

ОСОБЕННОСТИ САМООРГАНИЗАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ В РИФТОВЫХ ЗОНАХ СОХ.

Е.П. Дубинин, О.П. Иванов, А.А. Свешников

Музей Землеведения МГУ

e-mail:dubinin@mes.msu.ru

Земля является открытой сложной системой. Она не только аккумулирует внешнюю энергию и вещество, но и сама диссипирует тепло и газы. Рассеянная диссипация тепла осуществляется со всей поверхности планеты, концентрированная - в узких рифтовых зонах и дискретных (в пространственно-временном отношении) зонах вулканических выходов. Основным поставщиком тепловой энергии является мантийная конвекция. Передача тепла осуществляется за счет теплопроводности, однако в рифтовых зонах океанов этот процесс выражен концентрированно или кумулятивно, что предопределяет особый интерес к механизмам его реализации.

В процессе изучения рифтовых зон срединно-океанических хребтов (СОХ) было установлено, что особенности их рельефа и морфоструктурной сегментации определяются в первую очередь иерархией соотношений размеров глубинных магматических структур в коре и мантии и характером протекающих там геодинамических процессов. В тоже время, очевидно, что все эти особенности предопределяются скоростью спрединга (горизонтальная составляющая от скорости движения конвективных потоков за счет трения на границе литосферы и мантии), температурой мантии и ее составом для каждого конкретного участка. Рассмотрим реальные данные.

Изучение рифтовых зон срединно-океанических хребтов с разными скоростями спрединга позволило уже достаточно давно получить детальное представление об их рельефе и глубинном строении коры. Известно, что рифтовые зоны с низкой скоростью раскрытия ($V_{\text{спр}} < 4$ см/год), как правило, имеют форму глубоких рифтовых долин («морфология рифтовых долин») шириной 15- 30 км и глубиной порядка 1,5 – 3 км, например, на Срединно-Атлантическом хребте (САХ). Для рифтовых зон СОХ с быстрым спредингом ($V_{\text{спр}} > 8$ см/год) характерно горстообразное поднятие шириной около 30 км и высотой порядка 400 – 500 м, например, на Восточно-Тихоокеанском поднятии (ВТП). В вершинной части этого горстообразного поднятия, как правило, образуется осевое поднятие («морфология осевых поднятий»), в центральной части которого периодически появляется вершинный грабен глубиной в первые десятки метров и шириной десятки-сотни метров, который протягивается на десятки километров вдоль оси.

На хребтах со средним спредингом ($V_{\text{спр}} = 4-8$ см/год) встречаются и осевые поднятия, типичные для хребтов с быстрым спредингом, и рифтовые долины, характерные для хребтов с медленным спредингом. Однако особенностью этих хребтов являются значительные вдоль осевые изменения морфологии от рифтовых долин к осевым поднятиям с формированием морфологии переходного типа. Таким образом, спрединговые хребты в зависимости от скорости спрединга имеют различные морфологические и геолого-геофизические характеристики.

Кроме этого, в глобальной иерархической системе морфоструктурной сегментации выделены различные масштабные уровни сегментов, от нескольких километров до сотен и тысяч километров, которые ограничены различными типами структур: изгибами оси, не трансформными смещениями рифтовых трещин, перекрытиями осей спрединга, трансформными разломами, тройными соединениями. Сегменты различных масштабных уровней характеризуются различным соотношением магматических, тектонических и гидротермальных процессов. В результате взаимодействия этих процессов происходит перенос энергии и массы вещества (диффузионный, конвективный и кумулятивный), результатом которого является формирование океанической коры и ее морфоструктурного плана.

Геолого-геофизические исследования и результаты численного моделирования показывают, что глубинное строение рифтовых зон СОХ с морфологией осевых поднятий принципиально отличается от такового в зонах с рельефом рифтовых долин. Главное различие в глубинном строении заключается в том, что на хребтах с быстрым спредингом образуются коровые осевые магматические камеры (ОМК), в верхней части которых образуется область с повышенной концентрацией расплава (линза расплава). Глубина кровли камеры достигает 1-1,5 км от уровня дна, а ее ширина варьирует от 0,5 до 4 км (Sinton, Detrick, 1992; Дубинин, Ушаков, 2001). Степень насыщенности расплавом и форма ОМК, видимо, определяют форму осевого поднятия (Macdonald et al., 1998).

