



FEATURES OF MELTING IN THE THERMOCHEMICAL PLUME CONDUIT AND HEAT AND MASS TRANSFER DURING CRYSTALLIZATION DIFFERENTIATION OF BASALTIC MELT IN A MUSHROOM-SHAPED PLUME HEAD

A. A. Kirdyashkin^{1,2}, A. G. Kirdyashkin¹, N. V. Surkov¹

¹ V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS, Novosibirsk, Russia

² Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

Abstract: The number $K_a=N/N_1$ is used to evaluate the thermal power of a plume; N is the thermal power transferred from the plume base to its conduit, and N_1 is the thermal power transferred from the plume conduit into the surrounding mantle. At the relative thermal power $1.9 < K_a < 10$, after eruption of the melt from the plume conduit to the surface, melting occurs in the crustal block above the plume roof, resulting in the formation of a mushroom-shaped head of the plume. A thermochemical plume originates at the core-mantle boundary and ascends (melts up) to the surface. Based on laboratory and theoretical modeling data, we present the flow structure of melt in the conduit and the head of the thermochemical plume. The features of melting in the plume conduit are elucidated on the basis of the phase diagram of the CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ model system. The two upper convection cells of the plume conduit relate to the region of basic and ultrabasic compositions. Our study shows that melting in these cells proceeds according to monovariant equilibria of eutectic type $L=Cpx+Opx+An+Sp$ and $L=Fo+An+Cpx+Opx$. In case of the CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-Na₂O system, crystallization differentiation proceeds as separation of plagioclase crystals. Separation of plagioclase crystals enriched in anorthite component leads to enrichment of the residual melt in silica and alkaline components. Assuming the initial basaltic melt, we calculated the compositional changes in the melt, which are powered by the heat and mass transfer processes in the mushroom-shaped plume head. The calculations were performed in two stages: (1) after settling of refractory minerals; (2) after settling of plagioclase in the melt resulting from the first stage. In the second stage, the melt contains 88.5 % of plagioclase component. The calculations were performed for melt temperature $T_{melt}=1410$ °C and pressure $P=2.6$ kbar and 6.3 kbar. The calculated weight contents of oxides, the normative compositions for solid phase, and the oxide content and normative composition for the residual melt were tabulated. The SiO₂ content in the residual melt amounts to 59.6–62.3 % and corresponds to the crustal SiO₂ content.

Key words: thermochemical plumes; heat and mass transfer; thermal power; plume head; melt; normative composition; basalts; phase diagram; eutectic melting

RESEARCH ARTICLE

Received: November 8, 2018

Revised: February 25, 2019

Accepted: March 1, 2019

For citation: Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G., Surkov N.V., 2019. Features of melting in the thermochemical plume conduit and heat and mass transfer during crystallization differentiation of basaltic melt in a mushroom-shaped plume head. *Geodynamics & Tectonophysics* 10 (1), 1–19. doi:10.5800/GT-2019-10-1-0401.

ОСОБЕННОСТИ ПЛАВЛЕНИЯ В КАНАЛЕ ТЕРМОХИМИЧЕСКОГО ПЛЮМА И ТЕПЛОМАССОБМЕН ПРИ КРИСТАЛЛИЗАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ БАЗАЛЬТОВОГО РАСПЛАВА В ГРИБООБРАЗНОЙ ГОЛОВЕ ПЛЮМА

А. А. Кирдяшкин^{1,2}, А. Г. Кирдяшкин¹, Н. В. Сурков¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, Россия

Аннотация: В качестве масштаба тепловой мощности плюма используется критерий $Ka=N/N_1$, где N – тепловая мощность, передающаяся от подошвы плюма в его канал, N_1 – тепловая мощность, передаваемая от канала плюма в окружающую мантию. При $1.9 < Ka < 10$ после прорыва расплава из канала плюма на поверхность происходит плавление массива коры над кровлей плюма и образуется грибовидная голова плюма. На основе данных экспериментального и теоретического моделирования представлена структура течения в расплаве канала и головы термохимического плюма, поднимающегося (выплавливающегося) от границы ядро – мантия к поверхности. На основе строения фазовой диаграммы модельной системы $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ показано, что в двух верхних конвективных ячейках канала плюма, в области основных и ультраосновных составов, плавление протекает по моновариантным равновесиям эвтектического типа $L=Crx+Orx+An+Sp$ и $L=Fo+An+Crx+Orx$. При расширении состава указанной модельной системы щелочным компонентом до $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-Na_2O$ в этих ячейках появляются условия для кристаллизационной дифференциации в виде процесса отделения кристаллов плагиоклаза. Отделение кристаллов плагиоклаза, обогащенных анортитовым компонентом, приводит к изменению состава остаточного расплава в направлении высоких содержаний кремнезема и щелочных компонентов. Проведены расчеты состава расплава, получающегося вследствие процессов тепло- и массопереноса в грибовидной голове плюма в предположении, что исходный состав расплава в ней – базальтовый. Расчеты проведены в два этапа: (1) после осаждения тугоплавких минералов на подошву головы плюма; (2) после осаждения плагиоклаза в расплаве, образовавшемся после первого этапа и содержащем 88.5 % плагиоклазового компонента. Результаты расчетов приведены в виде таблиц, представляющих процентное весовое содержание оксидов для твердой фазы, а также содержание оксидов и нормативный состав для остаточного расплава при температуре $T_p=1410$ °С и давлении $P=2.6$ кбар и $P=6.3$ кбар. Содержание SiO_2 в остаточном расплаве составляет 59.6–62.3 % и соответствует содержанию SiO_2 в коровом слое.

Ключевые слова: термохимические плюмы; тепло- и массообмен; тепловая мощность; голова плюма; расплав; нормативный состав; базальты; фазовая диаграмма; эвтектическое плавление

1. ВВЕДЕНИЕ

Процесс эволюции состава магматического расплава является центральным вопросом в петрологии. Он может быть решен при комплексном изучении изменений состава магматического расплава, происходящих при его подъеме к поверхности, и процессов тепло- и массообмена, протекающих в нем. Таким образом, для всестороннего исследования эволюции состава расплава необходимо совместное решение геодинамической и петрологической задач.

В настоящее время по некоторым модельным системам накоплен достаточно полный материал [MacGregor, 1965; Kushiro, Yoder, 1966; Surkov, 1995; Surkov, Gartvich, 2012a, 2012b], позволяющий перейти

к базовым обобщениям. Четыре компонента этой системы составляют 80–90 мас. % от состава глубинных горных пород, что позволяет считать эту систему достаточно полной моделью для рассмотрения главных вопросов устойчивости глубинных парагенезисов и процессов магмообразования.

Магматический расплав в канале термохимического плюма, зарождающегося на границе ядро – мантия, при подъеме к земной поверхности попадает в области более низких температур. В связи с интенсивным теплообменом, температура этого расплава постоянно понижается и его состав изменяется в сторону составов с минимальной температурой плавления, т.е. составов, близких к эвтектическому расплаву.

К настоящему времени накоплен огромный объем геологических, геохимических и экспериментальных данных по базальтам, образовавшимся в различных геодинамических обстановках [Yoder, Tilley, 1962; Yoder, 1976; Wyllie *et al.*, 1981; MacDougall, 1988; Kerr, Menzies, 2012; *и др.*]. Представлено теоретическое и экспериментальное исследование, а также численное моделирование теплопереноса при плавлении вмещающих пород коры, обусловленном внедрением базальтовых магм [Huppert, Sparks, 1988; Annen *et al.*, 2006]. Подробно описаны тектонические обстановки формирования базальтов различных типов, включая непосредственно связанные с мантийными плюмами, например, крупные магматические провинции [Ernst, 2014; Condie, 2016].

С деятельностью мантийных термохимических плюмов с грибообразной головой связано и формирование крупных интрузивных тел в континентальной земной коре [Kirdyashkin *et al.*, 2017; Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2018]. В указанных статьях на основе геологических данных определены тепловые мощности, рассмотрены структура течения и теплообмен в каналах таких плюмов. Исследованы гидродинамика и теплообмен в голове плюма, представляющей грибообразный плоский слой расплава корового слоя [Kirdyashkin *et al.*, 2017], что позволило рассмотреть массообмен в расплаве головы плюма и изменение его состава в работе [Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2018]. В указанной статье проведены расчеты состава на основе модели тепловой и гидродинамической структуры плюма с грибообразной головой. Расчеты дали состав расплава, близкий к составу нормальных гранитов, в случае, когда голова плюма представляет собой расплав корового слоя. Настоящая статья является продолжением исследований, проведенных в работе [Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2018]. Теперь задача нашего исследования заключается, прежде всего, в том, чтобы на основе анализа тепло- и массопереноса в рамках предложенной модели термохимического плюма с грибообразной головой выяснить, как изменяется состав расплава головы плюма в том случае, если исходный состав расплава в ней – базальтовый. В данной статье вначале представлены тепловая мощность, структура и параметры каналов термохимических плюмов с грибообразной головой, ответственных за образование крупных интрузивных тел, в том числе батолитов. Приведены оценки размеров грибообразной головы плюма, представляющей собой расплав, над которым расположен массив коры толщиной δ . Даны оценки перепадов температуры и скорости горизонтальных свободно-конвективных течений в расплаве головы плюма. Далее представлены

результаты экспериментальных исследований и топологический анализ моновариантных равновесий в области плавления модельной системы $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$.

