

VOLCANISM AND ITS ROLE IN THE EARTH EVOLUTION

T. I. FROLOVA

The evolution of volcanism in Earth history on the base of Earth geology and comparative planetology, and also the role of volcanism in the forming of the Earth crust are discussed. It is shown that the Earth crust is continuously changing due to opposite processes of its creation and destruction.

На основе данных земной геологии и сравнительной планетологии рассматривается эволюция и цикличность вулканизма в истории Земли, современные обстановки вулканизма, а также роль вулканизма в формировании земной коры. Показано, что земная кора непрерывно изменяется в результате противоположных процессов ее созидания и разрушения.

© Фролова Т.И., 1996

ВУЛКАНИЗМ И ЕГО РОЛЬ В ЭВОЛЮЦИИ НАШЕЙ ПЛАНЕТЫ

Т. И. ФРОЛОВА

*Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова*

Объектами, позволяющими получить информацию о глубинах Земли, являются горные породы магматического происхождения, которые образуются при застывании глубинных (эндогенных) расплавов. Одни из них, эффузивные, или вулканические, достигают поверхности Земли и быстро застывают, не успевая измениться. Другие – интрузивные, или плутонические, длительно застывают в земной коре. Поэтому для познания строения и состава недр Земли более информативными являются вулканические породы.

Вулканические породы являются продуктами глубинного процесса – вулканизма. По определению известного вулканолога А. Джаггара, вулканизм – это совокупность явлений, протекающих в земной коре и под нею, приводящих к прорыву расплавленных масс через твердую кору. Вулканизм связан с потоком горячих глубинных газов – флюидов из недр Земли. Флюиды способствуют разуплотнению и локальному подъему глубинного вещества, которое в результате понижения давления (декомпрессии) начинает частично плавиться, образуя глубинные диапиры – источники магматических расплавов. В зависимости от интенсивности прогрева образование расплавов происходит на разных уровнях мантии и земной коры, начиная с глубин 300 – 400 км.

Вулканология – это наука о вулканах и их продуктах (вулканических породах), о причинах вулканизма, обусловленных геодинамическими, тектоническими и физико-химическими процессами, совершающимися в недрах Земли. Помимо собственно геологических наук: исторической геологии, геотектоники, петрографии, минералогии, литологии, геохимии и геофизики, вулканология использует данные географии, геоморфологии, физической химии, а отчасти и астрономии, поскольку вулканизм представляет собою общепланетарное явление. Будучи продуктами глубинных (эндогенных) процессов, вулканы, образуемые на поверхности Земли, оказывают влияние на окружающую среду, атмосферу и гидросферу, образование осадков. Вулканология как бы фокусирует проблемы, связывающие процессы внутренней и внешней энергетики Земли.

Общая классификация всех магматических пород, в том числе и вулканических, основана на их химическом составе и в первую очередь на содержании

и соотношении в породах кремнезема и щелочей (рис. 1). По содержанию кремнезема, самого распространенного оксида в магматических породах, последние разделяются на четыре группы: ультраосновные (30 – 44% SiO₂), основные (44 – 53%), средние (53 – 64%), кислые (64 – 78%). Другой важный признак классификации – щелочность пород, оценивается суммой содержаний Na₂O + K₂O. По этому признаку выделяются горные породы нормальной щелочности и щелочные.

