Там же. 1947а. N 3. С. 3—18.
- Заварицкий А.Н.* Начало русской вулканологии // Юбилейный сборник, посвященный тридцатилетию Великой Октябрьской социалистической революции. 1947б. Ч. 2. С. 130—153.
- Заварицкий А.Н.* Вулканы Камчатки // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. 1955. Вып. 10. С. 181—225.
- Заварицкий А.Н.* Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
- Заварицкий А.Н.* Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1956. Т. I. 702 с.
- Зеленов К.К.* Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1963. Вып. 81. С. 30—86.
- Иванкин П.Ф.* О некоторых вопросах генезиса полиметаллических руд Алтая // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1954. Вып. 18. С. 29—41.
- Калугин А.С.* Новые данные о перспективах Рудного Алтая по железным рудам // Тр. СНИИГГИМС, 1962. Вып. С. 109—118.
- Калугина Т.И., Калугин А.С.* К методике количественного исследования вулканогенных формаций // Тр. II Всесоюз. вулканол. совещания. М.: Наука, 1966. Т. 2. С. 159—171.
- Кваши Л.Г.* Замечания к вопросу о составлении номенклатуры пирокластических и осадочно-вулканических пород и их классификации // Проблемы вулканизма: Материалы к Первому Всесоюз. вулканол. совещ. Ереван: Изд-во АрмССР, 1959. С. 487—488.
- Киркитская В.Н.* Пирокластические породы // Справочное руководство по петрографии осадочных пород. 1958. Т. II. С. 51—56.
- Короповский Н.В.* Некоторые особенности методики изучения новейших вулканических образований Центрального Кавказа // Тр. Лаб. палеовулканологии. Алма-Ата, 1963. Вып. I. С. 12—24.

- Короновский Н.В.* Палеоэнергетические реконструкции кайнозойского орогенного вулканизма альпийского пояса Евразии, Северной, Центральной и Южной Америки // Глобальные палеовулканологические реконструкции. Новосибирск, 1979. С. 33—39.
- Кривенко А.П.* Торгалыкский интрузивный комплекс Тувы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1964.
- Кузубный В.С.* Об условиях образования древних вулканогенных формаций в северо-западной части Рудного Алтая // Тр. Лаб. палеовулканологии. 1963. Вып. 1. С. 178—188.
- Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 388 с.
- Кузнецов Е.В., Лучицкий В.И.* Петрографические провинции СССР. М.: ОНТИ, 1936. 710 с.
- Кузнецов Ю.А., Яшин А.Л.* Гранитный магматизм и тектоника // Геология и геофизика. 1961. N 10. С. 108—121.
- Кутейников Е.С., Масайтис В.Л.* Трапповый вулканизм и тектоника Сибирской платформы в позднем протерозое // Докл. сов. геологов на XXIII сес. Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1968. С. 135—138.
- Кэй М.* Геосинклинали Северной Америки. М.: Иностр. лит., 1955. 192 с.
- Лайель Ч.* Основы геологии. М., 1866. Т. 1.