На основе выделенных эвтектических равновесий проведен анализ эволюции состава магматического расплава в зависимости от фаций глубинности. Оценено влияние процесса кристаллизационной дифференциации на состав расплава в верхней (первой) конвективной ячейке канала плюма. Затем на основе данных о тепловой и гидродинамической структуре головы плюма, химическом составе базальтового расплава в ней представлено возможное изменение состава этого расплава: 1) после осаждения твердой фазы (тугоплавких минералов) на подошву головы плюма; 2) после осаждения плагиоклаза в расплаве, образовавшемся после первого этапа. Исследования выполнены для случая, когда температура расплава в канале плюма 1410°C . Оценены доля остаточного расплава, образовавшегося в результате кристаллизационной дифференциации, и содержание SiO_2 в нем.

2. СТРУКТУРА КАНАЛА И ГОЛОВЫ ТЕРМОХИМИЧЕСКОГО ПЛУМА ПРИ ЕГО ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ТЕПЛОВОЙ МОЩНОСТИ $1.9 < \text{Ka} < 10$

В модели [Kirdyashkin *et al.*, 2004] мантийный термохимический плюм формируется на границе ядро – мантия при наличии теплового потока из внешнего ядра в локализованной области поступления химической добавки, понижающей температуру плавления нижней мантии до величины $T_{\text{пх}} < T_1$, где $T_{\text{пх}}$ – температура плавления при наличии химической добавки на границе ядро – мантия, определяемая равенством $T_{\text{пх}} = T_{\text{пс}} - kc_2$, $T_{\text{пс}}$ – температура плавления мантии вблизи границы ядро – мантия в отсутствие химической добавки или, другими словами, температура плавления «сухой» окружающей мантии, коэффициент k [$^\circ\text{C}/\%$] задает снижение температуры плавления за счет добавки, c_2 – концентрация добавки на границе раздела «расплав – окружающая мантия» (на границе канала плюма), T_1 – температура границы ядро – мантия. Такой плюм мы называем термохимическим, потому что вследствие физико-химического взаимодействия поступающей химической добавки с мантией понижается температура плавления и происходит плавление мантийного вещества и подъем плюма.

Согласно [Kirdyashkin *et al.*, 2004], химическая добавка, понижающая температуру плавления мантии, может быть продуктом реакций железосодержащих минералов нижней мантии с водородом и/или метаном, выделяющимся на границе ядро –

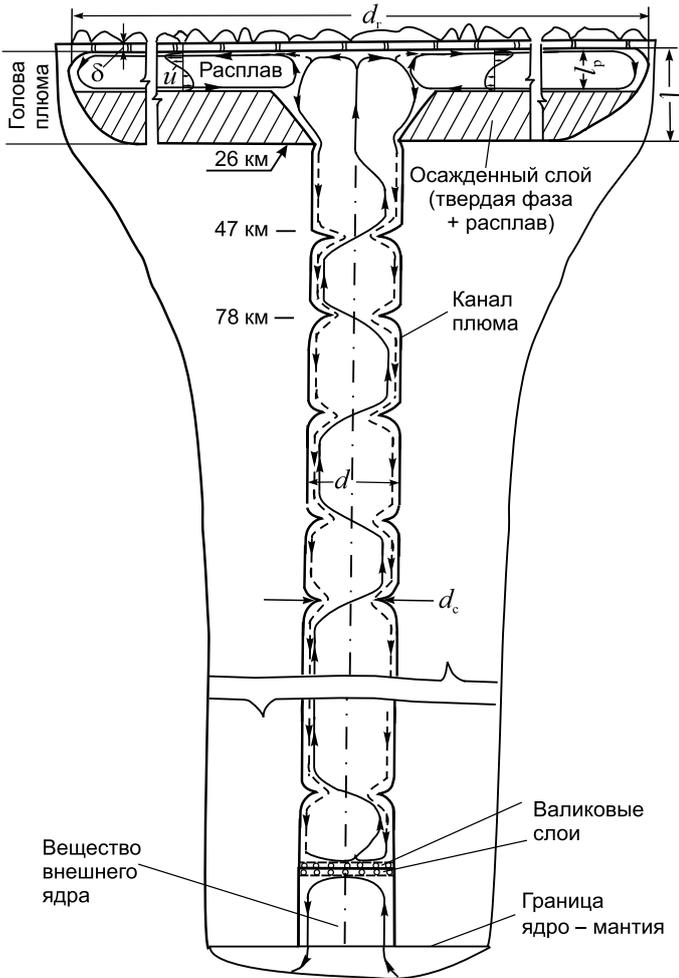


Рис. 1. Схема свободно-конвективных течений в расплаве канала и грибообразной головы мантийного термохимического плюма, построенная с учетом результатов лабораторного моделирования [Gladkov et al., 2012; Kirdyashkin et al., 2017; Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2018].

Плюм выплавляется от границы ядро – мантия ($N=7.6 \cdot 10^{10}$ Вт). Конвективные ячейки в канале плюма разделены областями сужения. В расплаве головы плюма существуют горизонтальные свободно-конвективные течения, обусловленные горизонтальным градиентом температуры в горизонтальном слое расплава. Голова плюма состоит из двух слоев: нижний слой представлен тугоплавкими минералами, осажденными на подошву головы плюма, в межкристаллических пространствах слоя находится расплав; верхний слой толщиной l_p представляет собой расплав, оставшийся после осаждения тугоплавких минералов; d – диаметр канала плюма; $d_c=0.5d$ – диаметр сужения канала; d_r – диаметр головы плюма; $l \approx d$ – толщина головы плюма; δ – толщина массива коры над кровлей головы плюма.

Fig. 1. Schematic of free-convection flows in the melt of the plume conduit and the mushroom-shaped head of the mantle thermochemical plume, constructed using the laboratory modelling data [Gladkov et al., 2012; Kirdyashkin et al., 2017; Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2018].

The plume originates from the core-mantle boundary ($N=7.6 \cdot 10^{10}$ W). The convection cells of the plume conduit are separated by the narrowings. Horizontal free-convection flows occur in the melt of the plume head due to the horizontal temperature gradient along the horizontal melt layer. The plume head consists of two layers. The lower layer consists of settled refractory minerals. The upper layer (thickness l_{melt}) is the melt remaining after settling of refractory minerals; d – plume conduit diameter; $d_n=0.5d$ – narrowing diameter; d_h – plume head diameter; $l \approx d$ – plume head thickness; δ – thickness of the crust massif above the plume head roof.

мантия. 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 %) [Dawson, 1980]. Взрывообразный характер извержения таких плюмов указывает на большое количество CO_2 при прорыве плюма на поверхность, но это количество сложно оценить [Dawson, 1980; Fedortchouk et al., 2010]. В подробном виде отличия модели термохимического плюма [Kirdyashkin et al., 2004] от численных моделей формирования восходящих течений, в которых термохимический плюм представляет собой восходящий свободно-конвективный поток, захватывающий материал плотного химического слоя, представлены в работе [Dobretsov et al., 2008].

Согласно экспериментальному моделированию [Gladkov et al., 2012], в вертикальном сечении канал плюма представляет собой систему конвективных

ячеек (рис. 1). В областях сужения канала (на границах ячеек) восходящий конвективный поток переходит на противоположную сторону канала. Пограничный слой нисходящего конвективного течения расположен по образующей поверхности канала. Вдоль области восходящего потока происходит плавление, вдоль нисходящего – кристаллизация при уменьшении диаметра канала. Между границей канала и окружающим массивом происходит нестационарный кондуктивный теплообмен. Средний диаметр сужения канала $d_c=2R_c=0.5d$, где R_c – средний радиус сужения, d – средний диаметр канала.

Согласно данным лабораторного моделирования [Dobretsov et al., 2008], сразу после прорыва плюма на поверхность, т.е. излияния расплава из канала плюма, в него поднимается вещество внешнего ядра. В столбе вещества внешнего ядра, поднявшегося в канал плюма, существует свободно-конвективное течение (рис. 1). Вблизи границы раздела «вещество внешнего ядра – расплав в ка-

нале плюма» расположены конвективные валики. Валиковые слои определяют теплоперенос от столба вещества внешнего ядра к расплаву в канале плюма. Выше указанной границы создается нисходящее течение типа пограничного слоя вблизи границы канала и восходящее течение в его осевой части.

Тепло от канала плюма передается в окружающую мантию. В условиях стационарной теплопроводности тепловая мощность, отвечающая количеству тепла, отданного каналом окружающей мантии, определяется из соотношения:

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

где λ – средняя по высоте канала плюма теплопроводность мантии, $\Delta T = T_{пл} - T_0$ – средний по высоте канала плюма перепад температуры между границей плюма и окружающей мантией, H – высота выплавленного канала плюма [Gladkov et al., 2012]. Для плюма, выплавляющегося от границы ядро – мантия к поверхности ($H = 2880$ км), для $\lambda = 7$ Вт/м °С и $\Delta T = 440$ °С тепловая мощность $N_1 \approx 1.4 \cdot 10^{10}$ Вт [Kirdyashkin et al., 2017].

