РОЛЬ МАГМАТИЗМА В ОБРАЗОВАНИИ ОКЕАНОВ

Т. И. ФРОЛОВА

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

THE ROLE OF MAGMATISM IN THE CREATION OF OCEANS

T. I. FROLOVA

Endogenic processes in oceanic mantle are more active than those in continental one, thus the magmatic rocks play the leading role in composition of oceanic crust. Two types of magmatic processes in oceans are discussed: a more shallow magmatism of middle ocean ridges and deep-seated intraplate magmatism. Intensity of oceanic magmatism and creation of oceans has been increasing in the last 100 million years.

Мантия под океанами обладает большей эндогенной активностью, чем под континентами, что определяет ведущую роль магматических пород в океанической коре. Рассмотрены два типа магматических процессов в океанах: магматизм срединно-океанических хребтов и более глубинный внутриплитный магматизм. Последние 100 млн. лет возрастает интенсивность океанического магматизма и процессов океанообразования.

© Фролова Т.Н., 1996

Океаны преобладают на нашей планете. Если поверхность суши составляет 148,8 млн. км^2, или 29% всей площади Земли, то океаны совместно с морями занимают 361,1 млн. км^2, или 71% этой площади. Они сосредоточены в одном полушарии, причем преимущественно в южной его части. Однако, несмотря на то, что бóльшая часть нашей планеты покрыта водой, дно океана долгое время было недоступно для изучения, и наука геология развивалась на основе изучения континентов. Первые научные экспедиции на корветах “Бигль” (в которой участвовал Чарльз Дарвин) и “Челенджер” относятся ко второй половине XIX века. Тогда впервые было обнаружено сложное строение океанического дна, наличие в нем горных цепей, отдельных гор, холмов и глубоких многокилометровых желобов. Однако целенаправленное, планомерное изучение океана началось в середине XX века, когда путем драгирования, а также бурения с американского судна “Гломар Челленджер” был изучен состав слагающих дно океана пород и составлены его карты. Установлено, что главными элементами рельефа и структуры являются срединные океанические хребты и океанические равнины (или плиты) с расположенными на них поднятиями, хребтами и котловинами. Глубоководные желоба обрамляют окраины континентов (Южная Америка) или же цепи островов (островные дуги), отделенные от континентов морями, получившими название окраинных (западная окраина Тихого океана). Установлено также, что среди пород, слагающих океаническое дно, огромная роль принадлежит магматическим глубинным породам, но их состав более однообразен, чем состав магматических пород континентов. Это так называемые основные и ультраосновные породы (рис. 1), содержание кремнезема в которых не превышает 50 – 53%, и только на океанических островах встречаются в небольшом количестве более кремнеземистые породы, вплоть до гранитов, столь широко распространенных на континентах. Но самая большая сенсация была получена при изучении строения земной коры океанов геофизическими методами. Оказалось, что земная кора под ними значительно тоньше (7 – 10 км), чем под континентами (40 – 70 км), и в ней отсутствует так называемый гранитный, богатый кремнеземом и глиноземом слой, повсеместно присутствующий в коре континентальной. Поскольку среди магматических пород океанов отсутствуют граниты, это означало,

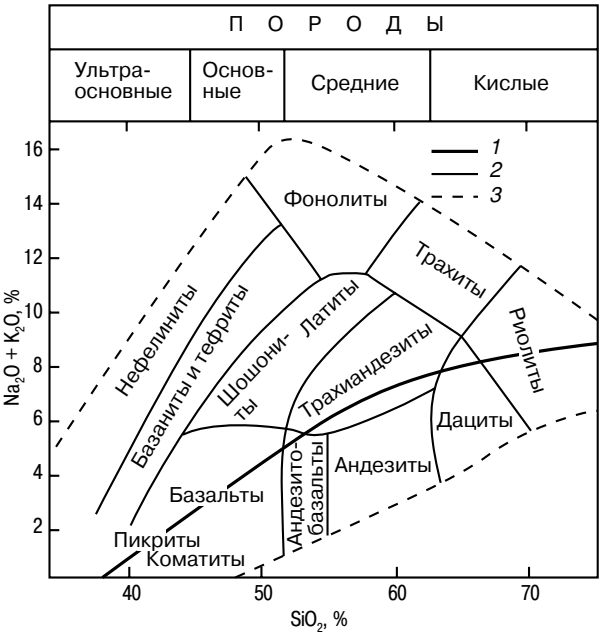

Рис. 1. Номенклатура главных типов вулканических пород в координатах SiO_2 – $K_2O + Na_2O$ (Cox et al., 1979) с дополнениями автора.
1 – разделительная линия между породами нормальной щелочности и щелочными (Miyahiro, 1978); *2* – границы между типами пород; *3* – линия, ограничивающая поле существования природных вулканических пород.