- Лапин Б.Н.* Особенности строения некоторых магматических тел жерловой формации фации в девонских эффузивных толщах Горного Алтая // Геология и геофизика. 1960. N 4. С. 92-103.
- Лапин Б.Н.* Девонский вулканизм и его роль в металлогении Горного Алтая // Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. Новосибирск. 1963. (Тр. Ин-та геологии и геофизики; Вып. 13).
- Лапин Б.Н.* Об интрузивных образованиях в девонском вулканогенном комплексе Горного Алтая // Тр. Лаб. палеовулканологии. Алма-Ата. 1964. Вып. 3. С. 166—183.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Олонекская диабазовая формация // Тр. СПб. о-ва естествоиспытателей. 1888. С. 19—396.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Вулканы и лавы Центрального Кавказа // Изв. СПб. политехн. ин-та. 1913. Т. 20, вып. 1.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Петрография. 5-е изд. М.; Л., 1940. 524 с.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Избр. тр. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1952. Т. 3. 442 с.
- Леонов Г.П.* К вопросу о принципе и критериях регионально-стратиграфического разьяснения осадочных образований // Памяти А.Н. Мазаровича. М.: МОИП, 1953. С. 31—57.
- Ломизе М.Г.* Арауканский вулканический пояс (Анды) // Докл. АН СССР. 1973. Т. 213. N 5. С. 1147—1150.
- Лопатин Б.Г.* Антарктический вулканогенный пояс Антарктики // Антарктика. 1973. Вып. 12. С. 11—23.
- Лопатин Б.Г., Поляков М.М.* Геология вулканических гор Хадсон (берег Уолгринга, Западная Антарктида) // Там же. 1974. Вып. 13. С. 36—51.
- Лучицкий И.В.* Основные черты вулканизма Восточного Забайкалья // Петрография СССР. Сер. регион. 1950. Вып. 12. 172 с.
- Лучицкий И.В.* О девонской вулканогенно-красноцветной формации Минусинского межгорного прогиба // Докл. АН СССР. 1957а. Т. 116, N 2. С. 287—289.
- Лучицкий И.В.* Об отношении девонской вулканогенной серии Минусинского межгорного прогиба к подстилающим породам // Изв. Вост. фил. АН СССР. 1957б. N 9. С. 24—33.
- Лучицкий И.В.* Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1960а. 276 с.
- Лучицкий И.В.* Среднепалеозойская история древних каледонид Сибири // Каледонская орогения: Докл. на XXI Междунар. геол. конгр. 1960б. С. 105—111.
- Лучицкий И.В.* Основные задачи палеовулканологии и проблема вулканогенных формаций // Тр. Лаб. палеовулканологии. Алма-Ата, 1963. Вып. 2. С. 5—12.
- Лучицкий И.В.* Палеовулканологические реконструкции и некоторые вопросы палеоэнергетики // Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск: Наука, 1966. С. 263—281.
- Лучицкий И.В.* Проблема унаследованного развития магматизма // Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов на XXIII сес. М.: Наука, 1968. С. 211—215.
- Лучицкий И.В.* Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. Т. 1, 480 с.; Т. 2. 384 с.