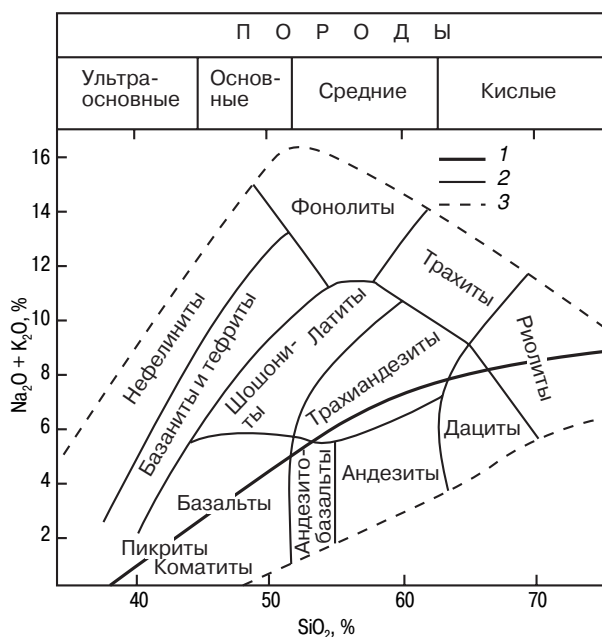


Рис. 1. Номенклатура главных типов вулканических пород в координатах SiO₂–K₂O + Na₂O по Cox et al., 1979 с дополнениями автора.

1 – разделительная линия между породами нормальной щелочности и щелочными (Miyahiro, 1978); 2 – границы между типами пород; 3 – линия, ограничивающая поле существования природных вулканических пород.

Наиболее широко среди вулканических пород Земли распространены основные породы – базальты, которые являются производными вещества мантии и встречаются как в океанах, так и на континентах. Их можно сравнить с “кровью” нашей планеты, которая появляется при любом нарушении земной коры. В зависимости от геологического положения базальты различаются по составу. Большая их часть относится к породам нормальной щелочности. Это богатые известью низкощелочные (толеитовые) и известково-щелочные базальты. Реже встречаются щелочные базальты, недонасыщенные кремнеземом. Базальтовые магмы при дифференциации дают серии пород (толеитовые, известково-щелочные и щелочные), объединенные происхождением из единой магмы, сохраняющие общие признаки с ро-

дона начальными базальтовыми магмами, вплоть до крайне кислых. Среди интрузивных пород наиболее распространены граниты. Они относятся к группе кремнекислых пород, в образовании которых существенную роль играет вещество земной коры. Средние по составу породы, которые представлены преимущественно вулканическими андезитами, встречаются реже и лишь в подвижных поясах Земли. В то же время средний состав земной коры отвечает андезитам, а не базальтам или гранитам, соответствия смеси этих последних в отношении 2 : 1.

КАК ЭВОЛЮЦИОНИРОВАЛ ВУЛКАНИЗМ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Самые ранние процессы вулканизма синхронны со временем становления Земли как планеты. По всей вероятности, уже на стадии аккреции (концентрации планетного вещества за счет газовой пылевой туманности и соударения твердых космических обломков – планетозималей) происходил ее разогрев. Выделение энергии за счет аккреции и гравитационного сжатия оказалось достаточным для ее начального, частичного или полного плавления, с последующей дифференциацией Земли на оболочку. Несколько позднее к этим источникам разогрева присоединилось выделение тепла радиоактивными элементами. Концентрация железокремнезема Земли, как и на других планетах Солнечной системы, сопровождалась обособлением газовой, преимущественно водородной оболочки, которую она в дальнейшем потеряла в период максимальной активности Солнца, в отличие от крупных, удаленных от Солнца планет группы Юпитера. Об этом говорит обеднение современной земной атмосферы редкими инертными газами – неон и ксеноном по сравнению с космическим веществом.

Согласно представлениям А.А. Маракушева [3], дифференциация железокремнезема Земли, близкой по составу метеоритам – хондритам и полностью расплавленной под большим давлением водородной газовой оболочки, привела к высокой концентрации существенно водородных флюидов (летучих компонентов в надкритическом состоянии) в начавшем обособляться металлическом (железо-никелевом) ядре. Таким образом, Земля приобрела большой флюидный запас в своих недрах, определивший ее последующую, уникальную по своей длительности, по сравнению с другими планетами, эндогенную активность. По мере консолидации Земли в направлении от ее внешних оболочек к центру возрастало внутреннее флюидное давление и наступала периодическая дегазация, сопровождаемая образованием магматических расплавов, поступающих на поверхность при растрескивании застывшей земной коры. Таким образом, самый ранний вулканизм, который характеризовался взрывным, высокоэxpлозивным характером, был

связан с началом остывания Земли и сопровождался образованием атмосферы. Согласно другим представлениям, первичная атмосфера, образовавшаяся на стадии аккреции, в дальнейшем сохранилась, постепенно эволюционируя в своем составе. Так или иначе, примерно 3,8 – 3,9 млрд. лет назад, когда температура на поверхности Земли и в прилегающих частях атмосферы опустилась ниже точки кипения воды, образовалась гидросфера. Наличие атмосферы и гидросферы сделало возможным в дальнейшем развитие жизни на Земле. Сначала атмосфера была бедна кислородом, пока не появились продуцирующие ее простейшие формы жизни, что произошло около 3 млрд. лет назад (рис. 2).