что в пределах океана, где нет гранитного слоя, граниты не образуются.

Когда все эти загадки встали перед исследователями, появилась настоятельная необходимость осмыслить их и создать общую гипотезу развития Земли, включив в нее данные, полученные при исследовании океанов. Такой попыткой явилось создание гипотезы литосферных плит. Литосфера представляет собою верхнюю часть Земли, в которую входят земная кора и самая верхняя часть мантии, ограниченная снизу более пластичной и менее плотной ее частью – астеносферой, содержащей некоторое количество расплавленного вещества. Согласно гипотезе литосферных плит, литосфера разделена на ряд плит разного размера, которые находятся в постоянном относительном движении по поверхности астеносферы.

Гипотезу литосферных плит иногда называют гипотезой новой глобальной тектоники, так как впервые сделана попытка объяснить развитие Земли, учитывая данные как по океанам, так и по континентам. Эта гипотеза широко известна и даже включена в школьные учебники, поэтому ограничимся только теми аспектами, которые непосредственно связаны с формированием океанов. Согласно этой гипотезе, океаническая кора образуется в срединных океанических хребтах при их раздвигании (спрединге) за счет магматических расплавов, поступающих из глубин Земли и застывающих, образуя магматические горные породы. Таким образом, расширяется океаническое дно и увеличивается площадь океанов. Поскольку считается,что радиус Земли оставался неизменным в течение геологической истории, представление об образовании океанической коры было дополнено представлениями об ее исчезновении в результате засасывания в глубоководные желоба, расположенные на окраинах континентов, с последующим погружением в мантию (так называемая субдукция). Спрединг и субдукцией тектоника плит объясняет образование океанов. Подтверждением этих процессов считается молодость пород, слагающих океаническое дно: они не древнее мезозойских (160 – 180 млн. лет), в то время как такой океан, как Тихий, судя по геологическим данным, существует не менее 500 млн. лет. За несколько десятилетий существования гипотезы глобальной тектоники накопилось множество фактического материала, часть которого может быть ею объяснена, другая часть противоречит ее главным положениям. Однако анализ гипотезы глобальной тектоники не является целью данной статьи, посвященной магматизму и его роли в формировании океанической коры.

СТРОЕНИЕ КОРЫ И МАНТИИ ПОД ОКЕАНАМИ

Океаническая кора составляет 42% поверхности Земли (так как не вся кора под океанами является океанической). В ней выделяют три слоя. Слой 1, средней мощностью около 0,5 км, состоит из осадочных пород со скоростями продольных сейсмических волн (V_p), равными 1,7 – 2 км/с. Слой 2 (средняя мощность около 2 км, V_p = 4,4 – 6 км/с) сложен преимущественно вулканическими породами базальтового состава. Состав слоя 3 (средняя мощность 5 км, V_p = 6,5 – 7,5 км/с) наиболее проблематичен. Судя по данным драгирования и бурения, он состоит из измененных базальтов,превращенных процессами метаморфизма в зеленые сланцы и амфиболиты, вмещающих многочисленные интрузивные тела основных и ультраосновных пород (Т.И. Фролова, СОЖ, № 2, 1996). Все три слоя изменчивы по толщине (мощности). Так, первый слой практически отсутствует в срединно-океанических хребтах, резко увеличиваясь вблизи окраин континентов. Наибольшей мощности (15 – 20 км) океаническая кора достигает под поднятиями и хребтами, осложняющими океаническое дно.

