

ДИНАМИКА ПЛАВЛЕНИЯ МАНТИЙНЫХ ПОРОД НАД ГОРЯЧЕЙ ТОЧКОЙ ПОД ОКЕАНИЧЕСКИМИ ХРЕБТАМИ

В.Н. Шарапов, Л.Н. Перепечко*, И.Ф. Рахменкулова

Институт геологии ОИГТМ СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

** Институт теплофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Лаврентьева, 1, Россия*

При формировании внутриплитных вулканических хребтов проявление декомпрессионного плавления в восходящих потоках разуплотненного верхнемантийного вещества над горячими точками существенно различается в зависимости от степени разогрева верхней мантии как по времени существования астеносферы, так и по масштабам и динамике частичного плавления: 1) время существования области частичного плавления изменяется от 15 до 90 млн лет; 2) максимальная степень частичного плавления может различаться в 5—10 раз (от 5—7 до 50—60 об.%); 3) горизонтальные размеры астеносферы могут меняться от 150—200 до 400—500 км.

В зависимости от задаваемых условий значительно меняются со временем глубина плавления, толщина астеносферы и положение верхней границы солидуса. Согласно проведенным расчетам, предельные глубины верхней границы солидуса составляют ~100 км. В геологическом прошлом трудно ожидать существования каких-либо стандартных (по составу выплавов и масштабам проявления) типов магматических систем, связанных с горячими точками. Без учета начальных условий в верхней мантии о динамике горячих точек приходится судить по геохимическим характеристикам выплавов, а не по температуре и масштабу горячих точек.

Магматические системы, астеносфера, горячие точки, декомпрессионное плавление.

DYNAMICS OF MELTING OF MANTLE-DERIVED ROCKS ABOVE A HOT SPOT BENEATH OCEAN RIDGES

V.N. Sharapov, L.N. Perepechko, and I.F. Rakhmenkulova

During the formation of within-plate volcanic ridges, the hot upper mantle controls the decompression melting of ascending low-density upper-mantle material above hot spots. Depending on the degree to which the upper mantle is warmed up, the extent and dynamics of partial melting as well as the dimensions of the asthenosphere can differ considerably: (1) The time of existence of a zone of partial melting varies from 15 to 90 Myr; (2) the maximum degree of partial melting may differ by a factor of 5–10 (from 5–7 to 50–60 vol.%); (3) the horizontal dimensions of the asthenosphere may change from 150–200 to 400–500 km.

Depending on given conditions, parameters such as melting depth, asthenosphere thickness, and position of the upper solidus boundary can considerably change with time. Our calculations show that the ultimate depth of the upper solidus boundary is about 100 km. It is unlikely that any standard (in composition of magmas and extent of melting) types of plume-related magmatic systems existed in the geologic past. Given no initial conditions in the upper mantle, the dynamics of hot spots can be inferred from geochemical characteristics of magmas rather than from temperature and size of hot spots.

Magmatic systems, asthenosphere, hot spot, decompression melting

ВВЕДЕНИЕ

О характере плавления пород в верхней мантии судят по составам и распределению на поверхности морского дна или континентов базитовых вулканов. Последние образуют три главные структурные формы: а) вулканические хребты, б) большие вулканические провинции или лавовые (типа трапповых) щиты, в) ареалы мелких рассеянных излияний (вулканические холмы в океанах или ареалы типа четвертичных базальтов в Центральной Азии) [1—3]. Во всех случаях формирование зон частичного плавления мантийных пород объясняется их декомпрессией, причиной которой могут являться: 1) восходящие потоки над горячими точками на границе верхней и нижней мантии, на границе внешнего ядра Земли и мантии, сопровождающиеся частичным плавлением [4—6]; 2) растяжение литосферы и достижение разрывами (разломами) глубины, достаточной для появления декомпрессионного плавления; 3) перетекание горячих мантийных толщ из-под толстой литосферы под более тонкую [7—9]. Поскольку ни одна из вышеописанных схем не имеет замкнутого математического описания, согласованно включающего процессы плавления и неизотермическую динамику внедрения магм в проницаемые зоны, они не могут служить количественными моделями, позволяющими корректно описать процессы, существенные для петрогенетических приложений той или иной структурно-динамической модели. Поэтому представляется необходимым развить последовательные модели, описывающие динамику плавления пород верхней мантии, для каждого из представленных выше структурно-динамических вариантов. В данной работе

© В.Н. Шарапов, Л.Н. Перепечко, И.Ф. Рахменкулова, 2005

рассматривается развитие мантийного плюма над горячей точкой, расположенной на границе верхней и нижней океанической мантии, в котором использованы данные о магматической системе Гавайского вулканического хребта.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Гавайский хребет выбран для задания начальных и граничных условий потому, что эта современная магматическая система, функционирующая более 40 млн лет, имеет среди других крупных вулканических хребтов наиболее полное геофизическое, геологическое, морфоструктурное и петрологическое описание [1]. Природа образования вулканических хребтов Пацифики описывается в существующей литературе разными схемами как гидродинамическими, так и структурными. Обзор состояния проблемы для Гавайского хребта имеется в работах [1, 4, 10], поэтому в данной работе не рассматривается. Формирование магматической системы, образующей этот вулканический хребет, в рамках модели горячей точки наиболее последовательно обсуждено в [5], в которой проведено согласование модели с конкретными параметрами гавайской магматической системы. Для общности эти интересные для петрогенетических приложений построения необходимо дополнить исследованием влияния толщины океанической коры и начальных условий формирования плюма (с учетом полной диаграммы состояния лерцолитов [11]) на динамику астенотинзы. Проблема сопряжения областей декомпрессионного плавления и плюмов рассмотрена во многих работах [12—18]. В настоящей работе исследован обратный случай: при декомпрессионном плавлении в головной или внутренней частях плюма в верхней мантии внутривулканические астенотинзы полностью отсутствуют.

