

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ ТЕРМОХИМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ПЛЮМОВ

Н.Л. Добрецов

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

На основе обзора данных по мантийным плюмам, показывающего эволюцию взглядов, формулируются основные семь вопросов, которые должны быть решены на основе модели и геолого-геохимических данных.

Излагаются основные черты термохимической модели плюма, включая рассчитанные основные параметры термохимических плюмов, зависимость мощности плюма от концентрации воды в плюмовом расплаве при разной доле расплава и коэффициентах диффузии и взаимозависимость перепада температур в подошве плюма и коэффициентов диффузии (чисел Льюиса).

Полученные параметры плюма сопоставлены с модельными объектами — Гавайским и Восточно-Африканскими плюмами, сибирскими и эмейшанскими траппами и некоторыми другими. На примере Гавайского плюма подтверждается следующее: его зарождение в слое D_2 нижней мантии (по особенностям движения океанической плиты и по изотопам He, Os, Sr); диаметр канала плюма около 100 км; вращение канала плюма с периодом около 2 млн лет и смещение канала на 1—2 диаметра; мощность плюма около $3 \cdot 10^8$ кВт, варьирующая с периодом около 15 млн лет. Сложные процессы взаимодействия расплава плюма с веществом ядра, слоя С и астеносферы в верхней мантии реконструируются только по изотопным данным и особенностям состава раннего оливина.

Для крупных базальтоидных провинций типа сибирских, эмейшанских траппов, плато Онтонг-Джава модель плюма развита на основе детализации взаимодействия головы плюма с литосферой. Варианты взаимодействия плюма с литосферой фиксируются по разному взаимоотношению осадконакопления и магматизма, разным формам проявления рифтогенеза, ассоциирующим породам и вариациям изотопов Sr и Nd при сходстве возраста и этапов эволюции в Тунгусской синеклизе и Западной Сибири.

Термохимический плюм, тепло- и массообмен, тепловая мощность, Гавайский и Восточно-Африканские плюмы, сибирские и эмейшанские траппы.

GEOLOGICAL IMPLICATIONS OF THE THERMOCHEMICAL PLUME MODEL

N.L. Dobretsov

The paper reviews available mantle plume models and formulates seven questions, which can be solved by using geological and geochemical data in the frame of the thermochemical plume model.

The main features of thermochemical plumes, including calculated plume parameters, are presented. It has been estimated how the power of a plume depends on water concentration in melt at variable melt portions and diffusion coefficients (Lewis numbers). The correlation between the latter and the temperature drops at the base of a plume has been shown.

The obtained plume parameters are compared with model plume localities, such as the Hawaiian and East African plumes, Siberian and Emeishan flood basalts, etc. Based on the oceanic plate movement pattern and He, Os, and Sr isotope data, the Hawaiian plume was proved to be generated within the D_2 lower mantle layer; the diameter of the plume channel is about 100 km, the plume channel rotated and migrated to 100–200 km every 2 Ma; the plume power is about $3 \cdot 10^8$ kW, changing each 15 Ma. The reconstruction of complex core material/plume melts and Layer C/asthenosphere interactions is possible only by isotopic data and primary olivine composition.

The plume model was applied to large igneous provinces (Siberian, Emeishan, and Ontong Java LIP's) using detailed mechanisms of plume head interaction with the lithosphere. Taking into account the similar age and evolution of the Tunguska syncline (Siberian LIP) and West Siberia, the plume-lithosphere interactions are deduced from the relationships between sedimentary and magmatic units, different modes of rifting, and variations of Sr and Nd isotopes.

Thermochemical plume, heat and mass exchange, Hawaiian and East African plumes, Siberian and Emeishan flood basalts

ВВЕДЕНИЕ

В ряде обзоров, посвященных мантийным плюмам [Anderson, 1998; Courtillot et al., 2003; De Paolo, Manga, 2003; Ernst et al., 2005; Иванов, 2006] содержится критика мантийной плюмовой гипотезы. Как справедливо отмечено А.В. Ивановым [2006], „с ростом популярности плюмовой гипотезы усиливались противоречия и несогласованность между первоначальной идеей и быстро накапливающимися фактами,.. Одна из таких несогласованностей очевидна: не любой внутриплитный магматизм можно относить к проявлениям плюмов. Особенно это относится к слабощелочному базальтоидному или бимодальному вулканизму (см. также [De Paolo, Manga, 2003; Ernst et al., 2005]). В отношении кимберлитового щелочно-ультраосновного и щелочно-базальтоидного магматизма сомнения практически отсутствуют. Более того, минеральные включения в алмазах из кимберлитов позволяют реконструировать условия не только в верхней, но и нижней мантии [Haggerty, 1994, Соболев и др., 1984; Sobolev et al., 2004]. Недаром они были названы „геодинамическим алмазным окном до земного ядра“ [Haggerty, 1994], Главная интрига, в той или иной мере, продолжает оставаться в отношении больших базальтоидных провинций (LIP) типа траппов и платобазальтов на континентах и в океанах [Coffin, Eldholm, 1994; Добрецов и др., 2005]. Справедливости ради следует сказать, что растет и общее число публикаций о плюмах, и число критических статей, но доля критических статей (10—20 %) меняется мало [Иванов, 2006].

Другой причиной, вызывающей критику [Anderson, 1998; Courtillot et al., 2003; Foulger, Natland, 2003; Montelli et al., 2004], является слабая разработанность теории мантийных плюмов. Встречаются прямо противоположные утверждения. Поэтому полезно дать краткий исторический обзор первоначальной идеи о плюмах [Wilson, 1965] до термохимической модели плюмов [Dobretsov et al., 1998, 2008].

Впервые гипотезу „горячих точек“ предложил Дж. Вильсон [Wilson, 1965]: под асейсмичными хребтами океанов (такими, как Гавайский) располагаются „горячие точки“ мантии, которые „прожигают“ движущуюся литосферную плиту, формируя линейные цепи вулканов подобно Гавайско-Императорской цепи в Тихом океане. Позже Дж. Морган [Morgan, 1971] предположил, что „горячие точки“ представляют собой локализованные восходящие мантийные струи, или мантийные плюмы. Пространственно-временная стабильность мантийных плюмов относительно движущихся плит, выраженная правильными линейными цепями вулканов с последовательным их омоложением, позволило Дж. Моргану предположить, что плюмы поднимаются из нижней мантии, ниже интенсивно конвектирующей астеносферы. Зарождение плюмов возможно только на термальных пограничных слоях; таким слоем мог быть слой D_2 на границе нижней мантии и ядра. Дж. Морган выделил примерно 20 мантийных плюмов (Гавайи, Исландия, Тристан-да-Кунья, о. Рождества, Йеллоустоун и др.), но считал их частью общемантийной конвекции и движущей силой тектоники плит, тем более что большая часть выделенных им плюмов располагались на оси срединно-океанических хребтов.

Эти идеи были быстро подхвачены, росло и количество „горячих точек“, связанных с мантийными плюмами, очень часто без достаточных оснований, что позволяло обвинять их авторов в фантазиях. К 1977 г. число плюмов превысило несколько сотен и с долей юмора отмечалось, что к 2000 г. это число может достигнуть 1 млн [Holden, Vogt, 1977]. В 1999 г. в одной из статей [Malamud, Turcotte, 1999] предполагалось 5200 одновременно действующих плюмов разного ранга, но в большинстве обзоров приводятся не более 50—100 активно проявленных на поверхности Земли мантийных плюмов [Morgan et al., 1995; Dobretsov, Kiryashkin, 1998; Pirajno, 2000; Добрецов и др., 2001], т. е. на два порядка меньше.

В 1980-х гг. произошли знаменательные изменения в гипотезе мантийных плюмов: во-первых, было показано, что мантийные плюмы и формируемые ими „горячие поля“ независимы от движения плит и, судя по изотопным и другим геохимическим данным, действительно образуются на границе ядро—мантия [Зоненшайн, Кузьмин, 1983, 1993а,б]. Во-вторых, начались экспериментальные работы и численное моделирование для доказательства природы мантийных плюмов. В ранних экспериментах [Whitehead, Luther, 1985; Olson, Singer, 1985] плюмы моделировались инъекцией малоплотных и маловязких флюидов в более плотные жидкости. На основе этих работ была предложена типовая модель структуры плюма „head-and-tail“, где большая „голова“ плюма поддерживается тонким вертикальным проводником [Griffiths, Campbell, 1990; Farnetani, Richards, 1994]. Эта модель выглядит искусственной и не может быть использована при рассмотрении мантийных плюмов.

Позже было начато прямое физическое моделирование термальных плюмов с локальными электрическими нагревателями. В качестве проплавляемой среды использовался густой кукурузный сироп [Coullette, Loper, 1995] или парафин [Добрецов и др., 1993; Кирдяшкин, Гладков, 1994], но чисто термальные плюмы маловероятны, поэтому последнее время развивается модель термохимического плюма [Добрецов и др., 2003, 2005, 2006; Mc Namara, Zhong, 2004; Кирдяшкин и др., 2004, 2008; Lin, Van Keken, 2005, 2006].

Численное моделирование термохимических плюмов [Mc Namara, Zhong, 2004; Lin, Van Keken, 2005, 2006] исходит из того, что в нижней части нижней мантии (в слое D_2 или вблизи него) формируется плотный и вязкий слой. Возможно, он формировался в результате ранней(?) общемантийной конвекции и накопления в низах мантии реститов после выплавления и удаления расплавов из субдуцированной

плиты. Эта идея восходит к более ранним работам [Christensen, Hoffman, 1994; Van der Hilst et al., 1997]. Этот слой между мантией и жидким ядром неустойчив, но локальные струи из него возникают только при очень большом перепаде температур (около 750 К между границей с ядром и мантией выше плотного слоя). Дальнейшее усложнение модели учитывает постперовскитовый фазовый переход и вышеописанную термохимическую структуру [Nakagawa, Tackley, 2005]. Эта модель нереалистична из-за требуемого перепада температур и не подтверждена физическими экспериментами.

Единственная на сегодняшний день модель термохимического плюма, основанная и на физическом эксперименте, и на численном моделировании и подтвержденная в основном геологическими данными, — наша модель термохимического плюма [Добрецов и др., 2003, 2005, 2006], кратко описанная ниже.

Прежде чем переходить к характеристике этой модели, важно сформулировать основные постулаты и следствия, которые следует проверить при сопоставлении модели и геологических данных:

- глубина и механизм зарождения плюмов;
- скорость и время подъема плюмов;
- диаметр и форма плюма, ее возможная трансформация;
- формирование грибообразной „шляпы“ плюма — первичное или результат взаимодействия плюма с подошвой литосферы;
- плюмы и суперплюмы — слияние плюмов или возрастание мощности(?);
- многоэтажное взаимодействие плюма со слоем D_2 , нижней мантией D_1 , переходным слоем C , астеносферой B_1 , литосферой $B_2 + A$;
- периодичность мантийных плюмов и суперплюмов и возможные ее причины.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕРМОХИМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ПЛУМА

Термохимические плюмы являются важнейшими регуляторами термохимической машины Земли, формируются на границе ядро—мантия при наличии теплового потока из внешнего ядра и локального поступления химической добавки в слое D_2 , понижающей температуру плавления вещества нижней мантии [Добрецов и др., 2003, 2005, 2006; Кирдяшкин и др., 2004, 2008]. Такая модель близка к качественной модели, построенной в работах [Garnero, 2000, 2004; Brandon, Walker, 2005], где пограничный слой и зона плавления на границе ядро—мантия сопоставляются с зоной ультранизких сейсмических скоростей вблизи этой границы [Williams, Garnero, 1996].