Для плавления холодной маломощной океанической коры не хватает глубинного тепла, поэтому все магматические породы океанов являются производными расплавов, зарождающихся в мантии. Обращает на себя внимание, что магматизм океанов имеет ультраосновной и основной состав, а сколько-нибудь крупные объемы средних и кислых

пород в них отсутствуют. Это объясняется невозможностью выплавления богатых кремнеземом пород из перидотитового вещества мантии. В океанах может появиться лишь небольшое количество кислых и средних дифференциатов основной магмы, что в действительности имеет место. Таким образом, океанический магматизм является следствием гигантского эксперимента, поставленного самой природой, показывающего, что для формирования больших объемов пород с высоким содержанием кремнезема, помимо мантийного материала, необходим материал континентальной земной коры. Однако это не относится к ранним этапам развития Земли, когда обстановка на Земле была иной и процессы магмообразования протекали по-другому.

Поскольку океанический магматизм является производным глубинной оболочки Земли – мантии, остановимся кратко на особенностях мантии под океанами по сравнению с таковой под континентами. Они установлены в последние десятилетия благодаря прогрессу геофизических и геохимических исследований. Самым продуктивным из первых является метод сейсмической томографии, который дает возможность по особенностям распространения сейсмических волн как бы "просвечивать" Землю до ядра включительно, а также данные гравиметрии и геотермии. Установлено, что мантия под океанами менее плотная, чем под континентами, причем эти различия в плотностях прослеживаются до глубин 300 – 400 км. Под океанами астеносфера расположена выше, чем под континентами (от 50 – 80 до 250 – 400 км), а под срединными хребтами – начиная почти с поверхности. Различия под океанами и континентами прослеживаются и на границе мантии и ядра. Так, в Тихом океане под его восточной частью с более молодым возрастом океанической коры наблюдается подъем поверхности ядра примерно на 5 км по отношению к некоему среднему уровню по сравнению с континентами, где эта поверхность на столько же ниже (Morelli, Dzevonsky, 1987) (рис. 2).

Отличается мантия океанов и по тепловому потоку, непрерывно поступающему на поверхность Земли из недр. По абсолютным величинам тепловые потоки океанов и континентов практически равны. Однако если под континентами две трети этой величины образуются в земной коре за счет радиоактивных элементов, генерирующих тепло, то в океанической коре все тепло поступает из мантии и является глубинным.

В более разогретой мантии океанов плавление становится возможным на меньших глубинах. Обломки и блоки мантийного вещества, выносимые на поверхность вулканическими процессами (ксенолиты), представлены преимущественно ультрабазитами, в то время как под континентами наряду с ультрабазитами появляются породы высоких давлений, так называемые эклогиты, состоящие из граната и пироксена, а также близкие к ним по кремнезему пироксениты (Добрецов, Соболев, 1988). Сказанное позволяет говорить о менее глубоких уровнях магмообразования под океанами, а также о слоистом строении мантии, что подкрепляется и геофизическими данными, согласно которым в ней установлены границы раздела. Все сказанное свидетельствует о высокой эндогенной активности земных недр океанов в целом по сравнению с континентами, что определяет и их высокую магматическую активность.

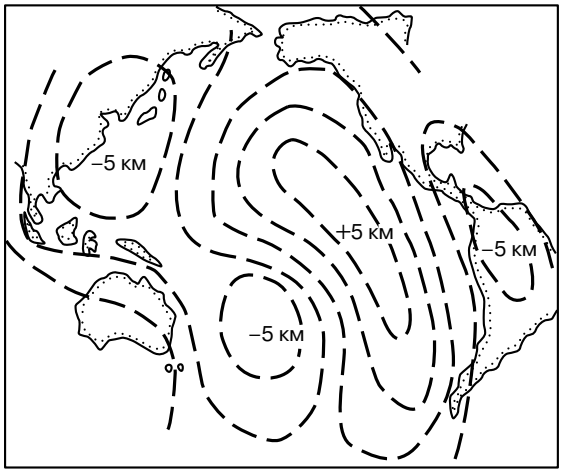

Рис. 2. Сверхглубинные неоднородности Тихоокеанского региона. Изолинии соответствуют рельефу границы кора–мантия (крайние значения (+5км) – (–5км); по A. Morelli, A.Dzevonsky, 1987.

