

ПАРАМЕТРЫ ПЛЮМОВ СЕВЕРНОЙ АЗИИ

А.Г. Кирдяшкин¹, А.А. Кирдяшкин^{1,2}

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

На основе имеющихся результатов экспериментального и теоретического моделирования термохимических плюмов представлена тепловая и гидродинамическая структура канала мантийного термохимического плюма. Представлены основные соотношения для определения тепловой мощности плюмов и их диаметра. В зависимости от геодинамических условий излияния выделяются следующие типы плюмов: плюмы, создающие крупные магматические провинции (КМП); плюмы с грибообразной головой, ответственные в том числе за формирование батолитов; плюмы, создающие рифтовые зоны. С использованием геологических данных (объем магматизма и возраст магматических провинций, размеры магматических ареалов) оценены параметры плюмов Сибири и ее складчатого обрамления: массовый расход расплава, тепловая мощность, глубина зарождения плюма, диаметр канала и головы плюма. Плюмы, ответственные за образование Сибирской КМП (относительная тепловая мощность $Ka = 114.9$) и Западно-Сибирской рифтовой системы ($Ka = 37.8$ для каждого из трех плюмов), зародились на границе ядро—мантия, излияния их расплавов происходили при наличии «тугоплавкого» слоя в литосфере. Вилуйский плюм ($Ka = 27.3$) зародился на границе ядро—мантия, под его воздействием в отсутствие «тугоплавкого» слоя образовалась рифтовая система. Плюмы, создающие Хангайский ($Ka = 6.8$) и Хэнтэйский ($Ka = 5.5$) батолиты, образуются на границе ядро—мантия и имеют грибообразные головы. Плюмы рифтовых зон могут зарождаться на границе 670 км.

Экспериментальное и теоретическое моделирование, термохимические плюмы, свободно-конвективные течения, тепловая мощность, крупные магматические провинции, батолиты, рифтовые зоны.

PARAMETERS OF PLUMES OF NORTH ASIA

A.G. Kirdyashkin and A.A. Kirdyashkin

This paper presents the thermal and hydrodynamic structure of the conduit of a thermochemical mantle plume based on the results of experimental and theoretical modeling of thermochemical plumes. The basic relations for determining the thermal power and diameter of plumes are given. Depending on the geodynamic setting of eruption, the following types of plumes are distinguished: plumes responsible for the formation of large igneous provinces (LIP); plumes with a mushroom-shaped head, responsible, in particular, for batholith formation; and plumes producing rift zones. Using geological data (extent of magmatism, age of igneous provinces, and sizes of igneous areas), we estimated the parameters of plumes in Siberia and its folded framing: mass flow rate of melt, thermal power, depth of origin, and diameters of plume conduits and heads. The plumes responsible for the formation of the Siberian LIP (relative thermal power $Ka = 114.9$) and the West Siberian rift system ($Ka = 37.8$ for each of the three plumes) originated at the core–mantle boundary and discharged in the presence of a refractory layer in the lithosphere. The Vilyui plume ($Ka = 27.3$) originated at the core–mantle boundary and caused the formation of a rift system in the absence of a refractory layer. The plumes that produced the Hangayn ($Ka = 6.8$) and Henteyn ($Ka = 5.5$) batholiths were initiated at the core–mantle boundary and had mushroom-shaped heads. The plumes responsible for the formation of rift zones might have originated at the 670 km discontinuity.

Experimental and theoretical modeling, thermochemical plumes, free-convection flows, thermal power, large igneous provinces, batholiths, rift zones

ВВЕДЕНИЕ

Процессы тепло- и массообмена на границе ядро—мантия во многом определяют работу термохимической машины Земли. На этой границе формируются мантийные термохимические плюмы. Тектоника горячих полей, непосредственно связанных с мантийными плюмами, в значительной мере регулирует глобальную геодинамику Земли [Зоненшайн, Кузьмин, 1983, 1993; Zonenshain et al., 1991; Добрецов и др., 1993, 2001, 2005; Maruyama, 1994; Кузьмин, 2014].

Большое внимание уделяется численному моделированию формирования и динамики термохимических плюмов [Lin, van Keken, 2006; Котелкин, Лобковский, 2007; Трубицын, Харьбин, 2010; Yang, Fu, 2014; и др.]. При этом под термохимическим плюмом понимается свободно-конвективный восходящий поток (термик) и учитываются изменения плотности, обусловленные вариациями состава. В ряде модельных экспериментов мантийные плюмы генерируются впрыскиванием малоплотной низковязкой жидкости в высокоплотную высоковязкую окружающую жидкость, модельный плюм поднимается за счет разности плотностей материала плюма и окружающей жидкости [Whitehead, Luther, 1975; Olson, Singer, 1985]. В моделировании так называемых «стартующих плюмов» модельный плюм, непрерывно подпитываемый легкой жидкостью, состоит из относительно тонкого питающего канала и большой «головы» [Griffiths, Campbell, 1990; Coulliette, Loper, 1995; Schubert et al., 2001; и др.].

В статьях [Добрецов и др., 2003; Кирдяшкин и др., 2004] была предложена модель термохимического плюма, формирующегося на границе ядро—мантия при наличии теплового потока из внешнего ядра и локальном поступлении химической добавки, понижающей температуру плавления мантии. Затем в работах [Кирдяшкин и др., 2005, 2012; Добрецов и др., 2006; Dobretsov et al., 2008; Гладков и др., 2012] были представлены данные лабораторного и теоретического моделирования термохимических плюмов от зарождения модельного плюма до излияния расплава из его канала и конфигурации канала в зависимости от тепловой мощности источника. На основе проведенного моделирования и петрологических данных показано наличие на глубине примерно 100 км «тугоплавкого» слоя в литосфере, представлены оценки некоторых параметров для Тунгусской синеклизы [Dobretsov et al., 2008; Гладков и др., 2012].

В настоящей статье в рамках разрабатываемой модели термохимического плюма представлены оценки параметров плюмов Северной Азии. Формирование внутриплитных магматических провинций Северной Азии связывается с деятельностью мантийных плюмов [Коваленко и др., 2009; Добрецов и др., 2013; Ярмолюк и др., 2013]. При этом выявляется связь мантийно-плюмового магматизма с формированием медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений [Добрецов и др., 2010; Ярмолюк, Кузьмин, 2012; Кузьмин, Ярмолюк, 2014]. Анализ геохимических и изотопных результатов с учетом геофизических данных на примере Центральной Монголии указывает на плюмовую природу магматической активности в Центральной Азии [Саватенков и др., 2010]. В частности, геолого-геофизические данные позволяют предположить действие мантийного плюма под Хангаем, а наличие на территории кайнозойского Хангайского поднятия палеозойского Хангайского батолита может указывать на унаследованность плюмовой активности с позднего палеозоя [Мордвинова и др., 2015].

Важным элементом геологической характеристики Сибирской платформы как одного из наиболее типичных регионов внутриплитного континентального магматизма являются количественные оценки площади распространения магматических пород и объемов магматизма [Золотухин, Альмухамедов, 1991; Васильев и др., 2000]. Обзор внутриплитного магматизма Сибири и ее складчатого обрамления дан в [Kuzmin et al., 2010; Кузьмин и др., 2011], причем в последней работе приведены количественные данные о времени излияния, площади распространения магматических пород и объемах излившегося магматического расплава.

Далее опишем модель термохимического плюма, представим его тепловую и гидродинамическую структуру, дадим основные соотношения для определения его тепловой мощности и диаметра, а также представим оценки параметров плюмов Северной Азии: массового расхода расплава, тепловой мощности, диаметра канала и головы плюма, основываясь на геологических данных об объемах магматизма для каждого плюма в отдельности и характере излияния магм, образованных плюмами.

МОДЕЛЬ ТЕРМОХИМИЧЕСКОГО ПЛЮМА

Анализ свободно-конвективного теплообмена во внешнем ядре на основе модели горизонтально-го слоя вязкой жидкости, подогреваемого снизу и охлаждаемого сверху, показал, что при физических свойствах внешнего ядра и тепловом потоке на границе ядро—мантия $q_1 = 10q = 0.6 \text{ Вт/м}^2$ (q — средний тепловой поток на земной поверхности) сверхадиабатический перепад температуры между кровлей и подошвой внешнего ядра равен $0.3 \text{ }^\circ\text{C}$ [Добрецов и др., 2001]. Для внешнего ядра характерны малые сверхадиабатические перепады температуры и, соответственно, малые колебания температуры. Длительное существование высоких сверхадиабатических перепадов температуры на границе ядро—мантия невозможно из-за интенсивной свободной конвекции в жидком внешнем ядре. Из-за малых перепадов температуры во внешнем ядре на границе ядро—мантия невозможны чисто тепловые источники, обуславливающие проявление современных плюмов с тепловой мощностью $N \sim 10^8 \text{ кВт}$ [Добрецов и др., 2006]. В связи с упомянутой величиной тепловой мощности отметим, что, согласно оценкам [Добрецов и др., 2005], тепловая мощность источника Гавайского плюма составляет $3 \cdot 10^8 \text{ кВт}$, Исландского — $3.8 \cdot 10^8 \text{ кВт}$.

Граница ядро—мантия может быть представлена как область, в которой происходят сложные процессы взаимодействия внешнего ядра и нижней мантии: эта область включает зоны плавления, химических реакций, в ней могут присутствовать значительные композиционные неоднородности [Brandon, Walker, 2005; Garnero, McNamara, 2008; и др.]. Согласно модели формирования термохимического плюма [Добрецов и др., 2003; Кирдяшкин и др., 2004; Dobretsov et al., 2008], понижение температуры плавления нижней мантии вблизи границы ядро—мантия возможно при локальном поступлении химической добавки. Термохимический плюм формируется на границе ядро—мантия там, где локализована химическая добавка, понижающая температуру плавления до величины $T_{\text{пх}}$. При понижении температуры плавления мантийного вещества ниже температуры границы ядро—мантия происходит плавление в мантии и формирование плюма. Источником химической добавки могут быть реакции железосодержащих минералов нижней мантии (перовскита, магнезиовюститита) с водородом и/или метаном, выделяющимися на границе ядро—мантия [Добрецов и др., 2003; Кирдяшкин и др., 2004]. Водород и метан, обладающие высокой растворимостью в жидком расплаве железа + Ni, могут концентрироваться в осевой части воронкообразных вихрей, которые образуются под действием силы Кориолиса во внешнем ядре в пограничном слое у границы ядро—мантия [Добрецов, Кирдяшкин, 2000; Добрецов и др., 2001]. На наличие химической добавки может указывать, например, то, что изверженные породы плюмов, имеющих тепловую мощность на порядок ниже, чем Гавайский, и ответственных за образование кимберлитовых трубок (трубок взрыва), содержат большое количество CO_2 (до 12.8—20.5 %) [Доусон, 1983]. Взрывообразный характер извержения магм таких плюмов указывает на большое количество CO_2 при прорыве плюма на поверхность, но это количество сложно оценить [Доусон, 1983; Fedortchouk et al., 2010]. Тепловым источником является внешнее жидкое ядро, имеющее в области локального поступления химической добавки большую температуру, чем температура плавления мантии [Кирдяшкин и др., 2004].

Таким образом, условиями существования термохимического плюма, формирующегося на границе ядро—мантия, являются: 1) наличие теплового потока, направленного из внешнего ядра в мантию; 2) локальное поступление химической добавки из внешнего ядра, понижающей температуру плавления мантийного вещества до величины $T_{\text{пх}}$, меньшей, чем температура границы ядро—мантия T_1 . Вследствие низкой вязкости и высокой теплопроводности внешнего ядра, в нем вблизи подошвы плюма, находящейся на границе ядро—мантия, создаются интенсивные свободно-конвективные течения, обеспечивающие при вышеуказанных условиях подвод тепла, необходимого для плавления мантии и образования канала плюма. Расплав в канале плюма представляет собой гетерогенную смесь, доля расплава в которой равна ϕ и доля твердой фазы равна $1 - \phi$. Тепловой поток от подошвы в канал плюма тем больше, чем больше ΔT_s — разность температуры на подошве плюма и температуры расплава вне пограничного слоя, существующего на подошве плюма. Величина ΔT_s возрастает с понижением температуры плавления $T_{\text{пх}}$. Тепло, поступающее от подошвы плюма, расходуется на нагрев мантийного вещества до температуры плавления, на само плавление и отводится в окружающую мантию, имеющую температуру T_0 , меньшую, чем температура границы раздела расплав—окружающая мантия (границы канала плюма) $T_{\text{пх}}$.

