

ФОРМИРОВАНИЕ ОСЕВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ В РИФТОВЫХ ЗОНАХ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ С УЧЕТОМ ВАРИАЦИЙ В СОСТАВЕ ПОРОД КОРЫ И МАНТИИ

© 2002 г. Ю. И. Галушкин, Е. П. Дубинин, А. А. Свешников

Представлено академиком В.Е. Хаиным 06.02.2002 г.

Поступило 28.03.2002 г.

Известно, что литосферные плиты, включающие континентальные блоки, обладающие глупокими корнями, встречают заметно большее сопротивление своему движению в мантии, чем чисто океанические. С этим связан известный факт, что срединговые хребты, расположенные на океанической литосфере, обрамленной зонами субдукции, характеризуются заметно большими скоростями, чем срединговые хребты, не имеющие субдукционного обрамления по своим границам и вынужденные в процессе спрединга перемещать прилегающие континенты. Скорость спрединга, в свою очередь, определяет интенсивность восходящих движений магмы в осевых зонах СОХ и, как следствие, строение этих зон и формирование корового слоя океанической литосферы. Поэтому для понимания природы этих процессов необходимы исследования особенностей строения и термического режима осевых зон хребтов и, в частности, динамики формирования осевых очагов магмы. В настоящей работе авторы применили нестационарную модель дискретно-непрерывного спрединга [1] и для быстро раздвигающихся хребтов установили возможность существования стационарных магматических очагов на двух уровнях: верхнемантийном с кровлей на границе Мохо и коровом на глубинах <2 км. Учет влияния состава пород коры и мантии на значения их температур солидуса и ликвидуса позволил установить форму корового магматического очага и оценить распределение степени плавления базальта в очаге. Моделирование показало, что при низких скоростях спрединга формируется область сфокусированного мантийного апвеллинга с повышенной концентрацией расплава, которая, в зависимости от исходного прогрева мантийных пород может либо оставаться в мантии, либо подниматься до границы кора–мантия и даже проникать в кору. В последнем случае возможно фор-

мирование локальных короткоживущих коровых магматических очагов.

В рассматриваемой модели слой океанической коры формировался в процессе повторяющихся интрузий осевых даек расплавленного базальта. Баланс притока тепла от интрузий и его отвода через кондуктивный и гидротермальный (конвективный) механизмы охлаждения определял в модели глубину и форму корового очага магмы. Преимуществом нестационарной дискретно-непрерывной модели была корректная трактовка теплового эффекта скрытой теплоты плавления, которая является определяющей для существования коровых очагов магмы. В традиционных, стационарных моделях осевых зон действие этого эффекта заменяется заданием некоторого распределения источников тепла, что по сути априори определяет положение, размеры и форму корового очага магмы [2–4].

В дискретно-непрерывной модели эффект скрытой теплоты определяется температурой и размерами осевой интрузии, а также частотой ее внедрения, вычисляемыми из скорости спрединга и геофизических оценок температуры мантии. Процесс повторяющихся внедрений, воспроизводимый численно в дискретно-непрерывной модели, находит подтверждение в результатах геолого-геофизических исследований осевых зон СОХ [5–7]. Эта модель позволила провести численный анализ процессов зарождения, эволюции и отмирания коровых осевых очагов магмы в быстро и медленно раздвигающихся СОХ. Она показала, что квазистационарный очаг магмы в коре должен исчезать при скоростях спрединга $V < 3$ см/год. Однако модель имела и определенные ограничения. Они касались, в особенности, задания постоянного значения температуры солидуса пород коры ($T_s = 1150^\circ\text{C}$) и поддержания температуры $T = 1200^\circ\text{C}$ на глубине 6 км, которая отождествлялась с подошвой коры для всех скоростей спрединга. В дискретно-непрерывной модели осевой зоны СОХ эффект скрытой теплоты плавления рассчитывался в энтальпийном приближении,