Численное моделирование проведено на основе модифицированной модели Буссинеска, описанной в работе [19]. Используемое в модели уравнение состояния включает основные твердотельные фазовые переходы, присутствующие в верхней мантии и соответствующие лерцолитовому составу верхней мантии [1, 5]: переход гранатового лерцолита в шпинелевый и плагиоклазовый: $P = 9,7$ кбар, $T = 700$ °C, $\gamma = 17$ бар/град, $d/2 = 3$ кбар, $\Delta\rho = 0,12$ г/см³; переход оливин— β -шпинель: $P = 135$ кбар, $T = 1600$ °C, $\gamma = 37$ бар/град, $d/2 = 20$ кбар, $\Delta\rho = 0,22$ г/см³; переход β -шпинель— γ -шпинель: $P = 182$ кбар, $T = 1700$ °C, $\gamma = 46$ бар/град, $d/2 = 5$ кбар, $\Delta\rho = 0,06$ г/см³; изменение плотности ниже перехода β -шпинель— γ -шпинель задается параметрами: $P = 235$ кбар, $T = 1800$ °C, $\gamma = 0$ бар/град, $d/2 = 50$ кбар, $\Delta\rho = 0,38$ г/см³. Температуропроводность ($\sim 1,5 \cdot 10^{-6}$ м²/с) и коэффициент теплового расширения ($\sim 3 \cdot 10^{-5}$ К⁻¹) задавались постоянными. Кинематическая вязкость является функцией температуры и изменяется от $1,5 \cdot 10^{16}$ до $6 \cdot 10^{17}$ м²/с. Безразмерные параметры, характеризующие систему: число Прандтля ($Pr = 10^{21}—10^{23}$), число Рэлея ($Ra = 1,3 \cdot 10^6$). Используемые параметры взяты из работ [20—26].

Верхняя граница системы принималась свободной с постоянной температурой 0 °C. Тип верхней границы соответствует параметрам Гавайского хребта [1]: на поверхности ультрабазитовой мантии присутствует базальтовая земная кора мощностью от 7 до 15 км. Толщина литосферы в рассматриваемом подходе является переменной, определяемой зависимостью вязкости от температуры и давления, а также положением верхней границы возникающей и эволюционирующей астеносферы. На нижней границе верхней мантии принимались условия непроницаемости и прилипания, и задавалось постоянное распределение температуры в интервале 1550—2330 °C, моделирующее тепловое влияние нижней мантии. На боковых границах системы нормальная производная вертикальной компоненты скорости и горизонтальная компонента скорости принимались равными нулю и задавалось распределение температуры, соответствующее начальному. В качестве начальных условий задавались распределения температуры и плотности, соответственно которым рассчитывалось начальное распределение давления. Начальное значение скорости принималось равным нулю. На нижней границе центральной части системы выделялась область перегрева размером 100—120 км с температурой на 5—35 % выше, чем на остальной границе. Эта горячая точка располагалась под областью изменения толщины земной коры в соответствии с общепринятой моделью структуры Гавайской магматической системы [1, 2, 6, 27].

Система уравнений решалась для двухмерной области размером $700 \times 1500—3000$ км с помощью метода контрольного объема [28, 29] с неравномерной сеткой $45—80 \times 100—120$ ячеек и трехмерной области для сетки $45 \times 30 \times 30$ ячеек. Неравномерность расчетной сетки по вертикальной оси позволяла детализировать структуру области плавления. Временной шаг при исследовании динамики плавления варьировался от 150 тыс. лет до 1 млн лет. Общее время развития магматической системы принималось не более 120 млн лет [1]. Основные элементы наблюдаемой динамики магматической системы хорошо согласуются с результатами [30], где учитывались фазовые переходы в пограничном слое и на глубине более 300 км под континентальной плитой. При выборе начальных условий, близких к представленным в [5], расчетное положение верхнего уровня плавления и средних величин степени плавления (при аналогичной аппроксимации области $T_{\text{sol}}—T_{\text{liq}}$) хорошо согласуются со значениями, полученными в [5].

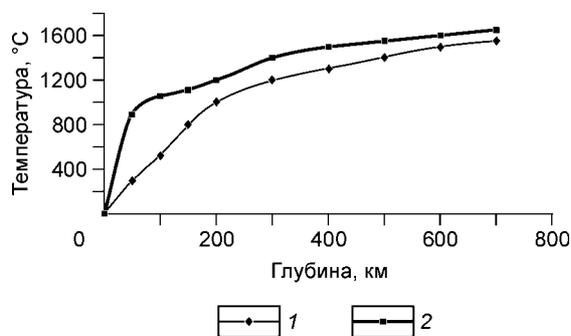


Рис. 1. Два основных типа начального распределения температуры на боковых границах системы.

Верхняя мантия: 1 — холодная, 2 — разогретая.