МАГМАТИЗМ СРЕДИННЫХ ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

Современные срединные океанические хребты (СОХ), известные во всех океанах, входят в состав единой Мировой рифтовой системы общей протяженностью около 60 тыс. км. В некоторых районах Земли отдельные звенья СОХ как бы внедряются в континенты и продолжаются в виде рифтовых структур в их пределах. Примерами являются Аденский и Калифорнийский заливы. СОХ имеют ширину от сотен до 2 – 2,5 тыс. км и возвышаются над дном океана на 1 – 3 км. Строение СОХ различно: в осевой части одних, обладающих крутыми склонами, четко выражено рифтовое ущелье, осложненное сбросами (Срединно-Атлантический и Срединно-Индийский хребты), в других склоны хребтов пологие и центральный рифт отсутствует (Восточно-Тихоокеанское поднятие) (рис. 3). В пределах хребтов установлены зияющие трещины – гъяры, свидетельствующие об обстановке растяжения. Считается, что растяжение во втором типе хребтов более интенсивно. Хребты разбиты поперечными по отношению к ним разломами, носящими название трансформных. Эти разломы как бы компенсируют

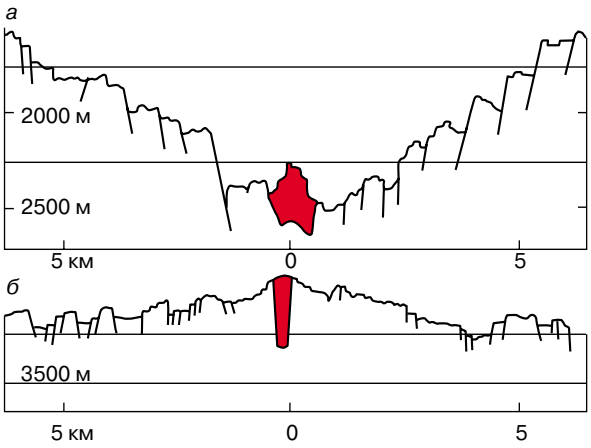

Рис. 3. Профили океанических рифтовых (спрединговых) зон: *а* – тип 1, с центральной рифтовой долиной (Срединно-Атлантический рифт, скорость раздвижения 2,5 см/год); *б* – тип 2, без центральной рифтовой зоны (Восточно-Тихоокеанское поднятие, скорость раздвижения 15 см/год).

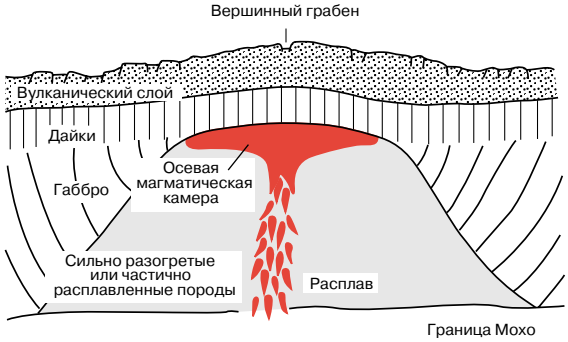

Рис. 4. Схематичный поперечный разрез осевой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия. Вещество осевой зоны магматической камеры, содержащей более 5% расплава, находится внутри более крупного резервуара, степень плавления которого не превышает нескольких процентов.

различную степень растяжения отдельных отрезков хребтов.