О составе самых ранних вулканических пород Земли, в настоящее время полностью переработанных последующими процессами, можно судить при сравнении ее с другими планетами земной группы, в частности с относительно хорошо изученным нашим спутником – Луной. Луна – планета более примитивного развития, рано израсходовавшая свой флюидный запас и потерявшая вследствие этого эндогенную активность. В настоящее время это “мертвая” планета. Отсутствие в ней металлического ядра говорит о рано прекратившихся процессах ее дифференциации на оболочки, а пренебрежимо слабое магнитное поле – о полном застывании ее недр. В то же время о наличии флюидов на ранних этапах развития Луны свидетельствуют пузырьки газа в лунных вулканических породах, которые состоят в основном из водорода, что говорит об их высокой восстановленности.

Наиболее древние, известные в настоящее время породы Луны, развитые на поверхности лунной коры на так называемых лунных материках, имеют возраст 4,4 – 4,6 млрд. лет, что близко к предполага-

емому возрасту образования Земли. Они представляют собою кристаллизовавшиеся на малых глубинах или на поверхности богатые высококальциевым полевым шпатом – анортитом – светлоцветные основные породы, которые принято называть анортозитами. Породы лунных материков подвергались интенсивной метеоритной бомбардировке с образованием обломков, частично переплавленных и смешанных с метеоритным веществом. В результате образовались многочисленные ударные кратеры, сосуществующие с кратерами вулканического происхождения. Предполагается, что нижние части лунной коры сложены породами более основного, низкокремнеземистого состава, близкими к каменным метеоритам, а непосредственно подстилают анортозиты анортозитовые габбро (эвкриты). На Земле ассоциация анортозитов и эвкритов известна в так называемых расслоенных интрузивах основного состава и является результатом дифференциации базальтовой магмы. Поскольку физико-химические законы, определяющие дифференциацию, одинаковы во всей Вселенной, логично предположить, что и на Луне древнейшая кора лунных метеоритов образовалась в результате раннего плавления и последующей дифференциации магматического расплава, слагавшего верхнюю оболочку Луны в виде так называемого “лунного океана магмы”. Отличия в процессах дифференциации лунных магм от земных заключаются в том, что на Луне она чрезвычайно редко доходит до образования высококремнеземистых кислых пород.

Позднее на Луне образовались крупные депрессии, названные лунными морями, выполненные более молодыми (3,2 – 4 млрд. лет) базальтами. По составу эти базальты в целом близки к базальтам Земли. Они отличаются низким содержанием