В качестве масштаба тепловой мощности принимаем N_1 и вводим критерий

$$Ka = N/N_1, \quad (2)$$

где N – тепловая мощность на подошве плюма. Ее мы вычисляем по массовому расходу магматического расплава $\Delta G = \rho\Delta V$ (ρ – плотность, ΔV – объемный расход расплава), который определяется из геологических данных [Dobretsov et al., 2005]:

$$N = \Delta GC/\beta, \quad (3)$$

где C – теплоемкость, β – коэффициент теплового объемного расширения мантийного вещества. Диаметр канала плюма вблизи его подошвы [Dobretsov et al., 2005]: $d = [N(av)^{1/3}/0.045\pi\lambda\Delta T_s^{4/3}(\beta g)^{1/3}]^{1/2}$, где a – коэффициент температуропроводности, v – кинематическая вязкость расплава, λ – теплопроводность расплава, $\Delta T_s = (T_1 - T_{пл})/1.57$ – перепад температуры в пограничном слое вблизи подошвы.

Критерий Ka (относительная тепловая мощность) характеризует величину превышения тепловой мощности N относительно тепловой мощности N_1 , отдаваемой в окружающую мантию. Экспериментальные исследования [Gladkov et al., 2012] показали, что величина Ka для плюма, выходящего на поверхность массива, $Ka_{пр1} = N_{пр1}/N_1 = 1.12 - 1.17$, где $N_{пр1}$ – тепловая мощность источника плюма, при которой плюм еще достигает поверхности. Величина $Ka_{пр1}$ больше единицы. Это означает, что интенсивность кондуктивного теплообмена между

каналом плюма и окружающей мантией увеличивается на 12–17 % по сравнению со стационарным режимом теплопроводности в силу неустойчивости границы канала плюма и нестационарности кондуктивного теплообмена в мантии между плюмом и мантией.

Согласно результатам экспериментального моделирования [Gladkov et al., 2012; Kirdyashkin et al., 2017], при $1.9 < Ka < 10$ создается грибообразная голова плюма. Термохимические плюмы с грибообразной головой могут быть ответственными за формирование крупных интрузивных тел, в частности, батолитов [Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2018]. В указанной работе построена схема термохимического плюма с грибообразной головой, ответственного за образование крупного интрузивного тела. После прорыва расплава из канала плюма на поверхность тепловая мощность, передаваемая к кровле плюма, равна

$$\Delta N = N - N_{пр1}, \quad (4)$$

где $N_{пр1} = Ka_{пр1}N_1 = 1.6 \cdot 10^{10}$ Вт, $Ka_{пр1} = 1.15$ [Kirdyashkin et al., 2016]. Часть тепла отводится от кровли плюма через массив коры толщиной δ в атмосферу, часть тепла расходуется на выплавление головы плюма. Будем рассматривать предельный случай, когда грибообразная голова плюма достигает своего наибольшего диаметра $d_{г,маж}$ и все тепло ΔN отводится через массив толщиной δ в атмосферу:

$$\Delta N = (Ka - Ka_{пр1})N_1. \quad (5)$$

Для известной площади массива над грибообразной головой плюма S можно определить удельный тепловой поток через массив над кровлей плюма $q_r = \Delta N/S$ и толщину массива $\delta = \lambda_\delta \Delta T_\delta / q_r$, где λ_δ – теплопроводность массива, $\Delta T_\delta = T_r - T_{дп}$, T_r – температура кровли плюма, $T_{дп}$ – температура дневной поверхности.

Давление в расплаве под кровлей головы плюма толщиной l , обусловленное разностью плотностей расплава и окружающей коры, больше литостатического давления пород над ней на величину:

$$\Delta P_{гп} = \rho\beta g \Delta T_{гп} l, \quad (6)$$

где $\Delta T_{гп} = T_{р,гп} - T_0$, $T_{р,гп}$ – температура расплава головы плюма, T_0 – температура окружающего корового массива [Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2018]. Для $\beta = (5-7) \cdot 10^{-5}$ °С⁻¹, $\rho = 3200$ кг/м³, $g = 9.8$ м/с², $\Delta T_{гп} = 1200$ °С, $l \approx d = 3 \cdot 10^4$ м, $\Delta P_{гп} = 565 - 790$ бар.

Время активной деятельности плюмов с грибообразной головой (время образования батолитов) составляет 20–30 млн лет [Kuzmin et al., 2010]. Массовый расход расплава, выдавливаемого в ко-

ровый слой, для различных батолитов составляет 634–815 кг/с. Тепловая мощность на подошве плюма $N=7.6 \cdot 10^{10} - 9.8 \cdot 10^{10}$ Вт ($Ka=5.5-7.0$). Толщина массива над головой плюма $\delta=5.4-7.7$ км, диаметр подошвы плюма 29–33 км [Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2018].

Из геологических данных следует, что область распространения крупнейших батолитов Северной Азии не осесимметричная: ее наибольший размер d_r' наблюдается в долготном направлении, а наименьший d_r'' – в широтном ($d_r'/d_r'' \approx 2.3-3.1$) [Kirdyashkin et al., 2017]. Вытянутость батолитов в долготном направлении, вероятно, связана с влиянием силы Кориолиса, которая проявляется при относительно низкой величине кинематической вязкости расплава $\nu=1-10$ м²/с.

В первом приближении будем рассматривать голову плюма как горизонтальный слой толщиной l , длиной d_r' и шириной d_r'' , имеющий плоскость симметрии, проходящую через ось канала плюма. Согласно оценкам [Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2018], сверхадиабатические перепады температуры в расплаве грибообразной головы плюма ~ 0.2 °С, поэтому на процессы кристаллизационной дифференциации плагиоклаза в большей степени должно влиять изменение давления по высоте слоя, вследствие изменения диаграммы плавкости плагиоклазов с давлением.

Структура течения в расплаве сформировавшейся головы плюма представлена на рис. 1 с использованием данных лабораторного моделирования [Kirdyashkin et al., 2017]. Как показали эксперименты в условиях постоянного значения вязкости и однородного состава расплава в голове модельного плюма [Kirdyashkin et al., 2017], вдоль оси канала плюма расположен восходящий свободно-конвективный поток расплава, набегаящий на кровлю головы плюма, и (согласно уравнению неразрывности) существуют опускающие потоки, уходящие в канал. В случае мантийного плюма расплав в его канале имеет плотность, большую, чем расплав в голове плюма, как в период ее роста, так и после осаждения твердых взвесей на ее подошву. Таким образом, существует поток расплава, уходящий вниз в канал мантийного плюма. Он взаимодействует с восходящим потоком горизонтальной конвективной ячейки в расплаве головы плюма (рис. 1): теплообмен между расплавом в канале и голове плюма происходит между противоположно направленными свободно-конвективными течениями в ламинарном режиме. Для него число Рейнольдса $Re=\bar{u}l/\nu < 1$ для средней скорости течения расплава $\bar{u}=1.5 \cdot 10^{-5} - 3.2 \cdot 10^{-5}$ м/с [Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2018] и $\nu=10$ м²/с. Диффузионный массообмен между расплавом головы плюма и расплавом сопряженного с ней канала плюма прене-

брежимо мал [Kirdyashkin et al., 2017], поэтому расплав в канале плюма является источником тепла для процессов плавления и кристаллизационной дифференциации в голове плюма.

Существуют горизонтальные потоки вдоль верхней и нижней границы зоны расплава в голове плюма (рис. 1). Крупномасштабные горизонтальные свободно-конвективные течения в расплаве головы плюма возникают из-за горизонтального градиента температуры в нем. Течения у подошвы головы плюма происходят в условиях устойчивой стратификации из-за теплоотвода в массив под подошвой. В связи с этим течения здесь имеют устойчивый характер и благоприятствуют процессам кристаллизационной дифференциации. При постоянном значении количества тепла, поступающего к расплаву в голове плюма ($\Delta N = \text{const}$), в течение 20–30 млн лет существуют благоприятные условия для осаждения твердой фазы. Время выплавления головы плюма, согласно [Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2018], составляет 4.8 млн лет, что намного меньше времени существования плюма, создающего батолит.

После выхода плюма на дневную поверхность статическое давление в его канале с хорошим приближением можно принять равным гидростатическому $P_r = \rho_r g x$, где x – глубина. Процессы тепло- и массообмена в канале плюма, как уже ранее указывалось, протекают в условиях свободной конвекции, и, согласно уравнению неразрывности, суммарный расход расплава по сечению канала равен нулю.

Для построения физико-химической модели процессов, протекающих в расплаве канала, необходим анализ фазовой диаграммы базовой системы CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂, отражающей состав расплава в канале плюма.

3. ОСОБЕННОСТИ ПЛАВЛЕНИЯ В НОРМАТИВНОЙ ЧАСТИ СИСТЕМЫ CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂

Наиболее распространенным объектом для построения физико-химических моделей является фазовая диаграмма системы CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂. Сравнение фазовых взаимоотношений в модельной системе CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂ и в глубинных парагенезисах показывает унаследование характера границ фазовых объемов в них по отношению к указанной системе. Все это дает основания считать систему CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂ достаточно полным объектом для моделирования глубинных процессов и пород.