Температура плавления мантии при наличии химической добавки $T_{\text{пх}} = T_{\text{пс}} - kc_2$, где $T_{\text{пс}}$ — температура плавления «сухой» окружающей мантии (без добавки), коэффициент k (°C/%) характеризует величину понижения температуры плавления при увеличении концентрации добавки на 1 мас. %, c_2 — концентрация добавки на границе канала плюма [Кирдяшкин и др., 2004]. Тогда можно записать $T_1 - T_{\text{пх}} = kc_2 - (T_{\text{пс}} - T_1)$. Плавление мантийного вещества вблизи границы ядро—мантия и, соответственно, формирование термохимического плюма возможно, когда разность $T_1 - T_{\text{пх}} > 0$, т. е. выполняется условие $kc_2 > (T_{\text{пс}} - T_1)$ и, следовательно, $c_2 > (T_{\text{пс}} - T_1)/k$. Оценки параметров термохимических плюмов, геодинамические условия прорыва плюма на поверхность, а также результаты расчета теплообмена канала термохимического плюма с горизонтальными мантийными свободно-конвективными течениями представлены в работах [Кирдяшкин и др., 2004, 2005, 2008, 2009; Добрецов и др., 2005, 2006; Dobretsov et al., 2008]. Модель термохимического плюма, предложенная в указанных работах, отличается от моделей формирования восходящих течений, в которых термохимический плюм представляет собой восходящий свободно-конвективный поток, захватывающий материал плотного химического слоя на границе ядро—мантия. Различия моделей термохимического плюма приведены в подробном виде в статье [Dobretsov et al., 2008].

Исходно в модели термохимического плюма, выплавляющегося от границы ядро—мантия, рассматривается плюм в отсутствии интенсивных горизонтальных мантийных свободно-конвективных течений, т. е. между каналом плюма и окружающей мантии происходит кондуктивный теплообмен [Добрецов и др., 2005]. Н.Л. Добрецов с соавторами [2005] на основании балансовых соотношений для потоков тепла и массы получили основные уравнения тепло- и массообмена термохимического плюма и с использованием параметрического подхода определили основные параметры мантийного термохимического плюма, которые обеспечивают его устойчивое существование.

Взаимодействие канала мантийного термохимического плюма с мантийными горизонтальными свободно-конвективными течениями подробно рассмотрено в статьях [Кирдяшкин и др., 2008, 2009]. В указанных работах представлена теплофизическая модель такого взаимодействия, и на ее основе определены кинематическая вязкость расплава и диаметр канала для плюма, подверженного влиянию горизонтальных мантийных течений, а также оценены параметры нижней мантии (вязкость, теплопроводность, скорость горизонтальных течений, числа Рэлея) [Кирдяшкин и др., 2009]. Скорость плавления в канале плюма, оцененная в [Добрецов и др., 2005], много больше скорости горизонтальных мантийных течений [Кирдяшкин и др., 2009], поэтому эти течения не сказываются на положении канала плюма на протяжении всего времени его существования. В то же время горизонтальные свободно-конвективные течения могут влиять на вертикальные (восходящие) свободно-конвективные течения (термики), поскольку их скорости имеют одинаковый порядок величины.

В связи с моделью мантийного термохимического плюма и ее приложениями к плюмам Северной Азии, представленным ниже в разделе «Основные параметры плюмов...», следует упомянуть о соотношении исследований, основанных на данных по плюмовому магматизму, и работ по сейсмической томографии мантии под областями внутриконтинентального вулканизма. В статье [Кулаков, 2013] представлен обзор томографических моделей, применяемых к различным вулканическим областям. На томографических изображениях областей внутриконтинентального кайнозойского вулканизма, рассматриваемых в [Кулаков, 2013], не выделяются каналы мантийных плюмов в виде вертикальных низкоскоростных аномалий. Низкоскоростные (высокотемпературные) аномалии выделяются в виде крупных горизонтально расположенных тел. Под Байкало-Монгольским регионом на томографических изображениях верхней мантии плюмы как единые вертикальные каналы отсутствуют и имеются низкоскоростные аномалии в виде пятен [Tiberi et al., 2008]. Картина низкоскоростных аномалий в виде крупных тел или пятен, вытянутых в долготном направлении, представлена для ареалов кайнозойского вулканизма Южной Сибири и Монголии в [Koulakov, Bushenkova, 2010], наличие крупных низкоскоростных аномалий в верхней мантии отмечается на северо-востоке Евразии (Якутия и Чукотка) [Яковлев и др., 2012].

В нашей статье рассматриваются плюмы Северной Азии, существовавшие (активно действовавшие) 200—600 млн лет тому назад. В течение столь большого времени могут сохраняться геологические проявления магматизма ранее действовавших плюмов [Kuzmin et al., 2010]. Однако температурные аномалии, связанные с ранее действовавшими плюмами, за 200—600 млн лет могут исчезнуть: после прекращения работы плюма произойдет постепенное выравнивание температуры между температурой в канале плюма и окружающей мантии, а также между температурой головы плюма и литосферой континента.

Оценим время, за которое исчезает тепловая аномалия, т. е. выравнивается температура между цилиндрическим каналом плюма диаметром d_k и длиной L и шарообразной головой плюма радиусом $r_{ш}$ и окружающей мантией. Время выравнивания температуры $t_{\text{выравни}} = Q/N$, где Q — количество тепла, запасенного в канале плюма, $Q = (\pi d_k^2/4)\rho L(C\Delta T + B)$ и в голове плюма $Q = (4/3)\pi r_{ш}^3\rho(C\Delta T + B)$, где B — теплота плавления, N — тепловая мощность, отводимая от плюма в окружающую мантию. При отводе тепла теплопроводностью от цилиндрического канала $N_k = 0.5\pi\lambda(\Delta T/2)L$, от шара $N_{ш} = 4\pi\lambda(\Delta T/2)r_{ш}$ [Добрецов и др., 2001]. В этом случае $t_{\text{выравни,к}} = (\rho d_k^2/\lambda)[C + (B/\Delta T)]$ и $t_{\text{выравни,ш}} = (\rho r_{ш}^2/\lambda)[C + (B/\Delta T)]$. Поскольку перепад температуры между плюмом и окружающей мантией изменяется во времени от ΔT до 0, то определяем N по среднему значению перепада температуры $\Delta T/2$. Для значений параметров $\rho = 4000 \text{ кг/м}^3$, $C = 1200 \text{ Дж/(кг} \cdot \text{°C)}$, $\lambda = 10 \text{ Вт/(м} \cdot \text{°C)}$, $B = 2.1 \cdot 10^5 \text{ Дж/кг}$ [Добрецов и др., 2001; Кирдяшкин и др., 2009] и $\Delta T = 440 \text{ °C}$ (см. следующий раздел) для цилиндрического канала плюма имеем: $t_{\text{выравни,к}} = 2.1; 8.5; 34.0; 76.6$ млн лет соответственно для $d_k = 10; 20; 40; 60$ км. Для шарообразной головы плюма получаются такие же значения $t_{\text{выравни,ш}}$ для $d_{ш} = 2r_{ш} = 2d_k = 20; 40; 80; 120$ км. Таким образом, «память» об изменениях плотности, вызванных изменениями температуры, зависит от размера температурных аномалий, и время их существования возрастает с увеличением их размера. Время выравнивания температуры оценено с завышением, так как рассматривается стационарный кондуктивный теплоотвод от канала плюма. В реальных условиях возникает неустойчивость канала плюма [Гладков и др., 2012] и создаются восходящие свободно-конвективные течения вблизи стенки канала, вследствие чего возрастает интенсивность теплообмена.

Применительно к оценкам времени выравнивания температуры для плюмов Северной Азии в качестве примера можно рассмотреть Хангайский плюм, для которого диаметр канала $d = 32.5$ км (см. ниже). В этом случае $t_{\text{выравни,к}} = 22.5$ млн лет. Деятельность плюма, образовавшегося на границе ядро—мантия и ответственного за формирование Хангайского батолита, прекратилась 242 млн лет назад [Kuzmin et al., 2010] и следы тепловой аномалии, создаваемой каналом плюма, исчезли $242.0 - 22.5 = 219.5$ млн лет назад. Таким образом, в современных томографических изображениях этого плюма могут полностью отсутствовать протяженные по вертикали аномалии скорости, связанные с тепловой аномалией его канала. Аналогичные оценки и рассуждения можно провести и для остальных древних плюмов Се-

верной Азии, поднимавшихся от границы ядро—мантия, данные для которых приведены в таблице. Оценки времени $t_{\text{выравни,к}}$ для них свидетельствуют о том, что тепловые аномалии, созданные каналами этих плюмов, исчезли более 200 млн лет назад. Следовательно, данные о прошлой активности этих плюмов могут быть получены с использованием геологических данных об их магматизме, в то время как сейсмическая томография будет давать картину «мгновенного» (в настоящее время) распределения скоростных аномалий в мантии в области древних плюмов.

Картина низкоскоростных аномалий в областях проявления кайнозойского вулканизма может отражать затухающие тепловые аномалии, предположительно созданные каналами кайнозойских плюмов промежуточной тепловой мощности, имеющими достаточно малый диаметр (10—14 км) [Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2016а]. Выделение каналов плюмов такого малого диаметра методами сейсмической томографии представляется весьма сложной задачей [Кулаков, 2013].

СТРУКТУРА КАНАЛА ТЕРМОХИМИЧЕСКОГО ПЛЮМА

Исследования структуры термохимического плюма и результаты этих исследований представлены в статьях [Гладков и др., 2012; Кирдяшкин и др., 2012]. Мантийный плюм, зарождающийся на границе ядро—мантия, в период своего подъема (выплавления канала) представляет собой систему, состоящую из подошвы плюма, расположенной на границе ядро—мантия, от которой к расплаву канала передаются тепло и химическая добавка, понижающая температуру плавления мантийного вещества, и канала плюма, по которому в условиях свободной конвекции тепло и химическая добавка транспортируются к кровле плюма. Тепло, переданное от подошвы плюма, расходуется на нагрев окружающего мантийного вещества и его плавление у кровли плюма. Согласно экспериментам [Гладков и др., 2012; Кирдяшкин и др., 2012], поперечные сечения канала плюма представляют собой эллипсы. В соответствии со снимками каналов плюмов [Гладков и др., 2012; Кирдяшкин и др., 2012] отношение больших осей эллипсов к малым составляет величину, меньшую чем 1.2. В дальнейших оценках будем принимать средний диаметр канала плюма.

Под тектонически стабильными континентальными регионами мантийный тепловой поток достаточно низкий [Добрецов и др., 2001; Jaupart, Mareschal, 2007, 2014]. Низкие тепловые потоки указывают на низкую интенсивность свободно-конвективных течений в мантии в таких регионах. Таким образом, для плюма, существующего под кратоном, можно не учитывать влияние мантийных свободно-конвективных течений [Добрецов и др., 2005]. В статье [Гладков и др., 2012] представлен анализ соотношения температуры плавления мантии, рассчитанной в [Walzer et al., 2004], и температуры расплава в канале плюма в условиях кондуктивного теплоотвода от канала в окружающую мантию. Согласно выводам [Гладков и др., 2012; Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2015], мантийный плюм зарождается на границе ядро—мантия и выплавляется до высоты $x_{\text{тх}} = 148—185$ км как термохимический, в котором определяющими являются процессы массообмена. При $x > x_{\text{тх}}$ присутствие химической добавки уже не лимитирует процессы переноса в плюме. Плюм является тепловым, т. е. определяющими являются процессы теплообмена в плюме.

Как показывает лабораторное моделирование [Гладков и др., 2012; Кирдяшкин и др., 2012], в вертикальном сечении канал плюма представляет собой систему конвективных ячеек. В областях сужения на границах ячеек восходящий конвективный поток переходит на противоположную сторону канала. Пограничный слой нисходящего конвективного течения расположен по образующей поверхности канала. Граница последнего изменяется во времени. Вдоль области восходящего потока происходит плавление, вдоль нисходящего потока — кристаллизация на границе и в областях сужения канала. В лабораторном моделировании обнаруживается перемещение сужений вверх по каналу вида «бегущей волны», между границей канала и окружающим массивом происходит нестационарный кондуктивный теплообмен [Гладков и др., 2012; Кирдяшкин и др., 2012]. Средний диаметр канала плюма $d = 2R$ (R — средний радиус канала) соизмерим с диаметром его подошвы. Средний диаметр сужения канала $d_c = 2R_c = 0.5d$, где R_c — средний радиус сужения [Гладков и др., 2012; Кирдяшкин и др., 2012]. При достижении плюмом поверхности происходит перераспределение тепловых потоков: количество тепла, переданное верхним слоям литосферы и коровому слою, отводится в атмосферу или океан; за счет потери устойчивости границы канала плюма возрастает доля тепла, переданного от канала в окружающую мантию.

Описанный процесс подъема плюма относится к условиям, когда отсутствуют горизонтальные мантийные свободно-конвективные течения и тепло передается от канала плюма в окружающую мантию путем нестационарной теплопроводности. В качестве масштаба тепловой мощности принята мощность, когда тепло от канала плюма передается в окружающую мантию в условиях стационарной теплопроводности. В этом случае тепловая мощность, переданная каналом плюма окружающей мантии, определяется из соотношения [Кирдяшкин и др., 2012]

$$N_1 = 0.5\pi\lambda\Delta TH, \quad (1)$$

где λ — средняя по высоте канала плюма теплопроводность мантии, $\Delta T = T_{\text{пл}} - T_0$ — средний по высоте канала плюма перепад температуры между границей канала плюма и окружающей мантией, H — высота выплавленного канала плюма.