Параметры горячей точки и начальная температура верхней мантии. По существующим представлениям [5], радиус мантийной горячей точки под Гавайским хребтом порядка 50—100 км, размеры области плавления, если учитывать ее проекцию на контуры лавовых щитов и сопряженных вулканических подводных гор или их цепочек в окрестностях хребта [1], от

150 до 500—650 км. С учетом размера термального свода до границы Гавайского поднятия, ширина зоны растекания горячего вещества плюма может быть порядка 1000 км. О температуре горячей точки на границе верхней и нижней мантии согласованной точки зрения, по-видимому, нет. Так, в [5] на глубине 500 км принималась температура 1500 °С. Согласно диаграмме состояния [26], перовскитовый барьер сохраняется до температур порядка 2400 °С. Поэтому в настоящей работе максимальная температура горячей точки принималась 2330 °С. Начальное распределение температуры в верхней мантии задавалось из условия отсутствия астенолинз вблизи возникающей магматической системы и соответствовало распределениям температуры, возникающим внутри и по границам конвективных ячеек в верхней мантии [31—35]. По нашим оценкам [19, 36], температура в области перовскитового перехода может быть не более 1700 °С, тогда как выше распределение температуры определяется характером конвекции. В данном случае использовались начальные распределения температуры, приведенные на рис. 1. На боковых границах задавалось распределение температуры, идентичноеначальному. Температура горячей точки принималась $T_h = 1750—2330$ °С. Размер горячей точки составлял ~100—120 км.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Развитие мантийного плюма над горячей точкой и динамика декомпрессионного плавления с точки зрения типа аппроксимации области температур $T_{liq}—T_{sol}$. Под Гавайским хребтом основная часть гипоцентров землетрясений располагается на глубинах менее 60 км, отдельные случаи их появления зафиксированы на глубинах порядка 100 км [1, 37]. Состав ксенолитов наиболее глубинных мантийных пород по базе данных GEOROC указывает на примерно такой же диапазон глубин их захвата. Следовательно, в таком диапазоне глубин располагается над астенолизой переходная область, где прогнозируется взаимодействие первичных выплавок с породами литосферы при интродуировании базитовых жидкостей из областей их сегрегирования [38, 39]. По геохимическим данным [39], состав базитовых выплавок под гавайскими вулканами в области их питания соответствует степени частичного плавления ~15—17 об. %.

Согласно [1], в магматической системе Гавайского хребта со временем существенно меняются масштабы плавления мантийных пород и скорости роста щитовых вулканов при сохранении сходной последовательности их формирования и состава выплавок. По-видимому, это свойство связано с характерной особенностью эволюции астенолинз, формирующихся над горячей точкой. При выявлении этой

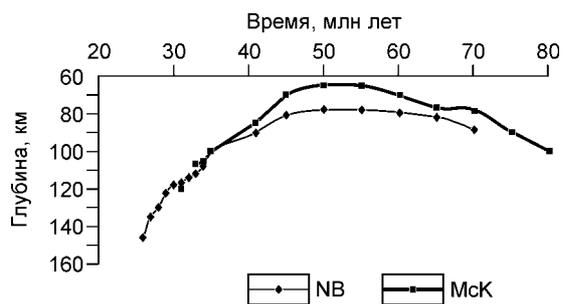


Рис. 2. Эволюция верхней границы области плавления за время существования астеносферы постоянной вязкости [5].

McK — аппроксимация МакКензи [5]; NB — аппроксимация Нью и Батиза [41].

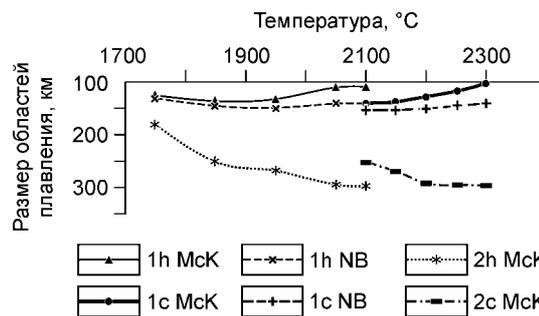


Рис. 3. Максимальный размер области плавления по оси восходящих потоков (1c McK, 1h McK, 1c NB, 1h NB — верхние границы, 2c McK и 2h McK — нижние границы) для разогретой (1h, 2h) и холодной (1c, 2c) верхней мантии.

McK и NB — аналогично рис. 2.