Как видно из рис. 1, термохимические плюмы формируются при температуре $T_{\text{пх}}$ (плавления при химической добавке), промежуточном между T_1 на границе ядро—мантия и T_0 — средней температуры в нижней мантии. Снижение температуры $T_{\text{пх}}$ по сравнению с температурой сухого плавления $T_{\text{пс}}$ достигается за счет сложного состава плавящегося субстрата (ΔT_3 — эвтектоидное снижение) и химической добавки „летучего“ компонента с концентрацией C_2 :

$$T_{\text{пх}} = T_{\text{пс}} - \Delta T_3 - KC_2, \quad (1)$$

где K — коэффициент ($^{\circ}\text{C}/\%$) снижения температуры от летучего компонента (в дальнейшем игнорируем ΔT_3 , приравнивая $\Delta T_3 = 0$ и $T_{\text{пх}} = T_{\text{пс}} - KC_2$). Предполагаемый источник добавки, понижающей температуру плавления — реакция железосодержащих минералов нижней мантии (перовскита, постперовскита, магнезиевюстита) с водородом и(или) метаном, выделяющихся на оси вращающихся струй из внешнего ядра [Добрецов и др., 2003, 2005]. В процессе выплавления тепло, поступающее с подошвы плюма при температуре T_1 , расходуется на локальный нагрев слоя D_2 , на само плавление и отвод тепла в окружающую мантию. Скорость плавления термохимического плюма зависит от $\Delta T_0 = T_{\text{пх}} - T_0$, $\Delta T_1 = T_1 - T_{\text{пх}}$ (косвенно от $\Delta T_2 = T_{\text{пс}} - T_1$) и от параметров, контролирующих поступление химической добавки, прежде всего от коэффициента диффузии (D) и концентрации химической добавки на подошве плюма C_1 , на границе раздела расплав—твердая мантия (граница плюма) C_2 и на кровле плюма C_r .

Для оценки количества тепла, отдаваемого от границы плавления в твердый массив, и оценки

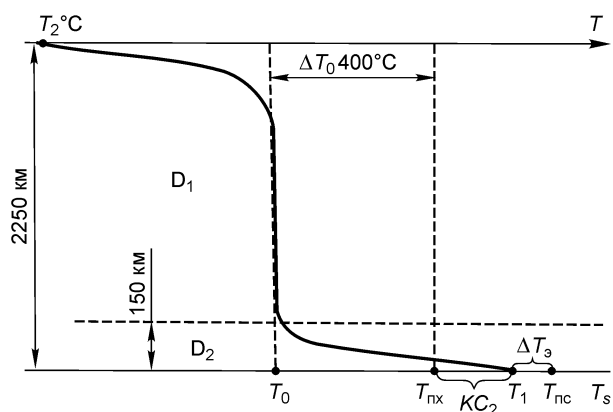


Рис. 1. Температурные условия формирования термохимического плюма.

Показаны масштабы перепада температур $\Delta T_0 = T_{\text{пх}} - T_0$ ~ 400 $^{\circ}\text{C}$, толщины слоев D_1 и D_2 в нижней мантии.

массового потока добавки, отведенного диффузией от боковой цилиндрической поверхности плюма диаметром d_x (на высоте x), принимаются аналогичные соотношения [Кирдяшкин и др., 2004]:

$$\text{Nu} = \frac{q_x d_x}{\Delta T_0 \lambda_{\text{ТВ}}} = 0.5, \quad (2)$$

$$\text{Nu}_c = \frac{\alpha_c d_x}{D_0} = 0.5, \quad (3)$$

где Nu — критерий Нуссельта для теплообмена, Nu_c — аналогичный критерий для массообмена, q_x — теплоток на высоте x ; $\lambda_{\text{ТВ}}$ — теплопроводность мантии, $\Delta T_0 = T_{\text{пк}} - T_0$, α_c — коэффициент массообмена, $\alpha_c = m_x / \rho_0 \Delta C_0$, m_x — удельный массовый поток химической добавки (ρ_0) в окружающую мантию на высоте x , $\Delta C_0 = C_2 - C_0$, C_0 — концентрация добавки в окружающей мантии, D_0 — коэффициент диффузии добавки в окружающей мантии.

В хорошем приближении можно рассматривать концентрацию понижающей добавки в подошве как концентрацию $\text{SiO}_2 + \text{H}_2 + \text{H}_2\text{O}$ [Добрецов и др., 2001, 2003]. Но на кровле плюма и на границе с окружающей мантией можно учитывать только $\text{C}_{\text{H}_2\text{O}}$ как концентрацию компонента, максимально растворимого в расплаве и максимально понижающего температуру его плавления [Кирдяшкин и др., 2004]. В дальнейшем с допустимым приближением можно считать значения концентраций C_1 и C_2 , приводимые ниже и изменяющиеся от 1 до 5 %, как концентрации H_2O в расплаве плюма.

При начальных и граничных условиях и принятых допущениях был рассчитан тепло- и массообмен термохимического плюма при его подъеме от границы ядро—мантия и получены оценки характерных концентраций H_2O в расплаве C_1 , C_2 , C_r , перепады температур ΔT_1 и ΔT_0 , мощность плюма N (кВт), время t и скорость u (м/год) подъема (проплавления) плюма. Они приведены в табл. 1 для диаметров плюма 70 и 100 км при $C_1 = 3$ %, вязкости расплава в плюме $\nu = 2 \text{ м}^2/\text{с}$, $\Delta T = T_{\text{пк}} - T_0 = 420^\circ\text{C}$ и числе Льюиса в канале плюма $\text{Le} = a/D = 100 - 1000$ (в среднем 500), где a — температуропроводность.

Как видно из табл. 1, C_2 (на стенках канала плюма) снижается от 3 до 1.1—1.4 %, C_r (в кровле) до 2.1—2.2 %, достаточно $\Delta T_1 = 12 - 19^\circ\text{C}$, чтобы получить устойчивое проплавление плюма до поверхности со скоростью 1.1—0.6 м/год (что дает время проплавления 2.7—4.8 млн лет). Главный критерий стабильного проплавления и подъема плюма, чтобы

$$T_1 - T_{\text{пк}} = KC_2 - (T_{\text{пк}} - T_1) > 0, \quad (4)$$

или

$$KC_2 > T_{\text{пк}} - T_1. \quad (5)$$

Важный параметр — тепловая мощность плюма, который можно оценить по объему излившихся магм. Средний по времени удельный массовый поток излившихся магм определяется из соотношения:

$$\Delta G = N_2 \beta / c, \quad (6)$$

где N_2 — тепловая мощность, переданная из канала плюма в окружающую мантию, c — теплоемкость. Полная мощность плюма $N = N_1 + N_2$, где N_1 — мощность, соответствующая излившейся магме и равная ~5 % от N [Кирдяшкин и др., 2008]. Поэтому в первом приближении

$$N = \Delta G \cdot c / \beta. \quad (7)$$

В соотношении (7) [Добрецов и др., 2005а] удельный массовый поток излившихся магм определяется следующим образом: изливание магмы плюма происходит в результате теплового расширения мантийного вещества, нагреваемого вследствие теплообмена с каналом плюма. Объем излившихся пород оценивается по остаточному рельефу следа плюма, нижняя граница которого является нижним топографическим уровнем в окрестности следа плюма. Зная объем излившихся магм и время изливания, определяется ΔG .

Таблица 1. Параметры термохимического плюма, поднимающегося от границы ядро—мантия

d_s , км	C_2 , %	C_r , %	$\Delta T_1 = T_1 - T_{\text{пк}}$, °C	$\Delta T_0 = T_{\text{пк}} - T_0$, °C	N , кВт	t , млн лет	u , м/год
70	1.1	2.1	18.5	381	$3.5 \cdot 10^8$	2.7	1.1
100	1.4	2.2	12	371	$4.0 \cdot 10^8$	4.8	0.6

Примечание. Рассчитаны при $\Delta T_0 = T_{\text{пк}} - T_0 = 420^\circ\text{C}$, $C_1 = 3$ %, $\nu = 2 \text{ м}^2/\text{с}$ и числе Льюиса $\text{Le} = a/D = 100 - 1000$ (в среднем 400), где a — температуропроводность (теплодиффузия), D — коэффициент химической диффузии. Оценки диаметра плюма (d_s), мощности (N), времени (t) и скорость подъема (u) подтверждаются геологическими данными. Соотношение параметров Nu , C_1 , C_2 , C_r ; ΔT_1 , ΔT_0 и Le , ν — см. в тексте и на рис. 2, 3.

Оцененная таким образом мощность Гавайского и Исландского плюмов равна $3 \cdot 10^8$ и $3.8 \cdot 10^8$ кВт.

Дополнительно к табл. 1 другие особенности модели термохимического плюма иллюстрируются на рис. 2 и 3. Они рассчитаны для тепловой и гидродинамической структуры плюма, действующего после прорыва магмы на поверхность в предположении, что скорость плавления много больше скорости деформации стенок канала плюма и с учетом взаимодействия плюма с горизонтальным мантийным потоком [Кирдяшкин и др., 2008].

На рис. 2 показано соотношение мощности плюма и концентрации C_1 при разных числах Льюиса (Le) и переменной доле расплава Φ от 0.1 до 1.0. При мощности плюма $3 \cdot 10^8$, соответствующей Гавайскому плюму и средней доле расплава 0.5, требуемая концентрация C_1 меняется от $C_1 = 1.8$ при $Le = 100$ до $C_1 = 4.2$ при $Le = 1000$. При среднем значении $C_1 = 3\%$ и $\Phi = 0.5$ мощность плюма меняется от $2 \cdot 10^8$ при $Le = 1000$ до $7 \cdot 10^8$ при $Le = 100$. Таким образом, уменьшение числа Льюиса и возрастание коэффициента диффузии в 10 раз приводит к возрастанию мощности плюма в 3.5 раза.

При средней величине числа Льюиса $Le = 400\text{—}500$, коэффициенте диффузии H_2O в расплаве плюма $D = 2.5\text{—}2.0 \cdot 10^{-9}$ и стационарном диаметре плюма $d_s = 100$ км требуемый перепад температур $\Delta T_2 = T_{nc} - T_1 = 38 - 34$ °C (см. рис. 3). С уменьшением d_s до 70 км ΔT_2 уменьшается до 20 °C (при тех же значениях $C_1 = 3\%$, $v = 2$ м²/с, $\Delta T_0 = T_{пк} - T_0 = 420$ °C). При заданной $K \cdot C_2$ около 50, полученные величины ΔT_2 соответствуют $\Delta T_1 \leq 12 - 16$ °C (при $d_s = 100$ км) и $\Delta T_1 \leq 25 - 30$ °C (при $d_s = 70$ км). Это несколько меньше приведенных в табл. 1 значениях ΔT_1 . Но в любом случае при $D = 2\text{—}2.5 \cdot 10^{-9}$ достаточно небольшого перепада температуры (ΔT_1 и T_2 порядка 20—30°), чтобы получить требуемую мощность и скорость проплавления плюма около 1 м/год.