В этой системе для давлений ниже 15 кбар, соответствующих грибообразной голове плюма (верхняя (первая) конвективная ячейка канала плюма) и второй конвективной ячейке канала плюма (рис. 1),

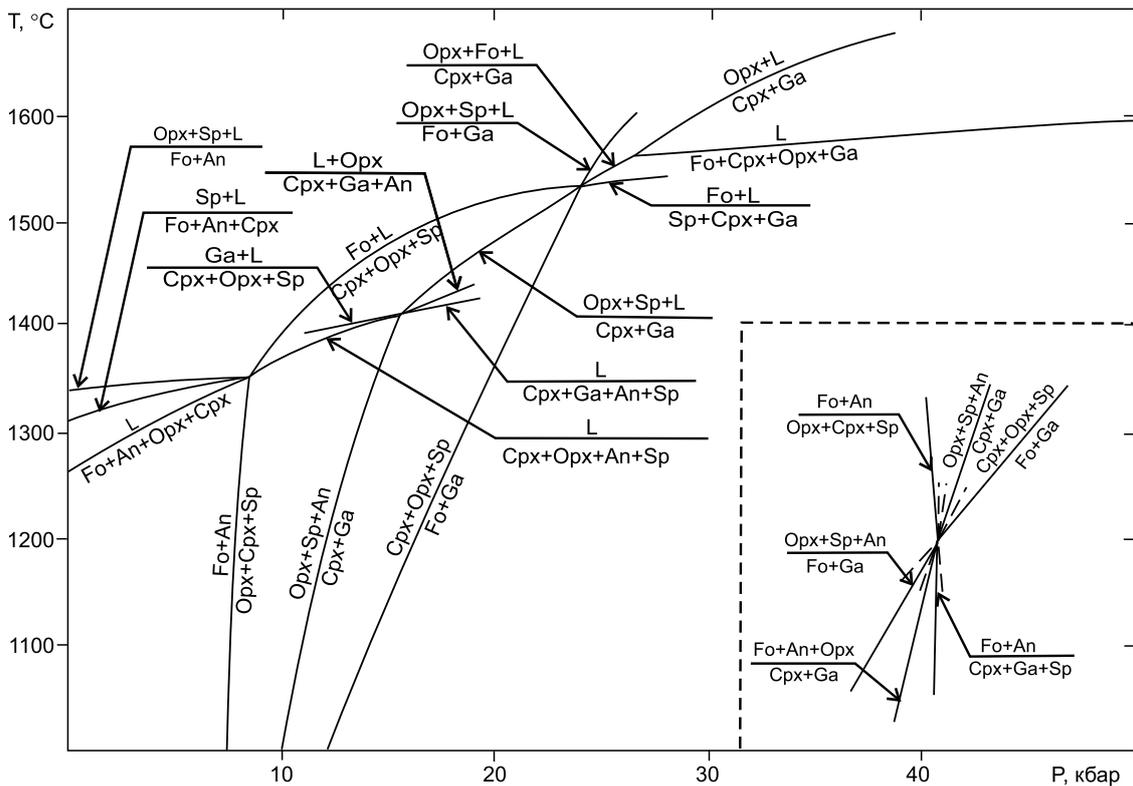


Рис. 2. Главные невариантные равновесия (Cpx, Opx, An, Fo, L) (Cpx, Opx, An, Sp, L) (Cpx, Opx, Ga, Fo, Sp, L), сингулярное невариантное равновесие (Cpx, Opx, Ga, Fo, L) и лучи соединяющих их моновариантных равновесий в форстеритнормативной части системы CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂ при высоких давлениях [Surkov, Gartvich, 2012a, 2012b]. На врезке показано невариантное равновесие (Cpx, Opx, Ga, Fo, An, Sp), точка которого расположена около 800 °C и 8 кбар. Cpx – клинопироксен, Ga – гранат, Opx – ортопироксен, Sp – шпинель, An – анортит, Fo – форстерит, L – расплав.

Fig. 2. Main invariant equilibria (Cpx, Opx, An, Fo, L) (Cpx, Opx, An, Sp, L) (Cpx, Opx, Ga, Fo, Sp, L) and singular invariant equilibrium (Cpx, Opx, Ga, Fo, L). The rays of the monovariant equilibria connect the equilibria in the forsterite-normative part of the CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂ system at high pressures [Surkov, 1995; Surkov, Gartvich, 2012a, 2012b]. The inset shows invariant equilibrium (Cpx, Opx, Ga, Fo, An, Sp); the equilibrium point is located near 800°C and 8 kbar. Cpx – clinopyroxene, Ga – garnet, Opx – orthopyroxene, Sp – spinel, An – anorthite, Fo – forsterite, L – melt.

для области основных и ультраосновных составов, плавление происходит по равновесиям эвтектического вида $L = \text{Fo} + \text{Opx} + \text{Cpx} + \text{An}$ и $L = \text{Cpx} + \text{Opx} + \text{An} + \text{Sp}$ (рис. 2). При низких содержаниях щелочных компонентов в природных расплавах эволюция состава магматического расплава при понижении давления следует по эвтектическим равновесиям $L = \text{Cpx} + \text{Opx} + \text{An} + \text{Sp}$ и $L = \text{Fo} + \text{An} + \text{Cpx} + \text{Opx}$ [Surkov, Gartvich, 2012a, 2012b].

В интервале давлений 8–15 кбар, соответствующих второй конвективной ячейке канала плюма, плавление происходит согласно эвтектическому равновесию $\text{An} + \text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Sp} = \text{L}$ (рис. 2). На ликвидусе присутствуют следующие сочетания твердых фаз четырехфазных ассоциаций: $\text{An} + \text{Opx} + \text{Cpx} + \text{L}$, $\text{An} + \text{Opx} + \text{Sp} + \text{L}$, $\text{An} + \text{Cpx} + \text{Sp} + \text{L}$, $\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Sp} + \text{L}$; трехфазных ассоциаций: $\text{An} + \text{Opx} + \text{L}$, $\text{Cpx} + \text{Sp} + \text{L}$, $\text{An} + \text{Sp} + \text{L}$, $\text{An} + \text{Cpx} + \text{L}$, $\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{L}$, $\text{Opx} + \text{Sp} + \text{L}$ и двухфазных: $\text{An} + \text{L}$, $\text{Opx} + \text{L}$, $\text{Cpx} + \text{L}$, $\text{Sp} + \text{L}$.

При давлении ниже 8 кбар, в интервале условий, соответствующих первой конвективной ячейке канала плюма, плавление происходит согласно эвтектическому равновесию $L = \text{Fo} + \text{An} + \text{Cpx} + \text{Opx}$ (рис. 2). На ликвидусе присутствуют следующие сочетания твердых фаз: четырехфазных ассоциаций: $L + \text{Fo} + \text{An} + \text{Cpx}$, $L + \text{Fo} + \text{An} + \text{Opx}$, $L + \text{Fo} + \text{Cpx} + \text{Opx}$, $L + \text{An} + \text{Cpx} + \text{Opx}$; трехфазных ассоциаций: $L + \text{Fo} + \text{An}$, $L + \text{Fo} + \text{Opx}$, $L + \text{Fo} + \text{Cpx}$, $L + \text{An} + \text{Cpx}$, $L + \text{An} + \text{Opx}$, $L + \text{Cpx} + \text{Opx}$ и двухфазных: $L + \text{Fo}$, $L + \text{An}$, $L + \text{Cpx}$, $L + \text{Opx}$.

В обеих зонах практически во всех кристаллизационных объемах присутствует плагиоклаз, поэтому эволюция состава остаточного расплава определяется особенностями процесса кристаллизационной дифференциации плагиоклаза. В модельной системе CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂ плагиоклазы представлены только анортитом, поэтому эволюция состава расплава останавливается на уровне базальтовых составов.

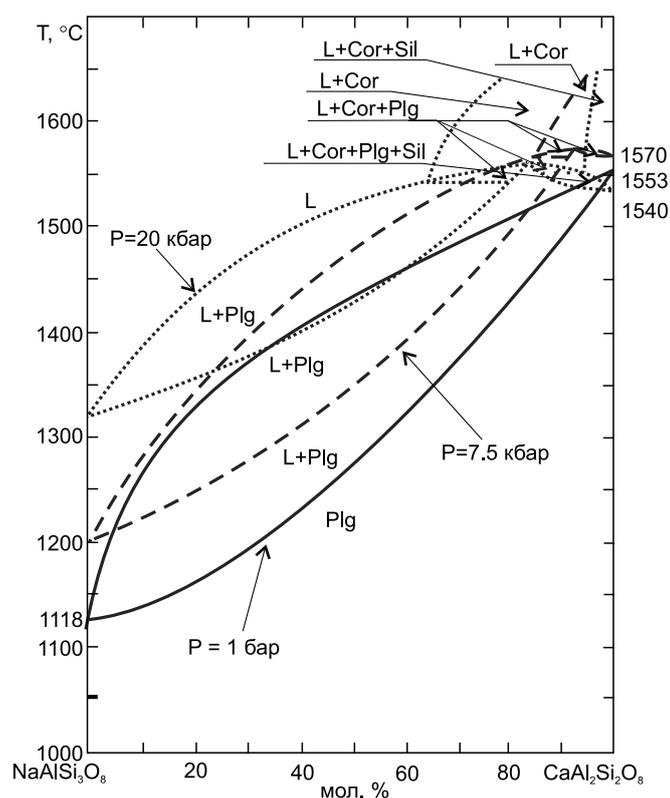


Рис. 3. Плавление плагиоклазов, представляющих непрерывный ряд твердых растворов альбит – анортит. Плавление плагиоклазов при давлении 1 бар (1 атм) согласно данным [Bowen, 1913]. Плавление альбита по данным [Bell, Roseboom, 1969], плавление анортита по [Surkov, Doroshev, 1998]. Твердые растворы плагиоклазов при 7.5 кбар, согласно данным [Lindsley, 1968], при 20 кбар – экстраполяция данных по плавлению альбита и анортита при этом давлении [Bell, Roseboom, 1969; Surkov, Doroshev, 1998]. Plg – плагиоклаз, Cor – корунд, Sil – силлиманит, L – расплав.