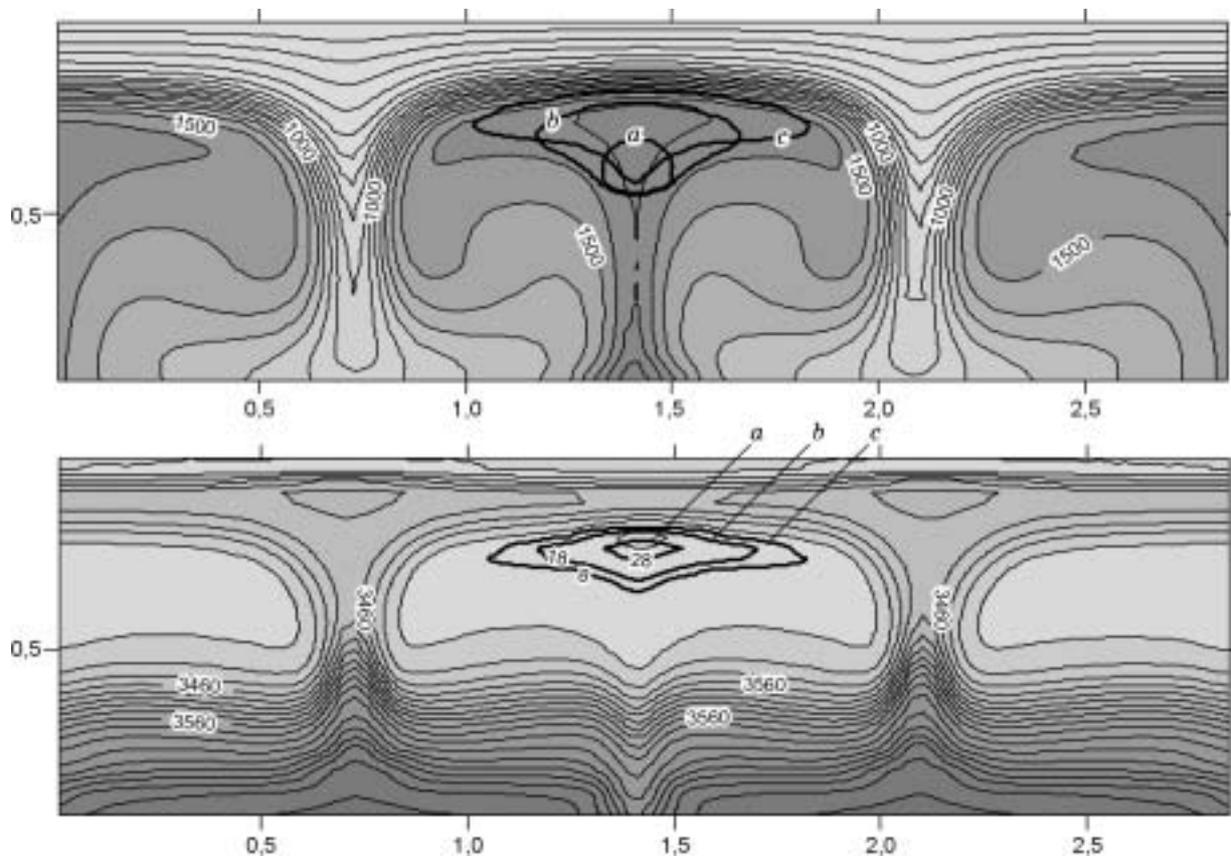


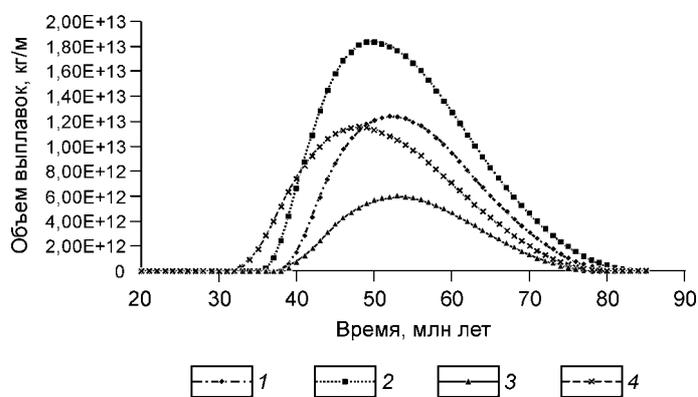
Рис. 4. Размеры и положение астенولينзы (отмечена жирными линиями) в различные моменты эволюции магматической системы над горячей точкой:

a — через 39 млн лет, *b* — через 45 млн лет, *c* — через 60 млн лет после появления горячей точки. Изолинии распределения температуры ($^{\circ}\text{C}$) соответствуют случаю (*c*).

особенности необходимо провести аппроксимацию области $T_{\text{liq}} - T_{\text{sol}}$ в зависимости от объемной доли жидкой фазы f_l для базовой диаграммы состояния. Известно несколько аппроксимаций, отличающихся по объему и качеству экспериментальной информации [5, 39, 40]. В петрогенетической литературе имеются различные области их применения, в том числе и Гавайская магматическая система. В расчетах в данной работе использовались аппроксимации из работ [5, 41]. Очевидно, что при близких начальных условиях оценки области плавления будут несколько расходиться в зависимости от принятой аппроксимации (рис. 2, 3). Ниже приводятся результаты расчетов по аппроксимации [41] для модели с вязкостью мантийных пород, зависящей от температуры. Как показывает анализ, эта аппроксимация формально позволяет получать более детальную картину строения области плавления для гранатовой фации лерцолитов в широком диапазоне параметров, соответствующих эволюционирующей астеносфере, а также исследовать процесс плавления практически для всех типов мантийных субстратов, которые предполагаются в качестве компонентов смесей, ответственных за геохимические характеристики базитовых магм океанических внутриплитных магматических систем [27].

Рис. 5. Изменение объема выплавки со временем для:

разогретой верхней мантии с температурой горячего пятна $T_h = 2100\text{ }^{\circ}\text{C}$ (1) и $2200\text{ }^{\circ}\text{C}$ (2); холодной верхней мантии с $T_h = 2100\text{ }^{\circ}\text{C}$ (3) и $2200\text{ }^{\circ}\text{C}$ (4).