- Луцицкий И.В. Эволюция вулканизма в истории Земли // Вестн. АН СССР. 1973. N 8. С. 53—60.
- Луцицкий И.В. Древние вулканические области южных материков в фанерозе. Новосибирск: Наука, 1978. 296 с.
- Луцицкий И.В. Количественные оценки вулканогенных серий в проблеме общей эволюции вулканизма Земли // Междунар. геол. конгр., XXVI сес. Петрология. М.: Наука, 1980. С. 40—45.
- Луцицкий И.В., Бондаренко П.М. Эксперименты по моделированию сводовых поднятий байкальского типа // Геотектоника. 1967. N 2. С. 3—20.
- Луцицкий И.В., Бондаренко П.М. Некоторые черты тектоники и вулканизма Байкальского свода и его аналогов // Тектоника Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1970. Т. 4. С. 169—176.
- Луцицкий И.В., Бондаренко П.М. Моделирование полей напряжения над интрузивным куполом // Докл. АН СССР. 1974. Т. 216. N 2. С. 316—318.
- Луцицкий И.В., Бондаренко П.М. Поля напряжений флексуры разломов // Основные структурные элементы земной коры на территории Сибири и их эволюция в докембрии и фанерозе. Новосибирск, 1981. С. 86—97.
- Луцицкий И.В., Бровков Г.Н., Пидипенко В.Н. Проблемы палеовулканологии и палеовулканологические карты // Тр. Лаб. палеовулканологии. Алма-Ата, 1964. Вып. 3. С. 12—21.
- Луцицкий И.В., Кепежинская В.В. О девонских вулканических аппаратах центрального типа в Туве // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1966. Т. 41, вып. 3. С. 96—103.
- Луцицкий И.В., Фрейд Г.М. Проблема палеовулканологических реконструкций // Тр. Лаб. палеовулканологии. Алма-Ата, 1964. Вып. 3. С. 5—11.
- Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 379 с.
- Магницкий В.А. Слой низких скоростей верхней мантии Земли // Чтения им. В.И. Вернадского. М.: Наука, 1968. 29 с.
- Мададов Э.Х. Пирокластические горные породы. Азербайджан: Госиздат, 1962. 248 с.
- Мазарович А.Н. Основы геологии СССР. М.: ГОНТИ, 1938. 554 с.
- Макдональд Г. Вулканы. М.: Мир, 1975. 432 с.
- Малеев Е.Ф. Вулканокластические горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 168 с.
- Малеев Е.Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М.: Наука, 1964. 251 с.
- Мархинин Е.К. Вулканизм и земная кора // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1964. Т. 69, вып. 3. С. 138—139.
- Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. N 2. С. 44—55.
- Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры на примере Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 254 с.
- Методические указания по составлению палеовулканологических карт СССР масштаба 1:5000000. Л.: ВСЕГЕИ, 1981. 20 с.
- Моссаковский А.А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 216 с.
- Моссаковский А.А. Девонские вулканогенные формации ранних каледонид (салаирид) Саяно-Алтайской области и проблема связи вулканизма с тектоникой // Тр. Лаб. палеовулканологии. Алма-Ата. 1963. Вып. 2. С. 22—37.
- Навишкин Д.В. Геология СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 814 с.
- Никитина Л.Г. Геологическое строение девонского вулканического аппарата в горах Машан на Чингизе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. Вып. 3. С. 27—40.
- Новикова А.С. К вопросу о тектоническом положении рифейских вулканогенных пород на Русской платформе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. N 1. С. 9—29.
- Новикова А.С. Вулканогенно-осадочные отложения Русской плиты // Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М.: Наука, 1965. С. 111—118.
- Обручев В.А. Юные движения на древнем темені Азии // Природа. 1922. N 8/9. С. 37—46.
- Обручев С.В. Молодые движения и излияния базальтов Саяно-Тувинского нагорья // Землеведение. Н.С. 1950. Т. 3. С. 26—31.
- Павловский Е.В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953. N 5. С. 82—89.
- Павловский Е.В. Ранние стадии развития земной коры // Там же. 1970. N 5. С. 19—30.