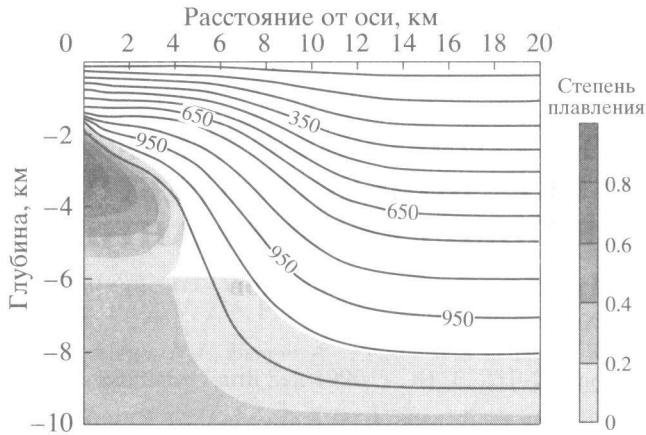


Рис. 1. Структура осевых магматических очагов в быстросрединговых хребтах (10 см/год); температура внедрения 1250°C.

когда во временном члене уравнения теплопроводности, $\partial(\rho \cdot C_p \cdot T)/\partial t$ теплоемкость C_p заменяется на $C'_p = C_{p0} + L(dx/dT)$ в интервале температур $T_s < T < T_l$ и оставалась равной C_{p0} вне этого интервала. Степень плавления пород коры зависела от температуры по квадратичному закону [8, 9]: $X = [(T - T_s)/(T_l - T_s)]^2$ при $T_s < T < T_l$ и $X = 0$ при $T < T_s$, $X = 1$ при $T > T_l$. Таким образом, эффект скрытой теплоты плавления, а вместе с ним глубина, форма и размеры коровой камеры в заметной степени определяются значениями температур солидуса (T_s) и ликвидуса (T_l) пород коры. Исследования показывают, что эти значения не остаются постоянными в пределах коры, как предполагалось в предыдущей модели, а меняются с глубиной и составом пород.

Вопрос зависимости температуры солидуса от состава пород океанической коры напрямую связан со строением и структурой расплава в магматической камере. Большинство петрологов согласно в том, что большая часть лав, извергаемых в осевых зонах СОХ, была изменена на коровом уровне за счет фракционирования и/или смешения магм; и большинство геофизиков теперь согласны с присутствием расплавленных тел в коре, по крайней мере, в быстро раздвигающихся хребтах. Однако старая концепция очага магмы как преимущественно расплавленного, хорошо перемешанного тела радикально изменилась в свете последних геофизических и геохимических данных. Теперь известно, что область с большой долей плавления занимает совсем малую часть очага магмы и скорее похожа на силл или линзоподобное тело, чем на очаг [9]. Сам магматический очаг уже не рассматривается как хорошо перемешанное однородное тело, и ясно, что реологические и динамические процессы, сопровождающие

кристаллизацию магмы, играют основную роль в определении геохимической эволюции СОХ и структуры нижней коры.

По определению, магма появляется при температурах выше солидуса и, тем самым, естественно определить границу очага по солидусу для состава пород коры и условий в рассматриваемой точке коры. Является ли солидус пород коры изотермой, как принималось в предыдущей модели? Приращение температуры солидуса с давлением составляет для магм с небольшим содержанием воды всего лишь 5–10°C/кбар. Но композиционная зависимость температуры солидуса гораздо сильнее и сложнее, чем зависимость от давления [9]. Основным параметром состава магм, влияющим на T_s , является содержание MgO: T_s увеличивается на 15–20°C с ростом содержания MgO на 1 мас. %. В нашей модели мы использовали эмпирические зависимости T_s , T_l от содержания MgO в породе из [9]:

$$T_s = 18.3\text{MgO} + 907 \text{ (}^\circ\text{C)},$$

$$T_l = 19.1\text{MgO} + 1054 \text{ (}^\circ\text{C)}.$$

В соответствии с данными геофизических и геохимических исследований базальтов СОХ мы принимали, что содержание MgO увеличивалось с глубиной в коре по закону:

$$\text{MgO} = 7.2 \text{ мас. \% при } z < 1.5 \text{ км,}$$

$$\text{MgO} = 4.05 + 2.1z \text{ (км) мас. \% при } 1.5 < z < Z_{\text{коры}}.$$