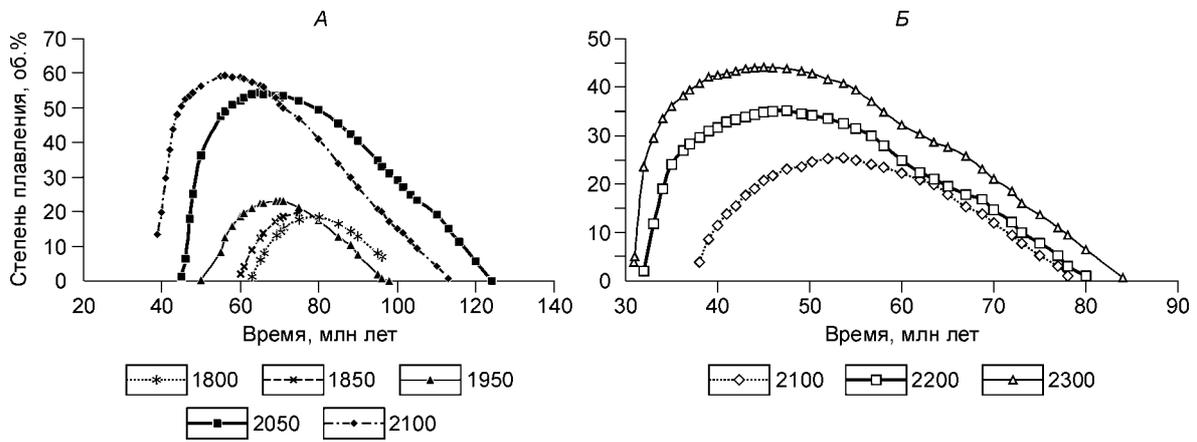


Рис. 6. Изменение максимальных степеней плавления в астенелинзах для верхней мантии:

А — разогретой для T_h от 1800 до 2100 °С; Б — холодной для T_h от 2100 до 2300 °С.

Вертикальный размер области плавления по оси восходящих потоков и вероятные глубины ее верхней границы. В эволюции астеносферы, формирующейся при декомпрессионном плавлении пород верхней мантии, имеется два этапа [19]: 1) возникновение астенелинз и подъем области максимального плавления с глубин 290—300 км до глубин 160—180 км от поверхности океанического дна за 10—12 млн лет; 2) медленная деградация астенелинз с максимальным плавлением на глубинах 150—170 км за 10—60 млн лет. В рассматриваемом случае максимальный вертикальный размер области плавления достигается к концу первого этапа эволюции и может составлять 140—150 км (см. рис. 3, 4). Минимальная толщина астенелинз, существующих геологически заметное время (2—3 млн лет), вероятно, ~20—30 км (см. рис. 4). В петрогенетических построениях при обсуждении природы базитовых выделок большое внимание уделяется оценкам глубин их образования [5, 38, 39, 42]. Ранее мы показали [19], что в океанической мантии при толщине земной коры 7—10 км верхний уровень зон плавления при ее конвекции не поднимается выше 60—70 км. Для Гавайской системы [5], в приближении постоянной вязкости, оценка верхней границы астеносферы составляет ~70 км, что неплохо согласуется с распределением частот землетрясений [1, 5, 37]. В рассматриваемой модели эта оценка воспроизводится при условии $T_h \geq 2200$ °С (см. рис. 3). При учете более реалистичной функции распределения вязкости, верхняя граница области плавления при $T_h < 2330$ °С располагается не ближе 100—110 км от поверхности морского дна.

Объемы выделок. Время существования областей декомпрессионного плавления в головной части плюмов по расчетам составляет от 20 до 50 млн лет для плюма в относительно холодной верхней мантии (температура горячей точки T_h составляет 2050—2330 °С). Для разогретой верхней мантии время существования плюмов, как и масштабы плавления, значительно больше, чем в случае холодной верхней мантии. Для каждого начального распределения температур в верхней мантии есть пороговое значение температуры T_h , выше которой объемы и темпы выделок резко возрастают по мере развития астеносферы. Соответственно увеличиваются и времена существования астеносферы (рис. 5).

Объемная доля жидкости в области максимального плавления. Объемная доля расплава в астенелинзах в зависимости от начальных и граничных условий может варьировать от 0,07—0,1 до 0,5—0,59, значительно меняясь со временем (рис. 6). Как указывалось выше, в эволюции астенелинз проявляется, как минимум, две стадии: стадия возникновения и подъема области максимального плавления за 10—12 млн лет; стадия медленной деградации астенелинзы за 10—60 млн лет. Качественные отличия в эволюции астеносферы

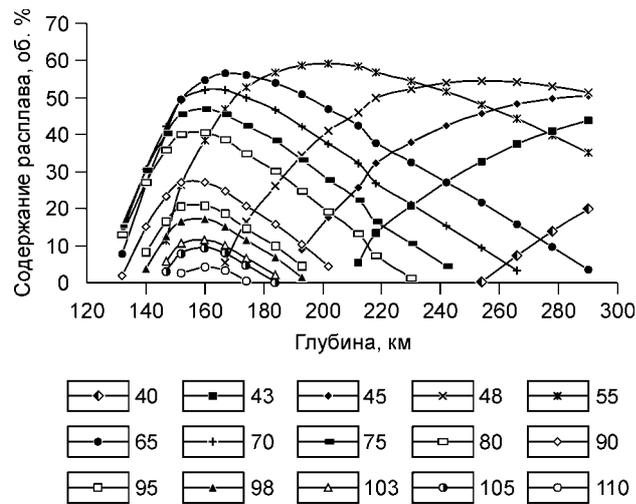


Рис. 7. Эволюция распределения степени плавления по глубине для $T_h = 2100$ °С.