На основе шкалы инверсий магнитного поля Земли установлены линейные магнитные аномалии, параллельные простиранию хребта, которые фиксируют возраст формирующейся океанической коры и скорость раздвижения хребта в геологическом времени. Оно происходит с различной скоростью (от 1 – 2 до 10 – 15 см/год) и часто несимметрично в противоположных флангах хребта. В срединных хребтах сосредоточена современная магматическая деятельность, созидающая океаническую кору. Она связана с цепями вулканических холмов и плато, часто косо ориентированных по отношению к простиранию хребта. Вулканическая активность не является непрерывной как в пространстве, так и во времени. Согласно известному океанологу Л. Франшто (1993), “срединно-океанические хребты – не колоссальная фабрика по производству океанической коры, а сеть небольших мастерских”. Многочисленность очагов расплавленной магмы под хребтами доказывается также различиями в составе магматических пород на отдельных участках хребтов. Эти очаги, или камеры, располагаются на небольших глубинах (от 40 км и выше), причем верхние границы некоторых из них близки к поверхности дна, залегая на глубине 2 – 3 км (рис. 4). Земная кора в пределах хребтов состоит из магматических пород, причем верхняя часть разреза сложена базальтами, имеющими обычно подушечную текстуру (пиллоу-лавы), которые подстилаются вертикальными дайками и пластовыми телами более раскристаллизованных пород того же состава – долеритов. Еще ниже расположены тела интрузивных пород, преимущественно габброидов. Последние являются застывшими на глубине очагами базальтовой магмы, представляя собою как бы корни излившихся базальтов. Часто эти очаги испытывают дифференциацию в процессе своего застывания, расслаиваясь по гравитационному признаку на вышележащие габбро, диориты, а также ультрабазиты, которые формируются в основании застывающей магматической камеры. Весь этот комплекс пород, начиная от базальтов и кончая базит-ультрабазитовыми интрузивами основания, слагает океаническую кору, залегая на мантийных породах также ультрабазитового состава. Все его члены связаны общностью происхождения из единой мантийной магмы. Он носит название офиолитового комплекса (или ассоциации), общая мощность которого достигает 8 – 10 км (рис. 5).

Общий объем извергаемого в срединных хребтах вулканического материала составляет около 4 км^3 в год (Менард, 1966). Кроме резко преобладающих базальтов, вулканические породы представлены пикритами и еще более редкими средними и кислыми породами (см. рис. 1), объемы которых в целом не превышают долей процентов. Помимо потоков пиллоу-лав и лавовых куполов встречаются гиалокласты – продукты дробления и распыления базальтовой лавы, состоящие из остроугольных обломков вулканического стекла. Поскольку океанические породы образуются в условиях растяжения (спрединга), магматические камеры в литосфере под срединными хребтами недолговечны. Поэтому в базальтах океана относительно редки свидетели ранней глубинной кристаллизации – крупные минералы-вкрапленники, столь характерные для вулканических пород. В большинстве своем океанические базальты – это стекловатые или полустекловатые породы с мелкими кристаллами плагиоклазов, оливинов и пироксенов. Базальты срединных хребтов достаточно однородны по химическому составу и относятся к породам нормальной

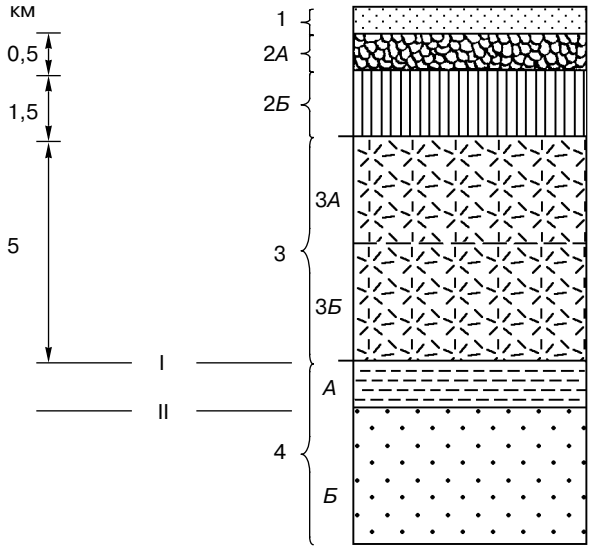

Рис. 5. Разрез океанической коры, составленный по сейсмическим данным: *1* – осадки, *2* – базальтовый слой (*А* – пиллоу-лавы, *Б* – дайки), *3* – серия габброидных кумулятов (*А* – массивное габбро, *Б* – расслоенное габбро), *4* – расслоенные перидотиты (*А*) и верхняя мантия (*Б*); I – раздел Мохо по сейсмическим данным, II – раздел Мохо по петрологическим данным.