Fig. 3. Melting of plagioclase feldspars (albite-anorthite series). Melting of plagioclase at pressure 1 bar (1 atm) after [Bowen, 1913]. Melting of albite after [Bell, Roseboom, 1969]. Melting of anorthite after [Surkov, Doroshev, 1998]. Plagioclase solid solution series at 7.5 kbar after [Lindsley, 1968]. Plagioclase solid solution series at 20 kbar – extrapolation of the data on albite and anorthite melting at 20 kbar after [Bell, Roseboom, 1969; Surkov, Doroshev, 1998]. Pl – plagioclase, Cor – corundum, Sil – sillimanite, L – melt.

В составе реальных горных пород всегда содержится некоторое количество щелочного компонента, и плагиоклаз имеет состав не чистого анортита, а представлен твердыми растворами серии альбит – анортит. Тогда эволюция состава магматического расплава при применении механизма кристаллизационной дифференциации проходит несколько иной путь. В качестве модели этого явления можно использовать фазовую диаграмму расширенной системы $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}$. В этой системе плагиоклаз кристаллизуется в виде твердых растворов, и механизм кристаллизационной дифференциации позволяет существенно изменить как состав остаточного расплава, так и состав продуктов его кристаллизации.

В случае кристаллизации плагиоклазов на рассмотренных выше эвтектических равновесиях состав остаточного расплава не останется в области кальциевых базальтовых составов, произойдет его существенное изменение. Как известно из экспериментальных исследований [Bowen, 1913; Lindsley, 1968], плагиоклазы образуют непрерывный ряд твердых растворов альбит – анортит, и их плавление происходит согласно первому типу диаграмм Розебума, а при высоких давлениях – по второму типу, несколько усложненному инконгруэнтным плавлением анортита [Lindsley, 1968; Surkov, Doroshev, 1998] (рис. 3).

Поле устойчивости альбита, согласно экспериментальным данным [Bell, Roseboom, 1969], простирается от атмосферного давления до давления

33–34 кбар. Верхним пределом устойчивости по давлению альбита является монвариантное равновесие $\text{Ab}=\text{Jd}+\text{Qz}$. Альбит плавится конгруэнтно от 1118 °C при одной атмосфере до приблизительно 1400 °C при 30–34 кбар. Выше по давлению, в интервале 31–34 кбар, плавление альбита происходит согласно монвариантному равновесию $\text{Ab}=\text{Jd}+\text{L}$.

Поле устойчивости анортита подробно охарактеризовано в работе [Surkov, Doroshev, 1998]. Анортит устойчив от атмосферного давления вплоть до 31 кбар. Верхний по давлению предел его устойчивости ограничен равновесием $\text{An}=\text{Gross}+\text{Ky}+\text{Qz}$. При атмосферном давлении анортит плавится конгруэнтно при 1553 °C (равновесие $\text{An}=\text{L}$) до давления приблизительно 5–7 кбар, выше которого он плавится инконгруэнтно, согласно монвариантному равновесию $\text{An}=\text{Cor}+\text{L}$ до давления 10 кбар. При давлении более 10 кбар плавление анортита происходит согласно монвариантным равновесиям $\text{An}=\text{Cor}+\text{Sill}(\text{Ky})+\text{L}$ и $\text{An}=\text{Gross}+\text{Ky}+\text{L}$.

Во всем интервале давления, при котором устойчивы альбит и анортит, температуры плавления анортита выше, чем альбита, а у самого альбита ниже, чем температуры эвтектического щелочно-земельного тренда, рассмотренного в работах [Surkov, Gartvich, 2012a, 2012b], поэтому в пятикомпонентной системе $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}$ и природных расплавах, содержащих существенное количество натрового компонента, при отделении кристаллов плагиоклаза из системы, в первую очередь будет удаляться кальциевый (в данном случае

тугоплавкий) компонент. При выводе кристаллов кальциевого плагиоклаза из системы в процессе кристаллизационной дифференциации состав остаточного расплава и самой магматической системы станет более щелочным. Температура плавления в системе станет ниже температур эвтектического плавления в модельной безщелочной системе, состав ее и остаточного расплава перейдет в область щелочных кварцнормативных составов. Этот процесс непрерывен и протекает в верхней ячейке (грибообразной голове плюма) при стационарном поле температуры в течение времени существования плюма, ответственного за образование крупного интрузивного тела (батолита). При этом остаточный расплав обедняется всеми другими компонентами и смещается в направлении альбитового состава. В результате остаточный расплав характеризуется составами, подобными гранитам. Этот вывод согласуется с результатами расчетов состава остаточного расплава, основанных на анализе тепло- и массопереноса в расплаве грибообразной головы плюма [Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2018].

Дальнейшая эволюция остаточного расплава будет происходить по котектическим равновесиям в системе клинопироксен (диопсид)-плагиоклаз (альбит-анортит)-кварц [Schairer, Yoder, 1960]. На фазовой диаграмме пятикомпонентной системы CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–Na₂O в поле альбит – диопсид – кварц находится эвтектика плагиоклаз + клинопироксен + кварц, которую можно трактовать как модель кристаллизации гранитных расплавов.

4. ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА БАЗАЛЬТОВОГО РАСПЛАВА В ПРОЦЕССЕ ТЕПЛО- И МАССООБМЕНА В ГРИБООБРАЗНОЙ ГОЛОВЕ ПЛЮМА

Используя результаты исследований тепловой и гидродинамической структуры плюма с грибообразной головой, перейдем к изучению эволюции состава расплава в голове плюма. При расчетах состава будем основываться на анализе процессов тепло- и массообмена для случая, когда грибообразная голова плюма достигает своего наибольшего размера, т.е., в установившихся условиях (см. рис. 1). Анализ изменения состава проведен по способу, предложенному в работе [Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2018]. Как и в цитированной работе, температура расплава $T_p=1410$ °C. Оценим состав расплава, получившийся вследствие процессов тепло- и массообмена в грибообразной голове плюма в предположении, что исходный состав расплава в ней базальтовый.

Изменение состава расплава будем определять поэтапно:

- 1) после осаждения тугоплавких минералов;
- 2) после осаждения плагиоклаза в расплаве, образовавшемся после первого этапа и содержащем 88.5 % плагиоклазового компонента (табл. 1, столбец 4, нижний ярус).

Анализ будем проводить, используя данные о химическом составе базальта по Х.С. Йодеру и С.Е. Тилли (базальт № 9) [Yoder, Tilley, 1962] (табл. 1, столбец 2, верхний ярус). Пересчет химического состава расплава головы плюма на нормативный состав осуществляется с использованием таблицы MS Excel (автор: G. Stern, Орлеан, Франция), созданной для пересчета по методу CIPW, первоначально разработанному в работе [Cross et al., 1902]. Нормативный состав для вышеуказанного базальта представлен в табл. 1 (столбец 2, нижний ярус).

4.1. СОСТАВ РАСПЛАВА ПОСЛЕ ОСАЖДЕНИЯ НЕРАСПЛАВЛЕННЫХ (ТУГОПЛАВКИХ) МИНЕРАЛОВ

При температуре расплава, равной $T_p=1410$ °C, в виде твердых взвесей в расплаве головы плюма остаются минералы (в пересчете на нормативный состав по вышеуказанной расчетной таблице): диопсид (Di) – 23.63 %, гиперстен (Hyp) – 17.96 %, магнетит (Mgt) – 3.32 %, ильменит (Ilm) – 5.24 %, апатит (Ap) – 0.63 % (табл. 1, столбец 2, нижний ярус). Массовое содержание указанных тугоплавких минералов в голове плюма равно 50.78 %. Плотность этих минералов ($\rho_{Hyp}=3.3-3.5$ г/см³; $\rho_{Di}=3.27-3.38$ г/см³; $\rho_{Mgt}=4.8-5.3$ г/см³; $\rho_{Ilm}=4.6-4.8$ г/см³; $\rho_{Ap}=3.1-3.2$ г/см³) (например [Vertushkov, Avdonin, 1992]) больше плотности расплава, состоящего из ортоклазового ($\rho_{Or}=2.56$ г/см³) и плагиоклазового ($\rho_{Pl}\approx 2.7$ г/см³) [Vertushkov, Avdonin, 1992; Frye, 1983] компонентов. В среднем плотность осажденных минералов больше плотности расплава примерно на 25 %, поэтому произойдет осаждение более плотных кристаллитов вышеуказанных тугоплавких минералов на подошву головы плюма. Возможные скорость и время осаждения оценены ниже в этом разделе.