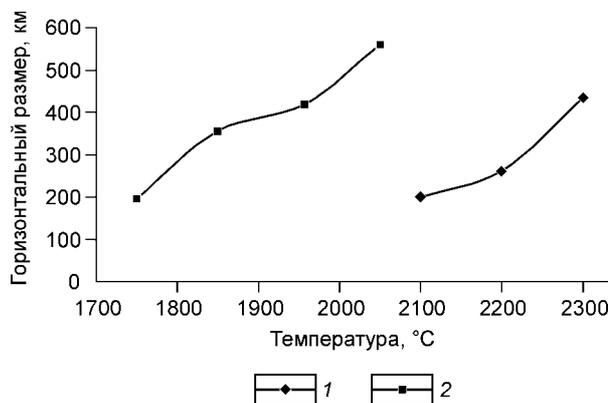
Время указано в млн лет.

Рис. 8. Изменение горизонтального размера астенولينз для различных T_h .

Верхняя мантия: 1 — разогретая, 2 — холодная.

можно ожидать при достижении степеней плавления $f_1 > 0,3$ [13, 14], когда возможно развитие сегрегации жидкой фракции. Это требует постановки и решения корректной задачи в рамках многоскоростной гидродинамики гетерофазных систем [36]. В рассматриваемой модели области максимального плавления не возникают выше глубин порядка 150—160 км от поверхности морского дна (см. рис. 6, 7).

Горизонтальные размеры астенولينз. Вариации горизонтальных размеров астенولينз в процессе их эволюции значительны. Начальная ширина области плавления порядка 50—60 км увеличивается по мере подъема ее верхней границы в 4—8 раз (см. рис. 4). Максимальные горизонтальные размеры области частичного плавления, полученные в численных экспериментах, показаны на рис. 8.



ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Существующая информация о географии вулканических провинций постверхнепалеозойского периода развития внутриплитного базитового магматизма Земли [2] не позволяет составить ясного представления о закономерности их распределения для отдельных геологических отрезков времени существования плит. Похоже, что тектонисты склоняются к точке зрения о случайном характере их появления [43]. Численное моделирование подъема разуплотненного вещества океанической верхней мантии над горячими точками на границе перовскитового перехода позволяет предполагать два наиболее вероятных сценария проявления декомпрессионного плавления в зависимости от того, над какой областью конвективных течений, существовавших в нижней мантии [32—35], плавление может проявиться в относительно разогретой или относительно холодной верхней мантии. Очевидно, что при двухуровневой конвекции разогретая верхняя мантия отвечает области восходящих течений, а холодная верхняя мантия — нисходящих; полагаем, что горячие точки могут появляться как под первой, так и под второй. Отметим наиболее характерные особенности эволюции астеносферы, связанной с горячими точками, которые могут быть полезными для палеопетрогенетических приложений.

Вероятность появления астенولينз в верхней мантии с разными типами распределения температуры существенно различна. Так, в случае разогретой мантии локальное увеличение температуры в области перовскитового перехода на 5—10 % вызывает формирование астеносферы. В случае холодной верхней мантии такое возмущение должно составлять ~30 %. При одинаковой температуре горячей точки время существования астеносферы, возникающей в разогретой и холодной верхней мантии, различается, примерно, в два раза, а объемы выплавки — на порядок (см. рис. 5). Это обстоятельство весьма существенно для палеогеодинамических построений. Обратимся к обсуждению природы Гавайско-Императорского хребта. По оценкам [1], полное время его развития составляет 60—70 млн лет. Время существования астенولينз, связанных с горячими точками в холодной верхней мантии, значительно меньше указанной величины. Следовательно, уместно считать, что такая система связана с плавлением разогретой мантии при температуре горячей точки $\sim T_h = 1950\text{—}2100$ °C. В настоящее время эта система должна соответствовать достаточно глубокому уровню деградации астеносферы в сравнении с максимумом ее развития (см. рис. 4, 5). Но, согласно кривой роста объема извержений при образовании щитовых вулканов этого хребта, ситуация прямо противоположная — максимум скорости роста вулканов фиксируется через 60 млн лет после появления астенولينзы [1]. Без учета дополнительных условий эволюции магматических систем [10] разрешать такие противоречия в рамках принятой модели затруднительно. Так, неясно, как меняются со временем условия питания трещинных вулканов, которые определяются деформациями в литосфере (направление и скорость движения плиты, изменение толщины и т. п.), а также какова динамика напряжений в литосфере при внутриплитных деформациях, с которыми связано образование трансформных и иных разрывов земной коры, контролирующими специфические магматические системы [7—9].

Если учитывать возможные размеры области плавления, то логично предположение о разогретости верхней мантии — размеры магматической системы с учетом не только щитовых вулканов, образующих острова, но также и сопряженной с ними цепочки вулканов [1], свидетельствуют о том, что, если Гавайская

система действительно формировалась над плюмом, то астенолинза в максимуме ее развития имела горизонтальные размеры не менее 500 км (см. рис. 7).