- Паффенгольц К.Н.* От Еленовки до Селимского перевала // Междунар. геол. конгр.: Экскурсия по Кавказу. Армянская ССР. М.: ГОНТИ, 1937. С. 37—42.
- Пейве А.В.* Глубинные разломы в геосинклинальных областях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1945. N 5. С. 23—46.
- Пейве А.В.* Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов: Главнейшие типы разломов // Там же. 1956. N 1. С. 90—105.
- Погоня-Стефанович Ю.Ф., Переломова В.Г.* Вулканические жерловины девонского возраста северо-западной части Минусинской котловины // Там же. 1959. N 4. С. 99—101.
- Полканов А.А.* Основные положения генетической систематики интрузивных тел // Там же. 1945. N 5. С. 13—16.
- Полканов А.А.* Генетическая систематика интрузий платформы — кратогена // Там же. 1946. N 6. С. 5—28.
- Полканов А.А.* О механизме пластообразных интрузий платформенных областей // Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1955а. Т. 2. С. 666—678.
- Полканов А.А.* Проблема происхождения гранитов платформенных областей и геология, магматизм и границы эпохи хогландия — ютния южной части Балтийского моря // Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР. 1955б. Вып. 5. С. 5—43.
- Предтеченский А.А.* Основные черты геологического развития Восточного Саяна в докембрии и кембрии. Новосибирск: Наука, 1967. 155 с.
- Пустовалов Л.В., Мир-Али Кашкай, Азизбеков Ш.А.* и др. О методике лабораторного исследования, классификации и номенклатуре осадочных пород // Изв. Азерб. фил. АН СССР. 1944. N 11.
- Рамберг Х.* Моделирование тектонических движений, вызываемых силой тяжести, при помощи центрифуги // Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 70—88.
- Рид Х.* Размышление о граните // Проблемы образования гранитов. М.: Изд-во иностр. лит., 1949.
- Ритман А.* Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964. 437 с.
- Ронов А.Б.* История осадконакопления и колебательных движений европейской части СССР (по данным объемного метода). М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949. 390 с.
- Ронов А.Б.* К послекембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы // Геохимия. 1959. N 5.
- Ронов А.Б.* Вулканизм, карбонатакопление, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода) // Там же. 1976. N 8. С. 1252—1277.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е.* Девонские литологические формации Мира // Сов. геология. 1954. N 41. С. 46—76.
- Рудоносность и геологические формации структур земной коры / Под ред. Д.В. Рундквиста. Л.: Недра, 1981. 424 с.
- Русаков М.П., Фрейд Г.М.* Пермские вулканы и их некки в юго-западной части Джунгарского Алатау // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1958. Вып. 3 (32). с. 3—15.
- Рухин Л.Б.* Окаменение осадочных отложений // Вестн. ЛГУ. 1953. N 7. С. 181—192.
- Рухин Л.Б.* Основы литологии. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 779 с.
- Сирип А.Н.* О соотношении центрального и арельного вулканизма. М.: Наука, 1968. 196 с.
- Ситтер Л.У.* Структурная геология. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. 474 с.
- Соколов В.А., Робонен В.И., Рыбаков С.И.* и др. Вулканические постройки протерозоя Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1978. 168 с.
- Сперанская И.М.* О классификации и номенклатуре туфогенных пород // Проблемы вулканизма: Изд-во АН АрмССР, 1959.
- Старик И.Е., Равич М.Г., Крылов А.Ю., Силин Ю.И.* Об абсолютном возрасте пород Восточно-Антарктической платформы // Докл. АН СССР. 1959. Т. 126, N 1. С. 144—146.
- Страхов Н.М.* Основы исторической геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1948. Ч. 2. 396 с.
- Страхов Н.М.* О периодичности и необратимой эволюции осадконакопления в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1949. N 6. С. 70—111.
- Страхов Н.М.* Этапы развития внешних геосфер и осадочного породообразования в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. N 12. С. 3—22.
- Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
- Страхов Н.М.* К вопросу о количественных методах исследования осадкообразования геологического прошлого // Литология и полез. ископаемые. 1970. N 3. С. 3—14.