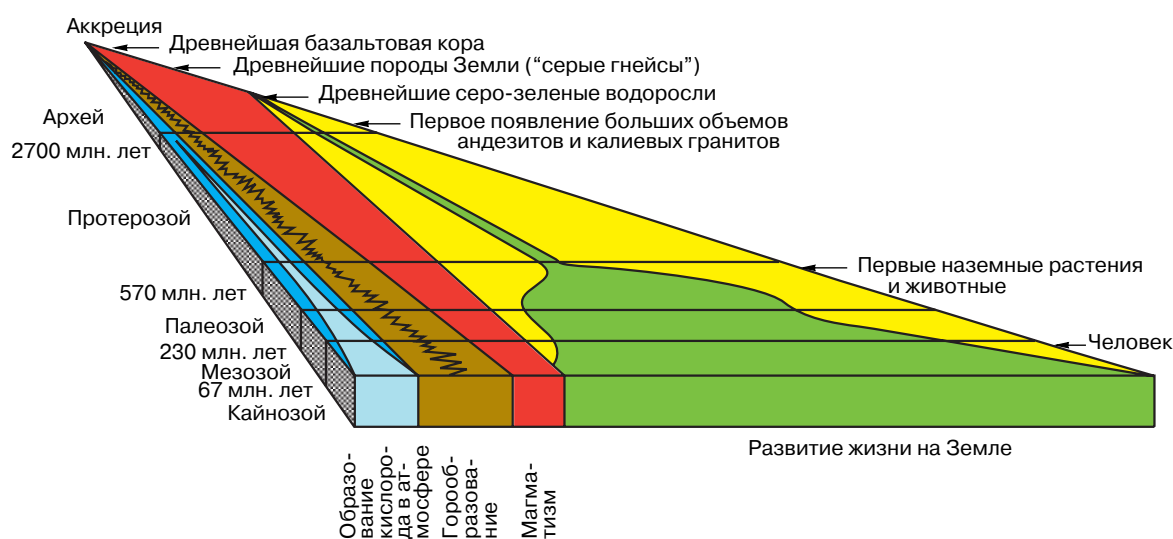


Рис. 2. Главнейшие события в истории Земли.

щелочей, особенно натрия, и отсутствием оксидов железа и минералов, содержащих гидроксильную группу OH, что подтверждает потерю расплавом летучих компонентов и восстановительную обстановку вулканизма. Бесполовошпатовые породы, известные на Луне, — пироксениты и дуниты, вероятно, слагают лунную мантию, являясь либо остатком от выплавления базальтовых пород (так называемым реститом), или же их тяжелым дифференциатом (кумулятом). Ранняя кора Марса и Меркурия аналогична кратерированной коре лунных материков. На Марсе, кроме того, широко развит более поздний базальтовый вулканизм. Базальтовая кора есть и на Венере, однако данные по этой планете пока очень ограничены.

Привлечение данных сравнительной планетологии позволяет утверждать, что формирование ранней коры планет земной группы происходило в результате кристаллизации магматических расплавов, претерпевших большую или меньшую дифференциацию. Растрескивание этой застывшей протокры с образованием депрессий сопровождалось позднее базальтовым вулканизмом.

В отличие от других планет, на Земле не сохранилась самой ранней коры. Более или менее достоверно историю вулканизма Земли можно проследить лишь с раннего архея. Самые древние из известных возрастных датировок принадлежат архейским гнейсам (3,8 – 4 млрд. лет) и зернам минерала циркона (4,2 – 4,3 млрд. лет) в метаморфизованных кварцитах. Эти датировки на 0,5 млрд. лет моложе, чем образование Земли. Можно предположить, что все это время Земля развивалась аналогично другим планетам земной группы. Примерно с 4 млрд. лет на Земле формировалась континентальная протокора, состоящая из гнейсов, преимущественно магматического происхождения, отличающихся от гранитов меньшими содержаниями кремнезема и калия и получивших название “серых гнейсов” или ассоциации ТТГ, по названию трех главных магматических пород, соответствующих составу этих гнейсов: тоналитов, трондьемитов и гранодиоритов, подвергнутых впоследствии интенсивному метаморфизму. Однако “серые гнейсы” вряд ли представляли первичную кору Земли. Известно также, насколько широко они были распространены. В отличие от значительно менее кремнеземистых пород лунных материков (анортозитов), такие большие объемы кислых пород не могут получиться при дифференциации базальтов. Образование “серых гнейсов” магматического происхождения теоретически возможно лишь при переплавлении пород базальтового или коматит-базальтового состава, вследствие своей тяжести опустившихся на глубокие уровни планеты. Таким образом, мы приходим к выводу о базальтовом составе коры, более ранней, чем известная нам “серогнейсовая”. Наличие ранней базальтовой коры подтверждается находками в архейских “серых”

гнейсах более древних метаморфизованных блоков основного состава [1]. Неизвестно, претерпела ли родоначальная магма базальтов, слагавших раннюю кору Земли, дифференциацию с образованием анортозитов, подобных лунным, хотя теоретически это вполне возможно. Интенсивная многостадийная дифференциация планетного вещества, которая привела к образованию кислых гранитоидных пород, стала возможной благодаря водному режиму, установившемуся на Земле в связи с большим флюидным запасом в ее недрах. Вода способствует дифференциации и очень важна для образования кислых пород.