На хребтах с медленным спредингом устойчивые коровые осевые магматические камеры современными геофизическими методами почти нигде не обнаружены. Здесь в моделях глубинного строения рифтовых зон над региональным поднятием астеносферы предполагается образование отдельных центров сфокусированного мантийного апвеллинга, над которыми периодически могут возникать локальные короткоживущие очаги расплава в коре (Tolstoy et al., 1993). Например, такие локальные очаги в виде силлов или линз были выделены с помощью сейсмической томографии на глубине 3,5 км в рифтовой зоне САХ (область АМАР, 36,5° с.ш.) (Magde et al., 2000). Из этих очагов расплава и происходят излияния магмы на осевых вулканах внутреннего дна рифтовой долины. Наличие или отсутствие стационарной коровой магматической камеры в спрединговых хребтах с высокими и низкими скоростями раздвижения определяет принципиальные различия в механизмах аккреции коры, ее глубинном строении коры и рельефе дна рифтовых зон (Галушкин и др., 2002).

Численный анализ термического состояния осевых зон СОХ и процессов формирования коровых и мантийных очагов магмы в рамках нестационарной модели дискретно-непрерывного спрединга подтвердил для быстро раздвигающихся хребтов существование стационарных магматических камер в пределах коры и в верхней мантии (у границы Мохоровичича) (рис.1.г). Связь между камерами периодически поддерживается за счет диффузионных и кумулятивно-диссипативных процессов.

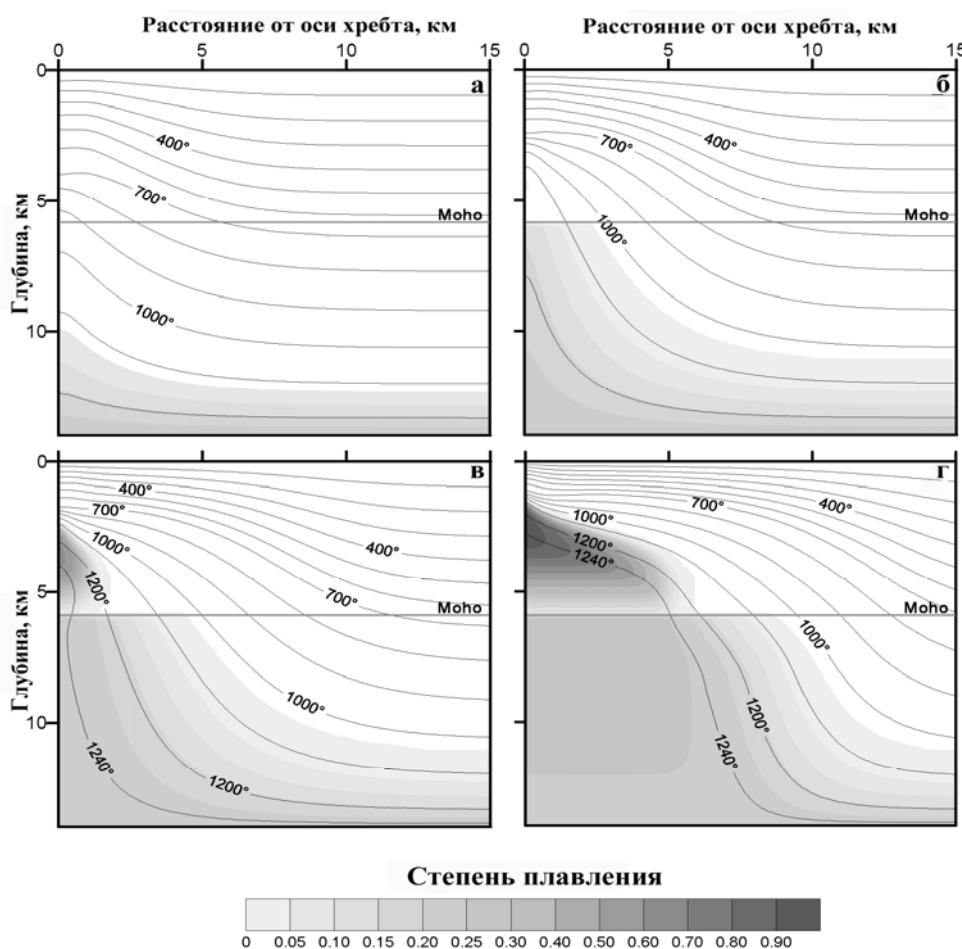
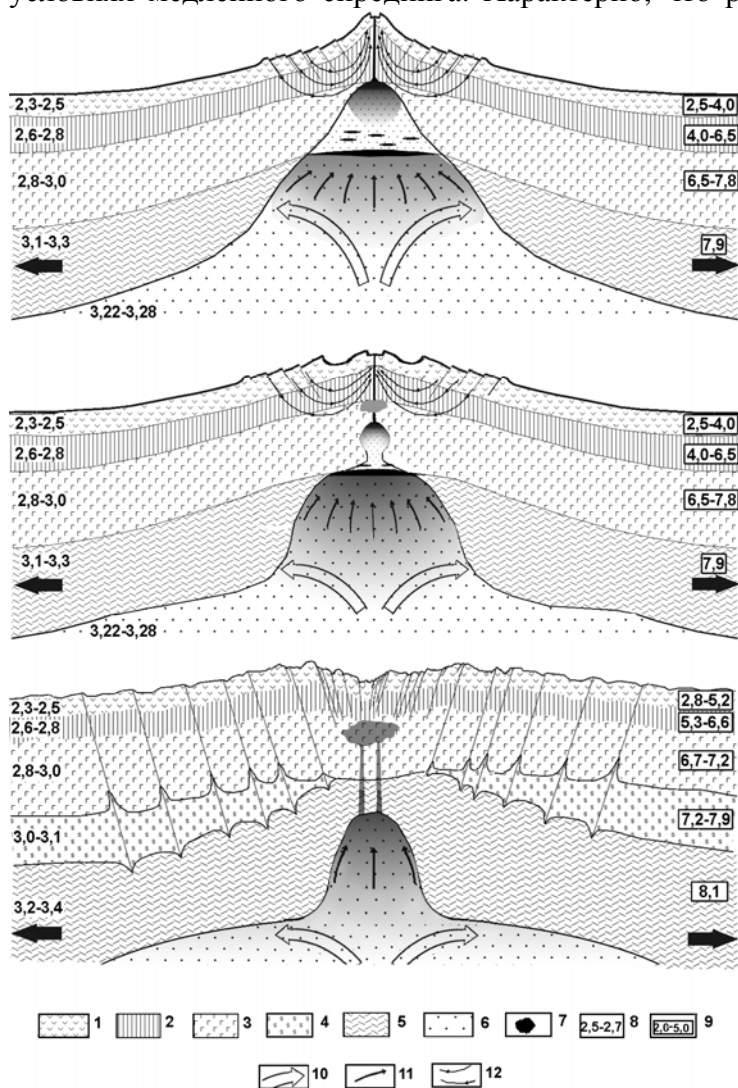