Вышеприведенные расчетные оценки подтверждаются экспериментальным моделированием термохимического плюма [Добрецов и др., 1993, 2001; Кирдяшкин и др., 2005, 2008]. В экспериментах показана динамика развития плюма при наличии химической добавки, моделируемой системой парафин—гексадекан. Диаметр плюма остается постоянным до выхода на поверхность. После прорыва плюма на поверхность структура канала плюма усложняется, появляется винтовое вращение канала с отклонением от вертикальной оси до $1\text{—}2 d_x$, канал по высоте разбивается на ячейки, длина которых составляет 3—4 диаметра канала. Формирование сложной структуры канала плюма связано с потерей устойчивости границы канала, обусловленное нестационарностью течения в канале плюма и нестационарным горизонтальным градиентом температуры в окружающей мантии. Коэффициент устойчивости K_a определяется как

$$K_a = N / \lambda_T \cdot \Delta T_1 H, \quad (8)$$

где N — мощность плюма, λ_T — теплопроводность твердой мантии вокруг плюма, H — высота канала. Экспериментально определено, что при $K_a \leq 1.57$ канал устойчивой цилиндрической формы; при

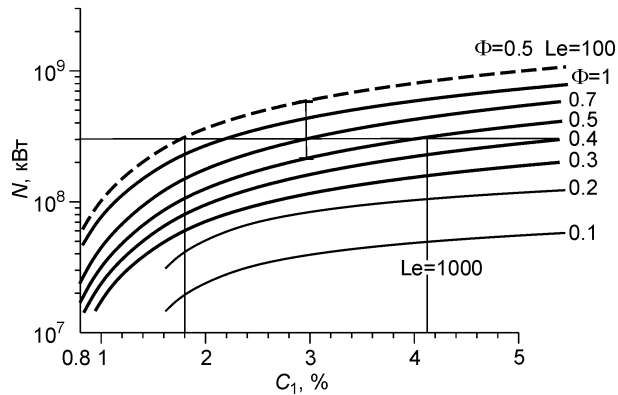


Рис. 2. Тепловая мощность источника плюма на границе ядро—мантия

в зависимости от концентрации химической добавки C_1 (в эквиваленте H_2O) на подошве плюма для диаметра $d_s = 100$ км, кинетической вязкости $\nu_1 = 2$ м²/с и различных значений доли расплава в канале плюма Φ от 0.1 до 1.0 при $Le = 1000$ и $\Phi = 0.5$, $Le = 100$ (штриховой линией). Показаны пределы концентрации C_1 при мощности плюма $3 \cdot 10^8$ кВт и вариации мощности плюма при $C_1 = 3\%$ [Кирдяшкин и др., 2008].

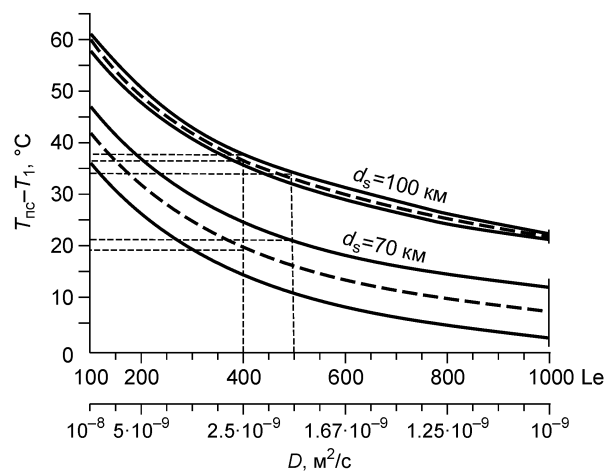


Рис. 3. Вариации $\Delta T_2 = T_{nc} - T_1$, °C при разных диаметрах источника плюма

в зависимости от его тепловой мощности $N = 3 \cdot 10^8$ или $4 \cdot 10^8$ кВт при $\nu_1 = 2$ м²/с и $C_1 = 3\%$ и переменном числе Льюиса (Le) или D , м²/с (коэффициенты диффузии H_2O в расплаве) [Добрецов и др., 2005a; Dobretsov et al., 2008].

$1.57 < K_a < 3.4$ возникает бегущая волна винтового характера, при $K_a > 3.4$ возникает грибообразная „голова“ и пережимы до $0.3—0.5 d_x$.

СРАВНЕНИЕ МОДЕЛИ С ГАВАЙСКИМ ПЛЮМОМ

Вышеприведенные оценки (см. табл. 1, рис. 2 и 3) в наибольшей мере применимы к Гавайскому плюму. Гавайские вулканы и Императорско-Гавайская цепь вулканов исследованы комплексно и детально, и в этом отношении также являются хорошим модельным объектом. Приведем некоторые основные параметры Гавайского плюма, сопоставимые с нашей моделью.

Современная оценка интенсивности излияния лав Гавайских вулканов $\Delta G = 7.6$ т/с, что соответствует мощности Гавайского плюма, как уже отмечалось, $3 \cdot 10^8$ кВт. По независимым данным [Davies, 1992; Van Ark, Lin, 2004], мощность плюма $3.0—3.2 \cdot 10^8$ кВт. Такая мощность достигается при диаметре плюма 100—140 км по оценкам [Zhong, Watts, 2002], основанным на скорости подъема о. Лапаи и топографии Гавайского поднятия. Реконструкция Гавайского плюма [Li et al., 2000; Kurz et al., 2004; Sobolev et al., 2005] соответствует диаметру по внешнему контуру 120 и 80 км в осевой части. Температура плюма на глубине 130—170 км в осевой части 1560—1600 °С, во внешнем контуре снижается до 1460 °С, что близко к нашим оценкам [Кирдяшкин и др., 2008].

Оценки вариаций удельного объема излияний в Гавайской цепи вулканов ΔV_r (и удельного массового потока ΔG) за последние 40 млн лет, сделанные в работе [Vogt, 1979], показывают две моды колебаний: 15—20 и 1.8—2 млн лет. С учетом остывания, главные максимумы с ΔG около 9 т/с наблюдались 0.5 млн лет назад (эпизод Гавайи), 13—14 млн лет назад (эпизод Гарднер) и, вероятно, около 40 млн лет назад. Эти эпизоды и периодичность около 15 млн лет отражают глобальную периодичность интенсивности плюмов, рассмотренную ниже. Периодичность около 2 млн лет, возможно, связана с вращением и отклонением плюма на 100—200 км, сопоставимым с диаметром плюма и наблюдаемым в узоре Гавайских островов [Добрецов и др., 2005; Сох, 1999].

Сейсмотомографические изображения Гавайского плюма приведены в работах [Ji, Nataf, 1998; Fukao et al., 2003; Zhao, 2004; Montelli et al., 2004]. Согласно [Ji, Nataf, 1998], Гавайский плюм формируется в слое D_2 у основания нижней мантии и поднимается в мантии практически вертикально. Сходное изображение получено в работе [Zhao, 2004], но близвертикальная аномалия видна только в меридиональном сечении с небольшими изгибами и расширениями на глубинах около 2000, 1000 км и в астеносфере (около 500 км и выше). Уширение тепловой и плотностной аномалии до 500—1000 км в поперечнике отражает не сам плюм диаметром около 100—140 км, а аномальное тепловое поле, формирующееся в результате взаимодействия плюма и набегающего мантийного потока [Кирдяшкин и др., 2008]. В работе [Fouch et al., 2001] исследована сейсмическая анизотропия нижней мантии на поперечных волнах, которая фиксирует максимальную анизотропию в слое D_2 под Гавайями и объясняется сильным горизонтальным (горизонтально-вихревым) потоком вблизи основания Гавайского плюма.

В породах океанических плюмов (Гавайском, Исландском, Реюньон, Самоа, Галапагос) очень часто обнаруживается высокое отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ [Anderson, 1998; Толстихин, 2002; Hilton, Porcelli, 2003; Class, Goldstein, 2005]. Наибольшие отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в Гавайях составляют $36 R_A$ [Hilton, Porcelli, 2003], в других плюмах до $65 R_A$ [Mukhopadhyay, 2007], в то время как в базальтах СОХ это отношение практически постоянно и равно $8 R_A$, где R_A — отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в воздухе. Высокое отношение изотопов гелия $^3\text{He}/^4\text{He}$ в плюмах, подобных Гавайскому, можно объяснить следующим образом [Кирдяшкин и др., 2008]. Определенное количество ^3He , вероятно, поступает в канал из слоя D_2 или из внешнего ядра [Porcelli, Holiday, 2001; Hilton, Porcelli, 2003]. Кроме того, Гавайский плюм взаимодействует с нижнемантийным конвективным потоком [Добрецов и др., 2005а; Кирдяшкин и др., 2008]. В области потока, набегающего на канал плюма, нижнемантийное вещество плавится, вероятно, увеличивая отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в расплаве плюма. В тыловой области, где поток выходит из канала плюма, вещество кристаллизуется, гелий остается в расплаве и оттесняется от фронта кристаллизации в канал плюма. Таким образом, за счет нижнемантийного потока может происходить дополнительная подпитка гелием плюма с увеличением отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ из-за высокого содержания ^3He в нижней мантии [Толстихин, 2002; Hilton, Porcelli, 2003]. В любом случае, изотопные отношения благородных газов (He, Ne, Xe) подтверждают существенное влияние нижнемантийного резервуара [Mukhopadhyay, 2007].

При этом возникает „гелиевой парадокс“ [Anderson, 1998; Иванов, 2006]. В океанических мантийных плюмах, подобных Гавайскому, при высоких отношениях $^3\text{He}/^4\text{He}$ абсолютные содержания He низкие. Это можно объяснить взаимодействием с астеносферным мантийным потоком, где содержание He низкое и он „отсасывается“ в астеносферный расплав, но отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ не успевает снизиться, оставаясь повышенным в среднем, хотя и очень изменчивым (подобно экспериментальному методу изотопного разбавления). Другое объяснение — кинетическое фракционирование при эруптивной дегазации магмы,

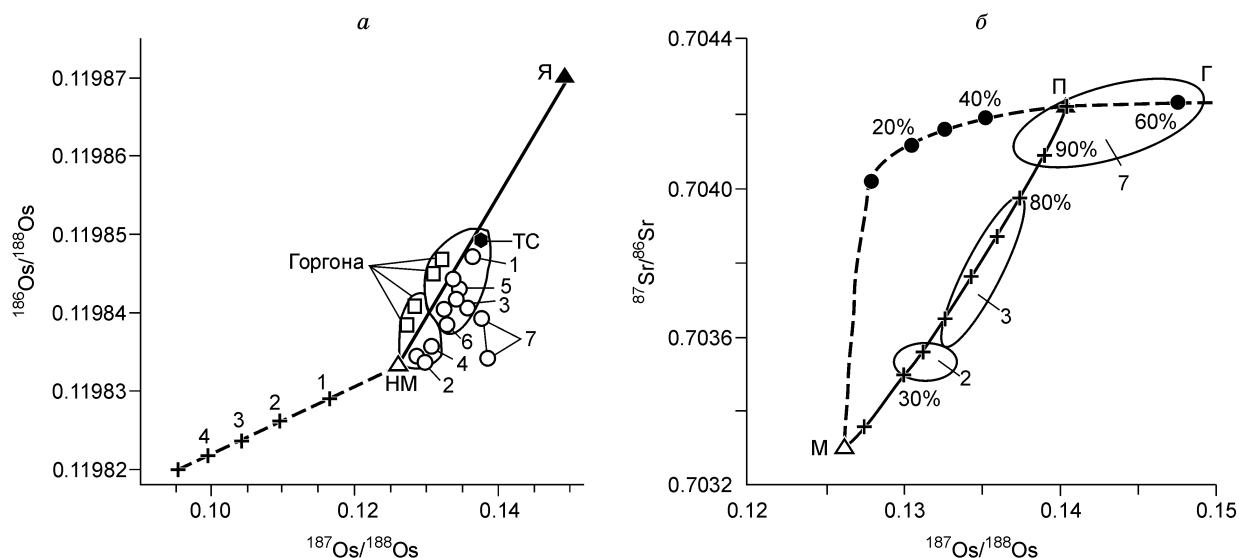


Рис. 4. Смещение в Гавайском плюме по изотопным данным.