Насколько общими для палеогеодинамических приложений можно считать полученные результаты, учитывая, что популярной является точка зрения о более глубокой, чем граница верхней и нижней мантии, области зарождения горячих пятен [43]. Предложенное приближение вполне адекватно случаю температуры нижнемантийного плюмового вещества, когда при подходе к уровню порядка 700—750 км его температура, в том числе и в области перовскитового перехода, меньше 2400 °C (T_{liq}) — на этой границе будет реализован рассматриваемый нами переход, и, формально, развитие плюма с декомпрессионной астенолинзой совпадает с изложенным выше [44]. При этом полученные размеры астенолинзы и параметры плюма верхней мантии соответствуют расчетам, полученным в настоящей работе. Отметим, что общеглобальные постановки задачи развития плюма в рамках подходов [31—35, 44], учитывая масштабные ограничения при численных расчетах, достаточно сложны для получения точных значений положения верхней границы области плавления, степени частичного плавления в ней и иных параметров астенолинз, существенных для петрогенетических приложений. Следовательно, полученные параметры магматической системы в изложенном варианте ее описания как одного из элементов общеглобальной задачи описания конвекции в мантии Земли представляются достаточно оптимальными и более детальными, чем при расчетах конвекции во всей мантии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проявление декомпрессионного плавления в восходящих потоках разуплотненного верхнемантийного вещества над горячими точками существенно различается для разных типов верхней мантии как по времени существования астеносферы, так и по типу их динамики и масштабам частичного плавления: 1) время существования области частичного плавления изменяется от 15—20 до 90 млн лет; 2) максимальная степень частичного плавления может различаться в 5—10 раз (от 5—7 до 50—60 об.%) при сходных значениях T_p ; 3) горизонтальные размеры могут меняться от 150—200 до 400—500 км.

Глубины плавления, толщина астенолинз и положение верхней границы солидуса значительно меняются со временем в зависимости от задаваемых условий. По полученным данным, предельные глубины составляют ~100 км от поверхности морского дна. Таким образом, обсуждение петрологами [38, 39] природы „толеитового парадокса“ в плюмовых магматических системах, по-видимому, не лишено оснований. Похоже, что в геологическом прошлом трудно ожидать существования каких-то стандартных типов (по составу выплавки или масштабам проявления) магматических систем, связанных с горячими точками. Без учета начальных условий в верхней мантии о динамике горячих пятен приходится судить по геохимическим характеристикам выплавки, а не по размеру и значению температуры горячих пятен.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 01-05-65380, 01-05-64721, 04-05-64107), Президиума СО РАН (интеграционный проект № 106) и Министерства науки РФ (государственный контракт от 01.02.2002 №43.043.1.1.1601 по теме: „Компьютерные модели процессов, протекающих в недрах Земли“).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Volcanism in Hawaii**. V. 1, 2. US Geol. Surv. Profes. Pap. 1350, Washington, 1987, 1667 p.
2. **Large igneous provinces (continental, oceanic, and planetary flood volcanism)**. Geophysical monograph 100 / Ed. R.W. Decker, T.L. Wright, P.H. Stauffer. American Geophysical Union, 1997, 450 p.
3. **Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др.** Геология и геодинамика позднего кайнозоя. Новосибирск, Наука, 2000, 282 с.
4. **Turcotte D.L., Schubert G.** Geodynamics. Amsterdam-London-New York, John Wiley & Sons, 1982, 731 p.
5. **Watson S., McKenzie D.** Melt generation by plumes: a study of Hawaiian volcanism // *J. Petrol.*, 1990, v. 12, pt. 3, p. 501—537.
6. **Ribe N.M., Christensen U.R.** The dynamical origin of Hawaiian volcanism // *EPSL*, 1999, v. 171, p. 517—531.
7. **Hieronymus C.F., Bercovici D.** Non-hotspot formation of volcanic chains: control of tectonic and flexural stresses on magma transport // *Earth, Plan. Sci. Lett.*, 2000, v. 181, p. 539—554.
8. **Anderson D.L.** The thermal state of the upper mantle: no role for mantle plumes // *Geophys. Res. Lett.*, 2000, v. 27, p. 3623—3626.
9. **Raddick M.J., Parmentier E.M., Scheirer D.S.** Buoyant decompression melting: a possible mechanism for intraplate volcanism // *J. Geophys. Res.*, 2002, v. 107, № B10, EVC 7-1, p. 7—14.
10. **Clague D.A., Dixon J.E.** Extrinsic controls on the evolution of Hawaiian ocean island volcanoes // *Geochem. Geophys. Geosys.*, 2000, v. 1, Paper number 1999 GC000023.