Таким образом, в течение самого раннего (катархейского) и архейского времени, преимущественно в результате процессов магматизма, к которым после образования гидросферы присоединилось осадконакопление, сформировалась земная кора. Она начала интенсивно перерабатываться продуктами активной дегазации ранней Земли с привнесением кремнезема и щелочей. Дегазация была обусловлена формированием твердого внутреннего ядра Земли. Она вызывала процессы метаморфизма вплоть до плавления с общим покислением состава коры. Итак, уже в архее Земля имела все присущие ей твердые оболочки — кору, мантию и ядро.

Нарастающие различия в степени проницаемости коры и верхней мантии, которые были обусловлены различиями в их тепловом и геодинамическом режиме, привели к неоднородности состава коры и к формированию разных ее типов. В областях сжатия, где была затруднена дегазация и подъем на поверхность возникающих расплавов, последние испытывали интенсивную дифференциацию, а ранее образовавшиеся основные вулканические породы, уплотняясь, опускались на глубину и переплавились. Формировалась протоконтинентальная двухслойная кора, имевшая контрастный состав: верхняя ее часть была сложена преимущественно кислыми вулканическими и интрузивными породами, переработанными метаморфическими процессами в гнейсы и гранулиты, нижняя — породами основного состава, базальтами, коматитами и габброидами. Такая кора была свойственна протоконтинентам. В областях растяжения формировалась протоокеаническая кора, имевшая преимущественно базальтовый состав. По расколам в протоконтинентальной коре и в зонах ее сочленения с протоокеанической образовывались первые подвижные пояса Земли (протогеосинклинали), отличавшиеся повышенной эндогенной активностью. Уже тогда они имели сложное строение и состояли из менее мобильных приподнятых зон, претерпевших интенсивный высокотемпературный метаморфизм, и зон интенсивного растяжения и прогибания. Последние получили название зеленокаменных поясов, так как слагающие их породы приобрели зеленый цвет в результате процессов низкотемпературного метаморфизма. Обстановка растяжения ранних

этапов формирования подвижных поясов сменялась по мере эволюции обстановкой преобладающего сжатия, что приводило к появлению кислых пород и первых пород известково-щелочных серий с андезитами (см. рис. 1). Подвижные пояса, закончившие свое развитие, приключались к областям развития континентальной коры и увеличивали ее площадь. По современным представлениям, от 60 до 85% современной континентальной коры было сформировано в архее, и мощность ее была близка к современной, то есть составляла около 35 – 40 км.

На рубеже архея и протерозоя (2700 – 2500 млн. лет) в развитии вулканизма на Земле наступил новый этап. Стали возможными процессы плавления в сформированной к этому времени мощной коре, появилось больше кислых пород [4]. Состав их существенно изменился, в первую очередь за счет увеличения содержания кремнезема и калия. Широкое распространение получили настоящие калиевые граниты, которые выплавлялись из коры. Интенсивная дифференциация мантийных базальтовых расплавов под воздействием флюидов в подвижных поясах, сопровождаемая взаимодействием с материалом коры, привела к увеличению объемов андезитов (см. рис. 1). Таким образом, помимо мантийного вулканизма, все большее значение приобретал коровый и смешанный мантийно-коровый вулканизм. В то же время в связи с ослаблением процессов дегазации Земли и связанного с ними теплового потока оказались невозможными столь высокие степени плавления в мантии, которые могли привести к образованию ультраосновных коматитовых расплавов (см. рис. 1), а если они и возникали, то редко поднимались на поверхность вследствие своей высокой плотности по сравнению с земной корой. Они претерпевали дифференциацию в промежуточных камерах и на поверхность попадали их производные – менее плотные базальты. Стали менее интенсивными также процессы высокотемпературного метаморфизма и гранитизации, которые приобрели не площадной, а локальный характер.