В виде твердой фазы в расплаве остается нормативный кварц Qtz (SiO₂)=1.37 % (табл. 1, столбец 2). При температуре расплава в голове плюма $T_p=1410$ °C SiO₂ существует в виде тридимита [Brückner, 2003]. Так как температура плавления тридимита (1670±10°C) выше температуры расплава, а плотность тридимита ($\rho_{Tr}=2.22-2.26$ г/см³) [Pabst, Gregorová, 2013, и др.] меньше плотности расплава, указанная твердая фаза будет всплывать к кровле плюма и находиться во взвешенном состоянии в свободно-конвективных течениях в расплаве головы плюма.

Далее определено процентное содержание оксидов, составляющих осажденные из расплава

Т а б л и ц а 1. Результаты расчета состава расплава в голове плюма в предположении, что исходный состав расплава – базальтовый
 T a b l e 1. The composition of melt in the plume head for initially basaltic melt

В форме оксидов, %		2	3	4	5	6	7	8
Оксид	Исходный состав базальта [Yoder, Tilley, 1962]	После осаждения тугоплавких минералов	Для слоя расплава толщиной I_p	После осаждения плагиоклаза ($T_p=1410$ °C, $P=2.6$ кбар)	Для слоя расплава толщиной I_p' ($T_p=1410$ °C, $P=2.6$ кбар)	После осаждения плагиоклаза ($T_p=1410$ °C, $P=6.3$ кбар)	Для слоя расплава толщиной I_p'' ($T_p=1410$ °C, $P=6.3$ кбар)	
SiO ₂	50.04	24.01	54.99	22.75	59.63	15.39	62.33	
TiO ₂	2.76	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Al ₂ O ₃	13.68	11.88	27.21	8.46	22.18	4.6	18.63	
Fe ₂ O ₃	2.29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
FeO	9.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MnO	0.17	0.15	0.34	0.29	0.76	0.28	1.13	
MgO	7.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
CaO	11.38	5.1	11.68	3.68	9.65	2.21	8.95	
Na ₂ O	2.24	1.94	4.44	1.99	5.22	1.27	5.14	
K ₂ O	0.57	0.2	1.15	0.98	2.57	0.94	3.81	
P ₂ O ₅	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.0	0.00	
Σ		43.58		38.15		24.69		
Нормативный состав, %								
Компонент								
Qtz	1.37							
Or	3.37							
Ab	18.95	0.96						3.74
An	25.59	6.80						22.52
Di	23.63	37.57						43.49
Hyp	17.96	50.92						16.51
Mgt	3.32	-						-
Ilm	5.24	-						-
Ap	0.63	-						-

твердые взвеси. Например, процентное содержание диопсида Di в расплаве головы плюма равно 23.63 % (табл. 1, столбец 2). Химическая формула диопсида может быть представлена в виде оксидов: $\text{CaO}\cdot\text{MgO}\cdot 2\text{SiO}_2$. Результаты расчетов процентного содержания для каждого оксида представлены в табл. 2. Для каждого оксида во втором столбце указан его молекулярный вес $M_{\text{ок}}$. Суммирование молекулярных весов соответствующих оксидов дает молекулярный вес диопсида M_{Di} . В третьем столбце приведено относительное содержание каждого оксида, представляющее отношение молекулярного веса соответствующего оксида к молекулярному весу диопсида ($M_{\text{ок}}/M_{\text{Di}}$). В четвертом столбце – процентное содержание каждого оксида, полученное путем умножения отношения $M_{\text{ок}}/M_{\text{Di}}$ на процентное содержание диопсида. Содержание осажденного гиперстена (Нур) в расплаве головы плюма равно 17.96 %. Для него имеем формулу $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (Fe=50 %), и в оксидной форме: $\text{MgO}\cdot\text{FeO}\cdot 2\text{SiO}_2$. Соответствующее процентное содержание оксидов приведено в табл. 3.

Таким же образом с использованием расчетной таблицы определяется содержание оксидов для Ilm ($\text{FeO}\cdot\text{TiO}_2$, 5.24 %): FeO (2.48 %), TiO_2 (2.76 %) и Mgt ($\text{FeO}\cdot\text{Fe}_2\text{O}_3$, 3.32 %): FeO (1.03 %), Fe_2O_3 (2.29 %).

Исходя из указанных расчетов, суммарное содержание для каждого оксида будет: SiO_2 – 22.4 %, FeO – 9.06 %, Fe_2O_3 – 2.29 %, CaO – 6.12 %, MgO – 7.53 %, TiO_2 – 2.76 %.

В сумме осажденные тугоплавкие минералы составляют 50.78 % (см. табл. 1, столбец 2). Для расплава в голове плюма пересчет на нормативный состав дает: Or (3.37 %), Ab (18.95 %), An (25.95 %) и, возможно, Qtz (1.37 %) (см. табл. 1, столбец 2). В межкристаллическом пространстве слоя, слагаемого тугоплавкими минералами, осажденными на подошву головы плюма (см. рис. 1), остается ~26 % расплава [Nekrasov, 1973]. Для определения весового содержания расплава в межкристаллических пространствах осажденного слоя принимаем, что в первом приближении объем осажденного слоя составляет 50.78 % от объема головы плюма. Весовое процентное содержание расплава в межкристаллическом пространстве осажденного слоя составит $0.26 \times 50.78 = 13.2$ %. Тогда для расплава, находящегося в межкристаллических пространствах осажденного слоя, получаем: Qtz (SiO_2) = 0.014×13.2 % = 0.18 %; Or ($\text{K}_2\text{O}\cdot\text{Al}_2\text{O}_3\cdot 6\text{SiO}_2$) = 0.034×13.2 % = 0.44 %; Ab ($\text{Na}_2\text{O}\cdot\text{Al}_2\text{O}_3\cdot 6\text{SiO}_2$) = 0.19×13.2 % = 2.5 %; An ($\text{CaO}\cdot\text{Al}_2\text{O}_3\cdot 2\text{SiO}_2$) = 0.26×13.2 % = 3.38 %.

Процентное содержание оксидов в расплаве, оставшееся в межкристаллических пространствах осажденного слоя, представлено в табл. 4–6. Суммарное процентное содержание оксидов, оставшихся в межкристаллических пространствах осажден-

Т а б л и ц а 2. Содержание оксидов в осажденном слое

Table 2. The oxide content in the settled layer

Оксид	$M_{\text{ок}}$	$M_{\text{ок}}/M_{\text{Di}}$	$(M_{\text{ок}}/M_{\text{Di}}) \times 23.63$ %
CaO	56.08	0.26	6.14
MgO	40.31	0.19	4.49
2SiO_2	120.17	0.55	13.00

Т а б л и ц а 3. Содержание оксидов в осажденном слое

Table 3. The oxide content in the settled layer

Оксид	$M_{\text{ок}}$	$M_{\text{ок}}/M_{\text{Нур}}$	$(M_{\text{ок}}/M_{\text{Нур}}) \times 17.96$ %
MgO	40.31	0.17	3.05
FeO	71.84	0.31	5.57
2SiO_2	120.17	0.52	9.34

Т а б л и ц а 4. Содержание оксидов в расплаве, оставшемся в межкристаллических пространствах осажденного слоя

Table 4. The oxide content in the melt which remains with the settled refractory minerals

Оксид	$M_{\text{ок}}$	$M_{\text{ок}}/M_{\text{Or}}$	$(M_{\text{ок}}/M_{\text{Or}}) \times 0.44$ %
K_2O	94.20	0.17	0.07
Al_2O_3	101.96	0.18	0.08
6SiO_2	360.51	0.65	0.29

Т а б л и ц а 5. Содержание оксидов в расплаве, оставшемся в межкристаллических пространствах осажденного слоя

Table 5. The oxide content in the melt which remains with the settled refractory minerals

Оксид	$M_{\text{ок}}$	$M_{\text{ок}}/M_{\text{Ab}}$	$(M_{\text{ок}}/M_{\text{Ab}}) \times 2.50$ %
Na_2O	61.98	0.12	0.30
Al_2O_3	101.96	0.19	0.48
6SiO_2	360.51	0.69	1.72

Т а б л и ц а 6. Содержание оксидов в расплаве, оставшемся в межкристаллических пространствах осажденного слоя

Table 6. The oxide content in the melt which remains with the settled refractory minerals

Оксид	$M_{\text{ок}}$	$M_{\text{ок}}/M_{\text{An}}$	$(M_{\text{ок}}/M_{\text{An}}) \times 3.38$ %
CaO	56.08	0.20	0.68
Al_2O_3	101.96	0.37	1.25
2SiO_2	120.17	0.43	1.45

ного слоя: SiO_2 – 3.63 %, Al_2O_3 – 1.8 %, CaO – 0.17 %, Na_2O – 0.3 %, K_2O – 0.07 %. Суммарное значение процентного содержания каждого оксида для осажденных минералов и для расплава в межкристаллических пространствах: SiO_2 – 26.03 %, TiO_2 – 2.76 %, Al_2O_3 – 1.8 %, Fe_2O_3 – 2.29 %, FeO – 9.06 %, MgO – 7.53 %, CaO – 6.28 %, Na_2O – 0.3 %, K_2O – 0.07 %, P_2O_5 – 0.27 %. Тогда в пересчете на оксиды процентное содержание твердых взвесей и расплава, захваченного в межкристаллических пространствах, составляет 56.4 %, поэтому толщина слоя расплава l_p , залегающего над осажденным слоем в голове плюма толщиной l (см. рис. 1), будет $l_p=l(1.00-0.56)=0.44l$. Для $l=29-33$ км, $l_p=12.8-14.5$ км.