а — соотношение изотопов $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (модифицировано и упрощено по данным [Brandon et al., 1999; 2003]). Сплошная линия — линия смешения вещества нижней мантии (НМ) и вещества внешнего ядра (Я), максимальное содержание которого достигается по изотопам Os в траппах Сибирского кратона (ТС). Цифры 1—7 — пробы из гавайских лав и соответствуют рис. 4, б, Горгона — пикриты и коматииты о. Горгона. Штриховая линия с крестиками и цифрами 1—4 — эволюция хондритового вещества через интервал 1 млрд лет.

б — соотношение изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (модифицировано и упрощено по данным [Benett et al., 1996; Sobolev et al., 2005]). Штриховая линия показывает смешение мантийного перидотитового вещества (М) и базальтового расплава (Г). Линия с крестиками представляет собой линию смешения М и расплава, отвечающего пироксениту П, полученного взаимодействием 50 % М и 50 % первичного расплава. Ареалы составов 2, 3 и 7 соответствуют точкам на рис. 4, б.

обусловленное более высоким содержанием H_2O и CO_2 в плюмах по сравнению с MORB [Mukhopadhyay, 2007].

Проблемы смешения расплавов при формировании гавайских вулканических пород обсуждались во многих работах. Важные данные были получены по изотопам Os, Sr, Mg и особенностям состава оливинов. На рис. 4, *а* показано одновременное практически линейное увеличение отношений $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в гавайских лавах, пикритах и коматиитах о. Горгона и пикритах сибирских траппов [Walker et al., 1994; Brandon et al., 1998, 1999, 2003; Brandon, Walker, 2005], которые можно трактовать как смешение материала нижней мантии и внешнего ядра (от 1 до 45 %). При этом максимальная доля „ядерных“ изотопов наблюдается в траппах Сибирской провинции (ТС), внешних излияниях Гавайского плюма (1 и 5 на рис. 4, *а*), некоторых пикритах о. Горгона. Первоначальная примесь вещества внешнего ядра могла быть небольшой (около 1 %), но последующий подъем и дифференциация этой смеси привела к обогащению мантийными изотопами [Brandon et al., 1999; Humayun et al., 2004]. Левая линия с цифрами 1—4 на рис. 4, *а* показывает эволюцию хондритового вещества через 1 млрд лет, от 4 млрд лет до современной нижней мантии (НМ). Высокие отношения $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ свидетельствуют также о ранней кристаллизации твердого ядра вследствие повышения отношения Pt/Os и Re/Os при его кристаллизации [Brandon, Walker, 2005].

На рис. 4, *б* показано соотношение изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в гавайских лавах [Benett et al., 1996; Sobolev et al., 2005]. Штриховая линия показывает взаимодействие пикритового расплава (М) и базальтового расплавов (Г), а линия с крестиками — смешение пикритового и пикробазальтового расплавов (П), полученного взаимодействием 50 % расплава М и 50 % расплава Г. Ареалы составов гавайских лав (2, 3 и 7) соответствуют этой линии, причем ареал 7 (из лав щитового поля вне ареала плюма) соответствует П-расплаву с содержанием 50—60 % компонента Г. Щитовое поле вне ареала плюма достигает в поперечнике 500—600 км и объяснено ниже.

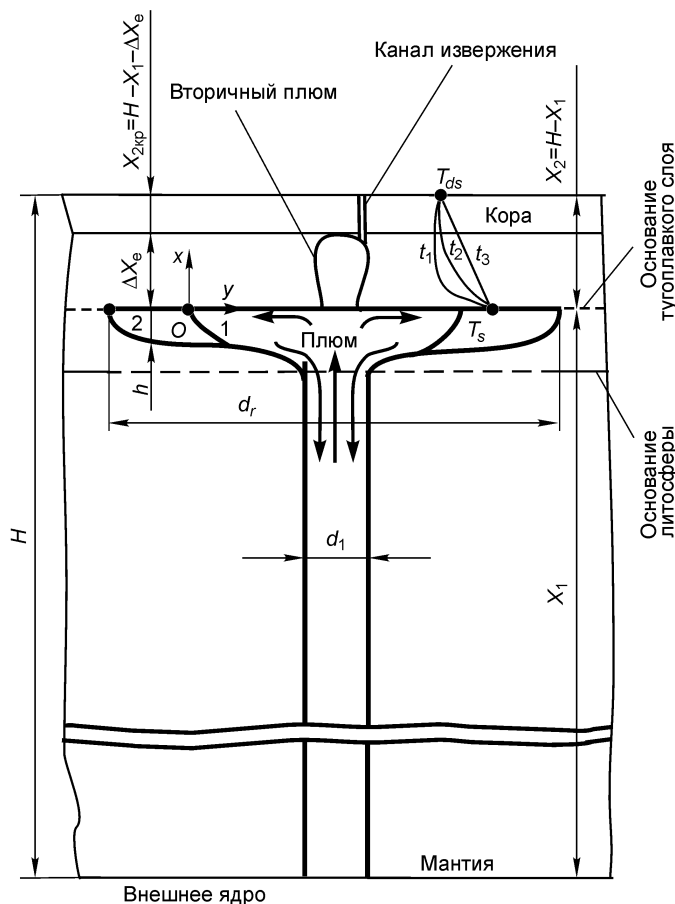
Взаимодействие базальтового расплава с высоким содержанием Si (эклогитового, по А. Соболеву) с перидотитом на глубине около (или более) 150 км выявляется при сравнении примесей Ca, Ni и Mn в оливинах из разных частей Гавайского плюма [Sobolev et al., 2005, 2007]. При этом взаимодействии образуется расплав, соответствующий безоливиновому пироксениту, в котором при подъеме на глубине 130—170 км кристаллизуется оливин, аномально обогащенный Ni и обедненный Ca. По этим особенностям оливина оценена доля глубинного экологитового вещества — 10—30 % в центре плюма и 0 % в

краевой его части. При этом вполне можно допустить, что взаимодействие эклогита с первичным расплавом происходило в слое С (глубже 400 км) [Кирдяшкин и др., 2008]. В альтернативных объяснениях, основанных на экспериментах при 1200—1350 °С [Wang, Gaetani, 2007] требуется гораздо меньше эклогитового расплава, чтобы объяснить аномальные оливины из гавайских лав.

ПРИМЕНЕНИЕ МОДЕЛИ ТЕРМОХИМИЧЕСКОГО ПЛЮМА К КРУПНЫМ БАЗАЛЬТОВЫМ ПРОВИНЦИЯМ

Крупные магматические провинции траппов и платобазальтов, распространенные и на континентах, и в океанах [Coffin, Eldholm, 1994; Dobretsov, Kirdayshkin, 1998; Pirajno, 2000], вероятно, являются наиболее масштабными, но неоднозначными проявлениями плюмового магматизма. В них не сохраняются минералогические доказательства глубинного происхождения (как в кимберлитах) и реже наблюдаются изотопно-геохимические доказательства (например, в траппах Сибири): высокие отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (см. рис. 4, а) и $^3\text{He}/^4\text{He}$ [Basu et al., 1995]. Доказательства их связи с мантийными плюмами в основном геологические (ассоциации со щелочно-ультраосновными и пикритовыми породами; большие объемы и скорость излияния, например в траппах Сибирской платформы 2 млн км³ за 1 млн лет; объем с учетом силлов, а также Западно-Сибирского и Карского ареалов и бимодального „обрамления“ может быть увеличен до 12—16 млн км³ [Добрецов, 2005; Dobretsov et al., 2008]. Именно поэтому надо тщательно сопоставить плюмовую модель и основные геологические данные (объемы и скорость, периодичность излияний, появление толеитовых базальтов и бимодальных серий, а также А-гранитных серий). Главные сопоставления сделаны в работе [Dobretsov et al., 2008] и кратко повторены здесь (с некоторыми уточнениями).

Сама модель термохимического плюма применительно к LIP должна быть развита с учетом более детального рассмотрения прорыва плюма через толстую литосферу. Как показано на рис. 5, плюм с постоянным сечением канала при подходе к тугоплавкому основанию литосферы не может ее проплавить и начинает растекаться вдоль основания литосферы. Такая ситуация возникает, если основание литосферы сложено дунит-гарцбурггитовым истощенным субстратом и, возможно, в основании слоя С на границе верхней—нижней мантии [Добрецов и др., 2006]. Расплав плюма будет растекаться вдоль основания литосферы, пока будет формироваться „медленный“ вторичный плюм и на заключительной стадии возникнут трещинные центры излияния.



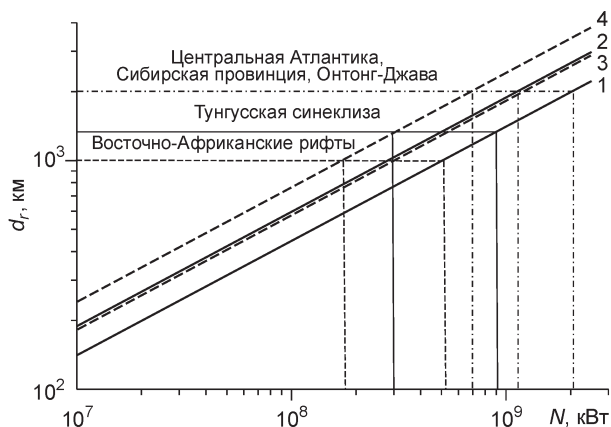
Толщина литосферы, которую должен пройти вторичный плюм ΔX_e , и толщина трещинного прорыва $X_{2\text{кр}} = H - X_1 - \Delta X_e$, где H — толщина мантии, X_1 — ее толщина до подошвы литосферы, зависит от состава и реологии литосферы. Предполагая, что нижняя часть коры вязкая и только верхняя часть коры хрупкая [Burov, Guillou-Frottier, 2005], вероятная толщина прорыва 20—30 м. При мощности литосферы от 200 км (под Сибирской платформой в перми) до 100 км (под Западной Сибирью в перми) получим $\Delta X_e = 170$ км или 70—80 км. Скорость подъема вторичного плюма в зависимости от вязкости нижней литосферы $U_0 = 1.2\text{—}2.4$ см/год, что в 50—100 раз меньше скорости подъема термохимического плюма (около 100 см/год, см. выше). Отсюда время подъема вторичного

Рис. 5. Схема взаимодействия головы плюма с тугоплавким слоем в литосфере [Dobretsov et al., 2008].

Стрелками показано движение расплава в канале плюма и его растекание вдоль подошвы тугоплавкого слоя мощностью $X = H - X_1$. Показано также положение границ сформировавшейся шляпы в моменты времени 1 и 2 и диаметр „шляпы“ d_r , вторичный плюм и канал извержения с глубины $X_{2\text{кр}}$, распределение температуры в литосфере в моменты времени t_1, t_2, t_3 .

Рис. 6. Зависимость диаметра „шляпы“ плюма d_r (км) от мощности плюма N (кВт) при разных условиях 1—4:

1. $\Delta X_1 = 70$ км, $\eta = 5 \cdot 10^{21}$ Н·с/м², $t = 2.9$ млн лет.
2. $\Delta X_1 = 170$ км, $\eta = 5 \cdot 10^{21}$ Н·с/м², $t = 7.1$ млн лет.
3. $\Delta X_1 = 70$ км, $\eta = 10^{22}$ Н·с/м², $t = 5.8$ млн лет.
4. $\Delta X_1 = 170$ км, $\eta = 10^{22}$ Н·с/м², $t = 14.2$ млн лет [Dobretsov et al., 2008].



плюма и время растекания „шляпы“ плюма получается 7—15 млн лет для мощной литосферы и 3—6 млн лет для маломощной литосферы.