По всей вероятности, в это время окончательно были сформированы два типа земной коры (рис. 3), соответствующие континентам и океанам. Однако время образования океанов пока окончательно не определено.

В последующий этап развития Земли, который начался 570 млн. лет назад и носит название фанерозойского, те тенденции, которые появились в протерозое, получили дальнейшее развитие. Вулканизм становится все более разнообразным, приобретая четкие различия в океанических и континентальных сегментах. В зонах растяжения в океанах (срединно-океанических рифтовых хребтах) изливаются толеитовые базальты, а в аналогичных зонах растяжения на континентах (континентальных рифтах) к ним присоединяются и часто над ними превалируют щелочные вулканические породы. Подвижные пояса Земли, получившие название геосинклинальных, являются магматически активными десятки и сотни миллионов лет, начиная с раннего толеит-базальтового вулканизма, образующего совместно с ультраосновными интрузивными породами офиолитовые ассоциации в условиях растяжения. Позднее, по мере смены растяжения сжатием, они сменяются контрастным базальт-риолитовым и известково-щелочным андезитовым вулканизмом, достигшим расцвета в фанерозое. После складчатости, образования гранитов и орогенеза (роста гор) вулканизм в подвижных поясах становится щелочным. Таким вулканизмом обычно и заканчивается их эндогенная активность.

Эволюция вулканизма в фанерозойских подвижных поясах повторяет такую же в развитии Земли: от однородных базальтовых и контрастных базальт-риолитовых ассоциаций, господствовавших в архее, к непрерывным по кремнекислотности с большими объемами андезитов и, наконец, к



Рис. 3. Два главных типа земной коры – континентальный и океанический.

щелочным ассоциациям, которые практически отсутствуют в архее. Эта эволюция как в отдельных поясах, так и на Земле в целом отражает общее уменьшение проницаемости и возрастание жесткости земной коры, что определяет более высокую степень дифференциации мантийных магматических расплавов и их взаимодействия с материалом земной коры, углубление уровня образования магм и уменьшение степени плавления. Сказанное выше связано с изменением внутренних параметров планеты, в частности с общим уменьшением глобального теплового потока из ее недр, который оценивается в 3 – 4 раза меньшим, чем на ранних этапах развития Земли. Соответственно уменьшаются и локальные восходящие потоки флюидов, возникающие в результате периодической дегазации недр. Именно они вызывают разогрев отдельных областей (подвижных поясов, рифтов и др.) и их магматическую активность. Эти потоки образуются в связи с накоплением на фронте кристаллизации внешнего жидкого ядра легких компонентов в отдельных выступах-ловушках, которые всплывают, образуя конвективные струи.

Эндогенная активность периодична. Она обусловила наличие крупных пульсаций Земли с попеременным преобладанием основного и ультраосновного магматизма, фиксирующего растяжение, и известково-щелочного вулканизма, гранитообразования и метаморфизма, фиксирующих преобладание сжатия. Эта периодичность определяет наличие магматических и тектонических циклов, которые как бы наложены на необратимое развитие Земли.

ГДЕ ПРОИСХОДЯТ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ В КАЙНОЗОЕ?

Геологические структуры, где образуются вулканические породы в самый молодой, кайнозойский, этап развития Земли, начавшийся 67 млн. лет назад, находятся как в пределах океанических, так и континентальных сегментов Земли. К первым относятся срединные океанические хребты и многочисленные вулканы океанического дна, наиболее крупные из которых образуют океанические острова (Ислан-