11. **Herzberg C., Zhang J.** Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1: Compositions of magmas in the upper mantle and transition zone // *J. Geophys. Res.*, 1996, v. 101, p. 8271—8295.
12. **Magmatism in the Ocean Basins** / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. London, Geol. Soc. Spec. Publ., 1989, 400 p.
13. **Sparcs D.W., Parmentier E.M.** The structure of three-dimensional convection beneath oceanic spreading centres // *Geophys. J. Int.*, 1993, v. 112, p. 81—91.
14. **Dumoulin C., Doin M-P., Fleitout L.** Heat transport in stagnant lid convection with temperature- and pressure-dependent Newtonian or non-Newtonian rheology // *J. Geophys. Res.*, 1999, v.104, p. 12759—12777.
15. **Barnouin-Jha K., Parmentier E.M., Sparks D.W.** Bouyant mantle upwelling and crustal production at oceanic spreading centers: on-axis segmentation and off-axis melting // *J. Geophys. Res.*, 1997, v. 102, p. 11979—11989.
16. **Mandlik A., Christensen U.P.** Effect of mantle depletion buoyancy on plume flow and melting beneath a stationary plate // *J. Geophys. Res.*, 1997, v. 102, p. 5019—5028.
17. **Phipps Morgan J.** The generation of a compositional lithosphere by mid-ocean ridge melting and its effect on subsequent off-axis hot spot swell upwelling and melting // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1997, v. 146, p. 213—232.
18. **Ita G., Gable C.W.** Interaction of mantle plumes and migrating mid-ocean ridges: implications for the Galapagos plume-ridge system // *J. Geophys. Res.*, 1997, v. 102, p. 15403—15417.
19. **Переpečко Ю.В., Шарапов В.Н.** Динамика плавления в океанической верхней мантии // *Геология и геофизика*, 2001, т. 42, № 8, с. 1237—1248.
20. **Сурков Н.В.** Экспериментальное исследование устойчивости и плавления дивариантных ассоциаций в форстерит нормативной части системы $\text{CaO—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ в связи с петрологией верхней мантии // *Материалы по генетической и экспериментальной минералогии*, Т. 11. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1995, с. 27—43 (Тр. ОИГГМ СО РАН, вып. 832).
21. **Ringwood A.E.** Phase transformations and differentiation in subducted lithosphere: implications for mantle dynamics, basalt petrogenesis, and crustal evolution // *J. Geol.*, 1982, v. 90, p. 611—643.
22. **Bina C.R., Helfrich G.** Phase transition, Clapeyron slopes and transition zone discontinuity topography // *J. Geophys. Res.*, 1994, v. 99, p. 15853—15860.
23. **Funamori N., Takehiko Y., Utsumi W. et al.** Thermoelastic properties of MgSiO_3 perovskite determined by in situ X-ray observations up to 30 GPa and 2000 K // *J. Geophys. Res.*, 1996, v. 101, p. 8257—8269.
24. **Saxena S.K.** Earth mineralogical model: Gibbs free energy minimization in the system MgO—FeO—SiO_2 // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1996, v. 60, p. 2379—2395.
25. **Mineral Physics and Crystallography: A Handbook of Physical Constants** / Ed. T.J. Ahrens: AGU Ref. Shelf 2, Washington, 1995, 332 p.
26. **Rock Physics and Phase Relations: A Handbook of Physical Constants** / Ed. T.J. Ahrens: AGU Ref. Shelf 3, Washington, 1995, 205 p.
27. **DePaolo D.J., Bryce J.G., Dodson A. et al.** Isotope evolution of Mauna Loa and Chemical structure of the Hawaiian plume // *Geochem. Geophys. Geosys.*, 2001, v. 2, Paper number 2000 GC000139.
28. **Patankar S.** Numerical Heat Transfer and Fluid Flow. New York, Hemisphere Publishing Corporation, 1980, 151 p.
29. **Perepečko L.N.** Investigation of heat mass transfer processes in the boundary layer with injection // *Archives of Thermodynamics*, 2000, v. 21, № 3—4, p. 41—54.
30. **De Smet J.H.** Evolution of the continental upper mantle: numerical modelling of thermo-chemical convection including partial melting // *Geologica Ultraiectina*, № 172, Univer. Utrecht, 1999, 137 p.
31. **Трубицын В.П., Рыков В.В.** Трехмерные сферические модели мантийной конвекции, дрейфа континентов, образования и распада суперконтинентов // *Российский журнал о Земле*, 1998. <http://eos.wdeb.rssi.ru/rjes/rje98005.htm>
32. **Ita J., King S.D.** Sensitivity convection with an endothermic phase change to the form of governing equations, initial conditions, boundary conditions, and equation of state // *J. Geophys. Res.*, 1994, v. 99, p.15919—15938.
33. **Bunge H-P., Richards M.A., Baumgardner J.R.** A sensitivity study of three-dimensional spherical mantle convection at 10^8 Rayleigh number: Effects of depth-dependent viscosity, heating, and an endothermic phase change // *J. Geophys. Res.*, 1997, v. 102, p. 11991—12007.
34. **Steinbach V., Yuen D.A.** The influences of surface temperature on upwellings in planetary convection with phase transitions // *EPSL*, 1998, v. 162, p. 15—25.
35. **Brunet D., Yuen D.A.** Mantle plumes pinched in the transition zone // *EPSL*, 2000, v. 178, p. 13—27.
36. **Шарапов В.Н., Акимцев В.А., Доровский В.Н. и др.** Динамика развития рудно-магматических систем зон спрединга. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1999, 405 с.

37. **Шарапов В.Н., Котляр П.Е., Милова Л.В.** О структурно-динамических характеристиках современной магматической системы о. Гавайи // Геология и геофизика, 1996, т. 37, № 9, с. 102—117.
38. **Wagner T.P., Grove T.L.** Melt/harzburgite reaction in the petrogenesis of tholeiitic magma from Kilauea volcano, Hawaii // Contr. Miner. Petrol., 1998, v. 131, p. 1—12.
39. **Eggs S.M.** Petrogenesis of Hawaiian tholeiites. 1. Phase equilibria constrains // Contr. Miner. Petrol., 1992, v. 110, p. 387—397.
40. **Kinzler R.J.** Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: application to mid-ocean ridge basalt petrogenesis // J. Geophys. Res., 1997, v. 102, p. 853—874.
41. **Niu Y., Batiza R.** An empirical method for calculation produced mid-ocean ridge: application for axis and off-axis (seamount) melting // J. Geophys. Res., 1991, v. 96, p. 21753—21777.
42. **DePaolo D.J., Stolper E.M.** Models of Hawaiian volcano growth and plume structure: implications of results from the Hawaii Scientific Drilling Project // J. Geophys. Res., 1996, v. 101, p. 11643—11654.
43. **Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994, 299 с.
44. **Farnetani C.G., Legras B., Tackey P.J.** Mixing and deformation in mantle plumes // EPSL, 2002, v. 196, p. 1—15.

*Рекомендована к печати 18 июня 2004 г.
Г.В. Поляковым*

*Поступила в редакцию
16 января 2004 г.*