Рис. 1. Термическая структура осевой зоны СОХ и форма осевых очагов магмы, вычисленная в рамках модели дискретно-непрерывного спрединга для полных скоростей спрединга $V=2$ (а), 4 (б), 6 (в) и 10 (г) см/год. Рост скорости выше значения около 4 см/год приводит к формированию квази-стационарного очага магмы в коре, его уширению, поднятию его кровли и увеличению степени плавления пород (в, г). Вычисленное содержание расплава в породах осевой зоны на рис. 4, г хорошо согласуется с оценками из экспериментов по сейсмической томографии на 9°30' с.ш. ВТП (Dunn et al. 2000).

В медленно раздвигающихся хребтах ($V_{\text{спр}} < 4$ см/год) стационарные очаги магмы в коре не существуют (рис.1,а), однако, возможно образование коротко живущих локальных коровых очагов магмы в медленных хребтах с повышенной температурой мантии. В то же время в подкоровой мантии области с повышенной степенью плавления пород (конвективные зоны сфокусированного мантийного апвеллинга) формируются при всех скоростях спрединга, различаясь глубиной залегания кровли и степенью плавления пород. Для хребтов со средними скоростями раздвижения характерна промежуточная ситуация, т.е. наличие небольших стационарных коровых магматических очагов, которые в зависимости от температуры мантии могут увеличиваться в своих размерах, или уменьшаться до полного исчезновения, что характерно для пульсирующего кумулятивно-диссипативного процесса (рис.1,б,в). Соответственно рельеф осевых зон таких СОХ будет меняться от осевых поднятий, типичных для быстрого раздвигающихся хребтов, до рифтовых долин, характерных для медленного спрединга, со всеми промежуточными формами морфологии.

Повышение температуры мантии может привести к формированию корового очага магмы и в условиях медленного спрединга. Характерно, что рельеф и строение коры осевых зон таких



аномально прогретых участков медленных СОХ отличаются от классического рельефа медленного спрединга и напоминают рельеф и строение более быстрых хребтов (хребет Рейкьянес).

Результаты моделирования и анализ геолого-геофизических данных позволили выявить иерархию разномасштабных магматических систем в зонах спрединга, установить направленность их изменения и взаимодействия в зависимости от скорости спрединга и температуры мантии (рис.2).

Рис.2. Схемы глубинных структур рифтовых зон СОХ: а – быстро раздвигающиеся хребты ($V > 8$ см/год); б – хребты с промежуточной (средней) скоростью спрединга ($V=4 - 8$ см/год); в – медленно раздвигающиеся хребты ($V < 4$ см/год). 1 – экструзивы подушечных базальтов и базальтовые течения (слой 2А); 2 – щитовые дайки (слой 2В); 3 – плутонические породы, изотропное габбро и слоистое габбро (слои 3А и 3В); 4 – серпентиниты; 5 – ультраосновные породы верхней мантии; 6 – астеносфера; 7 – линза расплава; 8 – плотность пород ($г/см^3$); 9 – сейсмические скорости (км/с); 10 – мантийные течения; 11 – миграция расплава; 12 – гидротермальная циркуляция.