Скорость подъема вторичного плюма мало зависит от его мощности (а только от реологии и толщины литосферы). Поэтому при мощной литосфере время подхода плюма к ее подошве и время массовых излияний будет отличаться на 7—17 млн лет для плюмов разной мощности. Такие оценки (около 10—15 млн лет) подтверждаются для Эмейшаньского плюма [Zhou et al., 2002], но не для плюма Сибирской платформы, где максимальное отличие ранних и массовых излияний 3—5 млн лет [Kamo et al., 2003; Добрецов, 2003, 2005], видимо, под Сибирской платформой реология другая, либо будут найдены более древние датировки ранних излияний. Для Тунгусской синеклизы минимальный интервал возрастов может достигать 7—9 млн лет [Dobretsov et al., 2008].

Диаметр „шляпы“ плюма (расстояние растекания под подошвой литосферы) зависит не только от длительности этого растекания, сопоставимого с временем подъема вторичного плюма, но и от его мощности. На рис. 6 показаны наши оценки мощности плюма для типичных случаев диаметра „шляпы“ около 1000, 1300 и 2000 км. Максимальные мощности плюма (линия 1) достигаются, когда $\Delta X_e = 70$ км (минимальная) и вязкость литосферы $\eta = 5 \cdot 10^{21}$ Н·с/м² (минимальная), а меньшая мощность и объемы излияний (линия 4) — при максимальных $\Delta X_e = 170$ км и вязкости $\eta = 10^{22}$ Н·с/м². Для больших LIP диаметром 2000 км и более (Маккензи, Центральная Атлантика, Сибирская провинция) требуемая мощность плюма от $2.5 \cdot 10^9$ до $7 \cdot 10^8$ кВт, для Тунгусской синеклизы диаметром 1300 км от $8 \cdot 10^8$ до $3 \cdot 10^8$ кВт, для типичной „шляпы“ диаметром 1000 км (рис. 7) — от $5 \cdot 10^8$ до $1.7 \cdot 10^8$ кВт. В итоге разброс мощностей плюмов более чем на порядок от $2.5 \cdot 10^9$ до $1.7 \cdot 10^8$ кВт.

При мощности Гавайского плюма $3 \cdot 10^8$ кВт и условиях, соответствующих линии 1, диаметр „шляпы“ плюма может достигать 750 км, но возникнет „шляпа“ только при задержке плавления (или задержке движения плиты) и реально варьирует в пределах 500—600 км.

Другие особенности рассмотрены на примере Восточно-Африканских рифтов (см. рис. 7) и сибирских траппов (рис. 8, 9). В Восточно-Африканских рифтах массовым излиянием базальтов предшествовало куполовидное поднятие, сформировавшее Эфиопское и Вос-

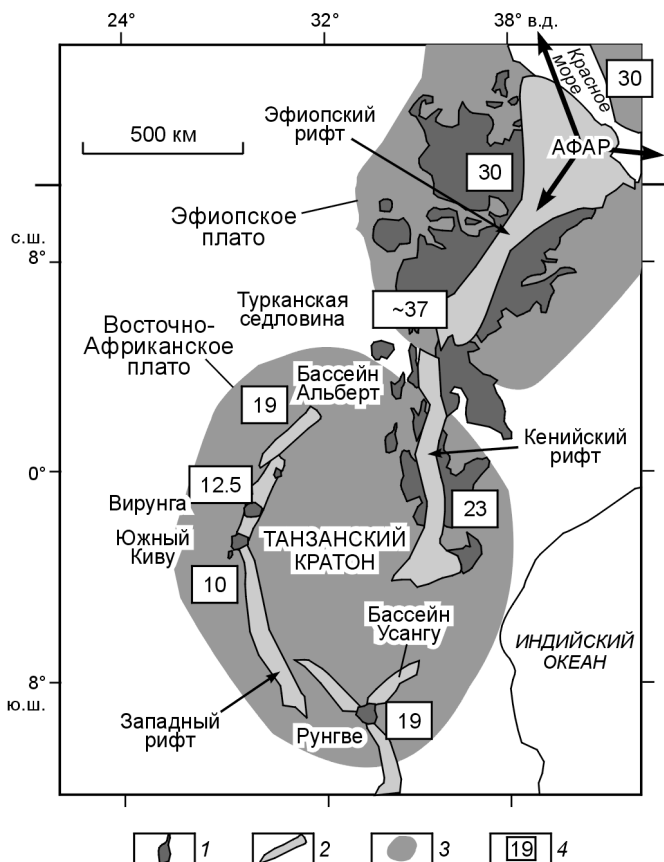


Рис. 7. Схема строения Восточно-Африканских рифтов и ассоциирующих ареалов базальтового магматизма.

1 — кайнозойские вулканические породы; 2 — рифты; 3 — поднятия (плато); 4 — начало магматизма (млн лет), для рифта Альберт — начало седиментации. Стрелками показано тройное сочленение Афар, тонкие стрелки указывают направления Эфиопского и Красноморского рифтов и Аденоского залива.



Рис. 8. Реконструкция Пангеи и океана Палеотетис на начало триаса.

Пунктиром показаны ареалы плюмового магматизма: 1 — Таримского (280 млн лет); 2 — сибирских траппов (250 млн лет); 3 — Баренцевоморского (220 млн лет); 4 — Центрально-Атлантического (190—200 млн лет), по [Борисенко и др., 2006] с изменениями.

сивное растяжение, формирование тройного сочленения, утонение литосферы и последовательное открытие океанических рифтов — Аденского (23—25 млн) и Афарско-Красноморского (8—12 млн) [Зоненшайн, Кузьмин, 1993б; Кулаков, 2007]. В это же время (23—10 млн лет) произошли излияния базальтов в Восточно-Африканском плато, но лишь по периферии поднятия, где сформировалась система кольцевых рифтов (см. рис. 7). Такая ситуация теоретически рассмотрена в работах [Кирдяшкин и др., 2005; Dobretsov et al., 2008], где показано, что в цилиндрической области над „шляпой“ плюма максимальные касательные напряжения возникают вблизи края цилиндрического блока, и при недостаточной мощности плюма излияния происходят только здесь. Подобная ситуация, вероятно, существует в плато Колорадо и окружающих рифтах (Рио-Гранде и др. [Зоненшайн, Кузьмин, 1993а; Добрецов и др., 2001]). Различие этих плюмов отчетливо видно и на их сейсмотомографических отображениях в верхней мантии [Кулаков, 2007]. На глубине более 200 км под Эфиопским плато интенсивность низкоскоростной (плюмовой) аномалии сильно возрастает, а под Танзанийским кратоном наблюдается высокоскоростная аномалия, окруженная по периметру зонами локального понижения скорости в соответствии с поверхностной структурой.

точно-Африканское плато (Танзанийский кратон). В Эфиопском плюме массовые излияния произошли 30—37 млн лет назад, после чего началось интен-

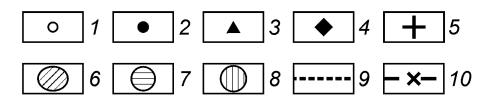
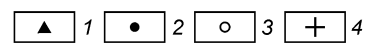
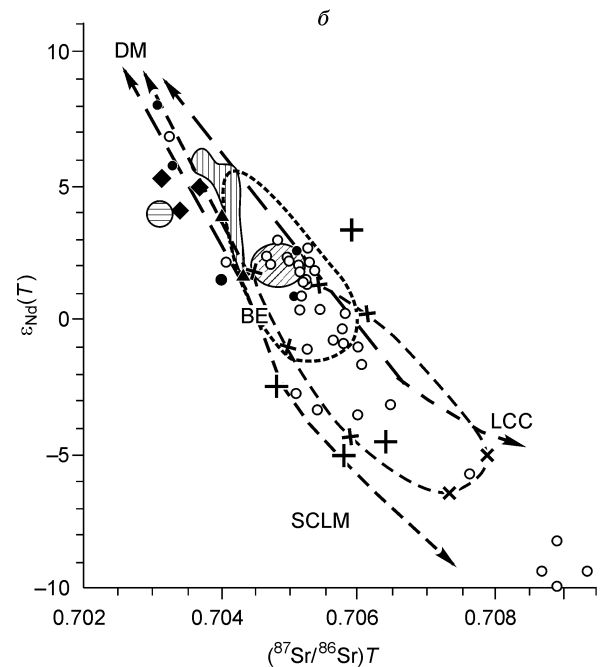
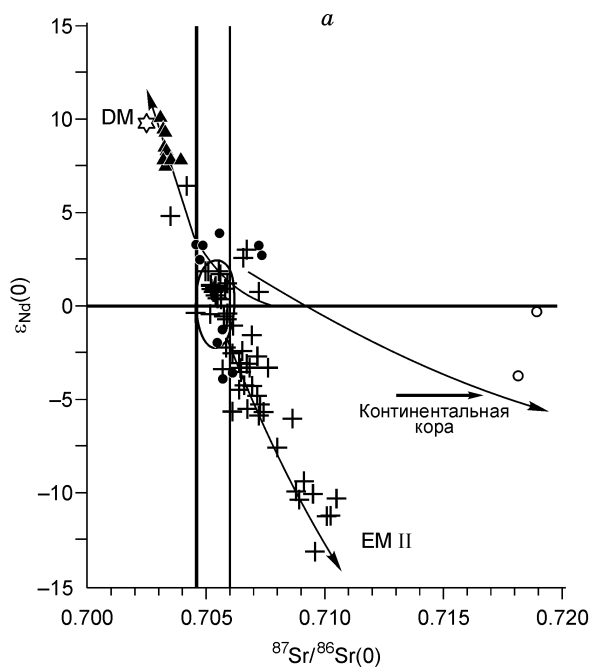


Рис. 9. Соотношение изотопов Sm и Nd.

a — для вулканитов Исландии (1), Западно-Сибирской рифтовой системы (2 — базальтоиды, 3 — риолиты), восточно-сибирских траппов Тунгусской синеклизы (4) [Медведев и др., 2003а].

б — для вулканитов Норильского и Маймеча-Котуйского районов (1 — базальты, 2 — щелочные базальты и нефелиниты, 3 — трахибазальты, 4 — меймечиты), таймырских гранитов (5) в сравнении с общим составом Земли (6), габбро силлов плато Онтонг-Джава (7), базальтами Онтонг-Джава (8), базальтами ареала Эмэйшань в Южном Китае, серия высокотитанистая (9) и низкотитанистая (10) [Dobretsov, Vernikovskii, 2001; Dobretsov et al., 2008].

Таким образом, сравнение Эфиопского и Танзанийского плюмов (см. рис. 7) и некоторых других плюмов показывают существенные различия не только в объеме излияний, но и динамике взаимодействия плюма и литосферы в зависимости от мощности плюма и толщины литосферы. Танзанийский плюм, очевидно, менее мощный, а литосфера Танзанийского кратона более мощная и холодная (следовательно, более вязкая).

Еще более разительные отличия существуют для разновозрастных излияний траппов Сибирского суперплюма — на Сибирской платформе и в Западной Сибири — Карском море (см. рис. 8) [Добрецов, 1997; Dobretsov, Vernikovskii, 2001; Dobretsov et al., 2008]. На Сибирской платформе массовые излияния траппов произошли около 250 млн лет назад после длительного (в интервале 305—250 млн лет) накопления осадков Тунгусской синеклизы. В сателлитах Тунгусского бассейна — Вилюйском и Кузнецком бассейнах осадконакопление началось с излияния базальтов в конце девона (около 370 млн лет).