Будем рассматривать относительную тепловую мощность плюма:

$$\text{Ка} = N/N_1, \quad (2)$$

где N — тепловая мощность источника плюма. Критерий Ка (относительная тепловая мощность) показывает, во сколько раз тепловая мощность, подводящаяся на подошве плюма, больше тепловой мощности, отдаваемой в окружающую мантию в режиме стационарной теплопроводности. Для стационарного кондуктивного теплообмена между каналом и окружающим массивом $\text{Ка} = 1$ ($N = N_1$). Экспериментальные исследования конфигурации плюма, возникающего при плавлении массива парафина над локальным источником тепла, показали, что величина критерия Ка для плюма, выходящего на поверхность массива высотой H , равна $\text{Ка}_{\text{пр1}} = N_{\text{пр1}}/N_1 = 1.12 - 1.17$, где $N_{\text{пр1}}$ — тепловая мощность источника плюма, при которой плюм еще достигает поверхности (предельная тепловая мощность) [Гладков и др., 2012; Кирдяшкин и др., 2012]. Величина критерия $\text{Ка}_{\text{пр1}}$ для плюмов, достигающих поверхности, больше единицы, потому что возникает неустойчивость границы канала плюма и интенсивность кондуктивного теплообмена при нестационарных условиях увеличивается на 12—17 % по сравнению со стационарным режимом теплопроводности [Гладков и др., 2012]. Грибообразная голова плюма образуется вследствие плавления вдоль поверхности массива при $\text{Ка}_{\text{пр2}} = N_{\text{пр2}}/N_1 > 1.6$, где $N_{\text{пр2}}$ — соответствующая предельная тепловая мощность источника.

Для плюма, зарождающегося на границе ядро—мантия ($H = 2880$ км), для средних по толщине мантии коэффициента теплопроводности $\lambda = 7$ Вт/(м · °С) и $\Delta T = 440$ °С [Добрецов и др., 2001, 2005; Walzer et al., 2004; Winter, 2014], используя соотношение (1), получаем $N_1 = 1.4 \cdot 10^{10}$ Вт. При оценке среднего значения перепада температуры $\Delta T = T_{\text{пл}} - T_0$ в нижней мантии использовались данные расчетов [Walzer et al., 2004], согласно которым температура плавления, усредненная по толщине нижней мантии, $T_{\text{пл}} = 2900$ °С. Оценка средней температуры окружающей мантии T_0 может быть найдена из распределения температуры по толщине мантии [Winter, 2014]: $T_0 = 2460$ °С. Таким образом, для нижней мантии $\Delta T = T_{\text{пл}} - T_0 = 440$ °С. Оценки ΔT , проведенные с использованием температуры плавления перидотита и распределения температуры в верхней мантии под континентом [Добрецов и др., 2001; Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2013а], дают примерно такое же значение, как и вышеприведенное для нижней мантии. Поскольку перепад $\Delta T = T_{\text{пл}} - T_0$ можно считать практически постоянным и $T_{\text{пл}}$ и T_0 являются характеристиками мантии, не зависящими от тепловой мощности плюма, то $N_1 = 1.4 \cdot 10^{10}$ Вт — постоянная величина для мантии под континентом.

Можно найти предельную тепловую мощность источника плюма, находящегося на границе ядро—мантия, учитывая соотношение (1) в равенстве (2), $N_{\text{пр1}} = 0.5\pi\lambda\Delta TH\text{Ка}_{\text{пр1}}$. Если тепловая мощность источника плюма $N_1 < N_{\text{пр1}}$, то плюм, поднимающийся от границы ядро—мантия, не достигает поверхности Земли. Для $\lambda = 7$ Вт/(м · °С), $\Delta T = 440$ °С, $H = 2.88 \cdot 10^6$ м и $\text{Ка}_{\text{пр1}} = 1.15$ получаем тепловую мощность источника, при которой плюм еще достигает поверхности $N_{\text{пр1}} = 1.6 \cdot 10^{10}$ Вт. Для плюмов, поднимающихся от границы верхней и нижней мантии ($H = 6.7 \cdot 10^5$ м), для $\lambda = 3.5$ Вт/(м · °С) и $\Delta T = 440$ °С [Добрецов и др., 2001] $N_1 = 1.6 \cdot 10^9$ Вт и $N_{\text{пр1}} = N_1\text{Ка}_{\text{пр1}} = 1.9 \cdot 10^9$ Вт.

При наличии свободно-конвективных течений в верхней и нижней мантии интенсивность теплообмена между каналом и окружающей мантией возрастает. В этом случае тепловая мощность источника плюма, при которой плюм выходит на поверхность, будет много больше, чем в случае теплообмена между каналом плюма и окружающей мантией путем теплопроводности.

СООТНОШЕНИЯ ДЛЯ ТЕПЛОВОЙ МОЩНОСТИ И ДИАМЕТРА ТЕРМОХИМИЧЕСКИХ ПЛЮМОВ

Представим выражения для оценки тепловой мощности термохимического плюма, используя способ, предложенный в статье [Добрецов и др., 2005]. Мощность плюма можно рассчитать по массовому расходу поднявшейся и излившейся магмы выше нижнего топографического уровня для рассматриваемого плюма. Массу поднявшейся и излившейся магмы можно оценить по остаточному рельефу следа плюма над нижним топографическим уровнем в окрестности плюма. Эту массу П.Р. Фогт определяет как «cross-chain mass» [Vogt, 1979]. Подъем и излияние магмы длительно действующего плюма происходят главным образом вследствие теплового расширения мантийного вещества, нагретого источником плюма: вещество окружающей мантии, нагретое источником, при расширении выдавливает расплав из канала плюма. В модели термохимического плюма [Добрецов и др., 2003; Кирдяшкин и др., 2004, 2012] тепло- и массообмен в канале действующего плюма происходит в условиях свободной конвекции. В этом случае в каждом поперечном сечении канала расход расплава, согласно закону сохранения ве-

щества, равен нулю, за исключением той малой части, которая выдавлена из канала вследствие расширения мантии при нагреве в окрестности канала.

Зная время, в течение которого сформировалось поднятие над нижним топографическим уровнем, можно определить объем магмы, излившейся на поверхность в единицу времени, или, другими словами, объемный расход магмы $\Delta V_{и}$ (м³/с), используя который, можно найти массовый расход:

$$\Delta G = \rho_{и} \Delta V_{и}, \quad (3)$$

где $\rho_{и}$ — плотность излившегося магматического расплава.

Массовый расход магмы, излившейся на поверхность, можно определить также из соотношения

$$\Delta G = G\beta\Delta T, \quad (4)$$

где G — масса мантийного вещества, нагреваемого источником плюма в единицу времени, ΔT — среднее увеличение температуры нагретого вещества массой G относительно температуры окружающей мантии, β — коэффициент теплового объемного расширения мантийного вещества. Из соотношения (4) находим массу мантийного вещества G , нагреваемого источником плюма в единицу времени,

$$G = \Delta G / \beta \Delta T. \quad (5)$$

Тепловая мощность источника плюма определяется из соотношения

$$N = GC\Delta T + B\Delta G, \quad (6)$$

где C — теплоемкость мантийного вещества, B — теплота его плавления. В выражении (6) первое слагаемое учитывает тепло, затраченное на нагрев мантийного вещества, второе — тепло, затраченное на плавление магмы, излившейся из канала плюма. Подставляя соотношение (5) в равенство (6), получаем:

$$N = \Delta G[(C/\beta) + B]. \quad (7)$$

В выражении (7) учитывается все тепло источника плюма: тепло, отведенное от канала плюма в нижнюю и верхнюю мантию, и тепло, затраченное на плавление. Для определения мощности плюма используются геологические данные о массе излившейся магмы и физические свойства мантийного вещества (C , β , B). Следует отметить, что величина B меньше величины C/β на порядок и ей можно пренебречь. Тогда равенство (7) записывается в виде

$$N = \Delta GC/\beta. \quad (8)$$

Зная тепловую мощность плюма N , определяемую из соотношения (8) по массовому расходу расплава, можно найти диаметр канала плюма d из выражения [Кирдяшкин и др., 2004; Добрецов и др., 2005]:

$$d = [N(av)^{1/3}/0.045\pi\lambda\Delta T_s^{4/3}(\beta g)^{1/3}]^{1/2}, \quad (9)$$

где a — температуропроводность расплава в канале плюма, v — кинематическая вязкость расплава, в общем случае зависящая от доли расплава ϕ [Кирдяшкин и др., 2008, 2009], λ — теплопроводность расплава, $\Delta T_s = (T_1 - T_{пх})/1.57$ — перепад температуры в пограничном слое вблизи подошвы.

Тепло, выделяющееся от подошвы плюма в его канал, отводится от канала плюма в окружающую мантию и выносится плюмом на поверхность, т. е. выполняется следующий тепловой баланс:

$$N = N_2 + N_3. \quad (10)$$

В этом равенстве N_2 — тепловая мощность, соответствующая количеству тепла, переданного каналом плюма в окружающую мантию и от кровли плюма в массив литосферы над ним. Тепло передается в окружающую мантию от канала плюма (соответствующая тепловая мощность равна $N_{пп1}$) и от кровли плюма в массив, находящийся над ней (соответствующая тепловая мощность равна ΔN): $N_2 = N_{пп1} + \Delta N$. N_3 — тепловая мощность, отвечающая количеству тепла, вынесенному на поверхность магмой, излившейся из канала плюма. Она составляет 3 % от мощности плюма N [Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2013б]. Таким образом, тепло, поступающее от подошвы плюма, в основном передается от канала плюма в окружающую мантию, за исключением малой доли тепла, вынесенной плюмом на дневную поверхность ($N_3 = 0.03N$), которой можно пренебречь. Величина $N_{пп1} = 1.6 \cdot 10^{10}$ Вт (см. предыдущий раздел) и не зависит от тепловой мощности на подошве плюма N . Из равенства (10), с учетом того, что $N_3 \ll N_2$, следует: $\Delta N = N - N_{пп1} = N - 1.6 \cdot 10^{10}$ Вт, где N определяется по геологическим данным о расходе магмы, образованной плюмом.

Согласно экспериментальному моделированию термохимических плюмов [Кирдяшкин и др., 2005; Добрецов и др., 2006; Dobretsov et al., 2008], по мере выплавления канала плюма происходит увеличение объема расплава в канале из-за теплового расширения, происходящего при увеличении температуры расплава в канале относительно окружающей мантии. Вследствие нагрева мантии в окрестности

канала плюма увеличивается объем нагретого мантийного вещества, что вызовет сжатие и уменьшение диаметра канала плюма и, соответственно, подплавление канала плюма. Этот процесс происходит в динамическом равновесии, и диаметр канала плюма остается постоянным. В результате объем расплава увеличивается относительно объема канала плюма. Получившийся избыток расплава вытекает из канала плюма и скапливается на границе ядро—мантия в окрестности подошвы плюма. Этот объем расплава продолжает находиться в расплавленном состоянии, так как его температура плавления ниже, чем температура плавления мантии, из-за наличия химической добавки, понижающей температуру плавления. Согласно лабораторному моделированию излияния расплава из канала плюма [Кирдяшкин и др., 2005; Добрецов и др., 2006; Dobretsov et al., 2008], вначале из канала плюма на поверхность изливается объем расплава, равный объему расплава, накопившегося у границы ядро—мантия. Это происходит так: объем расплава, накопившегося у границы ядро—мантия, втекает в канал плюма и выдавливает на поверхность расплав, расположенный в канале и у кровли плюма. Затем в канал плюма втекает и поднимается в нем вещество внешнего ядра (на высоту примерно 30 км) и выдавливается объем расплава у кровли плюма, равный объему вещества внешнего ядра, поднявшегося в канал плюма.

Термохимические плюмы малой тепловой мощности ($Ka < 1.15$) не достигают поверхности. Они проявляются в виде значительных поднятий поверхности [Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2015]. Плюмы промежуточной тепловой мощности ($1.15 < Ka < 1.9$) прорываются на поверхность [Гладков и др., 2012; Кирдяшкин и др., 2012]. Плюмы, имеющие относительную тепловую мощность $1.9 < Ka < 10$, после прорыва на поверхность образуют грибообразную голову [Гладков и др., 2012; Кирдяшкин и др., 2012]. Плюмы, зарождающиеся под кратонами и имеющие $Ka > 10$, как показано в следующем разделе, ответственны за образование крупных магматических провинций.

ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ПЛЮМОВ, ОТВЕТСТВЕННЫХ ЗА ОБРАЗОВАНИЕ СИБИРСКОЙ ТРАППОВОЙ ПРОВИНЦИИ И ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

Для оценки параметров плюмов Сибири используются геологические данные о магматизме на Сибирской платформе и в прилегающих областях. В таблице, по [Kuzmin et al., 2010, см. таблицу], приводятся названия магматических областей и провинций, возрастной интервал для них Δt , площадь S , объем магматического расплава $V_{\text{и}}$ (столбцы 1—4). Расчеты проводятся на основании анализа структуры канала плюма, приведенного выше с использованием данных экспериментального и теоретического моделирования, и соотношений для массового расхода и тепловой мощности представленных выше.