- Страхов Н.М. Проблемы химии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
- Субботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимова И.Ш. Процессы в верхней мантии Земли и связь с ними строения земной коры. Киев: Наук. думка, 1964. 136 с.
- Субботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимова И.Ш. Мантия Земли и тектогенез. Киев: Наук. думка, 1968. 174 с.
- Тезисы докладов на VI Всесоюзном палеовулканическом симпозиуме. Т. I. Палеовулканические карты и вопросы металлогении. Свердловск, 1983. 152 с.
- Тектоника Евразии: Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии / Под ред. А.Л. Яншина. М.: Наука, 1966. 488 с.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 592 с.
- Тетяев М.М. Основы геотектоники. Л.; М.: Гл. ред. геол.-разв. и геодез. лит., 1934. 288 с.
- Тихомиров С.В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы. М.: Недра, 1967. 268 с.
- Усенко Н.С., Бернадская Л.Г. О вулканизме Днепровско-Донецкой впадины // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1954. N 2. С. 28—43.
- Условные обозначения и методические указания по составлению атласа литолого-палеогеографических карт СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962.
- Усов М.А. Фации и формации горных пород // Вопросы геологии Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1945. Т. 1. С. 23—30.
- Устиев Е.К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы // Сов. геология. 1959а. N 3. С. 3—26.
- Устиев Е.К. К вопросу о номенклатуре эффузивных горных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959б. N 11. С. 3—7.
- Ферсман А.Е. Законы эволюции в химии земной коры // Природа. 1930. N 3.
- Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.
- Формозова Л.Н. Эксталяционно-осадочные месторождения железных руд типа Лан-Дилль и геологическая обстановка их образования // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1963. Вып. 81.
- Формозова Л.Н. Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд железа // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1968. Вып. 196. Т. 2. С. 7—153.
- Формозова Л.Н. Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. М.: Наука. 1973. 172 с.
- Фремд Г.М. Вопросы классификации и номенклатуры пирокластических пород // Проблемы вулканизма: Материалы к Первому Всесоюз. вулканол. совещ. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1959. С. 479—481.
- Фремд Г.М. Значение актуалистических методов при решении некоторых вопросов палеовулканизма // Тр. Лаб. палеовулканиологии. Алма-Ата, 1963. Вып. 1. С. 5—11.
- Фремд Г.М. Фациальная изменчивость вулканогенных формаций и проблема цикличности // Там же. 1963. Вып. 2. С. 13—21.
- Херасков Н.П. Тектоника и формации: Обобщ. докл. 1965 // Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. С. 375—401.
- Хиллс Е.Ш. Элементы структурной геологии. М.: Недра, 1967. 479 с.
- Холмс А. Основы физической геологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1949. 591 с.
- Чураков А.Н. Русская платформа и окаймляющие ее щелочные породы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1947. N 1. С. 83—104.
- Шаталов Е.Т. К рациональному наименованию некоторых осадочных и пирокластических пород // Материалы по изучению Охотско-Колымского края. Сер. 1. 1937. Вып. 2.
- Шатский Н.С. На теоретическом фронте советской геологии // Сов. геология. 1939. Т. 9. N 8. С. 2—5.
- Шатский Н.С. О марганценосных формациях и металлогении марганца. Ст. 1. Вулканогенно-осадочные марганценосные формации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1954. N 4. С. 3—37.
- Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей // Совещание по осадочным породам. Вып. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 7—100.
- Шатский Н.С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. N 5. С. 3—23.