Глубинные уровни магматических систем в зонах спрединга и тип диссипативного обмена:

1. Верхнемантийная (астеносферная) – начало плавления, адиабатический подъем и фокусировка у оси спрединга (дифференциация по типу реакция-диффузия).
2. Подкоровая (10-20% расплава) – аккумуляция расплава вблизи границы Мохо у кровли области сфокусированного мантийного апвеллинга (кумулятивно-диффузионный обмен).
3. Нижнекоровая (3-5% расплава) – нижняя часть коровой магматической камеры обедненная расплавом (диффузионный обмен).

4. Среднекоровая (40-90% расплава) – вблизи кровли коровой магматической камеры в быстроспрединговых хребтах («линза расплава») и силлы внутри слоя 3 океанической коры в медленно спрединговых хребтах (конвективно-кумулятивный обмен).
5. Верхнекоровая – система выводящих даек (кумулятивный обмен).

Разноглубинные и разномасштабные магматические системы и характер энергетических потоков определяют специфику морфоструктурной сегментации спрединговых хребтов и их осевой рельеф. Различия в глубине и размерах магматических очагов быстрых и медленных спрединговых хребтов обуславливают и принципиальное различие в механизмах аккреции океанической коры и в её строении. Присутствие стационарной коровой магматической камеры в быстро раздвигающихся хребтах обеспечивает дифференциацию базальтового расплава, определяет четко выдержанное слоистое строение коры. В тоже время кора хребтов медленного спрединга характеризуется нерегулярным, хаотическим строением. Исключение могут составлять случаи с аномально прогретой мантией в районе мантийных (кумулятивных) плюмов и области миграции астеносферных потоков вдоль рифтовых осей.

Таким образом, дифференциация магматических систем, определяемая характером энергетических обменов, и связанная с этим морфоструктурная сегментация СОХ являются разномасштабным глобальным и фундаментальным феноменом, отражающим зависящую от времени трехмерную природу аккреционных процессов на дивергентных границах плит. В целом, морфотектоническая и магматическая структура каждого более мелкого масштабного уровня сегментации причинно обусловлена процессами на предыдущих более крупных уровнях. Однако каждый масштабный уровень определяется лишь свойственными ему энергетическими обменными процессами, контролирующими его существование, особенности строения и эволюцию.

В качестве общей тенденции смены форм энергообменов можно отметить последовательность переходов от конвективной формы энергообмена (диссипации) в мантии (рис.2) к диффузионным и диффузионно-конвективным формам обмена в подкоровых и нижнекоровых зонах, далее к конвективно-кумулятивным формам в среднекоровых зонах и, наконец, к чисто кумлятивным формам в верхнекоровых зонах. Наиболее ярким проявлением кумлятивной формы диссипации в самых верхних частях коры является наличие силлов, выводящих даек и даже выходов подводных вулканов в пределах осевой зоны СОХ. Это означает, что дальнейшее более тонкое понимание процессов термодинамической эволюции рассмотренных зон путем численного моделирования возможно потребует применения нелинейных дифференциальных уравнений с учетом конвекции и возможно дрейф-диффузии.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 04-05-64868.

Список литературы.

Галушкин Ю.И., Дубинин Е.П., Свешников А.А. Формирование осевых магматических очагов в рифтовых зонах Срединно-океанических хребтов с учетом вариаций в составе пород коры и мантии // ДАН РАН. 2002. Т.386. № 2. С.245-249.

Дубинин Е.П., Ушаков С.А., Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС. 2001. 293 с.

Dunn R.A., Toomey D.R., Solomon S.C. Three-dimensional seismic structure and physical properties of the crust and shallow mantle beneath the East Pacific Rise at 9°30'N // J.Geophys.Res. 2000. V.105. № B10. P.23.537-23.555.

Magde L.S., Barclay A.H., Toomey D.R. et al. Crustal magma plumbing within a segment of the Mid-Atlantic Ridge, 35°N // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V.175. P.55-67.

Sinton J.M., Detrick R.S. Mid-Oceanic Ridge magma chambers // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 197-216.

Tolstoy M.A., Harding A.J., Orcutt J.A. Crustal thickness on the Mid-Atlantic Rridge: Bull's eye gravity anomalies and focused accretion // Science. 1993. № 262. P. 726-729.

Macdonald K.C. Linkages between faulting, volcanism, hydrothermal activity and segmentation on fast spreading centers//In: "Faulting and magmatism at mid-ocean ridges". Washington. Geophysical monograph. V.106. 1998. P.27-58.