Параметры плюмов магматических областей и провинций Сибирской платформы и окружающих регионов

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Магматические области и провинции	Δt , млн лет	$S \cdot 10^3$, км ²	$V_{\text{и}} \cdot 10^3$, км ³	ΔG , кг/с	N , Вт	Ka_{2880}	Ka_{670}	H , км	n	d , км	d_p , км
2	Алтае-Саянская область внутриплитового магматизма	598—446	> 25	> 50	31.3	$2.5 \cdot 10^9$	—	1.5	670	1?	—	—
3	Алтае-Саянская КМП	408—393	350	> 100	634	$7.6 \cdot 10^{10}$	5.5	—	2880	1	29	329
4	Виллойская КМП	380—350	> 320	~ 1000	3171	$3.8 \cdot 10^{11}$	27.3	—	2880	1	65	928
5	Баргузин-Витимская КМП	310—275	~ 150	~ 300	815	$9.8 \cdot 10^{10}$	7.0	—	2880	1	33	384
6	Гоби-Тяньшаньская рифтовая зона	318—285	> 25	> 50	144	$1.2 \cdot 10^{10}$	—	7.4	670	~ 4	—	—
7	Гоби-Алтайская рифтовая зона	275—255	~ 15	~ 30	143	$1.1 \cdot 10^{10}$	—	6.8	670	4	—	—
8	Северо-Монгольская рифтовая зона	265—249	~ 25	~ 50	297	$2.4 \cdot 10^{10}$	—	14.8	670	≤ 7	—	—
9	Хангайский батолит	266—242	> 100	> 200	793	$9.5 \cdot 10^{10}$	6.8	—	2880	1	32.5	349
10	Сибирская КМП	250—249	> 1200	> 1500	13341	$1.6 \cdot 10^{12}$	114.9	—	2880	1	133	1395
11	Западно-Сибирская рифтовая система (один из трех плюмов)	250—249	~ 2500	> 1500	4393	$5.3 \cdot 10^{11}$	37.8	—	2880	3	76.5	934
12	Центрально-Азиатская рифтовая система	228—195	> 20	> 30	87	$6.9 \cdot 10^9$	—	4.3	670	2	—	—
13	Зоны рифтинга и независимые проявления батолита Хэнтэй	225—195	> 100	> 200	634	$7.6 \cdot 10^{10}$	5.5	—	2880	1	29	329
14	Западное Забайкалье	160—110	~ 100	15	29	$2.3 \cdot 10^9$	—	1.4	670	1?	—	—
15	Восточная Монголия	160—110	~ 150	70	133	$1.1 \cdot 10^{10}$	—	6.8	670	~ 4	—	—

П р и м е ч а н и е. Столбцы 1—4 — по [Kuzmin et al., 2010].

Крупные магматические провинции (КМП): Сибирская трапповая провинция и Западно-Сибирская рифтовая система. Проводить анализ оказалось удобнее по мере убывания тепловой мощности плюмов, начиная с КМП.

Сибирская трапповая провинция (см. таблицу, строка 10), для которой основной объем излияний находится в пределах Тунгусской синеклизы, и Западно-Сибирская рифтовая система (см. таблицу, строка 11) имеют (в рамках приближения) одинаковые объемы излившихся магм. Излияние магматических расплавов этих плюмов происходило в одно и то же время (с точностью измерения возраста излившихся пород) и за очень короткий (в геологическом масштабе) промежуток времени.

Как было показано в [Кирдяшкин и др., 2005; Добрецов и др., 2006; Dobretsov et al., 2008], образование таких КМП под кратонами происходит при наличии «тугоплавкого слоя» в литосфере. В мантии под кратонами вследствие низких мантийных тепловых потоков можно пренебречь влиянием горизонтальных свободно-конвективных течений, и в этом случае тепловая мощность, отвечающая количеству тепла, отданного каналом плюма окружающей мантии, $N_1 = 1.4 \cdot 10^{10}$ Вт (см. выше раздел «Структура канала термохимического плюма»).

Для определения глубины залегания подошвы «тугоплавкого слоя» $x_{тс}$ и его толщины $\delta_{тс}$ может быть использована фазовая диаграмма модельной системы $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ (Н.В. Сурков, устное сообщение). В работе [Сурков, Гартвич, 2012] на основе экспериментальных физико-химических исследований показано, что эволюция магматического расплава может происходить по эвтектическим трендам, основу которых задают моновариантные равновесия в модельной системе $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$. Тренд II на упомянутой диаграмме имеет состав эвтектик в более кальциевой области основных—ультраосновных составов и характеризуется наличием небольшого минимума температуры плавления при давлениях 1.5—3.1 ГПа, который, согласно нашим оценкам, соответствует наличию «тугоплавкого» слоя толщиной $\delta_{тс} = 42$ км. В этом случае температура плавления в «тугоплавком» слое повышается на величину $\Delta T_{тс} = 23$ °С, подошва слоя расположена на глубине $x_{тс} = 93$ км. Наличие этого «тугоплавкого» слоя может приводить к накоплению больших количеств магматического расплава, близкого по составу к главным типам базальтов и ответственного за проявление массового базальтового магматизма в крупных магматических провинциях за короткое (в геологическом смысле) время.

Рассмотрим процессы гидродинамики и теплообмена, когда кровля плюма достигает подошвы «тугоплавкого» слоя в литосфере (рис. 1). Основными процессами являются: 1) плавление массива вдоль подошвы «тугоплавкого» слоя, вследствие которого образуется грибообразная голова плюма; 2) нагрев массива над кровлей плюма и подъем нагретого объема вещества массива над кровлей плюма, так как уменьшается его плотность в условиях тепловой гравитационной конвекции (подъем вторичного плюма); 3) движение массива над кровлей плюма вследствие существования сверхлитостатического давления в расплаве головы плюма, т. е. вынужденное течение в массиве над кровлей плюма в условиях существования градиента давления, вызывающее образование поднятия наибольшей высотой h_{max} .

Для литосферы, окружающей плюм, как и ранее [Кирдяшкин и др., 2005; Dobretsov et al., 2008], рассматривается приближение высоковязкой ньютоновской жидкости. Процессы 2 и 3 одновременно протекают в литосфере, моделируемой высоковязкой жидкостью, и являются ползущими течениями. Поэтому можно анализировать их отдельно, согласуя их граничные условия.

Вначале рассмотрим процесс 1: плавление массива вдоль подошвы «тугоплавкого» слоя и определим изменение диаметра головы плюма d_r во времени (см. рис. 1). Тепло, затрачиваемое на нагрев, и тепло, затрачиваемое на плавление вдоль подошвы «тугоплавкого» слоя (см. рис. 1),

$$Q_n = \rho_n (\pi/4) (d_r - d)^2 \delta [B\phi + C(T_p - T_{ом})], \quad (11)$$

где δ — средняя толщина головы плюма, которая соизмерима с диаметром канала плюма d ($\delta \approx d$), ρ_n — плотность массива, окружающего голову плюма, B — теплота плавления, ϕ — доля расплава в голове плюма, C — теплоемкость, T_p — температура расплава в голове плюма, $T_{ом}$ — температура окружающей массива.

Тепло, отдаваемое головой плюма литосфере,

$$Q_l = (\pi/4) (d_r - d)^2 \bar{q} t, \quad (12)$$

где \bar{q} — тепловой поток от головы плюма в литосферу, усредненный за время t .

Тепло, подводимое из канала плюма к голове плюма,

$$Q_r = [N - N_1 - \bar{q} (\pi d^2/4)] t. \quad (13)$$

В геологическом масштабе времени соприкосновение расплава с подошвой «тугоплавкого» слоя приводит к мгновенному изменению перепада температуры, равного $\Delta T_{тс} = T_p - \bar{T}_{тс}$, где T_p — темпера-

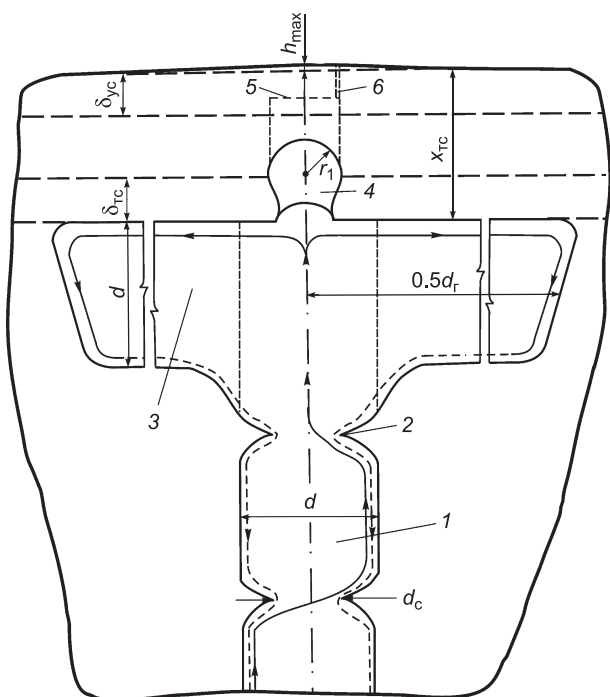


Рис. 1. Схема образования головы плюма, подъема вторичного плюма в «тугоплавком» слое и подъема дневной поверхности под воздействием сверхлитостатического давления на кровле плюма (случай Сибирской КМП).

Показаны свободно-конвективные течения в расплаве канала и головы плюма. δ_{yc} — толщина упругого слоя, d_c — диаметр сужения канала плюма, 1 — канал плюма; 2 — сужение канала; 3 — грибовидная голова плюма; 4 — подъем вторичного плюма радиусом r_1 в «тугоплавком» слое; 5 — уровень, на котором формируется канал излияния; 6 — канал излияния. Остальные усл. обозн. см. в тексте.

тура расплава в голове плюма, $\overline{T_{TC}}$ — среднее значение температуры «тугоплавкого» слоя. В этом случае удельный тепловой поток на подошве «тугоплавкого» слоя \overline{q} , усредненный за время t от начала контакта с расплавом, определяется из соотношения [Теркот, Шуберт, 1985]:

$$\overline{q} = 2\lambda_{л}\Delta T_{TC}/(a_{л}\pi t)^{1/2}, \quad (14)$$

где $\lambda_{л}$ — коэффициент теплопроводности и $a_{л}$ — коэффициент температуропроводности массива литосферы над кровлей плюма. Удельный тепловой поток на подошве грибовидной головы плюма, усредненный за время t , определяется также из соотношения (14), в котором перепад температуры ΔT_{TC} заменяется на $\Delta T_{пр} = T_p - T_{мг}$, где $T_{мг}$ — средняя температура массива, расположенного ниже подошвы головы плюма (см. рис. 1). По нашим оценкам, $\Delta T_{пр} = 0.5\Delta T_{TC}$, поэтому тепло, отдаваемое подошвой головы плюма, $Q_{пр} = 0.5Q_{л}$.

В любой момент времени t , отсчитываемый от момента достижения плюмом подошвы «тугоплавкого» слоя, выполняется следующий тепловой баланс:

$$Q_{г} = Q_{п} + Q_{л} + Q_{пр} = Q_{п} + 1.5Q_{л}. \quad (15)$$

Используя соотношения (11)—(15), получаем:

$$d_{г} - d = \left[\frac{[N - N_1 - (\pi d^2 / 4)\overline{q}]t}{(\pi / 4)\rho_{л}d[B\varphi + C(T_p - T_{ом})] + (1.5\pi / 4)\overline{q}t} \right]^{1/2}. \quad (16)$$

Рассмотрим процесс 2: нагрев массива над кровлей плюма и подъем объема нагревающегося массива вследствие термогравитационной конвекции (см. рис. 1). Зарождение термика (вторичного плюма) на подошве «тугоплавкого» слоя происходит вследствие нагрева в области кровли плюма диаметром d . По мере увеличения диаметра головы плюма $d_г$ область нагрева возрастает, но зарождение вторичного плюма происходит в окрестности кровли плюма при контакте с «тугоплавким» слоем в области подъемного потока в канале плюма. В условиях свободной конвекции размер подъемного потока (вторичного плюма) d_1 соизмерим с $0.5d$, т. е. $d_1 = 2r_1 = 0.5d$, где r_1 — радиус вторичного плюма. Одновременно с подъемом вторичного плюма под действием сверхлитостатического давления ΔP происходит подъем кровли плюма (см. рис. 1).

С момента соприкосновения с подошвой «тугоплавкого» слоя передача тепла от расплава в окружающий массив происходит в условиях нестационарного теплообмена в массиве над кровлей плюма диаметром d при постоянной температуре на подошве «тугоплавкого» слоя, равной температуре расплава T_p . Количество тепла, передаваемого за время t от кровли плюма площадью πr^2 , $Q = \overline{q} \pi r^2 t$ и тогда, используя соотношение (14), получаем

$$Q = 2\pi r^2 \lambda \Delta T_{TC} t^{1/2} / (a\pi)^{1/2}, \quad (17)$$

где $r = d/2$ — радиус канала плюма. Повышение средней температуры ΔT_T в объеме «тугоплавкого» слоя $V = \pi r^2 \delta_{TC}$ будет $\Delta T_T = Q / \rho_{TC} V C$, и с учетом равенства (17)

$$\Delta T_{\tau} = 2\lambda_{\text{л}}\Delta T_{\text{тс}}t^{1/2}/(a_{\text{л}}\pi)^{1/2}\rho_{\text{тс}}C\delta_{\text{тс}}, \quad (18)$$

где $\rho_{\text{тс}}$ — плотность «тугоплавкого» слоя.