- Шатский Н.С. Избр. тр. М.: Наука, 1964. Т.2. 720 с.; 1965. Т. 3. 348 с.; 1965. Т. 4. 398 с.
- Штилле Г. Избр. тр. М.: Мир, 1964. 888 с.
- Штрейс Н.А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала // Тектоника СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1951. Т. 3. 380 с.
- Шуберт Ю., Фор-Мюре А. Тектоника Африки. М.: Мир, 1973. 541 с.
- Шерба Г.Н. Вулканокупола из района Лениногорска // Изв. Ан. КазССР. Сер. геол., 1954. Вып. 18. N 134. С. 42—49.
- Яковлева Е.Б. Основные этапы палеозойского вулканизма центральной части Рудного Алтая // Тр. ВАГТ. 1957. Вып. 3. С. 85—98.
- Яншин А.Л., Меннер В.В. Датские отложения и граница мела и палеогена // Проблемы геологии на XXI сес. Междунар. геол. конгр. М., 1963. С. 118—132.
- Яншин А.Л. О значении исследований эволюции геологических процессов в истории Земли // Тр. Первого Всесоюз. палеовулканол. симпоз. М., 1974. С. 13-19.
- Adams L.H. Internal constitution of the Earth. N.Y.: Gutenberg, 1951. 440 p.
- Amaral G., Cordani U., Kawashita K. et al. Potassium—Argon dates of Basalts rocks from Southern Brazil // Geochim. et cosmochim. acta. 1966. Vol. 30. P. 159—189.
- Anderson E.M. Cone-sheets and ring-dykes: The dynamical explanation // Bull. Volcanol. 1937. Vol. 15. P. 35—40.
- Asmus H.E. Margem continental Brasileira. Estado atual de conheniments: Presented at XVII Congr. Bras. geol. S.B.G. Aracajn, 1973.
- Auden I.B. Dykes in Western India (Deccan Trapes) // Trans. Nat. Inst. Sci. Ind. 1949. Vol. 3. P. 123-157.
- Bailey E.B., Clough C.T., Wright W.B. et al. The Tertiary and Post-Tertiary geology of Mull, Loch Aline and Oban. 1924. 445 p. (Mem. Geol. Surv. Scotland).
- Bedercke E. Grundfragen des Vulkanismus // Geol. Rdsch. 1948. Bd. 35. S. 127—133.
- Bemmelen R.W. The volcano-tectonic depression of Sumatra // Handl. XXV Nederl. Natur. ges. Congr. Leiden, 1935. P. 289—293.
- Bemmelen R.W. The volcano-tectonic origin of Lake Toba (North Sumatra) // Ing. Nederl. Ind. 1939. N 6. P. 126-140.
- Black R., Girod M. Late Paleozoic to recent igneous activity in West Africa and its relationship to basement structure // African magmatism and tectonics. Edinburgh, 1970. P. 185—210.
- Bond G. The Karoo System of Southern Rodesia / Intern. Geol. Congr. XIX. (Symp. Gondwana). Algiers, 1952. P. 209.
- Branch C.D. A new intrusion mechanism for some high-level granites and relationship with ignimbrites in North Queensland // Bull. Volcanol. 1963. Vol. 25. P. 47—60.
- Branch C.D. The volcanic cauldrons, ring complexes and associated granites of the Georgetown, Inlier, Queensland // Bur. Miner. Resour. Austral. Bull. 1966. N 76. P. 1—159.
- Clifford P.M., McNutt R.H. Evolution of the Mt. Joseph — an Archaean volcano // Canad. J. Earth Sci. 1971. N 8. P. 150—161.
- Cloos H. Der Erongo /3 Beitr. Geol. Erforsch. Dt. Schutzher, 1919. H. 17. S. 1—238.
- Cloos H. Hebung-Spaltung-Vulkanismus // Geol. Rdsch. 1939. Bd. 30. S. 405—528.
- Clough C.T., Bailey E.B. The cauldron subsidence of Glen Coe and associated igneous phenomena // Quart. J. Geol. Soc. London. 1909. Vol. 65. P. 611—678.
- Coats R.R. The circle green rhyolite a volcanic complex in Northern Elko County, Nevada // Stud. Volcanol. Geol. Soc. Amer. Mem. 1968. Vol. 116. P. 69—106.
- Cox K.G. Tectonics and vulkanism of the Karoo Period and their bearing on the postulated fragmentation of Gondwanaland // African magnetism and tectonics / Ed. T.N. Clifford, J.G. Gass. Edinburgh: Oliver and Boyd, 1970. P. 211—235.
- Curtis G.H. The stratigraphy of the ejectamenta of the 1912 eruption of Mt. Katmai and Novarupta, Alaska // Geol. Soc. Amer. Inc. Mem. 1968. N 116. P. 153—210.
- Daly R. The geology of Ascension Island // Proc. Amer. Acad. Arts and Sci. Vol. 60. P. 1—124.
- Desmaerest N. Sure l'origine et la nature du basalte a grandes colonnes polygmes, determinées par histoire naturelle de cette pierre observée en Auvergne // Mém. Acad. roy. Sci. 1771. Vol. 87. P. 705—775.
- Dollo L. Les lois de l'évolution // Bull. Soc. belge geol. 1893. N 7.
- Econ. Geol. 1981. Vol. 76. N 6. P. 1289—1816.
- Geikie A. The ancient volcanoes of Great Britain. L.: Macmillan, 1897. Vol. 1/2. 969 p.
- Gilbert C.M., Christensen M.N., Jenya Al-Rawi, Lajoie R.L. Structural and volcanic history