щелочности, носящим название толеитов. От среднестатистического состава базальта Земли они отличаются низкими содержаниями щелочей, особенно калия и сопутствующих ему крупноионных редких элементов Cs, Rb, Ba, Sr, La. Широко представлены разности, богатые магнием и кальцием, что позволяет утверждать, что значительная часть базальтов близка к первичным расплавам, зарождающимся в мантии и не успевшим дифференцироваться: при процессах дифференциации высокотемпературные магний и кальций первыми входят в состав минералов и расплав обедняется ими. Из-за бедности легкими элементами,широко представленными в литосфере, базальты СОХ называют примитивными, а следовательно, они образовались из мантии, которая также истощена ими. Предполагается, что это обеднение – результат многократного выплавления из нее магматических расплавов. Характерной особенностью океанических базальтов является также их бедность летучими компонентами, содержание воды в них не превышает 0,1 – 0,7%, причем обстановка магмообразования носит относительно восстановительный характер, что подтверждается частым отсутствием в них оксидных фаз железа (магнетита). Низкие содержания летучих компонентов связаны с их потерей в обстановке растяжения. По мере изучения срединно-океанических толеитовых базальтов удалось выделить несколько их типов, преимущественно по содержанию калия, вариации состава которых определяются рядом факторов: к ним относятся размеры промежуточных камер магмы,локализованных под хребтами, быстрота поступления находящихся там магматических расплавов на поверхность, гетерогенность состава мантии, определяющая разнообразие образующихся из этих расплавов выплавок и, наконец, этапы формирования структуры: наиболее ранние базальты, как это установлено в Атлантическом и Тихом океанах, менее истощены щелочами по сравнению с более поздними.

Помимо магматической деятельности, к срединным хребтам приурочена интенсивная гидротермальная деятельность, связанная с вулканизмом. Струи горячих растворов, нагретые до 350 – 400°С, содержащие в растворе разнообразные газы (CO_2, H_20, СН и др.), формируют своеобразные рудные столбы (“пагоды”), откладывая сульфиды, сульфаты и оксиды металлов (цинка, меди, железа, кобальта, марганца и других). Растворы, несущие эти металлы, рассеиваются также над ними в виде своеобразных факелов или дымов, вследствие чего эти рудные столбы получили название курильщиков. Они достигают высоты 20 – 50 м (рис. 6), время их жизни не превышает 20 – 30 лет. При разрушении столбов и из обогащенной “дымами” морской воды образуются осадки, содержащие аномально большие концентрации рудных компонентов, получившие название металлоносных. Отдельные столбы группируются в гидротермальные поля: в результате образуются сульфидные, преимущественно

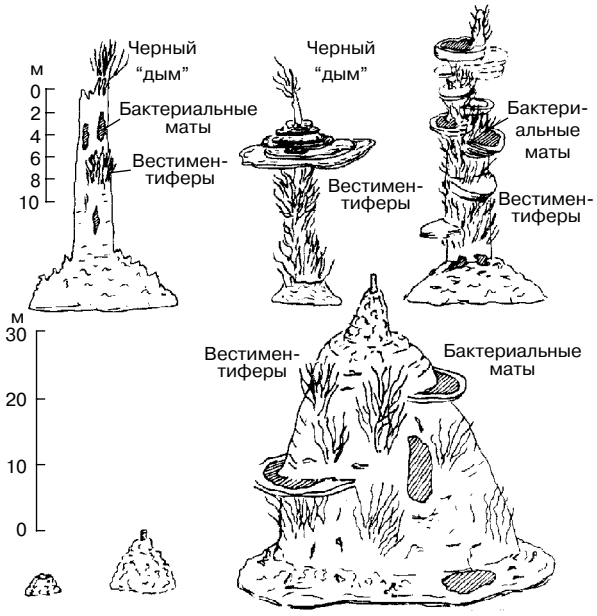

Рис. 6. Характерные гидротермальные башни из сульфидов на дне котловины Гуаймас. Данные наблюдений с борта ПОА “Пайсис”; по данным А.П. Лисицына и др., 1992.

медно-цинковые, месторождения, сходные с сульфидными месторождениями континентов. Подсчитано, что среднее гидротермальное поле выносит около 90 тонн меди и цинка в год. Таким образом, океанические гидротермальные поля являются потенциальными источниками полезных ископаемых.

Согласно последним данным, океаническая кора, подстилающая современные океаны, формировалась из нескольких разновременных зон спрединга. Так, западная часть Тихого океана сформирована мезозойскими зонами спрединга. Большинство их остается активными и в настоящее время. Как единая структура Срединный Атлантический хребет стал существовать лишь в палеогеновое время (после 65 млн. лет) (Пущаровский, 1994). Разновозрастность отдельных частей океанов противоречит ранним упрощенным представлениям о формировании каждого из них за счет спрединга единого срединного хребта. На самом деле процесс океанообразования сложен и не одновременен.

ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ ОКЕАНОВ

Формированием океанической коры в зонах спрединга не ограничивается роль магматизма в океанах. Магматизм широко развит на океанических плитах вне срединно-океанических хребтов. Он приурочен к подводным вулканическим горам, океаническим островам и различного рода разломам. Магматическими породами на океанических плитах сложены линейные вулканические цепи, или изометричные ареалы. Богат подводными вулканическими горами Тихий океан, где их насчитывается до 55 тысяч, но вулканически активных в настоящее время не более 2 тысяч. Океанические острова состоят из одного вулкана или их группы. Это преимущественно щитовые постройки с пологими склонами и относительно слабой взрывной деятельностью.

Вулканические породы,развитые внутри плит, так же как и родственные им интрузивные, отличаются от пород СОХ. Помимо пород нормальной щелочности (толеитовых), здесь развиты субщелочные и щелочные лавы, среди которых преобладают базальты, сопровождаемые подчиненными по объемам их дифференциатами. Все внутриплитные магматические породы обогащены по сравнению с аналогичными типами пород СОХ несколькими группами элементов-примесей: крупноионными – K, Rb, Cs, Ba, La, Sr, высокозарядными – Ti, Hf, Ta, Nb, P, легкими редкими землями и радиогенным Sr. Следовательно, мантийный источник, порождающий исходные для них расплавы, не является истощенным. По данным геофизики и петрологии, внутриплитные мантийные расплавы поступают с больших глубин по сравнению с расплавами, исходными для магматических пород СОХ. Магматические внутриплитные породы океана отражают области подъема горячего глубинного вещества, которые носят название горячих точек. К наиболее известным горячим точкам планеты относятся Гавайские острова и о. Исландия. Гавайские острова представляют собою цепь щитовых вулканов длиной в 2000 км в центральной части Тихого океана, возраст которых омолаживается в юго-восточном направлении. Самые молодые из них находятся на о. Гавайи. Часть из них активно действует в настоящее время.

Активный вулкан Мауна-Лоа (4170 м над уровнем моря) и близкий по высоте вулкан Мауна-Кеа являются наиболее грандиозными вулканическими постройками Земли. На происхождение подобных линейных гряд или цепей существует две точки зрения: одна из них предполагает перемещение океанической плиты над неподвижным вертикальным потоком горячего разогретого вещества из глубин мантии, вторая – возникновение все новых вулканических построек на “острие” постепенно раскрывающегося разлома, с образованием в результате вулканической цепи.

Остров Исландия, находящийся в Северной Атлантике, пересеченный Срединно-Атлантическим хребтом относительно недавно, не более 15 млн. лет назад, характеризуется мощной земной корой (до 30 км), в которой отсутствует гранитный слой; не исключена возможность, что она относилась к континентальному типу, но сильно переработана мощным базальтовым вулканизмом. О масштабе вулканической деятельности в этой горячей точке можно судить на основании того, что за последние два миллиона лет здесь было излито около 400 км^3 лав. Это преимущественно толеитовые базальты, однако присутствуют также кислые (до 11%) и средние породы (3 – 5%), что редко встречается на вулканических островах. В астеносфере под Исландией зафиксирована разуплотненная и разогретая линза вещества с температурой 1200°С, равной температуре жидкого базальта. Эту линзу можно рассматривать как питающий вулканизм магматический очаг. На протяжении последних 15 млн. лет положение Исландии по отношению к глубинной горячей точке не меняется. На основании того, что самые древние из известных в Исландии базальты (22 – 15 млн. лет), а также одновозрастные с ними базальты на соседних островах и прилегающих частях континентов близки по составу к континентальным, существует предположение, что горячая точка Исландии приурочена к фрагменту разрушенного континента, на который впоследствии наложился Срединно-Атлантический хребет.