Оценим скорость подъема нагретого объема «тугоплавкого» слоя, или скорость подъема вторичного плюма, рассматривая его в виде шара радиусом r_1 (см. рис. 1). Разность плотностей окружающего «тугоплавкого» слоя ($\rho_{\text{тс}}$) и шара, представляющего вторичный плюм ($\rho_{\text{вп}}$), $\Delta\rho = \rho_{\text{тс}} - \rho_{\text{вп}} = \beta\rho_{\text{тс}}\Delta T_{\tau}$. Учитывая выражение (18), получаем

$$\Delta\rho = 2\lambda_{\text{л}}\Delta T_{\text{тс}}t^{1/2}/(a\pi)^{1/2}C\delta_{\text{тс}}. \quad (19)$$

Скорость движения шара радиусом r_1 в жидкости динамической вязкостью η [Персиков, 1984]: $u = 2r_1^2\Delta\rho g/9\eta$. Используя это равенство и соотношение (19), находим скорость подъема вторичного плюма:

$$u = 4r_1^2\lambda_{\text{л}}\beta g\Delta T_{\text{тс}}t^{1/2}/9\eta_{\text{л}}(a\pi)^{1/2}C\delta_{\text{тс}}, \quad (20)$$

где g — ускорение силы тяжести, $\eta_{\text{л}}$ — вязкость литосферы над поднимающимся вторичным плюмом.

Определим время $t = \delta_{\text{тс}}/u$, за которое подошва нагретого объема поднимается до кровли «тугоплавкого» слоя, т. е. время подъема вторичного плюма в «тугоплавком» слое. Радиус вторичного плюма $r_1 = 0.5d/2 = 0.25d$ находится с использованием соотношения (9), определяющего диаметр канала плюма d . Тепловая мощность плюма N , входящая в выражение (9), определяется из соотношения (8), в котором, учитывая равенство (3), массовый расход магматического расплава $\Delta G = \rho_{\text{и}}\Delta V_{\text{и}} = \rho_{\text{и}}V_{\text{и}}/t$, где $V_{\text{и}}$ — объем излившегося магматического расплава, принимаемый по геологическим оценкам (см. таблицу, столбец 4). В этом случае получаем соотношение для определения времени $t = \delta_{\text{тс}}/u$:

$$t = 81.37 \left[\frac{\lambda}{\lambda_{\text{л}}} \frac{\Delta T_{\text{с}}^{4/3}}{\Delta T_{\text{тс}}} \left(\frac{\beta g}{av} \right)^{1/3} \frac{\eta_{\text{л}} a^{1/2} \delta_{\text{тс}}^2}{\rho_{\text{и}} V_{\text{и}} g} \right]^2. \quad (21)$$

В соответствии с моделью прорыва плюма на поверхность, учитывающей наличие «тугоплавкого» слоя в литосфере [Dobretsov et al., 2008], время подъема вторичного плюма t соответствует характерному времени, за которое расплав накапливается на границе ядро—мантия. При прохождении вторичным плюмом кровли «тугоплавкого» слоя образуется канал расплава и далее выплавляется канал плюма до глубины, на которой происходит формирование канала излияния и прорыв расплава по этому каналу на поверхность под действием сверхлитостатического давления ΔP (см. рис. 1). Время выплавления канала плюма до уровня прорыва и время излияния в сумме много меньше, чем t . Формирование канала излияния и прорыв расплава из канала плюма на поверхность требуют специального подробного анализа, выходящего за рамки данной статьи.

Перейдем к процессу 3: течение в массиве литосферы над кровлей плюма происходит под действием сверхлитостатического давления ΔP , и под воздействием этого течения формируется поднятие поверхности над плюмом [Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2015]. Проанализируем это течение и определим высоту поднятия поверхности над плюмом. С учетом сужений канала плюма сверхлитостатическое давление на подошве «тугоплавкого» слоя (на кровле плюма) определяется с использованием соотношения [Кирдяшкин и др., 2005]:

$$\Delta P = \rho_0 \beta g (H - x_{\text{тс}})(T_{\text{п}} - T_0)(d_{\text{с}}/d)^2, \quad (22)$$

где T_0 — температура окружающей мантии.

По мере увеличения высоты подъема дневной поверхности над кровлей плюма h литостатическое давление над кровлей возрастает на величину $\rho_{\text{л}}gh$, где $\rho_{\text{л}}$ — плотность литосферы. Течение в массиве над кровлей происходит под действием перепада давления

$$\Delta P_{\text{дв}} = \Delta P - \rho_{\text{л}}gh. \quad (23)$$

Для плюмов, ответственных за образование КМП, $h/d \ll 1$. В этом случае течение в массиве над кровлей плюма, как делали это ранее [Кирдяшкин и др., 2005; Dobretsov et al., 2008], будем рассматривать в первом приближении как вязкое течение (течение Пуазейля) в цилиндрической трубе, и скорость такого течения [Кирдяшкин и др., 2005]:

$$u(r) = \Delta P_{\text{дв}}(R_{\text{г}}^2 - r^2)/4\eta_{\text{л}}x_{\text{тс}}, \quad (24)$$

где $\eta_{\text{л}}$ — динамическая вязкость массива, $R_{\text{г}} = 0.5d_{\text{г}}$ — радиус головы плюма, r — радиус цилиндрического массива. Максимальная величина скорости течения в массиве при $r = 0$:

$$u_{\max} = \Delta P_{\text{дв}} R_{\Gamma}^2 / 4 \eta_{\Gamma} x_{\text{тс}}. \quad (25)$$

Наибольшая высота поднятия над плюмом h_{\max} определяется из условия $u_{\max} = 0$, т. е. согласно равенству (23), $\Delta P - \rho_{\text{л}} g h = 0$. Используя соотношение (22), получаем

$$h_{\max} = \beta (H - x_{\text{тс}}) (T_{\text{р}} - T_0) (d_{\text{г}} / d_{\Gamma})^2 (\rho / \rho_{\text{л}}). \quad (26)$$

Среднее время роста поднятия поверхности определяется из соотношений (25) и (26):

$$t_{\text{под}} = h_{\max} / u_{\max}. \quad (27)$$

Время роста поднятия $t_{\text{под}}$ много меньше времени подъема вторичного плюма t . Так, для Сибирской трапповой провинции $t_{\text{под}} / t \approx 10^{-4}$. Таким образом, анализ свободно-конвективного подъемного течения в «тугоплавком» слое, представляющего собой вторичный плюм, и вынужденного течения в массиве над кровлей плюма действительно можно выполнять независимо друг от друга. Оценки для $\Delta T_s = 10$ °С, учитывающие соотношение (25), дают среднюю скорость подъема поверхности $u_{\text{под}} \approx 7$ см/год, высота поднятия, согласно соотношению (26), $h_{\max} \approx 170$ м.

Параметры Сибирской КМП рассчитывались следующим образом. Время от зарождения вторичного плюма до начала прорыва плюма на поверхность t определено с использованием соотношения (21), тепловая мощность плюма оценена из соотношения (8), учитывая массовый расход расплава $\Delta G = \rho_{\text{л}} V_{\text{л}} / t$. Относительную тепловую мощность определяли из соотношения (2) для $N_1 = 1.4 \cdot 10^{10}$ Вт. Диаметры канала плюма d и головы плюма d_{Γ} оценены соответственно с использованием формул (9) и (16). В расчетах приняты следующие значения параметров: $\nu = 1$ м²/с, $\lambda = 7$ Вт/(м · °С), $\lambda_{\text{л}} = 3.5$ Вт/(м · °С), $C = 1200$ Дж/(кг · °С), $B = 2.1 \cdot 10^5$ Дж/кг, $a = 1.3 \cdot 10^{-6}$ м²/с, $a_{\text{л}} = 9.7 \cdot 10^{-7}$ м²/с, $\rho = 4500$ кг/м³, $\rho_{\text{л}} = 3000$ кг/м³, $\beta = 10^{-5}$ °С⁻¹, $\rho_{\text{и}} = 3000$ кг/м³, $g = 9.8$ м/с², $\Delta T = 440$ °С, $\Delta T_{\text{тс}} = 1200$ °С, $\Delta T_s = 10$ °С, $\delta_{\text{тс}} = 42 \cdot 10^3$ м.

Для оценки динамической вязкости литосферы над головой плюма $\eta_{\text{л}}$ по указанной выше схеме были рассчитаны параметры плюма для различных значений $\eta_{\text{л}}$. Выбирались те значения $\eta_{\text{л}}$, при которых рассчитанная площадь головы плюма S_{Γ} была соизмеримой с величиной S для траппового ареала, указанной в таблице (столбец 3). После этих расчетов для $\Delta T_s = 10$ °С динамическая вязкость $\eta_{\text{л}}$ была принята равной $3.4 \cdot 10^{20}$ (Н · с)/м². Относительно пониженную вязкость $\eta_{\text{л}}$ можно объяснить значительным разогревом литосферы над плюмом.

Для плюма, ответственного за образование Сибирской трапповой провинции, значения тепловой мощности N (и относительной тепловой мощности Ka) для $\Delta T_s = 10$ °С, $\eta_{\text{л}} = 3.4 \cdot 10^{20}$ (Н · с)/м² и принятых выше значений других параметров составляют $1.6 \cdot 10^{12}$ Вт ($Ka = 114.9$). Время от зарождения вторичного плюма до начала прорыва расплава на поверхность $t = 10.7$ млн лет. Диаметр канала плюма равен 133 км, диаметр головы плюма $d_{\Gamma} = 1395$ км, площадь головы плюма $S_{\Gamma} = \pi d_{\Gamma}^2 / 4 = 1.5 \cdot 10^6$ км². Параметры Сибирской КМП представлены в таблице (строка 10).

Западно-Сибирская рифтовая система. Как было указано ранее, излияние магматических расплавов в Сибирской КМП и Западно-Сибирской рифтовой системе (см. таблицу, строки 10, 11) происходило в одно и то же время и в короткий промежуток времени. Объемы излившихся магм для этих двух КМП также соизмеримы. Однако способы излияния на поверхность различные. При излиянии в условиях осевой симметрии канала плюма происходит подъем всего массива в виде «холма», находящегося над головой плюма, с наибольшей высотой подъема поверхности в области канала плюма и массивными излияниями платобазальтов. Силы, горизонтально направленные от оси симметрии канала плюма, заканчивающегося грибообразной головой на глубине > 100 км (см. рис. 1), не могут являться причиной континентальных рифтовых структур в верхней части литосферы. Рифты в верхней части литосферы могут создаваться вследствие горизонтальных сил, противоположно направленных от плоскости симметрии — оси формирующегося рифта. Горизонтальные силы возникают вследствие горизонтальных градиентов температуры, противоположно направленных от оси рифта, а также вследствие подъема поверхности в области рифта (над плюмом) (рис. 2). Западно-Сибирская рифтовая система представляет собой линейные структуры протяженностью примерно 1800 км и шириной областей излияний 60–180 км. Такая структура возможна при расположении источников тепла и магмы вдоль линейной рифтовой системы. В этом случае создаются условия возникновения противоположно направленных горизонтальных сил. Для океанических рифтовых зон суммарная величина этих сил на 1 погонный метр вдоль оси срединно-океанического хребта (СОХ) составляет $F = F_{\text{а}} + F_{\text{хр}} \approx 10^{12}$ Н/м, где $F_{\text{а}}$ — сила трения на границе океанической литосферной плиты и астеносферы, $F_{\text{хр}}$ — сила, обусловленная возвышением СОХ (сила гравитационного соскальзывания) [Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2014]. Такого же порядка величины можно ожидать и от горизонтальных сил, противоположно направленных от оси континентального рифта. В первом приближении можно предположить, что существовала система из трех плюмов, ответственных за образование Западно-Сибирской рифтовой системы (см. рис. 2).образова-