Соответственно температура солидуса менялась от $T_s = 1039^\circ\text{C}$ для пород в кровле очага (на глубине 1.5 км) до 1212°C для пород в основании коры (на глубине 6 км). Ликвидус пород варьировал от $T_l = 1192^\circ\text{C}$ на глубине 1.5 км до 1372°C для пород на глубине 6 км. Кроме зависимости T_s и T_l от состава пород и глубины, в новой модели рассматривалась двухслойная модель области счета, т.е. постоянная температура (1200°C в предыдущей модели) поддерживалась не в основании коры, а на глубине 10–20 км. Таким образом, область счета включала кору, где солидус перидотита зависел от содержания MgO, и слой верхней мантии, где предполагался перидотитовый состав пород с солидусом, зависящим от давления в согласии с кривой $T_s(P)$ для перидотита с менее чем 0.2% H_2O из [10]. Температура ликвидуса перидотитовых пород превышала в модели температуру солидуса на 600°C .

Новая термическая модель по сравнению с предыдущей позволила продвинуться в понимании природы формирования осевых зон СОХ по двум важным направлениям. Прежде всего, для быстро раздвигающихся хребтов (например ВТП) удалось определить боковые и нижние границы корового очага магмы. Оценки степени плавления базальтов в осевой зоне, полученные в результате модельных расчетов (рис. 1), согласу-

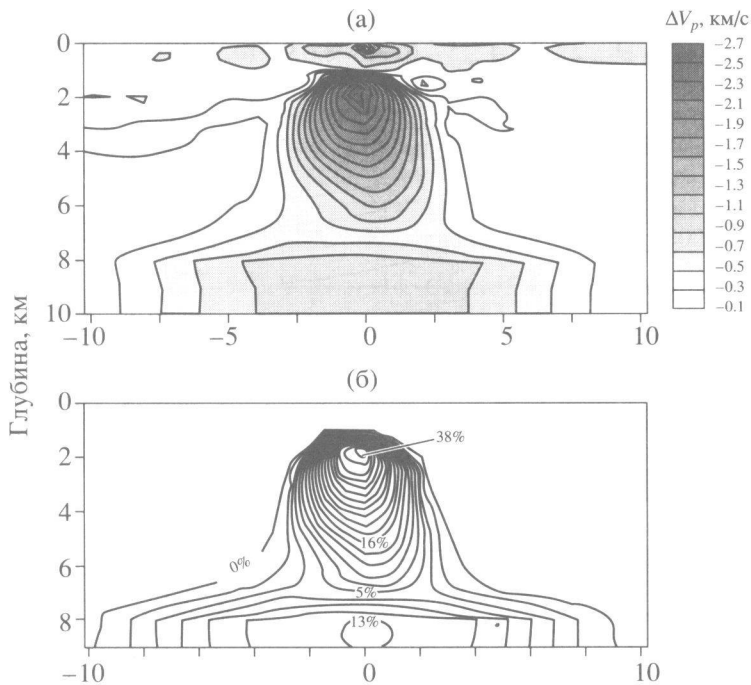


Рис. 2. Результаты сейсмической томографии на ВТП (9°30' с.ш.) по [11]; а – аномалии скорости распределения продольных волн; б – оценка степени плавления пород.