- of Mono Basin, California, Nevada // *Stud. Volcanol. Geol. Soc. Amer. Mem.* 1968. Vol. 116. P. 275—330.
- Glangeaud L.* Lettre aux correspondants nationaux de la Commission internationale de Paleo—Volcanologie // *Bull. vulcanol. Ser. II.* 1951. T. 11. P. 209—211.
- Guettard I.* Memoire sur quelques montagnes de France qui ont été des volcans // *Mém. Acad. roy. Sci.* 1752. P. 1—27.
- Hedervari P.* On the energy and magnitude of volcanic eruptions // *Bull. Volcanol.* 1963. Vol. 25. P. 373—386.
- Hoffman P., Dewey J.F., Burke K.* Aulacogens and their genetic to geosynclines, with a proterozoic example from Great-Slave Lake, Canada // *Modern and ancient geosynclinal sedimentation.* Tusla (Okla). 1974. P. 38—55.
- Illies I.H.* An intercontinental belt of the world rift system // *Tectonophysics.* 1969. N 8(1). P. 5—29.
- Jaggard T.* Origin and development of craters // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1974. Vol. 21. P. 1—508.
- Jokoyama I.* Energetics in active volcanoes // *Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo Univ.* 1956. Vol. 34; 1957. Vol. 35.
- Jokoyama I.* The subsurface structure of Osima volcano, Izu // *J. Phys. Earth.* 1969. Vol. 1, N 1. P. 55—68.
- Jokoyama I.* A geophysical interpretation of the 1883 Krakatau eruption // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1981. N 9. P. 359—378.
- Jokoyama I., Aota U.* Geophysical studies on Sikotu Caldera, Hokkaido, Japan // *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 7.* 1965. Vol. 2, N 2. P. 103—122.
- Joplin G.A.* The shoshonite Association: a Review // *J. Geol. Soc. Austral.* 1968. Vol. 15, pt 2. P. 275—294.
- Judd I.W.* *Volcanoes.* L., 1881. 572 p.
- Kay M.* North American geosynclines; their classification // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1951. Vol. 48. P. 1—143.
- Kent P.E.* Continental margin of East Africa — a region of vertical movements // *The geology of continental margins.* Springer — Verlag. 1974. P. 313—320.
- King B.C.* Volcanicity and rift tectonics in East Africa // *African magmatism and tectonics.* Edinburgh, 1970. P. 263—284.
- King B.C., Sutherland D.S.* Alkaline rocks of eastern and southern Africa // *Sci. Progr.* 1960. Vol. 48. P. 298—504.
- Kinoshita W.T.* A gravity survey of the island of Hawaii // *Pacif. Sci.* 1965. Vol. 19. P. 341—342.
- Kojanagi R.Y., Swanson D.A., Endo E.T.* Distribution of earthquakes related to mobility of the south flank of Kilauea volcano, Hawaii // *Geol. Surv. Profess. Pap. D.* 1972. N 800. P. 89—97.
- Korn H., Martin H.* Der Intrusionmechanismus der Grossen Karoo—Plutone in Sudwest Africa // *Geol. Rdsch.* 1953. Bd. 41. S. 41—58.
- Krivoy H.L., Baker M., Moe E.E.* A reconnaissance gravity survey of the island of Kauai, Hawaii // *Pacif. Sci.* 1965. N 19. P. 354—358.
- Leyden R.* Staukuppen und verwandte Bildungen // *Ztschr. Vulkanol.* 1936. Bd. 16, N 14. S. 225—247.
- Marshall P.* Acid rocks of Taupo-Rotorua volcanic district // *Trans. Roy. Soc. N.Z.* 1935. Vol. 64, pt 3. P. 81—131.
- McBirney A.R., Williams H.* Geology and petrology of the Galapagos Islands // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1969. Vol. 118. P. 1—197.
- Menard H.W.* Marine geology of the Pacific, N.Y. etc.: McGraw-Hill, 1964. 271 p.
- Minato M., Ishii I., Kumano S.* A study of the weided tuffs in Japan on the Shikotsu weided tuff in Japanese // *J. Geol. Soc. Jap.* 1959. Vol. 65. P. 209—221.
- Pakham G.H., Falvey D.A.* An hypothesis for the formation of marginal seas in the western Pacific // *Tectonophysics.* 1971. Vol. 11, N 2. P. 79—109.
- Raju A.T.R., Chaube A.N., Chowdhary L.R.* Deccan Trap and the geologic framework of the Cambay Basin // *Bull. Volcanol.* 1972. Vol. 35, N 4. P. 521—538.
- Rex D.C.* Potassium—argon age determinations of volcanic and associated rock from the Antarctic Peninsula and Dronning Land // *Proc. SCAR/JUGS Symp.* Oslo, 1972. P. 110—115.
- Richey J.E., Thomas H.H.* The geology of Ardamurchan, North-West Mull and Coll // *Mem. Geol. Surv. Scot.* 1930. Vol. 51/52. P. 370.
- Richey M.C.* British regional geology. Scotland: The Tertiary volcanic districts / Rev. by M. Macgregor, F.M. Anderson. Edinburgh, 1935; 2nd ed. 1948; 3rd ed. 1961. 224 p.