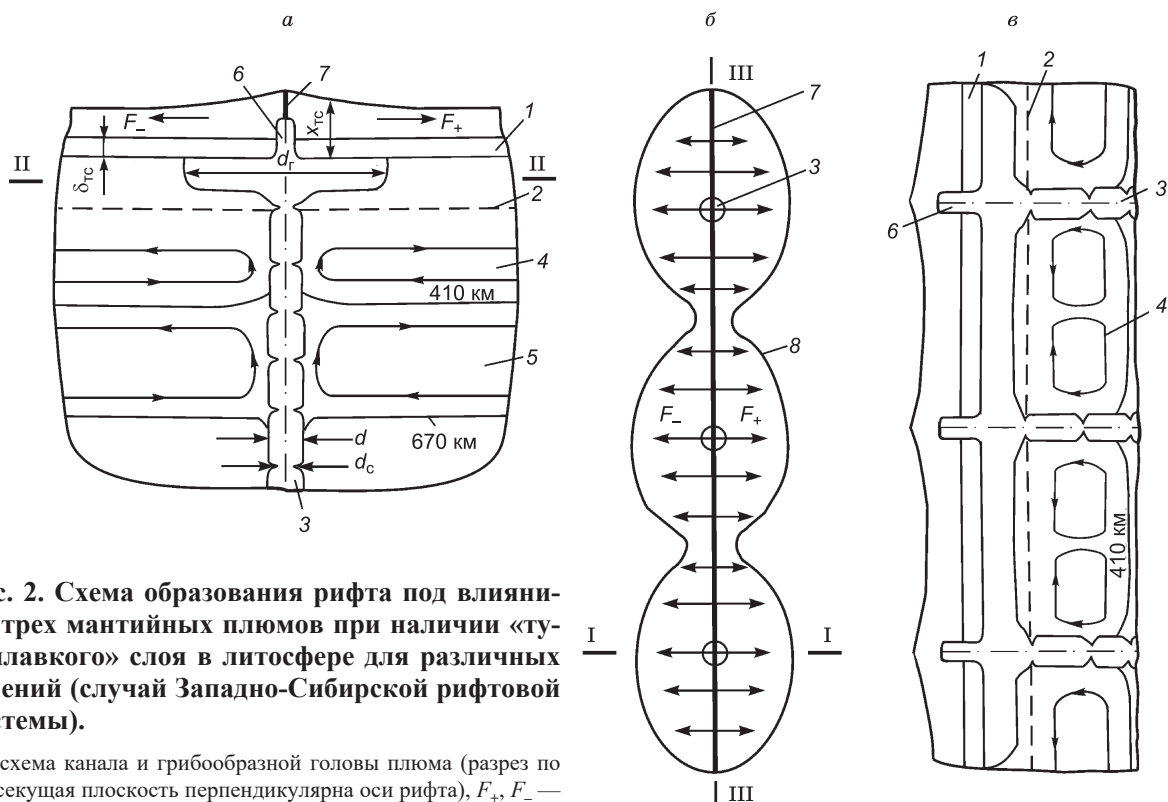


Рис. 2. Схема образования рифта под влиянием трех мантийных плюмов при наличии «тугоплавкого» слоя в литосфере для различных сечений (случай Западно-Сибирской рифтовой системы).

a — схема канала и грибовидной головы плюма (разрез по I-I, секущая плоскость перпендикулярна оси рифта), F_+ , F_- — горизонтальные силы, противоположно направленные от оси рифта и раздвигающие литосферу над головой плюма; *б* — схема голов трех плюмов (разрез по II-II, секущая плоскость параллельна подошве «тугоплавкого» слоя); *в* — схема системы плюмов (разрез по III-III, секущая плоскость проходит вдоль оси рифта). 1 — «тугоплавкий» слой; 2 — подошва литосферы; 3 — канал термохимического плюма; 4 — астеносферные свободно-конвективные течения; 5 — свободно-конвективные течения в слое C; 6 — вторичный плюм; 7 — рифт; 8 — граница грибовидной головы плюма.

ние источников плюмов, ответственных за формирование рассматриваемых КМП, зависит от граничных условий на границе ядро—мантия, где и зарождаются эти плюмы.

На рис. 2 показана структура каналов плюмов и головы плюмов в относительных масштабах диаметра канала плюма. Структура свободно-конвективных течений в верхней мантии изображена на рис. 2, *a* (разрез по I-I). Горизонтальные свободно-конвективные течения в астеносфере (4) и в переходной зоне мантии слое C (5) создаются при наличии горизонтальных градиентов температуры в этих слоях [Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2014]. На рис. 2, *б* (разрез по II-II) представлено распределение горизонтальных сил, возникающих в литосфере вследствие горизонтальных градиентов температуры и образования поднятий над плюмами. Плюмы, в результате деятельности которых формируются рифты и поднятия поверхности, показаны на рис. 2, *в* (разрез по III-III). Грибовидные головы плюмов образуются вследствие плавления вдоль подошвы «тугоплавкого» слоя в литосфере и происходит их слияние в окрестности подошвы этого слоя.

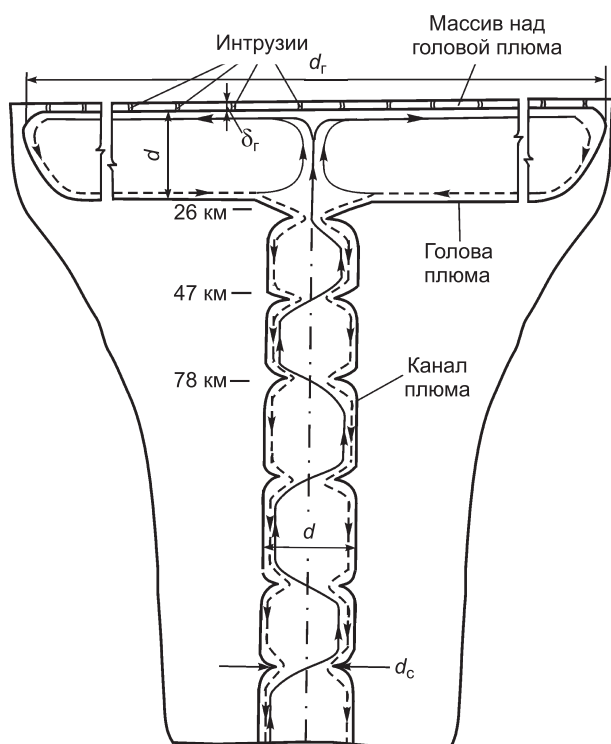
Объем излияний для Западно-Сибирской рифтовой системы принимаем равным $V_{\text{и}} = 1.5 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ (см. таблицу, столбец 4). Принимаем объем излияний каждого из трех плюмов равным $V = 1/3 V_{\text{и}} = 0.5 \cdot 10^6 \text{ км}^3$. Как и для Сибирской КМП, динамическая вязкость $\eta_{\text{д}}$ оценивалась, исходя из соизмеримости рассчитанной суммарной площади $S_{\Sigma} = 3S_{\Gamma}$ площади S для магматического ареала. Кроме того, учитывалось, что одинаковый возраст обеих КМП предполагает одинаковое время подъема вторичных плюмов t для них. Динамическая вязкость $\eta_{\text{д}} = 1.14 \cdot 10^{19} \text{ (Н} \cdot \text{с)/м}^2$ для $\Delta T_s = 10 \text{ }^\circ\text{C}$. Вероятно, температурный уровень плюмов Западно-Сибирской рифтовой системы был несколько выше, чем для Сибирской траптовой провинции, что сказалось на снижении вязкости в области рифтовой системы примерно в 3 раза. Определение параметров плюма проводилось по описанному выше способу для Сибирской КМП. Для указанных ΔT_s , $\eta_{\text{д}}$ и вышеприведенных значений остальных параметров получены параметры плюма: $\Delta G = 4393 \text{ кг/с}$, $N = 5.3 \cdot 10^{11} \text{ Вт}$, $Ka = 37.8$, $t = 10.8 \text{ млн лет}$, $d = 76.5 \text{ км}$, $d_{\Gamma} = 934 \text{ км}$, $S_{\Gamma} = 6.9 \cdot 10^5 \text{ км}^2$ ($S_{\Sigma} = 2.1 \cdot 10^6 \text{ км}^2$), наибольшая высота поднятия над плюмом $h_{\text{max}} = 123 \text{ м}$. Параметры одного из трех плюмов Западно-Сибирской рифтовой системы представлены в таблице (строка 11). Суммарная тепловая мощность трех плюмов $N_{\Sigma} = 3N \approx 1.6 \cdot 10^{12}$ равна таковой для Сибирской КМП.

ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ПЛЮМОВ, ОТВЕТСТВЕННЫХ ЗА ФОРМИРОВАНИЕ БАТОЛИТОВ

Рассматриваем термохимические плюмы с грибообразной головой, которые зарождаются на границе ядро—мантия под кратонами и имеют относительную тепловую мощность $1.9 < Ka < 10$ ($2.7 \cdot 10^{10}$ Вт $< N < 1.4 \cdot 10^{11}$ Вт) [Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2016; Кирдяшкин и др., 2016]. Предположительно такие плюмы могут быть ответственными за формирование таких крупных интрузивных тел, как батолиты, в частности, Хангайского и Хэнтэйского [Кирдяшкин и др., 2016]. Характер проявления таких плюмов на поверхности отличается от плюмов, прорывающихся на поверхность при наличии «тугоплавкого» слоя в литосфере и ответственных за образование КМП. Время излияния расплавов таких плюмов может быть значительным (10—30 млн лет), объемы излияний и размеры магматических ареалов на порядок меньше, чем для плюмов, ответственных за КМП. Таким образом, характер проявления плюмов с грибообразной головой, имеющих $1.9 < Ka < 10$, указывает на отсутствие «тугоплавкого» слоя в литосфере. Согласно фазовой диаграмме модельной системы $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ [Сурков, Гартвич, 2012], процесс выплавления канала плюма в отсутствие «тугоплавкого» слоя может происходить по более высокотемпературному эвтектическому тренду I.

На рис. 3 на основе данных лабораторного моделирования [Гладков и др., 2012; Кирдяшкин и др., 2012] представлена схема термохимического плюма с грибообразной головой, ответственного за образование батолита. Канал плюма диаметром d представляет собой систему конвективных ячеек, разделенных областями сужения диаметром d_c . При $1.9 < Ka < 10$ после прорыва расплава по каналу излияния на поверхность происходит дальнейшее выплавление канала плюма. После прорыва плюма на поверхность тепловая мощность, передаваемая к кровле плюма, равна $\Delta N = N - N_{пр1}$, где $N = KaN_1$ — тепловая мощность, передающаяся от подошвы плюма в его канал, $N_{пр1} = Ka_{пр1}N_1$ — предельная тепловая мощность, передаваемая каналом плюма окружающей мантии в режиме нестационарной теплопроводности, величину $Ka_{пр1}$ принимаем равной 1.15 в соответствии с данными лабораторного моделирования [Гладков и др., 2012; Кирдяшкин и др., 2012]. Тепловая мощность, отводимая от кровли плюма в атмосферу через массив толщиной δ_r над кровлей плюма, много меньше по сравнению с тепловой мощностью ΔN , и поэтому происходит плавление вдоль подошвы массива над кровлей плюма и образуется грибообразная голова плюма, т. е. формируется корневой батолит (см. рис. 3). В мантийных термохимических плюмах, ответственных за образование батолитов, процессы тепло- и массопереноса и кристаллизационной дифференциации происходят на протяжении всего времени существования таких плюмов (10—30 млн лет) [Kuzmin et al., 2010] и течение представляет собой многократную циркуляцию расплава как по всей высоте канала плюма, так и в его ячейках (см. рис. 3).

Вдоль подошвы массива, расположенного в земной коре над плюмом и имеющего толщину δ_r , происходит плавление и формирование грибообразной головы плюма (см. рис. 3). В голове плюма существуют осесимметричная конвективная ячейка, у которой восходящее течение расположено вдоль



оси канала плюма, горизонтальные потоки существуют вдоль верхней и нижней границ головы плюма. Под действием сверхлитостатического давления ΔP происходит внедрение расплава головы плюма в массив над кровлей плюма и создаются локализованные проявления батолита на поверхности. Диаметр головы плюма d_r со временем будет расти, а толщина массива над плюмом δ_r уменьшаться.

Рассмотрим случай, когда грибообразная голова плюма достигает своего наибольшего диаметра $d_{r,max}$. Это происходит, когда тепловая мощность

Рис. 3. Схема термохимического плюма и свободно-конвективных течений в расплаве канала и грибообразной головы плюма диаметром d_r в масштабе относительно диаметра канала плюма d (случай Хангайского батолита).

Средняя толщина грибообразной головы плюма равна диаметру его канала, δ_r — толщина массива над головой плюма. Размеры канала и головы плюма на схеме соответствуют рассчитанным размерам для Хангайского плюма. Показаны уровни, отвечающие первым двум конвективным ячейкам канала плюма.

$\Delta N = N - N_{\text{пр}}$ становится равной тепловой мощности, передаваемой в атмосферу через массив толщиной δ_r над кровлей плюма. Удельный тепловой поток через массив над кровлей плюма, имеющий толщину δ_r ,

$$q_r = \lambda_\delta (\Delta T_\delta / \delta_r), \quad (28)$$

где $\lambda_\delta = 3.5 \text{ Вт/(м} \cdot \text{°С)}$ — коэффициент теплопроводности массива над кровлей плюма, $\Delta T_\delta = T_r - T_{\text{дн}} = 1200 \text{ °С}$, где T_r — температура кровли плюма, $T_{\text{дн}}$ — температура дневной поверхности. Через массив толщиной δ_r передается количество тепла, соответствующее тепловой мощности ΔN , равной

$$\Delta N = (\text{Ka} - \text{Ka}_{\text{пр1}}) N_1, \quad (29)$$

где $\text{Ka} N_1$ — тепловая мощность, передаваемая от подошвы плюма в его канал, $\text{Ka}_{\text{пр1}} N_1$ — тепловая мощность, передаваемая от канала плюма в окружающую мантию, $\text{Ka}_{\text{пр1}} = 1.15$. Площадь поверхности массива над грибообразной головой плюма $S_r = \pi d_r^2 / 4 = \Delta N / q_r$. Тогда, используя равенства (28) и (29), получаем

$$S_r = N_1 \delta_r (\text{Ka} - \text{Ka}_{\text{пр1}}) / \lambda_\delta \Delta T_\delta \quad (30)$$

и

$$d_r = [4 N_1 \delta_r (\text{Ka} - \text{Ka}_{\text{пр1}}) / \pi \lambda_\delta \Delta T_\delta]^{1/2}. \quad (31)$$

Определим толщину массива коры над головой плюма δ_r . Касательное напряжение на боковой поверхности массива достигает критического значения $\bar{\tau}_{\text{кр}}$, когда суммарная сила давления на кровлю грибообразной головы плюма равна силе трения на границе массива над грибообразной головой плюма и сопряженной с ним части коры толщиной δ_r . Критическое значение касательного напряжения на границе массива, усредненное по высоте массива, можно аппроксимировать зависимостью [Кирдяшкин и др., 2005]:

$$\bar{\tau}_{\text{кр}} = (c/2) \rho_{\text{кор}} g \delta_r, \quad (32)$$

где $c = 0.28$ для довольно большого набора минералов [Кирдяшкин и др., 2005], $\rho_{\text{кор}}$ — средняя плотность массива коры.