дия, Гавайи и др.). Всем им свойственна обстановка высокой проницаемости земной коры (рис. 4). На континентах в аналогичной обстановке извергаются вулканы, связанные с крупными зонами растяжения – континентальными рифтами (Восточно-Африканский, Байкальский и др.). В обстановках преимущественного сжатия возникает вулканизм в горных сооружениях, представляющих собою в настоящее время активные внутриконтинентальные подвижные пояса (Кавказ, Карпаты и др.). Своеобразны подвижные пояса на окраинах континентов (так называемые активные окраины). Они развиты преимущественно по периферии Тихого океана, причем в западной его окраине в них, как и в древних подвижных поясах, сочетаются зоны преимущественного сжатия – островные дуги (Курило-Камчатская, Тонга, Алеутская и др.) и зоны интенсивного растяжения – тыловые окраинные моря (Японское, Филиппинское, Коралловое и др.). В подвижных поясах восточной окраины Тихого океана растяжение менее значительно. На краю Американского континента находятся горные цепи (Анды, Кордильеры), являющиеся аналогами островных дуг, в тылу которых расположены континентальные депрессии – аналоги окраинных морей, где господствует обстановка растяжения. В условиях высокой проницаемости, как всегда в истории Земли, изливаются мантийные расплавы, причем в океанических структурах они обладают преимущественно нормальной щелочностью, а в континентальных – повышенной и высокой. В обстановках преобладающего сжатия на континентальной коре, помимо мантийных, широко распространены породы смешанного мантийно-корового (андезиты) и корового (некоторые кислые эффузивы и граниты) происхождения (рис. 5).

Если учесть особенности современного этапа развития Земли, к которым относятся высокая интенсивность процесса формирования океанов и широкое развитие рифтовых зон на континентах, то становится ясным, что в кайнозойский этап развития преобладает растяжение и, как следствие, широко распространен связанный с ним

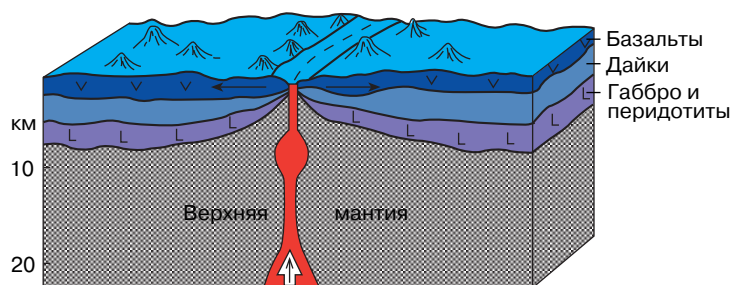


Рис. 4. Строение магматических очагов в геоструктурах высокой проницаемости. Блок-диаграмма срединно-океанического хребта.



Рис. 5. Строение магматических очагов в геоструктурах низкой проницаемости. Блок-диаграмма активной окраины – желоба, островной дуги и окраинного моря.

мантийный, преимущественно базальтовый вулканизм, особенно интенсивный в океанах.

КАК ПРОЦЕССЫ ВУЛКАНИЗМА ПРЕОБРАЗУЮТ ЗЕМНУЮ КОРУ

Еще в начале прошлого столетия было замечено, что горные породы образуют закономерно повторяющиеся ассоциации, получившие название геологических формаций, более тесно связанных с геологическими структурами, чем отдельные породы. Ряды формаций, сменяющие друг друга во времени, получили название временных, а сменяющие друг друга в пространстве – латеральных формационных рядов. Совместно они дают возможность расшифровать основные этапы развития геологических структур и являются важными индикаторами при восстановлении геологических обстановок прошлого [2]. Вулканогенные формации, включающие в себя вулканические породы, продукты их перемыва и переотложения, а нередко и осадочные породы, удобнее использовать для указанных целей, чем интрузивные, поскольку они являются членами слоистых разрезов, что позволяет точно определить время их формирования.

Существует два типа рядов вулканогенных формаций. Первый, называемый гомодромным, начинается основными породами – базальтами, сменяясь формациями с постепенно возрастающими объемами средних и кислых пород. Второй ряд – антидромный, начинается с формаций преимущественно кислого состава с возрастанием роли основного вулканизма к концу ряда [6]. Первый, таким образом, связан с мантийным вулканизмом и с высокой проницаемостью коры, и лишь по мере уменьшения проницаемости и прогрева коры глубинным теплом последняя начинает участвовать в магообразовании. Антидромный ряд свойствен геологическим структурам с мощной, слабо прони-

цаемой континентальной корой, когда затруднено непосредственное проникновение на поверхность мантйных расплавов. Они взаимодействуют с материалом земной коры тем более интенсивно, чем она больше прогревается. Базальтовые формации появляются лишь впоследствии, когда кора растрескивается под напором мантйных магм.