- Rittmann A.* Vulkane und ihre Tätigkeit. Stuttgart, 1936. 188 S.; 2. Aufl. 1960. 305 S.
- Robinson G.D., Klepper M.R., Obradovich J.* Overlapping plutonism in the Boulder batholith region. Western Montana // Stud. Volcanol. Geol. Soc. Amer. Mem. 1968. Vol. 116. P. 557—576.
- Sapper K.* Vulkankunde. Stuttgart: Engelhorns, 1927. 424 S.
- Sitter L.U.* Structural geology. N.Y. etc.: McGraw-Hill, 1956. 474 p.
- Smith R.L., Bailey R.A.* Resurgents cauldrons // Stud. Volcanol. Geol. Soc. Amer. Mem. 1968. Vol. 116. P. 613—662.
- Stewart F.H.* Tertiary igneous activity // Craigs geology of Scotland. Edinburgh, 1965. P. 417—465.
- Stille H.* Einführung in den Bau Amerikas. B.: Borntraeger, 1940. 717 S.
- Teilhard-du-Chardin P.* The granitization of the China // Bull. Geol. Soc. China. 1940. Vol. 19, N 4.
- Tsuya H.* On the 1707 eruption of volcano Tuju // Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo Univ. 1955. Vol. 33.
- Turner D.C.* Ring-structures in the Sara-Fier younger granite complex, Northern Nigerai // Quart. J. Geol. Soc. London. 1963. Vol. 119, N 475. P. 345—366.
- Tyrrell G.W.* The principles of petrology. 10th ed. L.: Methuen, 1949. 349 p.
- Tyrrell G.M.* Distribution of the igneous rocks in space and time // Bull. Geol. Soc. Amer. 1955. Vol. 66, N 4. P. 405—426.
- Verhoogen I.* Volcanic heat // Amer. J. Sci. 1946. N 1. P. 745—771.
- Washington H.S.* The Roman comagmatic region // Carnegie Inst. Publ. 1906. N 57. P. 199.
- Webb P.N.* Isotope ages of Antarctic rocks. Asummarg. // J. Geol. Geophys. 1962. Vol. 5, N 5. P. 790—796.
- Williams H.* Geology of the Lassen volcanic national park, California // Univ. Cal. Publ. Geol. Sci. 1932s. Vol. 21, N 8. P. 195—385.
- Williams H.* The history and character of volcanic domes // Ibid. 1932b. P. 51—146.
- Williams H.* Calderas and their origin // Ibid. 1941a. Vol. 25, N 6. P. 239—246.
- Williams H.* Crater lake, the story of its origin. Berkeley; Los Angeles: Univ. Cal. press, 1941b. 97 p.
- Williams H.* The geology of Crater lake national park, Oregon // Carnegie Inst. Publ. 1942. N 540. P. 162.
- Williams H., McBirney A.R.* Volcanology. San Francisco: Freeman, 1979. 397 p.
- Willis B.* East African plateaus and rift valleys. Wash. (D.C.), 1936. 358 p. (Bull. Carnegie Inst.: N 470).
- Wolff F.* Der Vulkanismus. Stuttgart: Enke. Bd. 1. 1914; Bd. 2, T. 1. 1919; T. 2. 1931. 1111 S.
- Wolley A.R., Garson M.S.* Petrochemical and tectonic relationship of the Malavi carbonatite-alkaline province and the Lupata-Lebombo volcanics // African magmatism and tectonics. Edinburgh, 1970. P. 211—235.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Основные задачи палеовулканологии и проблема вулканогенных формаций.....	4
Проблемы палеовулканологических реконструкций	11
Проблемы палеовулканологии и палеовулканологические карты	18
Цели и задачи палеовулканологических исследований	27
Некоторые вопросы терминологии.....	32
Очередные задачи палеовулканологических исследований.....	37
Эволюция вулканизма в истории Земли	45
Формационный метод и проблема эволюции вулканической деятельности	54
Палеовулканологические реконструкции и некоторые вопросы палеоэнергетики....	64
Энергетика древних вулканов и общие проблемы эволюции вулканизма в истории Земли.....	85
Палеовулканологические реконструкции	97
Общие черты пространственного и хронологического размещения древних вулканов	155
Проблема реконструкции глобального развития вулканической деятельности геологического прошлого	188
Общие вопросы эволюции вулканической деятельности.....	213
Литература	223

Научное издание

Лучицкий Игорь Владимирович

Избранные труды

ВОПРОСЫ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИИ

*Утверждено к печати Отделением геологии, геофизики, геохимии
и горных наук АН СССР*

Редактор издательства А.А. Фролова. Художественный редактор И.Ю. Нестерова
Технический редактор Л.В. Русская. Корректор Т.И. Шеповалова

Набор выполнен в издательстве на электронной фотонаборной системе

ИБ № 37207

Подписано к печати 28.07.88. Т — 15931. Формат 60Х90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Усл.печ.л. 14,5+0,1 вкл. Усл.кр.-отг.15,5. Уч.-изд.л. 18,0
Тираж 600 экз. Тип. зак. 521. Цена 4 руб.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

4111

5000