Суммарная сила давления на кровлю грибообразной головы плюма определяется из соотношения

$$F = (\pi/4) d_c^2 \rho_0 g H \beta (T_p - T_0). \quad (33)$$

Согласно данным экспериментального моделирования [Гладков и др., 2012; Кирдяшкин и др., 2012], диаметр сужения канала плюма $d_c \approx 0.5d$, где d — диаметр подошвы (и канала) плюма, определяющийся соотношением (9) при известной тепловой мощности на подошве плюма. Среднее значение критического касательного напряжения выражается через силу давления F :

$$\bar{\tau}_{\text{кр}} = F / \pi d_r \delta_r. \quad (34)$$

С учетом равенств (32) и (34) $\delta_r = (2F / \pi g c \rho_{\text{кор}} d_r)^{1/2}$ и тогда, используя соотношение (31), получаем

$$\delta_r = (2F / c \rho_{\text{кор}} g)^{2/5} [\lambda_\delta \Delta T_\delta / 4 \pi N_1 (\text{Ka} - \text{Ka}_{\text{пр1}})]^{1/5}. \quad (35)$$

При постоянной тепловой мощности, передаваемой от подошвы плюма в его канал ($N = \text{Ka} N_1 = \text{const}$), объем $\Delta V_{\text{и}}$ магматического расплава, внедряющегося в единицу времени в массив над грибообразной головой плюма под действием сверхлитостатического давления ΔP , находится из соотношений (3) и (8):

$$\Delta V_{\text{и}} = \beta N / \rho_{\text{и}} C. \quad (36)$$

Вероятно, большая масса магмы вдавливаются в наименее прочных местах в более древние породы, раздвигая их в стороны при своем движении вверх. Так, под действием сверхлитостатического давления в расплаве у кровли плюма ΔP , определяемого соотношением (22), может происходить выдавливание магмы в местах разломов корового массива над головой плюма, объемный расход магмы определяется соотношением (36). В этих местах наиболее вероятны локализованные проявления батолитов на поверхности. При закрытии, «заваривании» разлома, под действием сверхлитостатического давления в массиве над головой плюма образуется другой разлом и происходит внедрение магмы в месте нового разлома и т.д.

При расчетах сначала определяли массовый расход расплава $\Delta G = \rho_{\text{и}} V_{\text{и}} / t_{\text{и}}$, где время $t_{\text{и}}$ отвечает возрастному интервалу Δt (см. таблицу, столбец 2). Затем находили тепловую мощность и число Ka (для

$N_1 = 1.4 \cdot 10^{10}$ Вт), используя соответственно соотношения (8) и (2). Диаметр плюма определяли из соотношения (9). Далее с помощью равенства (33) находили силу давления F , после чего толщину массива над плюмом δ_r по формуле (35). Найденные значения δ_r использовались для определения площади поверхности и диаметра головы плюма по соотношениям (30) и (31). В расчетах $\Delta T = 440$ °С, $\Delta T_s = 10$ °С, $\rho_n = 3000$ кг/м³, $\rho_0 = 4500$ кг/м³, $a = \lambda / C\rho_0 = 1.3 \cdot 10^{-6}$ м²/с, $\rho_{\text{кор}} = 3000$ кг/м³, $\lambda = 7$ Вт/(м · °С), $\beta = 10^{-5}$ °С⁻¹, $\nu = 1$ м²/с.

Хангайский батолит. На рис. 3 представлена схема плюма с грибообразной головой, создающего батолит, его размеры соответствуют рассчитанным размерам плюма, ответственного за образование Хангайского батолита (см. таблицу, строка 9). Этот плюм действовал в промежутке времени $\Delta t = 266 - 242$ млн лет. За время $t_n = 24$ млн лет на поверхность выдавливается объем расплава $V_n = 2 \cdot 10^5$ км³. Массовый расход расплава и тепловая мощность Хангайского плюма составляют: $\Delta G = 793$ кг/с и $N = 9.5 \cdot 10^{10}$ Вт (Ка = 6.8). Диаметр канала плюма $d = 32.5$ км. Толщина массива коры над головой плюма $\delta_r = 5.1$ км, диаметр головы $d_r = 349$ км и ее площадь $S_r = 9.6 \cdot 10^4$ км². В соответствии с оценками относительной тепловой мощности, основанными на данных по объемам излияний, выделены четыре плюма, создающие грибообразную голову согласно представленной выше модели и ответственные в том числе за образование таких крупнейших батолитов, как Хангайский и Хэнтэйский. Их параметры представлены в таблице (строки 3, 5, 9, 13).

Вилуйская КМП. Вилуйский плюм (см. таблицу, строка 4) зарождался на границе ядро—мантия и существовал в интервале времени 380—350 млн лет. Объем расплава для него оценивается в 10^6 км³. Для Вилуйского плюма получены следующие оценки: $\Delta G = 3171$ кг/с, $N = 3.8 \cdot 10^{11}$ Вт, Ка = 27.3, $d = 65$ км, $\delta_r = 7.8$ км, $d_r = 928$ км, $S_r = 6.8 \cdot 10^5$ км². Этот плюм проявлен на кратоне. Излияние магм плюма происходило в течение длительного времени ($t_n = 30$ млн лет), что указывает на излияние магматического расплава из канала плюма в отсутствие «тугоплавкого» слоя. После прорыва расплава на поверхность образовывалась голова плюма, как это имеет место для плюмов, ответственных за образование батолитов (рис. 4). Однако в силу большой тепловой мощности плюм проявлен на поверхности как рифтовая система [Kuzmin et al., 2010; Кузьмин, Ярмолюк, 2014] (см. рис. 4, а). Вследствие того, что механизм выплавления канала и образования грибообразной головы плюма аналогичен таковому для плюмов, ответственных за образование батолитов, параметры Вилуйского плюма были определены с использованием соотношений для «батолитовых» плюмов, т. е. плюмов с грибообразной головой, и представлены в таблице.

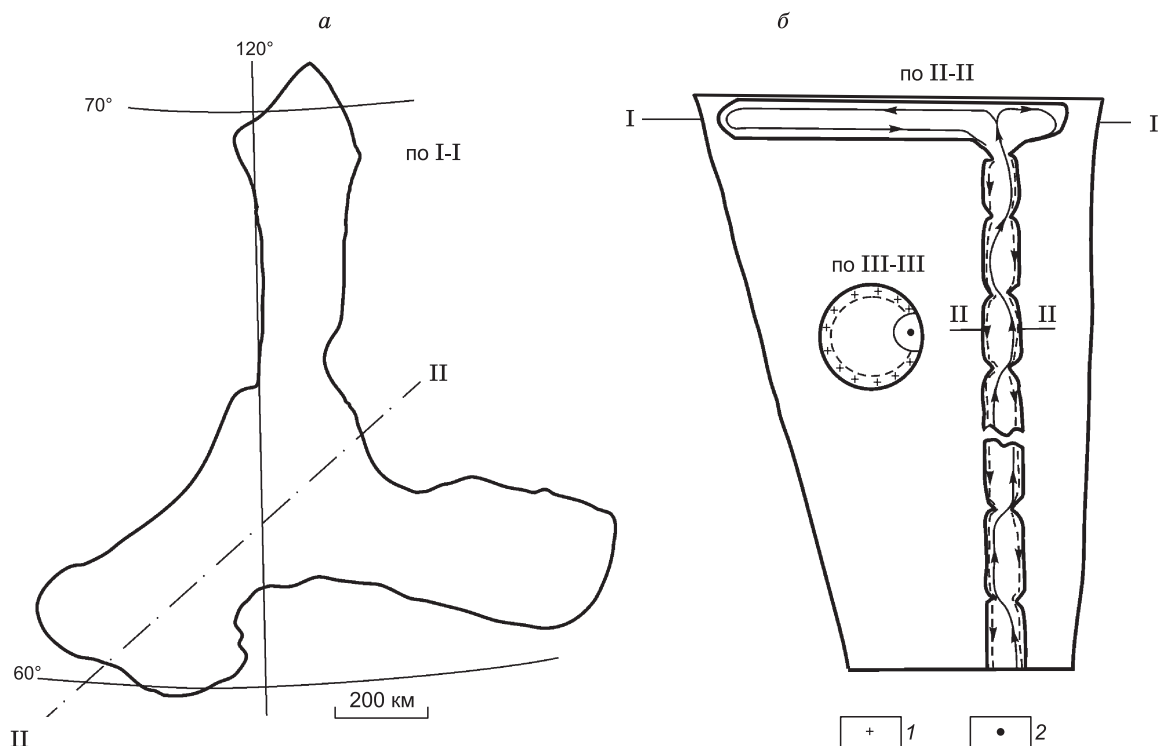


Рис. 4. Схема плюма, ответственного за образование Вилуйской КМП.

а — схема магматического ареала Вилуйской КМП, построенная с использованием данных [Kuzmin et al., 2010; Кузьмин, Ярмолюк, 2014] (разрез по I-I); б — схема канала и головы Вилуйского плюма. Показаны свободно-конвективные течения в канале и голове плюма (разрезы по II-II и по III-III); 1 — нисходящий поток, 2 — восходящий поток.

Особенность образования головы Виллойского плюма (см. рис. 4) связана с устойчивостью процесса плавления. При большой по сравнению с батолитами ($Ka = 1.9\text{—}10$) относительной тепловой мощности ($Ka = 27.3$) симметрия нарушается из-за разломов, формирующихся в коровом слое вследствие повышенного литостатического давления на кровле плюма. Осева симметрия нарушается и образуются разломы — рифты, по которым происходит излияние магмы. Рифты имеют вид трех расходящихся лучей, угол между которыми составляет 120° , т. е. выполняется симметрия по плоскостям, проведенным через рифты и направление вектора силы тяжести (см. рис. 4, а). В каждом из сегментов рифтовой системы свободно-конвективные течения представляют собой горизонтальные потоки, вызванные горизонтальным градиентом температуры, направленным от удаленного от канала торца сегмента (слоя) к каналу плюма, как это видно на примере одного из сегментов (см. рис. 4, б, разрез по П-П). Кроме того, будут существовать течения вида двух валиков от плоскости рифта, организуемые вследствие горизонтального градиента температуры, нормального к плоскости рифта. Вблизи поверхностей охлаждения (у кровли и подошвы каждого сегмента) существуют относительно мелкомасштабные валиковые течения, оси которых направлены вдоль крупномасштабных течений.

Таким образом, каждая из трех КМП (Сибирская, Западно-Сибирская рифтовая система, Виллойская) имеет свой характер проявления на поверхности из-за различных условий зарождения термохимических плюмов, ответственных за образование этих провинций, на границе ядро—мантия и из-за наличия или отсутствия «тугоплавкого» слоя в литосфере.

ПАРАМЕТРЫ ПЛЮМОВ РИФТОВЫХ ЗОН

Параметры рифтовых зон представлены в таблице (строки 6—8, 12, 15). Как видно из представленного выше рассмотрения рифтовой системы, рифтовые зоны могут создаваться несколькими плюмами. Значения тепловой мощности плюмов, ответственных за образование рифтовых зон (см. таблицу, столбец 6), определены по объемам излияний [Kuzmin et al., 2010]. В столбце 7 приведены значения относительной тепловой мощности для плюмов, поднимающихся от границы ядро—мантия (границы 2880 км), $Ka_{2880} = N/N_1$, где $N_1 = 1.4 \cdot 10^{10}$ Вт. В столбце 8 указаны значения Ka для плюмов, поднимающихся от границы 670 км, $Ka_{670} = N/N_1$, где $N_1 = 1.6 \cdot 10^9$ Вт. Для всех рифтовых зон, за исключением Северо-Монгольской, значения Ka_{2880} меньше предельной относительной тепловой мощности $Ka_{пр1} = 1.15$, при которой плюм достигает поверхности. Плюм Северо-Монгольской рифтовой зоны имеет $Ka_{2880} = 1.7 > Ka_{пр1}$, т. е. все же может достичь поверхности, но отдельный плюм промежуточной тепловой мощности вряд ли может создать рифтовую зону. Значения Ka_{670} для плюмов, ответственных за образование рифтовых зон, указывают на то, что эти зоны могут создаваться термохимическими плюмами, зарождающимися на границе 670 км. Как следует из таблицы (столбец 8), для этих плюмов значения Ka_{670} попадают в интервал чисел Ka для плюмов, образующих грибообразную голову ($1.9 < Ka_{670} < 10$). Возможное число плюмов, поднимающихся от границы 670 км и ответственных за образование рифтовых зон, $n \sim Ka_{670}/Ka_{пр2}$ (см. таблицу, столбец 10). Такие плюмы могут, например, зародиться под кратонами, при малых мантийных тепловых потоках, для которых температура на границе 670 км близка к температуре плавления перидотита. Количественный анализ процессов тепло- и массообмена на подошве таких плюмов выходит за рамки данной статьи.