ются с оценками, полученными на основании данных сейсмической томографии в районе 9°30' с.ш. ВТП [11] (рис. 2). В обоих вариантах степень плавления вещества максимальна (40–80%) вблизи кровли коровой магматической камеры (линза расплава) и быстро уменьшается с глубиной в нижней коре до 2–5%. Модель уверенно фиксирует зону очага с промежуточной степенью плавления пород (“mush zone”).

Новая модель с отличающимися кривыми плавления пород в коровом и мантийном слоях предполагает также существование второй осевой зоны с повышенной концентрацией расплава, расположенной в пределах мантии у границы кора–мантия. Степень плавления перidotитовых пород в этой зоне составляет 10–20%, а область концентрации расплава распространяется на значительную площадь (10–20 км) вкост простира ния оси спрединга. Этот верхнемантийный очаг часто фиксируется в сейсмических отражениях и согласуется с геологическими наблюдениями в офиолитах.

Геофизические данные, в частности изометричные мантийные аномалии Буге, отчетливо выраженные на центральных участках рифтовых сегментов в медленно раздвигающихся хребтах (САХ), свидетельствуют об отсутствии стационарной коровой магматической камеры, но предполагают здесь наличие областей сфокусированного мантийного апвеллинга. С последним связывают интенсивные магматические процессы,

приводящие к формированию локальных короткоживущих коровых магматических очагов [12]. Существование таких очагов в коре на глубине 3.5 км под осью спрединга выявлено с помощью сейсмической томографии в области АМАР на 36.5° с.ш., САХ [13].

Наши расчеты также показали, что при низких скоростях спрединга, отвечающих частоте тектоно-магматического цикла около 10 тыс. лет, формируется область сфокусированного мантийного апвеллинга с повышенной концентрацией расплава. В зависимости от исходного прогрева мантийных пород эта область либо остается в мантии (“сухой спрединг”), либо поднимается до границы кора–мантия (рис. 3). Такие особенности в расположении области мантийного апвеллинга определяют структуру формируемой коры и толщину литосферы. В первом случае трудно предполагать существование очагов расплава в пределах коры, которая сложена интрузиями габбро и тектонизированными мантийными перidotитами, с крайне ограниченным количеством долеритовых даек и эффузивов [14]. Во втором случае, при подъеме мантийного диапира до границы “кора–мантия”, в коре могут формироваться короткоживущие очаги расплава (рис. 3б), питающие осевые рифтовые вулканы и ответственные за формирования эффузивного и дайкового слоя. Верхняя часть коры в этом случае приобретает явное слоистое строение.