Гомодромные ряды вулканических формаций свойственны океанам и геосинклинальным подвижным поясам и отражают соответственно формирование океанической и континентальной земной коры. Антидромные ряды характерны для структур, закладывающихся на прогретой после предшествующего цикла магматизма континентальной коре. Характерными примерами являются окраинные моря и континентальные рифты, возникающие непосредственно после орогенеза (эпиорогенные рифты). В них с начала магматических циклов возникают мантйно-коровые и коровые породы среднего и кислого состава, сменяясь основными по мере разрушения (деструкции) континентальной коры. В случае если этот процесс заходит достаточно далеко, как, например, в окраинных морях, то континентальная кора в результате сложного комплекса процессов, включающих растяжение, сменяется океанической [5].

Наиболее разнообразными и разнонаправленными являются процессы преобразования коры в длительно развивающихся подвижных поясах геосинклинального типа, весьма разнородных по входящим в них структурам. В них присутствуют структуры и с режимом растяжения, и с режимом сжатия, и тип преобразования коры зависит от преобладания тех или иных процессов. Однако господствуют, как правило, процессы формирования новой континентальной коры, которая причленяется к ранее образованной, увеличивая ее площадь. Но это происходит отнюдь не всегда, так как, несмотря

на огромные площади, занимаемые подвижными поясами разного возраста, подавляющая часть континентальной коры имеет архейский возраст. Следовательно, и в пределах подвижных поясов происходило разрушение уже сформированной континентальной коры. Об этом свидетельствует и срезание структур окраин континентов океанической корой.

ВЫВОДЫ

1. Вулканизм отражает эволюцию Земли в течение ее геологической истории. Необратимость развития Земли выражается в исчезновении или резком уменьшении объемов одних типов пород (например, коматитов) наряду с появлением или увеличением объемов других (например, щелочных пород). Общая тенденция эволюции свидетельствует о постепенном затухании глубинной (эндогенной) активности Земли и увеличении процессов переработки континентальной коры при магмообразовании.

2. Вулканизм – индикатор геодинамических обстановок растяжения и преобладающего сжатия, существующих на Земле. Типоморфным для первых является мантийный вулканизм, для вторых – мантийно-коровый и коровый.

3. Вулканизм отражает наличие цикличности на фоне общего необратимого развития Земли. Цикличность определяет повторяемость формационных рядов в одной отдельно взятой и в разновременных, но однотипных геологических структурах.

4. Эволюция вулканизма в геоструктурах Земли является индикатором формирования земной коры и ее разрушения (деструкции). Эти два процесса непрерывно преобразуют земную кору, осуществляя

обмен веществом между твердыми оболочками Земли – корой и мантией.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богатилов О.А., Пухтель И.С., Самсонов А.В. и др. Древнейшие горные породы СССР, особенности их состава и генезиса. В кн.: Кристаллическая кора в пространстве и времени. Магматизм. М.: Наука, 1989. С. 101 – 110.
2. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. Новосибирск: Наука 1989. 393 с.
3. Маракушев А.А. Петрография. М.: Изд-во МГУ, 1993. 323 с.
4. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 376 с.
5. Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 261 с.
6. Фролова Т.И. Гомодромная и антидромная последовательность магматизма и земная кора // Вестник МГУ. Сер. 4. 1991. №1. С. 3 – 19.

* * *

Татьяна Ивановна Фролова – профессор кафедры петрологии геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, заслуженный профессор МГУ, действительный член Академии естественных наук (РАЕН) и Международной Академии наук высшей школы; специалист в области вулканизма подвижных поясов Земли – древних (Урал) и современных (Западно-Тихоокеанская активная окраина); автор монографий: “Геосинклинальный вулканизм” (1977), “Происхождение вулканических серий островных дуг” (1987), “Магматизм и преобразование земной коры активных окраин” (1989) и др.