Мощность трапповых излияний и накопления туфов в конце перми—начале триаса превышает 2000 м. При этом обнаруживается существенное различие в северной части ареала (Маймеча-Котуйском и Норильском районах) и в основной части Тунгусской синеклизы. В Норильском районе преобладает пикрит-щелочнобазальтоидная серия. Хотя выше гудчихинской свиты наблюдаются некоторые изменения (меньше пикритов, появляются толеиты), но весь разрез Норильского района соответствует лишь нижней части разреза Маймеча-Котуйского района, в верхней части которого преобладают щелочные породы [Kamo et al., 2003]. Возраст всего разреза Норильского и Маймеча-Котуйского районов укладывается по возрастам цирконов в интервал 252—251 млн лет, включая возраст Норильской интрузии (лейкогаббро по циркону и бадделеиту 251.2 ± 0.3) и только возраст Гулинской интрузии с карбонатитами по бадделеиту 250 ± 0.3 млн лет [Kamo et al., 2003]. Систематическое Ar-Ar-датирование траппов Сибирской платформы показывает интервал 251—249 млн лет [Reichow et al., 2002]. Палеомагнитное изучение также подтверждает узкий возрастной интервал базальтов Норильского района, Западного Таймыра и Кузнецкого бассейна — две мегахроны на границе перми и триаса R_2P и N_1T , соответствующие возрасту 251 ± 1 млн лет [Казанский и др., 2000; Dobretsov, Vernikovskii, 2001]. Максимальный интервал первой фазы магматизма — 255—249 млн лет. Вторая фаза магматизма 245—235 млн лет отчетливо проявлена в Западной Сибири и по обрамлению Сибирской платформы, что подтверждается палеомагнитными данными в сверхглубокой скв. ВН-6 [Казанский и др., 2000], Sm-Nd возрастом траппов 234—238 млн лет в Приуральской зоне [Иванов и др., 2004], U-Pb возрастом дифференцированной Дюматалейской интрузии 245 млн лет в Западном Таймыре [Dobretsov, Vernikovskii, 2001] и Ar-Ag возрастом Усольского силла 244 ± 1.4 млн лет [Ivanov et al., 2005]. Последняя дата позволяет предположить, что фаза толеитового платобазальтового магматизма, широко проявленная в Тунгусской синеклизе, может соответствовать второй фазе магматизма 244—235 млн лет, но это требует дополнительных исследований и датировок.

Разрез в Западной Сибири и в Карском море отличается не только более отчетливым проявлением второй фазы магматизма и появлением в ней риолитов, но и другой структурной обстановкой. Траппы здесь начинают разрез мезозойского осадочного бассейна, предшествующее пермское осадконакопление, как правило, отсутствует. Осадконакопление непрерывно продолжалось после траппов до конца мела в интервале 235—145 млн лет, в результате сформировался один из крупнейших нефтегазоносных бассейнов мира (кайнозойский этап осадконакопления по многим параметрам отличается и в историю посттраппового магматизма не включается). Центр трапповых излияний, вероятно, располагается на севере Западно-Сибирского бассейна. Сюда сходятся лучи триасовых рифтов (Колтогорско-Уренгойского, Нейтинского, Хатангского на севере, Худоттейского, Худосейского, Пурнейского, Атанского на юге) и с этого района начинается сплошное поле триасовых базальтов, заходящее в северную часть Ямала и продолжающееся под дном Карского моря [Сурков и др., 1982; Добрецов и др., 2001, фиг. 6.23]. Область аномальной мантии с пониженными значениями $V_p = 7.9—8.2$ км/с по поверхности Мохо протягивается от Карского моря почти до Новосибирска на расстояние более 2500 км при ширине 700—900 км [Сурков и др., 1982].

Породы раннего этапа магматизма включали дайки, силлы, дифференцированные интрузии Колывань-Томской зоны с возрастом 254—255 млн лет [Федосеев и др., 2005] и базальты в скв. Ван-Еганская с возрастом 252.5—253.4 по Ar-Ag определениям [Reichow et al., 2002], т. е. характеризуется интервалом 255—247 и пестрым составом (наличием пикритов, щелочных базальтов, щелочных пород). Породы второго этапа в интервале 245—235 млн лет (включая предуральские базальты и силлы) характеризуются преимущественно толеитовым составом, но содержат прослои относительно редких риолитов и трахириолитов [Медведев и др., 2003а,б]. В целом эти два этапа магматизма вполне сопоставимы с двумя этапами на Сибирской платформе, а риолиты Западной Сибири — с кислыми вулканитами бимодальных серий и А-гранитами в обрамлении Сибирской платформы близкого возраста.

Бимодальные серии вулканитов и А-граниты, синхронные с траппами Сибири, распространены на Таймыре, в Новосибирском регионе, в обрамлении Кузнецкого бассейна и далее на юго-запад до Семейтауского бимодального ареала в Восточном Казахстане Горного Алтая [Добрецов, 2003, 2005; Dobretsov

et al., 2008]. В частности, на Таймыре *A*-граниты ассоциируются с силлами траппов и имеют возраст 249—245 млн лет [Dobretsov, Vernikovskii, 2001], в Семейтауском ареале — 249 млн лет, в обрамлении Кузнецкого бассейна и в Колывань-Томской зоне — два интервала с возрастом 245—250 млн лет и 242—236 млн лет [Добрецов, 2003, 2005], соответствующие I и II этапу траппового магматизма на Сибирской платформе и в Западной Сибири, в Забайкалье — около 250 и 220 млн лет [Литвиновский и др., 1999].

Соотношения изотопов Nd и Sr для сибирских траппов и ассоциирующих пород, как и для других пород, связанных с мантийными плюмами, оказываются очень информативными (см. рис. 9). Как видно из рис. 9, *a*, породы первого этапа (в том числе меймечиты, пикриты, щелочные базальты, трахибазальты, нефелиниты) обнаруживают тренд в сторону деплетированной мантии и могут отражать взаимодействие с деплетированной верхней мантией, в том числе с астеносферными расплавами. Аналогичный тренд обнаруживается в базальтах Онтонг-Джава и Исландии, а также в одновозрастных высокотитанистых базальтах Эмейшаньского плюма (см. рис. 9).

Большинство пород второго этапа, включая *A*-граниты Таймыра (см. рис. 9, *b*) и риолиты Западной Сибири (см. рис. 9, *a*), отражают тренд взаимодействия с литосферой стабильных кратонов (SCLM) и нижней коры (LCC), описываемый так же как тренд в сторону обогащенного мантийного резервуара EM II [Зоненшайн, Кузьмин, 1993б]. Такой тренд характерен для низкотитанистых базальтов Эмейшаньского плюма и не проявлен в океанических плюмах — в Онтонг-Джава и Исландии (см. рис. 9).

Резюмируя все вышесказанное по сибирским траппам и ассоциирующим породам, можно с большой вероятностью заключить, что на ранней стадии активности плюма (до 248 млн лет) плюмовые магмы интродуцировали холодную и мощную литосферу на Сибирской платформе, при этом происходили только процессы дифференциации (во вторичном плюме, промежуточных камерах) и взаимодействие с подлитосферной верхней мантией. На позднем этапе (спустя 10—15 млн лет) в основании литосферы сформировалась мощная линза расплава (до 100 км мощностью, сопоставимой с диаметром плюмового канала). Дифференциация этой линзы привела к появлению в верхней ее части котектического толеитового расплава умеренных давлений, который в условиях длительного прогрева взаимодействовал не только с литосферной мантией (и в значительной мере „съел“ ее, согласно [Похиленко и др., 1993]), но и с породами нижней коры, приводя ее к плавлению с образованием риолитов в Западной Сибири и бимодальных серий (или) анорогенных гранитов в обрамлении Сибирской платформы (на Таймыре и в западной части Алтае-Саянской области). В обоих случаях плавлению пород нижней коры способствовала большая нагретость литосферы, а также утонение и деляминация нижней коры (в Западной Сибири) или наоборот, предшествующее утолщение коры и литосферы в результате коллизии (на Таймыре и в Алтае-Саянской области). Такая схема и ее соответствие изложенной модели термохимического плюма рассмотрена подробнее в наших работах [Добрецов, 2005; Dobretsov et al., 2008].

Что касается возрастных интервалов, то полезно отметить, что в близком по возрасту Эмейшаньском плюме [Zhou et al., 2002; Lo et al., 2002] проявлены также два этапа, но ранний этап более древний (260—265 млн лет). Суммарный интервал активности обоих плюмов 30 млн лет (265—235 млн лет) с тремя этапами через 10—15 млн лет (265—260, 255—248, 245—235 млн лет). Периодичность около 15 млн лет мы отмечали при анализе активности Гавайского плюма, а плюмовый интервал через 30 млн лет — характерная черта глобальной активности.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И СЛЕДСТВИЯ

На основании приведенного сопоставления модели термохимического плюма и проявлений Гавайского, Исландского, Онтонг-Джава океанических плюмов и плюмов на континентах, сформировавших Восточно-Африканские, Сибирские, Эмейшаньские и другие трапповые (платобазальтовые) крупные магматические ареалы, можно попытаться ответить кратко на семь вопросов, сформулированных во введении.

Глубина и механизм зарождения плюмов. Все описанные примеры не противоречат модели зарождения термохимических плюмов на границе ядро—мантия. Об этом свидетельствуют, в частности, сейсмотомографические отображения и некоторые изотопные отношения. Дополнительными аргументами являются корреляция плюмовой активности и числа магнитных инверсий, которые были отмечены давно [Olson, Singer, 1985; Larson, Olson, 1991; Mazaud, Laj, 1991] и были объяснены нами на основе взаимодействия вихревых струй в жидком ядре, изменяющих интенсивность и полярность магнитного поля, и возникающих над ними термохимических плюмов [Добрецов и др., 2001; Кирдяшкин и др., 2004].

В то же время возможны более сложные случаи. Во-первых, струи, поднимающиеся из глубоких частей (200—300 км) зоны субдукции в задуговой области, могут быть плохо отличимы от нижнемантийных плюмов. Во-вторых, возможны комбинированные случаи: а) нижнемантийные плюмы на оси срединно-океанического хребта (Исландия и др.); б) плюмы в центре тройного сочленения (Эфиопский плюм, см. рис. 6), когда плюм сочетается с рождением океанических рифтов, в которых возникает независимое подъемное течение астеносферной конвекции; начальная стадия такого процесса пред-

полагалась и в Западной Сибири — Карском море [Зоненшайн, Кузьмин, 1993б]; в) возможно наложение плюмов на зоны субдукции и другие сложные сочетания.

Скорость и время подъема плюмов. Высокая скорость подъема (проплавления) термохимических плюмов 0.6—1.1 м/год (см. табл. 1) позволяет объяснить „неразмывание“ плюмов конвективными астеносферными течениями и вышеназванную корреляцию магнитных инверсий и плюмовой активности. Магнитные инверсии происходят очень быстро (порядка 10^3 — 10^4 лет) и если бы плюм поднимался медленно, то эта корреляция была бы потеряна. С учетом реальной статистики время подъема более 5 млн лет можно считать критическим.

Кроме того, скорость подъема и мощность плюма входят в уравнения, определяющие время и размер „шляпы“ плюма, которые в целом соответствуют наблюдаемым явлениям.

Диаметр и форма плюма. Диаметр плюма около 100 км, следующий из экспериментов и модельных расчетов, подтверждается на примере Гавайского плюма и (косвенно) в других плюмах. В то же время с изменением тепловой мощности плюма и(или) неустойчивости границы канала плюма возникает более сложная структура его канала с винтовым вращением и уменьшением диаметра канала до 60—70 км или его увеличением до 140 км.