Участки активного вулканизма на месте выхода горячих точек внутри плит обычно группируются в более значительные по площади ареалы, которые называют горячими полями (Зоненшайн, Кузьмин, 1993). Площади этих полей достигают первых тысяч квадратных километров. С горячими полями океанов совпадают крупные сводовые поднятия в рельефе, выпуклости геоида и поднятия астеносферы, разогретые области в нижней мантии, начиная от

границы мантия–ядро, что было отмечено Л.П. Зоненшайном и М.И. Кузьминым (1993). Именно эти горячие поля, наряду со срединными океаническими хребтами, отражают наиболее активные области в недрах Земли под океанами, откуда струи или потоки горячих летучих веществ (так называемые плюмы), несущих элементы, вступившие с ними в соединения, поднимаются к поверхности. На глубинах около 300 – 400 км, по мере понижения давления, эти потоки вызывают частичное плавление мантии, разуплотненное вещество которой поднимается выше в виде так называемых диапиров. Плавление мантии стимулируется появлением воды за счет глубинных восстановленных флюидов при реакциях типа $H_2 + CO = C + H_2O$, идущих вправо с понижением давления.

В более проницаемых зонах срединных хребтов отделение расплавов от быстро поднимающихся диапиров происходит на минимальных глубинах, в менее проницаемых океанических плитах этот процесс совершается значительно глубже. Так как вещество диапира при подъеме находится в равновесии с мантией на соответствующих глубинах, отделяющиеся от него расплавы оказываются различными в срединных хребтах и в пределах горячих точек океанических плит. Противоположностью внутриплитных горячих полей, точек, а также срединных океанических хребтов являются глубоководные котловины в пределах океанических плит, которые соответствуют холодным областям в мантии. Горячие и холодные участки (поля) мантии не обнаруживают четкой связи с границами литосферных плит, и поэтому мантийная конвекция как движущая сила, действующая на эти плиты, становится проблематичной.

КАКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ УЧАСТВОВАЛИ В ФОРМИРОВАНИИ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Итак, главным процессом, в результате которого формируется океаническая кора, является процесс спрединга, когда происходит образование офиолитовых ассоциаций, представляющих собой ее второй и третий слои. Они сложены преимущественно магматическими образованиями, в то время как осадочные породы, их перекрывающие, образуют самый верхний, обычно небольшой по мощности, слой (за исключением мощных накоплений осадков вблизи континентальных окраин).

Следующим процессом магматизма, формирующим океаническую кору, является внутриплитный магматизм горячих точек и полей. В отдельных участках Тихого океана, где подводных гор и островов особенно много, магматическими породами этого генезиса сложено от 5 до 25% океанической коры. Помимо магматизма, в образовании океанической коры участвует и другой эндогенный глубинный процесс – метаморфические преобразования наиболее древних ее пород в низах разреза, которые являются относительно низкотемпературными.

В настоящее время, начиная с конца мезозоя (около 100 млн. лет), на нашей планете идет интенсивное образование океанов. При этом только 42% площади под океанами и морями занимает океаническая кора, а остальные 58% представляет собою кора континентального типа. Судя по тому, что значительная часть этой континентальной коры представляет собою обособленные блоки, которые концентрируются в определенных участках океана (например, Северная Атлантика, Северный Ледовитый океан), можно предположить, что, помимо спрединга, который наращивает океаническую кору, происходит интенсивная переработка коры континентальной в океаническую (Перчук, 1987; Фролова и др., 1989). Столь широко развитый в настоящее время процесс океанообразования может быть связан с увеличением с конца мезозоя (100 – 120 млн. лет) радиуса Земли, то есть с ее расширением (Милановский, 1995).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Добрецов Н.Л.*, *Соболев Н.В.* Схема строения литосферной мантии по глубинным ксенолитам. Карта Циркум-Тихоокеанского магматизма. Л.: ВСЕГЕИ, 1988.

2. *Зоненшайн Л.П.*, *Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 190 с.

3. *Милановский Е.Е.* Пульсации Земли // Геотектоника. 1995. Т. 5. С. 3 – 24.

4. *Перчук Л.Л.* Базификация как магматическое замещение / В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1987. В. 14. С. 39 – 64.

5. *Пущаровский Ю.М.* Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики / В кн.: Тр. Геол. Ин-та РАН. В. 481. М.: Наука, 1994. 83 с.

6. *Morelli A.*, *Dzevonsky A.M.* Topography of the Core-Mantle boundary and lateral homogeneity of the liquid core // Nature. 1987. V. 19. P. 679 – 683.

* * *

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 активных окраин” (1989) и др.