Вычитая процентный состав соответствующего осажденного оксида (с учетом расплава в межкристаллических пространствах) из исходного состава базальта (см. табл. 1, столбец 2, верхний ярус), получаем состав расплава (в форме оксидов) в голове плюма толщиной l (см. табл. 1, столбец 3, верхний ярус). Например, содержание SiO_2 в расплаве составляет $50.04-26.03=24.01$ %. Аналогично получаем процентное содержание других оксидов в расплаве.

Перейдем от процентного содержания оксидов в слое расплава относительно содержания оксидов во всей голове плюма толщиной l к процентному содержанию оксидов в слое расплава толщиной l_p . Определим процентное содержание оксидов для слоя расплава толщиной l_p . Для этого в табл. 1 суммируем столбец 3 ($\Sigma=43.58$ %) и затем умножаем его на величину $100/43.58$. Состав слоя расплава толщиной l_p (в форме оксидов) представлен в табл. 1, столбец 4 (верхний ярус). Нормативный состав представлен в табл. 1, столбец 4 (нижний ярус): Or (6.80 %), Ab (37.57 %) и An (50.92 %).

Скорость осаждения твердых взвесей – кристаллов тугоплавких минералов в расплаве головы плюма можно оценить с использованием формулы Стокса для скорости движения шара $U_{\text{ш}}$ радиусом r в вязкой жидкости: $U_{\text{ш}}=2r^2g\Delta\rho/9\eta$ (η – динамическая вязкость расплава) (например, [Winter, 2014]). В первом приближении, исходя из экспериментальных значений динамической вязкости в системе альбит – анортит (для $T=1400$ °C) [Cranmer, Uhlmann, 1981], принимаем $\eta=10^2-10^3$ Па·с. С учетом плотностей пироксенов и плагиоклаза разность плотностей частиц осаждающихся минералов и расплава $\Delta\rho\approx 0.7$ г/см³=700кг/м³. Для указанных η и $\Delta\rho$ скорость осаждения шарика радиусом $r=(0.25-1.00)\cdot 10^{-3}$ м в объеме расплава со средней плотностью $\rho=2670$ кг/м³ будет $U_{\text{ш}}=9.5\cdot 10^{-8}-1.5\cdot 10^{-5}$ м/с, или 3–481 м/год. Горизонтальные свободно-конвективные течения в расплаве головы плюма у кровли и подошвы слоя расплава направлены противоположно друг другу (см. рис. 1). Исходя из это-

го, время осаждения частиц тугоплавких минералов $t_{\text{ос,т}}$ можно оценить, используя соотношение $t_{\text{ос,т}}=(l-l_p)/2U_{\text{ш}}$. Для $l=29$ км, $l_p=12.8$ км и вышеуказанных значений $U_{\text{ш}}$, $t_{\text{ос,т}}=17-2700$ лет. Следует отметить, что присутствие твердой фазы во взвешенном состоянии в расплаве может существенно повысить его динамическую вязкость (например, [Marsh, 1981]). В нашем случае в расплаве могут находиться частицы плагиоклаза и кварца. Для доли твердой фазы в расплаве, равной 30 %, вязкость может вырасти в два-три раза, для равной 50 % – примерно в шесть раз [Persikov, 1984]. Это вызовет соответствующее уменьшение скорости и увеличение времени осаждения. Однако в любом случае время $t_{\text{ос,т}}$ оказывается много меньше времени существования плюма с грибообразной головой, ответственного за образование крупного интрузивного тела (батолита) $t_{\text{инт}}$, которое составляет 15–30 млн лет [Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2018].

4.2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОСТАВА ОСТАТОЧНОГО РАСПЛАВА, КОТОРЫЙ СУЩЕСТВУЕТ ПОСЛЕ ОСАЖДЕНИЯ ТВЕРДЫХ ВЗВЕСЕЙ ПЛАГИОКЛАЗА

После осаждения тугоплавких минералов в расплаве большую долю составляет плагиоклазовый компонент – 88.48 % (см. табл. 1, столбец 4).

Как и в нашей предыдущей статье [Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2018], количество плагиоклазового компонента в расплаве, возникшем после осаждения тугоплавких минералов, будем определять по диаграмме плавления плагиоклаза для системы альбит – анортит $\text{Ab}_1 - \text{An}_1$, где $\text{Ab}_1 = \text{Ab}/(\text{Ab}+\text{An})$, $\text{An}_1 = \text{An}/(\text{Ab}+\text{An})$, Ab и An – процентное содержание альбита и анортита после осаждения тугоплавких минералов (рис. 4), т. е., в первом приближении предположим, что закономерности поведения системы $\text{Ab}_1 - \text{An}_1$ для расплава после осаждения тугоплавких минералов такие же, как для системы Ab – An. Таким образом, в первом приближении принимаем, что присутствие в расплаве ортоклазового компонента Or (6.80 %) существенно не скажется на закономерностях поведения диаграммы плавления альбит – анортит, представленной в относительных координатах $\text{Ab}_1 - \text{An}_1$ (рис. 4). Подобное приближение для диаграмм плавкости при рассмотрении многокомпонентных систем использовано В.С. Соболевым [Sobolev, 1986].

На рис. 4 диаграмма плавкости системы альбит – анортит при давлении, равном 1 атмосфере (1 бар), представлена по [Bowen, 1913]. Для других давлений диаграмма построена следующим образом: зная температуры плавления альбита и анортита при соответствующих давлениях [Gramenitsky et al., 2000], переносим линии солидуса и ликвидуса, соответствующие давлению, равному одной атмо-

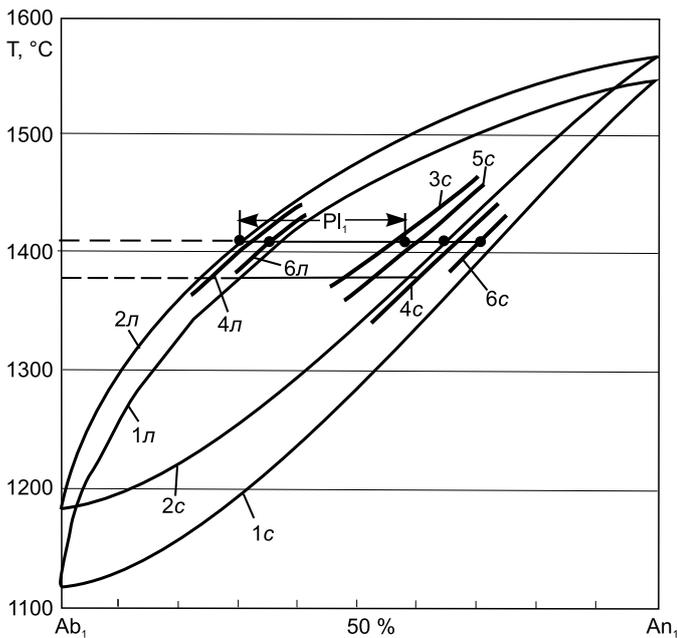


Рис. 4. Фазовая диаграмма плагиоклазов при различных давлениях.

1с – солидус при $P=1$ бар; 1л – ликвидус при $P=1$ бар [Bowen, 1913]; 2с – солидус при $P=6.3$ кбар; 2л – ликвидус при $P=6.3$ кбар; 3с – солидус при $P=12$ кбар; 4с – солидус при $P=5$ кбар; 4л – ликвидус при $P=5$ кбар; 5с – солидус при $P=10$ кбар; 6с – солидус при $P=2.6$ кбар; 6л – ликвидус при $P=2.6$ кбар.

Fig. 4. Phase diagram of plagioclase feldspars for different pressures.

1с – solidus at $P=1$ bar; 1л – liquidus at $P=1$ bar [Bowen, 1913]; 2с – solidus at $P=6.3$ kbar; 2л – liquidus at $P=6.3$ kbar; 3с – solidus at $P=12$ kbar; 4с – solidus at $P=5$ kbar; 4л – liquidus at $P=5$ kbar; 5с – solidus at $P=10$ kbar; 6с – solidus at $P=2.6$ kbar; 6л – liquidus at $P=2.6$ kbar.

сфере. Соотношения для переноса подробно представлены в нашей предыдущей статье [Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2018].