Для Алтае-Саянской области внутриплитового магматизма, Центрально-Азиатской рифтовой системы и Западного Забайкалья (см. таблицу, строки 2, 12 и 14), в соответствии с геологическими данными об объемах излившихся магм [Kuzmin et al., 2010], тепловая мощность на подошве плюма, зарождающегося на границе верхней и нижней мантии (границы 670 км), больше предельной тепловой мощности, при которой плюм, поднимающийся от границы 670 км, достигает поверхности. В соответствии с объемом излияний для Алтае-Саянской области и Западного Забайкалья может существовать один плюм, для Центрально-Азиатской рифтовой системы — два плюма. Возможно, объемы излияний в прошлом для трех указанных областей были больше, чем наблюдаемые в настоящее время.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе модели термохимического плюма, геологических данных об объемах излившихся магматических расплавов, времени и характере излияния, размерах магматических ареалов определены основные параметры плюмов Северной Азии: тепловая мощность на подошве плюма, глубина зарождения плюма, диаметр канала и головы плюма (см. таблицу).

Характер проявления плюма на поверхности при излиянии магматического расплава из канала плюма зависит от тепловой мощности плюма и граничных условий в области зарождения плюма и в литосфере. При формировании одного термохимического плюма на границе ядро—мантия и наличии «тугоплавкого» слоя в литосфере на глубине ~ 100 км образуется Сибирская КМП. При зарождении трех (или нескольких) термохимических плюмов на границе ядро—мантия, имеющих суммарный объем

излияний такой же, как и Сибирская КМП, и при наличии «тугоплавкого» слоя в литосфере образуется Западно-Сибирская рифтовая система. Для указанных КМП при существовании «тугоплавкого» слоя в литосфере излияние происходит в геологически коротком промежутке времени.

При зарождении одного термохимического плюма на границе ядро—мантия и в отсутствие «тугоплавкого» слоя в литосфере образуется рифтовая система, подобная Вилуйской КМП. Рифтовая система Вилуйской КМП состоит из трех рифтов-«лепестков», имеющих вид трех расходящихся лучей, угол между которыми составляет $\sim 120^\circ$. Наблюдается симметрия по плоскостям, проведенным через рифты и канал плюма. Такая рифтовая система может образоваться вследствие потери устойчивости свободно-конвективных течений в грибообразной голове плюма и перехода от осесимметричного течения к более устойчивому течению, имеющему вид трех расходящихся «лепестков» — «плоских» горизонтальных свободно-конвективных течений. Три рассмотренные КМП образуются при относительной тепловой мощности плюмов $Ka > 10$.

Из ранее проведенного экспериментального моделирования следует, что при $1.9 < Ka < 10$ после прорыва расплава из канала плюма на поверхность происходит плавление окружающего корового массива и образуется грибообразная голова плюма. Над ее кровлей существует твердый массив, толщина которого $\delta_r = 5\text{—}6$ км. Под действием сверхлитостатического давления ΔP , определяемого соотношением (22), происходит внедрение расплава головы плюма в массив над ней и образование проявлений корневого батолита на поверхности. Относительная тепловая мощность плюмов, создающих грибообразную голову и ответственных в том числе за формирование крупнейших батолитов, $Ka = 5.5\text{—}7.0$.

Анализ параметров плюмов рифтовых зон (см. таблицу, строки 5—7, 11, 14), определенных на основе геологических данных об объемах излияний и времени излияния, указывают, что эти плюмы могут зарождаться на границе 670 км. Для каждой рифтовой зоны оценены тепловая мощность, передающаяся от подошв плюмов, и возможное число плюмов.

Итак, на основе модели термохимического плюма представлены оценки параметров плюмов в пределах Сибири и прилегающих регионов и сделаны некоторые предварительные выводы об условиях и характере излияния расплавов, образованных этими плюмами, на поверхность. Далее требуются детальные исследования каждой магматической области или провинции с учетом их геологических особенностей, уточнением геодинамических условий формирования плюмов и прорыва магм на поверхность.

Работа выполнена в рамках государственного задания, проект VII.66.1.2 «Экспериментальное и теоретическое моделирование тепловой и гидродинамической структуры термохимического плюма и влияния плюмов на состав и строение литосферы» и междисциплинарных интеграционных проектов СО РАН № 20 и № 87.

ЛИТЕРАТУРА

Васильев Ю.Р., Золотухин В.В., Феоктистов Г.Д., Прусская С.Н. Оценка объемов и проблема генезиса пермотриасового траппового магматизма Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (12), с. 1696—1705.

Гладков И.Н., Дистанов В.Э., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Об устойчивости границы раздела расплав—твердое тело на примере устойчивости канала плюма // Изв. РАН. МЖГ, 2012, № 4, с. 5—22.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Об источниках мантийных плюмов // ДАН, 2000, т. 373, № 1, с. 84—86.

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—24.

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 // ДАН, 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, 2005, т. 46 (6), с. 589—602.

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.

Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1159—1187.

Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Карякин Ю.В., Кораго Е.А., Симонов В.А. Мезозойско-кайнозойский вулканизм и этапы геодинамической эволюции Центральной и Восточной Арктики // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8), с. 1126—1144.

Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М., Мир, 1983, 300 с.

Золотухин В.В., Альмухамедов А.И. Базальты Сибирской платформы: условия проявления, вещественный состав, механизм образования // Траппы Сибири и Декана: черты сходства и различия / Отв. ред. Г.В. Поляков. Новосибирск, Наука, 1991, с. 7—39.

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, 1993, т. 34 (4), с. 3—12.

Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Экспериментальное и теоретическое моделирование тепловой и гидродинамической структуры субдуцирующей плиты // Геотектоника, 2013а, № 3, с. 31—42.

Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Взаимодействие термохимического плюма с мантийными свободно-конвективными течениями и его влияние на плавление и перекристаллизацию мантии // Геология и геофизика, 2013б, т. 54 (5), с. 707—721.

Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Силы, действующие на субдуцирующую океаническую плиту // Геотектоника, 2014, № 1, с. 62—76.

Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Прорыв мантийных термохимических плюмов промежуточной тепловой мощности на поверхность // Геотектоника, 2016, № 2, с. 78—92.

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. Геодинамические 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 срединно-океанического хребта // Физика Земли, 2008, № 6, с. 17—30.

Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Теплообмен между каналом термохимического плюма и окружающей мантией при наличии горизонтального мантийного потока // Физика Земли, 2009, № 8, с. 66—82.

Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Дистанов В.Э., Гладков И.Н. Геодинамические режимы мантийных термохимических плюмов // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (6), с. 1092—1105.

Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Мантийные термохимические плюмы и их влияние на формирование поднятий // Геотектоника, 2015, № 4, с. 86—96.

Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А., Гладков И.Н., Дистанов В.Э. Экспериментальное моделирование влияния относительной тепловой мощности на форму канала плюма и структуру свободно-конвективного течения в нем // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (7), с. 900—911.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатиков О.А. Геодинамическое положение новейшего вулканизма Северной Евразии // Геотектоника, 2009, № 5, с. 3—24.

Котелкин В.Д., Лобковский Л.И. Общая теория Мясникова эволюции планет и современная термохимическая модель эволюции Земли // Физика Земли, 2007, № 1, с. 26—44.

Кузьмин М.И. К новой парадигме геологии // Природа, 2014, № 7, с. 49—58.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 153—184.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Фанерозойский внутриплитный магнетизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции Африканской низкоскоростной мантийной провинции // Геотектоника, 2011, № 6, с. 3—23.

Кулаков И.Ю. Взгляд на процессы под вулканами через призму сейсмической томографии // Вест. РАН, 2013, т. 83, № 8, с. 698—710.

Мордвинова В.В., Треусов А.В., Турутанов Е.Х. О природе мантийного плюма под Хангаем (Монголия) по сейсмогравиметрическим данным // ДАН, 2015, т. 460, № 3, с. 334—338.

Персиков Э.С. Вязкость магматических расплавов. М., Наука, 1984, 160 с.

Саватенков В.М., Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М. Источники и геодинамика позднекайнозойского вулканизма Центральной Монголии по данным изотопно-геохимических исследований // Петрология, 2010, т. 18, № 3, с. 297—327.

Сурков Н.В., Гартвич Ю.Г. Физико-химическая модель для кристаллизации пород щелочноземельной серии // Геохимия, 2012, № 10, с. 891—908.

Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. М., Мир, 1985, ч. 1, 376 с.; ч. 2, 360 с.

Трубицын В.П., Харьбин Е.В. Термохимические мантийные плюмы // ДАН, 2010, № 5, с. 683—685.

Яковлев А.В., Бушенкова Н.А., Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л. Структура верхней мантии Арктического региона по данным региональной сейсмотомографии // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (10), с. 1261—1272.

Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометалльный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений, 2012, т. 54, № 5, с. 375—399.

Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский—раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // Петрология, 2013, т. 21, № 2, с. 115—142.

Brandon A.D., Walker R.J. The debate over core—mantle interaction // Earth Planet. Sci. Lett., 2005, v. 232, p. 211—225.

Coulliette D.L., Loper D.E. Experimental, numerical and analytical models of mantle starting plumes // Phys. Earth Planet. Inter., 1995, v. 92, p. 143—167.

Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G., Vernikovskiy 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.

Fedortchouk Y., Matveev S., Carlson J.A. H₂O and CO₂ in kimberlitic fluid as recorded by diamonds and olivines in several Ekati Diamond Mine kimberlites, Northwest Territories, Canada // Earth Planet. Sci. Lett., 2010, v. 289, p. 549—559.

Garnero E.J., McNamara A. Structure and dynamics of Earth's lower mantle // Science, 2008, v. 320, p. 626—628, doi:10.1126/science.1148028.

Griffiths R.W., Campbell I.H. Stirring and structure in mantle starting plumes // Earth Planet. Sci. Lett., 1990, v. 99, p. 66—78.

Jaupart C., Mareschal J.-C. Heat flow and thermal structure of the lithosphere // Treatise on geophysics. V. 6. Crust and lithosphere dynamics / Ed. G. Schubert. // Amsterdam, Elsevier, 2007, p. 217—251.

Jaupart C., Mareschal J.-C. Constraints on crustal heat production from heat flow data // Treatise on geochemistry. V. 4. The crust / Eds. K. Turekian, H. Holland. Amsterdam, Elsevier, 2014, p. 53—73.

Koulakov I., Bushenkova N. Upper mantle structure beneath the Siberian craton and surrounding areas based on regional tomographic inversion of P and PP travel times // Tectonophysics, 2010, v. 486, p. 81—100.

Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth Sci. Rev., 2010, v. 102, p. 29—59.

Lin S.-C., van Keken, P.E. Dynamics of thermochemical plumes: 1. Plume formation and entrainment of a dense layer // Geochem. Geophys. Geosyst., 2006, v. 7, Q02006. doi:10.1029/2005GC001071.

Maruyama S. Plume tectonics // J. Geol. Soc. Japan., 1994, v. 100, № 1, p. 24—34.

Olson P., Singer H. Creeping plumes // J. Fluid Mech., 1985, v. 158, p. 511—531.

Schubert G., Turcotte D.L., Olson P. Mantle convection in the Earth and planets. Cambridge University Press, 2001, 940 p.

Tiberi C., Deschamps A., Déverchère J., Petit C., Perrot J., Appriou D., Mordvinova V., Dugaarma T., Ulzibaat M., Artemiev A.A. Asthenospheric imprints on the lithosphere in Central Mongolia and Southern Siberia from a joint inversion of gravity and seismology (MOBAL experiment) // Geophys. J. Int., 2008, v. 175, p. 1283—1297.

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.

Walzer U., Hendel R., Baumgardner J. The effects of a variation of the radial viscosity profile on mantle evolution // Tectonophysics, 2004, v. 384, p. 55—90.

Whitehead J.A., Luther D.S. Dynamics of laboratory diapir and plume models // J. Geophys. Res., 1975, v. 80, № B5, p. 705—717.

Winter J. D. Principles of igneous and metamorphic petrology. Harlow, Pearson, 2014, 739 p.

Yang T., Fu R. Thermochemical piles in the lowermost mantle and their evolution // Phys. Earth Planet. Inter., 2014, v. 236, p. 109—116.

Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Bocharova N.Yu. Hot-field tectonics // Tectonophysics, 1991, v. 199, p. 165—192.