Формирование грибообразной „шляпы“ плюма. Ни в одном из наших экспериментов как чисто теплового, так и термохимического плюма не возникла первоначальная „шляпа“ и структура типа „head and tail“. По-видимому, эксперименты с сиропами некорректны. В наших экспериментах грибообразная „шляпа“ плюма возникла только при подходе к тугоплавкому слою, когда дальнейшее проплавление плюма (при данных параметрах плюма) невозможно. На этой основе была развита модель прорыва плюма через литосферу (см. рис. 5) и определены скорость подъема вторичного плюма 1—2 см/год (на 2 порядка меньше скорости подъема первичного плюма), время прорыва 5—15 млн лет, а диаметр „шляпы“ и, соответственно, ареала излияния вулканитов от 600 до 3500 км. По этим параметрам можно выделить обычные плюмы и суперплюмы с диаметром „шляпы“ 600—1200 и 1800—3500 км соответственно.

Плюмы и суперплюмы. Понятие суперплюма еще не вполне устоявшееся. Кроме геометрических размеров, надо иметь в виду синхронность излияний и однотипность (сходность) эволюции на всем ареале. Например, Восточно-Африканские плюмы (см. рис. 7) можно считать суперплюмом с диаметром по меридиональной оси 3000 км и максимальной шириной 1500 км. Однако излияния в Эфиопском и Танзанийском плюмах отличаются по возрасту, эволюции, структуре проявления и их надо считать самостоятельными плюмами (или в крайнем случае, Танзанийский плюм — результат эволюции того же плюма при развороте Африки).

Сибирский суперплюм, несмотря на разную структуру и различия в составе ареалов Маймеча-Котуйского (+Норильск), Тунгусского, Западно-Сибирского, имеет синхронный возраст и одинаковые (или сходные) этапы извержения. Поэтому это единая система суперплюма (с единой „шляпой“), но, возможно, с тремя разными каналами прорыва — в Маймеча-Котуйском районе, в центре Тунгусской синеклизы и в районе Тазовской губы.

Многоэтажное взаимодействие плюма. Наиболее важным является взаимодействие в слое D_2 , в котором участвуют металлическое вещество ядра, летучие компоненты (H_2 , CH_4 , KH , SiH_4 и др.), выделяющиеся из ядра и окисляющиеся при взаимодействии с оксидами мантии, а также вещество нижней мантии. Здесь закладываются состав плюмового расплава (в том числе изотопные отношения), содержание в нем летучих (прежде всего H_2O и CO_2), металлогеническая специализация. Взаимодействие с основной массой нижней мантии, вероятно, незначительное, кроме потери части летучих, обогащения изотопом 3He и некоторыми другими изотопами. Взаимодействие со слоем С верхней мантии (содержащим гранат муджиеритового состава, пироксен, шпинелевые фазы) предполагалось для Гавайского плюма, но справедливо для кимберлитовых расплавов и для многих других плюмов, растекавшихся вдоль подошвы слоя С или активно с ним реагирующих. Важным представляется взаимодействие с астеносферным расплавом и литосферой (как литосферной мантией, так и нижней корой, см. рис. 9).

Неоднородное смешение расплавов плюма и слоев мантии (в зонах D_2 , С, астеносферном слое, нижней коре) приводит к тому, что валовый состав и большая часть примесных компонентов в магме плюма не сохраняют записи о глубинных источниках и взаимодействиях. Главное значение имеют изотопные отношения и особенности состава некоторых минералов. Изотопные отношения не смещаются при разбавлении или закономерно меняются при смешении магм (см. рис. 4). Нужны большие объемы вещества с резко отличными изотопными характеристиками, чтобы существенно сместить изотопные отношения. Значение примесей в минералах проиллюстрировано на примере Ni, Ca, Mn в оливине из гавайских лав.

Периодичность мантийных плюмов и суперплюмов. Правильная повторяемость фаз активности и существование плюма в целом через 15 и 30 млн лет были проиллюстрированы выше на примере Гавайского, Сибирского и Эмейшаньского плюмов, 10—15 млн лет — характерная протяженность фаз плюмов и суперплюмов. Их период в конкретном ареале — около 30 млн лет, в длительно эволю-

Таблица 2.

Крупные магматические провинции платобазальтов и траппов

Провинция, комплекс	Возраст главной (дополнительной) фазы, млн лет	Диаметр, км	Мощность*, кВт (см. рис. 6)	Источник
Таримская	280	2500	10^9	[Борисенко и др., 2006]
Сибирские траппы	250 (240)	3500	$2.5 \cdot 10^9$	[Добрецов, 2005]
Эмейшань (Китай, Вьетнам)	250 (265)	1500	10^9	[Zhou et al., 2002]
Баренцевоморская	220 (230)	1500	$6 \cdot 10^8$	[Добрецов, 2005]
Центрально-Атлантическая	190 (205)	2000	$6 \cdot 10^8$	[Pirajno, 2000]
Феррар-Тасмания	175	1500	10^9	»
Охотское вулк. плато	150	1500	10^9	[Богданов, Добрецов, 2002]
Онтонг-Джава, Тихий океан	122 (90)	2800	$2 \cdot 10^9$	[Coffin, Eldholm, 1994; Isley, Abbott, 2002]
Кергулен, Индийский океан	115 (60)	1500	10^9	»
Броккен-Ридж, Индийский океан	90	1000	$5 \cdot 10^8$	»
Карибское плато	90	1500	10^9	»
Декан, Индия	60	1000	$5 \cdot 10^8$	»
Северо-Атлантическая провинция	60	~2000	$7 \cdot 10^8$	»
Эфиопское плато	30 (15)	1500	10^9	Рис. 7
Колумбийское плато, США	15	1000	$5 \cdot 10^8$	[Pirajno, 2000]
Исландия	0—5	800	$4 \cdot 10^8$	»

* Оценена по удельному объему вулканических излияний.

ционирующих плюмах — кратно 30 млн лет (60 или 90 или 120 млн лет). Например, существование Гавайского плюма приближается к 90 млн лет. На рис. 8 показаны ареалы Таримского (с максимумом 280 млн лет), Сибирского (с максимумом 250 млн лет) и Баренцевоморского плюмов (с максимумом около 200—220 млн лет). Продолжением активности последнего можно считать Центрально-Атлантический базальтовый ареал с возрастом 205—200 млн лет [Ernst et al., 2005; Борисенко и др., 2006].

По-видимому, существует глобальная повторяемость активности плюмов через 30 млн лет и суперплюмов через 120 млн лет, которая, подобно „плюмовой капельнице“, определяет периодичность геологических процессов [Добрецов и др., 2001; Добрецов, 2003, 2005]. В табл. 2 приведены примеры крупных плюмов и суперплюмов в течение последних 300 млн лет с правильной периодичностью 30 млн лет. В более древних эпохах сохраняется запись только о суперплюмах с периодичностью 120 млн лет — 250, 370, 490, 600, 720 млн лет и т. д. [Добрецов, 2003, 2005].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 05-05-64899а и 07-08-00183), гранта Президента РФ для поддержки ведущих научных школ (НШ-8872.2006.5) и Сибирского отделения РАН (междисциплинарный интеграционный проект № 52 „Моделирование мантийных термохимических плюмов в различных геодинамических обстановках“).

ЛИТЕРАТУРА

Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (2), с. 101—114.

Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлениями плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 166—178.

Добрецов Н.Л. Пермотриасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение мантийного суперплюма // Докл. РАН, 1997, т. 353, № 4, с. 628—640.

Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1243—1261.

Добрецов Н.Л. Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн лет): сибирские и эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 891—920.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Гладков И.Н. Проблемы глубинной геодинамики и моделирование мантийных плюмов // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (12), с. 5—21.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2001, 408 с.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Физико-химические условия на границе ядро—мантия и образование термохимических плюмов // Докл. РАН, 2003, т. 393, № 6, с. 797—801.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Параметры горячих точек и термохимических плюмов // Геология и геофизика, 2005а, т. 46 (6), с. 589—602.

Добрецов Н.Л., Элдхольм О., Симонов В.А. Предисловие к спецвыпуску „Крупнейшие магматические провинции“ // Геология и геофизика, 2005б, т. 46 (9), с. 867—869.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Гладков И.Н., Сурков Н.В. Параметры горячих точек и термохимических плюмов в процессе подъема и излияния // Петрология, 2006, т. 14, № 5, с. 508—523.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплитовый магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника, 1983, № 1, с. 28—45.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Глубинная геодинамика Земли // Геология и геофизика, 1993а, т. 34 (4), с. 3—12.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М., Наука, 1993б, 192 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, т. 1, 327 с.

Иванов А.В. Обойдет ли Россию стороной „великий спор о плюмах“? // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (3), с. 417—420.

Иванов К.С., Коротеев В.А., Федоров Ю.Н. Структура зоны сочленения между Уралом и Западно-Сибирским нефтегазоносным бассейном // Литосфера, 2004, № 1, с. 108—124.

Казанский А.Ю., Казанский Ю.П., Сараев С.В., Москвин В.И. Граница перми и триаса в вулканогенно-осадочном разрезе Западно-Сибирской плиты по палеомагнитным данным (по материалам изучения керна Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (3), с. 327—339.

Кирдяшкин А.Г., Гладков И.Н. Тепловые плюмы и горячие точки Земли // Докл. РАН, 1994, т. 339, № 2, с. 250—252.

Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Термохимические плюмы // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (9), с. 1057—1073.

Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Гладков И.Н., Сурков Н.В. Гидродинамические процессы при подъеме мантийного плюма и условия формирования канала излияния // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 891—907.

Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Тепло- и массообмен в термохимическом плюме, расположенном под океанической плитой вдали от оси СОХ // Физика Земли, 2008, № 6, с. 17—30.

Кулаков И.Ю. Геодинамические процессы в коре и верхней мантии Земли по результатам региональной и локальной сейсмотомографии: Автореф. дис. ... д. г.-м. н. Новосибирск ИНГГСО РАН, 2007, 33 с.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Уикхем С.М., Стил И.М. Условия образования сиенитовой магмы анорогенных гранитоидных серий: сиенит-гранитная серия Забайкалья // Петрология, 1999, т. 7, с. 483—508.

Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Кирда Н.П. Геохимия пермтриасовых вулканитов Западной Сибири // Геология и геофизика, 2003а, т. 44 (1—2), с. 86—100.

Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Рейчов М.К., Сандерс А.Д., Вайт Р.В., Кирда Н.П. Абсолютный возраст базальтов доюрского основания Западно-Сибирской плиты (по ^{40}Ar - ^{39}Ar данным) // Геология и геофизика, 2003б, т. 44 (6), с. 617—620.

Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Бойд Ф.Р., Пирсон Г.Д., Шимизу Н. Мегакристаллические пироповые перидотиты в литосфере Сибирской платформы: минералогия, геохимические особенности и проблема происхождения // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (1), с. 71—84.

Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Ефимова Э.С. Ксенолиты алмазоносных перидотитов в кимберлитах и проблема происхождения алмазов // Геология и геофизика, 1984 (12), с. 63—80.

Сурков В.С., Трофимук А.А., Жеро О.Г., Конторович А.Э., Смирнов Л.В. Триасовая рифтовая система Западно-Сибирской плиты, ее влияние на структуру и нефтегазоносность платформенного мезозойско-кайнозойского чехла // Геология и геофизика, 1982 (8), с. 3—15.

Толстихин И.Н. Изотопы гелия в природе // Геология и полезные ископаемые Кольского п-ова, 2002, т. 3, с. 28—50.

Федосеев Г.С., Сотников В.И., Рихванов Л.П. Геохимия и геохронология пермтриасовых базитов северо-западной части Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (3), с. 289—302.