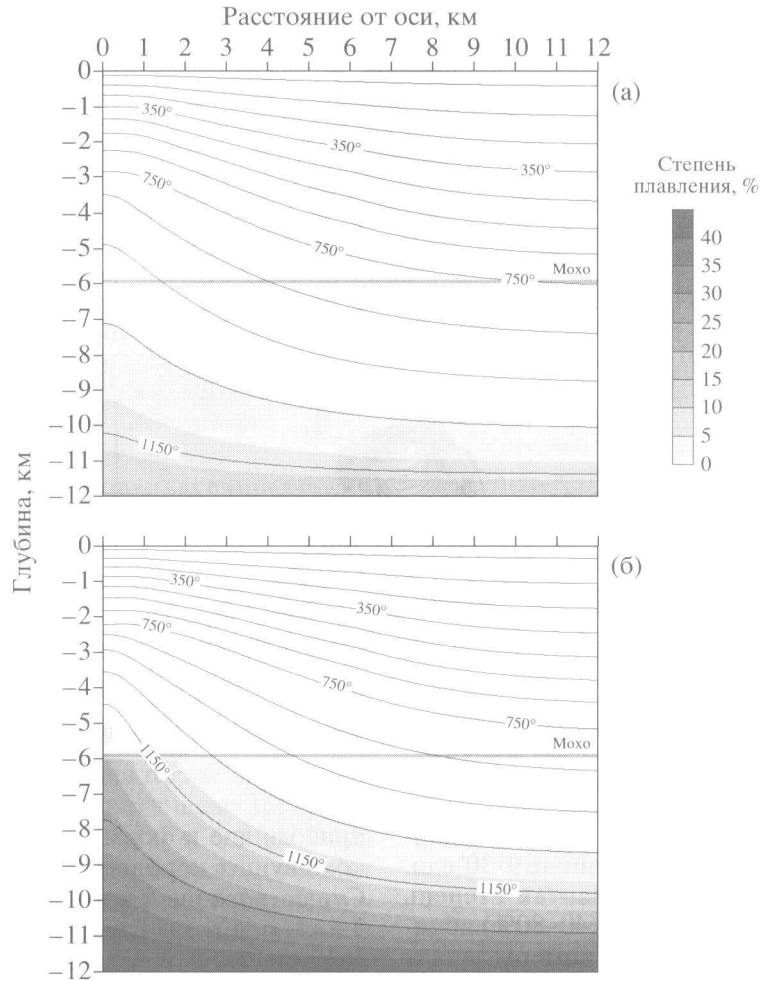


Рис. 3. Термический режим и распределение степени плавления в осевой зоне медленно раздвигающегося хребта ($V_{\text{ср}} = 2$ см/год) в зависимости от температуры мантии: а – 1200°C; б – 1350°C.

Таким образом, для быстро раздвигающихся хребтов (например ВТП) эксперименты показали существование стационарных магматических очагов на двух уровнях: верхнемантийном с кровлей на границе Мохоровичича и коровом на глубинах <2 км. Вариации в составе пород коры и мантии определяют положение и форму боковых и нижних границ корового очага магмы, а также распределение степени плавления пород внутри него. В медленно раздвигающихся СОХ моделирование предполагает формирование области сфокусированного мантийного апвеллинга и локальных короткоживущих коровых очагов магмы.

Различия в пространственном распределении и характере магматических очагов в быстрых и медленных спрединговых хребтах обуславливают и принципиальные различия в механизмах аккреции и строения океанической коры. Наличие стационарной коровой магматической камеры в быстроспрединговых хребтах, обеспечивающей

дифференциацию базальтового расплава, определяет четко выдержанное слоистое строение коры. При низких скоростях спрединга, за исключением случаев аномально прогретой мантии (что может быть связано, например, с мантийными плюмами и миграцией астеносферных потоков вдоль рифтовой оси), строение коры имеет более сложный нерегулярный характер.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 00-05-64399).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Галушкин Ю.И., Дубинин Е.П. // ДАН. 1993. Т. 332. № 46. С. 497–500.
2. Henstock T.J., Woods A.W., White R.S. // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. № B3. P. 4143–4161.
3. Phipps Morgan J., Chen Y.J. // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. № B4. P. 6283–6297.
4. Chen Y.J., Phipps Morgan J. // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. № B5. P. 11 475–11 482.

5. *Atwater T.M.* In: *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Ocean Crust*, Wash. (D.C.): AGU, 1979. V. 2. P. 33–42.
6. *Macdonald K.C.* // *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1982. № 10. P. 155–190.
7. *Haymon R.M., Fornari D.J., Edwards M.H. et al.* // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 104. P. 513–534.
8. *Usselman T.M., Hodge D.S.* // *J. Volcan. Geotherm. Res.* 1978. V. 4. P. 265–281.
9. *Sinton J.M., Detrick R.S.* // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. P. 197–216.
10. *Wyllie P.J.* // *Amer. Mineral.* 1979. V. 64. P. 469–500.
11. *Durn R.A., Toomey D.R., Solomon S.C.* // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. № B10. P. 23537–23555.
12. *Tolstoy M.A., Harding A.J., Orcutt J.A.* // *Science.* 1993. № 262. P. 726–729.
13. *Magde L.S., Barclay A.H., Toomey D.R. et al.* // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 175. P. 55–67.
14. *Cannat M.* // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. № B3. P. 4163–4172.