- Anderson D.L.** The helium paradoxes // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 1998, v. 95, p. 4822—4827.
- Basu A.R., Poreda R.J., Ronne P.R., Teichmann F., Vasiliev Y.R., Sobolev N.V., Turrin B.D.** High ^3He plume origin and temporal-spatial evolution of the Siberian flood-basalts // *Science*, 1995, v. 269, p. 822—829.
- Benett V.C., Esat T.M., Norman M.D.** Two-mantle plume components in Hawaiian picrites inferred from correlated Os-Pb isotopes // *Nature*, 1996, v. 381, p. 221—224.
- Brandon A.D., Walker R.J.** The debate over core-mantle interaction // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 232, p. 211—225.
- Brandon A.D., Walker R.J., Morgan J.W., Norman M.D., Prichard H.M.** Coupled ^{186}Os and ^{187}Os evidence for core-mantle interaction // *Science*, 1998, v. 280, p. 1570—1573.
- Brandon A.D., Norman M.D., Walker R.J., Morgan J.W.** ^{186}Os — ^{187}Os systematics of Hawaiian picrites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1999, v. 174, p. 25—42.
- Brandon A.D., Walker R.J., Puchtel I.S., Becker H., Humayun M., Revillon S.** ^{186}Os — ^{187}Os systematics of Gorgona Island komatiites: implications for early growth of the inner core // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 206, p. 411—426.
- Burov E., Guillum-Frottier.** The plume head-continental lithosphere interactions using a tectonically realistic formulation for the lithosphere // *Geophys. J. Intern.*, 2005, v. 161, p. 469—490.
- Christensen U.R., Hoffman A.W.** Segregation of subducted oceanic crust in the convecting mantle // *J. Geophys. Res.*, 1994, v. 99, p. 19867—19884.
- Class C., Goldstein S.L.** Evolution of helium isotopes in the Earth's mantle // *Nature*, 2005, v. 436, p. 1107—1112.
- Coffin N.E., Eldholm O.** Large ingenious province: crustal structure, dimensions and external consequences // *Rev. Geoph.*, 1994, v. 32, p. 1—36.
- Cox R.T.** Hawaiian volcanic propagation and Hawaiian swell asymmetry: evidence of northwestward flow of the deep upper mantle // *Tectonophysics*, 1999, v. 310, № 1—4, p. 69—79.
- Coulette D.L., Loper D.E.** Experimental, numerical and analytical models of mantle starting plumes // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1995, v. 95, p. 143—167.
- Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stook J.** Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 205, p. 295—308.
- Davies G.F.** Temporal variation of the Hawaiian plume flux // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1992, v. 113, № 1/2, p. 277—286.
- De Paolo D.J., Manga M.** Deep origin of hotspots — the mantle plume model // *Science*, 2003, v. 300, p. 920—921.
- Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.G.** Deep-level geodynamics. Balkema, Rotterdam, 1998, 334 p.
- Dobretsov N.L., Vernikovskii V.A.** Mantle plumes and their geological manifestations // *Inter. Geol. Rev.*, 2001, v. 43, p. 771—788.
- Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G., Vernikovskii V.A., Gladkov I.N.** Modelling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps // *Lithos*, 2008, v. 100, p. 66—92.
- Duncan R.A., Richards M.A.** Hotspots, mantle plumes, flood basalts, and true polar wandering // *Rev. Geophys.*, 1991, v. 29, p. 31—50.
- Ernst R.E., Buchan K.L., Campbell L.H.** Frontiers in large igneous province research // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 271—297.
- Farnetani C.G., Richards M.A.** Numerical investigations of the mantle plume initiation model for flood basalt event // *J. Geophys. Res.*, 1994, v. 99, p. 13813—13833.
- Fouch M.J., Fisher K.M., Wyssession V.T.** Lowermost mantle anisotropy beneath the Pacific: imaging the source of the Hawaiian plume // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 190, № 3—4, p. 167—180.
- Fouder G.R., Natland J.H.** Is „hotspots“ volcanism a consequence of plate tectonics? // *Science*, 2003, v. 300, p. 921—922.
- Ivanov A.V., Rasskazov S.V., Feoktistov G.D., He H., Boven A.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Usol'skii sill in the south-eastern Siberian traps LIP: evidence for long-lived magmatism // *Terra Nova*, 2005, p. 16—22.
- Garnero E.J.** Heterogeneity of the lowermost mantle // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 2000, v. 28, p. 509—537.
- Garnero E.J.** A new paradigm for Earth's core-mantle boundary // *Science*, 2004, v. 304, p. 834—836.
- Griffiths R.W., Richards M.A.** The adjustment of mantle plumes to changes in plate motion // *Geophys. Res. Lett.*, 1989, v. 16, p. 437—440.
- Griffiths R.W., Campbell I.H.** Stirring and structure starting plumes // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1990, v. 99, p. 66—78.

- Haggerty S.E.** Superkimberlites: a geodynamic diamond window to the Earth's core // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1994, v. 122, p. 57—69.
- Hilton D.R., Porcelli D.R.** Noble gases as mantle tracers. *Treatise on geochemistry. V. 2. The mantle and core* / Eds. H. Holland, K. Turekian. Elsevier, Amsterdam, 2003, p. 277—318.
- Holden J.C., Vogt P.R.** Graphic solutions to problems of plumasy // *EOS Trans. AGU*, 1977, v. 56, p. 573—580.
- Humayun M., Qin L., Norman M.D.** Geochemical evidence for excess iron in the mantle beneath Hawaii // *Science*, 2004, v. 306, p. 91—94.
- Isley A.E., Abbott D.H.** Implication on temporal distribution of high-Mg magmas for mantle plumes volcanism through time // *Geology*, 2002, v. 110, p. 141—158.
- Ji Y., Nataf H.-C.** Detection of mantle plumes in the lower mantle by diffraction tomography: Hawaii // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, v. 159, № 3—4, p. 99—115.
- Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Y., Fedorenko V.A., Davis D.W., Trofimov V.R.** Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass-extinction at 251 Ma // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 214, p. 323—335.
- Kurz M.D., Curtice J., Lott D.E., Solow A.** Rapid helium isotopic variability in Mauna Kea shield lavas from the Hawaiian Scientific Drilling Project // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2004, v. 5, Q04G14.
- Li X., Kind R., Priestley K., Sobolev S.V., Tilman F., Yuan X., Weber M.** Mapping the Hawaiian plume conduit with converted seismic waves // *Nature*, 2000, v. 405, p. 938—941.
- Lin S.C., Van Keken P.E.** Multiple volcanic episodes of flood basalts caused by thermochemical plumes // *Nature*, 2005, v. 436, p. 250—252.
- Lin S.C., Van Keken P.E.** Deformation stirring and material transport in thermochemical plumes // *Geophys. Res. Lett.*, 2006, v. 33, p. 20306.
- Lo C.H., Chung S.L., Lee T.Y.** Age of Emeishan flood magmatism and relations to P-T boundary events // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, v. 198, p. 449—458.
- Larson R.L., Olson P.** Mantle plumes control magnetic reversal frequency // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, v. 107, p. 437—447
- Malamud B.D., Turcotte D.L.** How many plumes are there? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1999, v. 174, p. 113—124.
- Mazaud A., Laj C.** The 15 m.y. geomagnetic reversal period city: a quantitative test // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, v. 107, p. 689—697.
- Mc Namara A., Zhong S.** The influence of thermochemical convections on the fixity of mantle plumes // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 222, p. 485—500.
- Montelli R., Nolet G., Dahlen F., Masters G., Engdahl R., Hung S.** Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle // *Science*, 2004, v. 303, p. 338—343.
- Morgan W.J.** Convection plumes in the lower mantle // *Nature*, 1971, v. 230, p. 42—43.
- Morgan J.P., Morgan W.J., Price E.** Hotspot melting generates both spot volcanism and a hotspot sweet? // *J. Geophys. Res.*, 1995, v. 100, № B5, p. 8045—8062.
- Mukhopadhyay S.** Mantle reservoirs from a noble gas perspective // *AGU Fall Meeting, 2007, Abstracts*, U12A-02.
- Nakagawa T., Tackley P.J.** The interaction between the post-perovskite change and a thermochemical boundary layer near the core-mantle boundary // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 238, p. 204—216.
- Olson P., Singer H.** Creeping plumes // *J. Fluid Mechanics*, 1985, v. 158, p. 511—531.
- Pirajno F.** Ore deposits and mantle plumes. Kluwer Acad. Publ., 2000, 556 p.
- Porcelli D., Holliday A.N.** The core as a possible source of mantle helium // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 192, № 1, p. 45—56.
- Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Pringle M.S., Al'mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya., Kirda N.P.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates from the West Siberian basin: Siberian flood basalt province doubled // *Science*, 2002, v. 296, p. 1846—1849.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K.** An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts // *Nature*, 2005, v. 434, p. 590—597.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V., Yaxley G.M., Arndt N.T., Chung S.L., Danyushevsky L.V., Elliott T., Frey F.A., Garcia M.O., Gurenko A.A., Kamenetsky V.S., Kerr A.C., Krivolutsкая N.A., Matvienkov V.V., Nikogosian I.K., Rocholl A., Sigurdsson I.A., Sushchevskaya N.M., Teklay M.** The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // *Science*, 2007, v. 316, p. 412—417.
- Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Seryotkin Y.V., Yefimova E.S., Floss C. and Taylor L.A.** Mineral inclusions in microdiamonds and macrodiamonds from Yakutian kimberlites: a comparative study // *Lithos*, 2004, v. 77, p. 225—242.

Van Ark E., Lin J. Time variation in igneous volume flux of the Hawaii-Emperor hot spot seamount chain // J. Geophys. Res., 2004, v. 109, № B11, p. 11401.

Van der Hilst R.D., Widiyantoro S., Endahl E.R. Evidence for deep mantle circulation from global tomography // Nature, 1997, v. 386, p. 578—584.

Vogt P.R. Global magmatic episodes: new evidence and implications for the steady-state mid-oceanic ridge // Geology, 1979, v. 7, № 2, p. 93—98.

Walker R.J., Horan M.F., Czamanske G.K., Krogstad E.J., Fedorenko V.A., Kunilov V.E. Re-Os isotopic evidence for an enriched-mantle source for the Noril'sk-type, ore-bearing intrusions, Siberia // Geochim. Cosmochim. Acta, 1994, v. 58, p. 4179—4197.

Wang Z., Gaetani F. Producing Ni-rich olivine phenocrysts by mixing partial melts of eclogite and peridotite: an alternative olivine-free source for Hawaiian shield basalts // AGU Fall Meeting, 2007, Abstracts, U14A-07.

Williams Q., Garnero E.J. Seismic evidence for partial melt at the base of the mantle // Science, 1996, v. 273, p. 1528—1530.

Wilson J.T. Evidence from oceanic islands suggesting movement in the Earth // Trans. Roy. Soc. London, 1965, v. 285, p. 145—156.

Whitehead J.A., Luther D.S. Dynamics of laboratory diapir and plume models // J. Geophys. Res., 1985, v. 80, p. 705—717.

Zhao D. Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: insight into deep Earth dynamics // Phys. Earth Planet., 2004, v. 146, № 1, p. 3—34.

Zhong S., Watts A.B. Constraints on the dynamics of mantle plumes from uplift of the Hawaiian Islands // Earth Planet. Sci. Lett., 2002, v. 203, № 1, p. 105—116.

Zhou M.F., Malpas J., Song X.-Y., Robinson P.T., Sun M., Kennedy A.K., Lessher C.M. A temporal link between the Emeishan large igneous province and the end of Guadalupian mass-extinction // Earth Planet. Sci. Lett., 2002, v. 196, p. 113—122.

*Поступила в редакцию
28 января 2008 г.*