В голове плюма, моделируемой плоским слоем, сверхадиабатическая температура расплава постоянная с точностью 0.2 °C в течение времени, отсчитываемого от начала плавления корового слоя [Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2018]. При температуре расплава 1410 °C закристаллизовавшийся плагиоклаз находится в химическом равновесии с расплавом. Однако в поле силы тяжести закристаллизовавшийся плагиоклаз находится в расплаве в гидродинамически неустойчивом состоянии из-за различия в плотности расплава и закристаллизовавшегося плагиоклаза. Например, при $P=1$ бар, с учетом плотности альбита (2.6 г/см³) и анортита (2.75 г/см³) [Vertushkov, Avdonin, 1992] для плагиоклаза N 30 (рис. 4, состав на линии ликвидуса) $\rho_1=2.65$ г/см³, а для плагиоклаза N 70 (рис. 4, состав на линии солидуса) $\rho_2=2.71$ г/см³, и разность плот-

ностей $\Delta\rho=\rho_2-\rho_1=0.06$ г/см³, т.е. различие в плотности составляет 2.2 %. Для сравнения, такое различие для мантийного вещества получится при перепаде температуры 730 °C для коэффициента теплового объемного расширения $\beta=3\cdot 10^{-5}$ °C⁻¹. Как показывают оценки времени осаднения (см. ниже), за время существования плюма, ответственного за образование крупного интрузивного тела (батолита) (15 – 30 млн лет), должно произойти осаднение твердых взвесей плагиоклаза [Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2018]. Рассмотрим этот этап осаднения плагиоклаза.

В рассматриваемом нами случае на процессах осаднения твердых взвесей сказывается влияние гидродинамики и теплообмена, а также изменение с глубиной литостатического давления, которое проявляется через изменение диаграммы плавления плагиоклазов. В верхней половине головы плюма, представляющей собой плоский слой (см. рис. 1), из-за его охлаждения на кровле возникает неустойчивая стратификация. В условиях неустойчивой стратификации вблизи кровли головы плюма образуется валиковый слой. В нижней половине головы плюма тепло отводится от ее подошвы. На подошве создаются условия устойчивой стратификации, и течение расплава вдоль всей нижней половины головы плюма происходит в режиме ламинарной свободной конвекции.

Число Рэлея для свободно-конвективного течения в слое расплава толщиной l_p , длиной d_r' и шириной d_r'' : $Ra_Q=\beta g Q l_p^3 / \nu \lambda$, где $Q=\Delta N / 2 d_r''$ – тепловая мощность на один погонный метр ширины слоя [Вт/м]. Принимая $\Delta N=6\cdot 10^{10}$ Вт и $d_r''=224$ км [Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2018], для $l_p=13.5$ км и физических свойств расплава $\nu=1$ – 10 м²/с, $\lambda=3.5$ Вт/м °C, $\beta=10^{-5}$ °C⁻¹, $a=10^{-6}$ м²/с получаем $Q=1.34\cdot 10^5$ Вт/м и $Ra_Q=9.2\cdot 10^{17}$ – $9.2\cdot 10^{18}$. Тогда из соотношений $\Delta T_{\max}=T_p-T_r=(7.07Q/\lambda)Ra_Q^{-1/3}$, $u_{\max}=0.707(a/l)Ra_Q^{1/3}$ [Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2018] следует: $\Delta T_{\max}=0.13$ – 0.28 °C, $u_{\max}=1.1\cdot 10^{-4}$ – $5.1\cdot 10^{-5}$ м/с. Средняя скорость течения расплава $\bar{u}=0.42u_{\max}$ [Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2018], и, следовательно, $\bar{u}=2.1\cdot 10^{-5}$ – $4.6\cdot 10^{-5}$ м/с. В течение времени роста головы плюма расплав циркулирует в ней с периодом t_1 . Длительность одного цикла движения расплава в голове плюма t_1 можно оценить из соотношения $t_1=d_r'/\bar{u}$. Для $d_r'=700$ км [Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2018] и полученных выше значений \bar{u} находим $t_1=(1.5$ – $3.3)\cdot 10^{10}$ с (486 – 1050 лет).

После осаднения тугоплавких фаз в расплаве головы плюма содержится Ab – 37.57 % и An – 50.92 % (см. табл. 1, столбец 4) и, соответственно, Ab₁ – 42.5 % и An₁ – 57.5 %. Принимаем, что давление на кровле головы плюма $P_k=2.6$ кбар. В этом случае, согласно диаграмме плавления плагиокла-

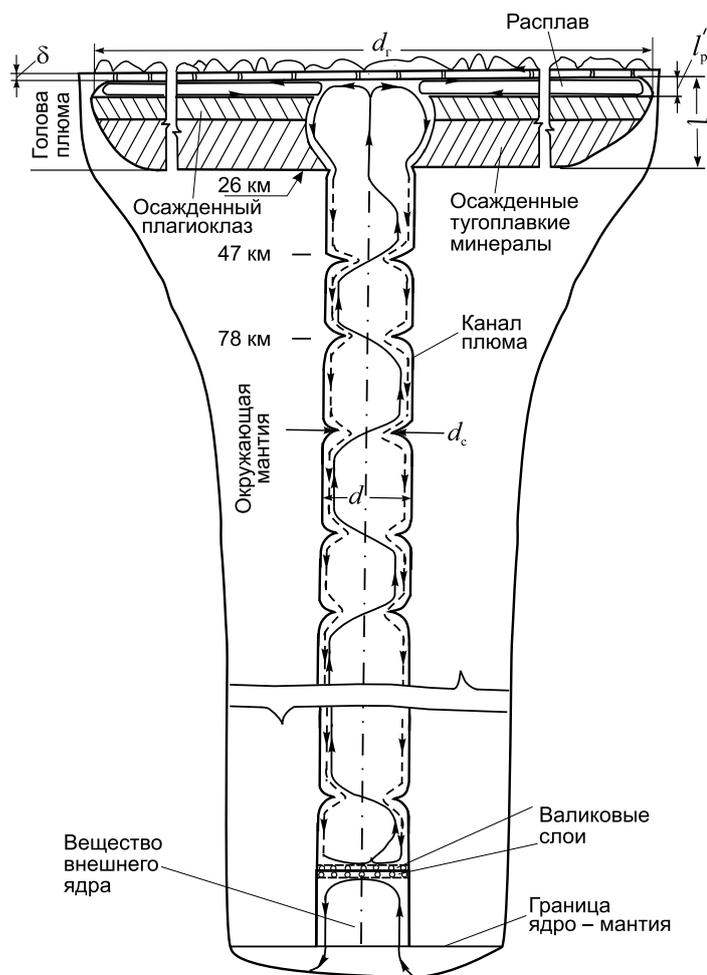


Рис. 5. Схема плюма с грибообразной головой ($N=7.6 \cdot 10^{10}$ Вт), построенная на основе данных лабораторного и теоретического моделирования [Kirdyashkin et al., 2017; Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2018]. Голова плюма состоит из трех слоев: нижний слой представлен тугоплавкими минералами, осажденными на подошву головы плюма, средний слой представлен осажженным плагиоклазом, верхний слой толщиной l_p' представляет собой расплав, остающийся после осаждения частиц плагиоклаза. Показаны свободно-конвективные течения в расплаве канала и грибообразной головы плюма.

Fig. 5. Schematic of the plume with the mushroom-shaped head ($N=7.6 \cdot 10^{10}$ W) constructed using the laboratory and theoretical modelling data [Kirdyashkin et al., 2017; Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2018]. The plume head consists of three layers: lower – settled refractory minerals; middle – settled plagioclase particles; and upper (thickness l_{melt}') – the melt remaining after settling of plagioclase. Free-convection flows in the melt of the plume conduit and in the mushroom-shaped plume head are shown.

за, при давлении $P_k=2.6$ кбар доля закристаллизовавшегося плагиоклаза Pl_1 составит величину 0.67, а доля расплава – 0.33. При давлении на подошве головы плюма $P_n=6.3$ кбар доля закристаллизовавшегося плагиоклаза Pl_1 будет 0.79, а доля расплава 0.21 (рис. 4). Таким образом, при увеличении глубины (давления) доля закристаллизовавшегося плагиоклаза Pl_1 возрастает.

При осаждении кристаллов плагиоклаза будет увеличиваться содержание плагиоклаза на нижележащих уровнях головы плюма по сравнению с равновесным для данного давления. Для достижения химического равновесия расплава и закристаллизовавшегося плагиоклаза эти излишки должны быть расплавлены при наличии тепловой энергии. В рассматриваемом случае происходит отвод тепла от подошвы головы плюма, поэтому по мере увеличения давления, т.е., по мере приближения к подошве плюма и на ней будет происходить обогащение расплава закристаллизовавшимся плагиоклазом.

Количество закристаллизовавшегося плагиоклаза в объеме расплава головы плюма будем определять при следующих условиях в окрестности подошвы головы плюма: $P_n=6.3$ кбар и $T_p=1410$ °С. Принимаем давление $P_n=6.3$ кбар как среднее значение между давлением на подошве слоя расплава

после осаждения тугоплавких минералов и давлением на подошве слоя расплава после осаждения плагиоклаза. Будем исходить из того, что за время существования плюма, ответственного за образование батолита t_0 (при числе циклов $t_0/t_1=10^4-10^5$, где t_1 – период циркуляции расплава, оцененный выше), произойдет осаждение закристаллизовавшегося плагиоклаза и сформируется слой, представленный осажженным плагиоклазом и залегающий над слоем осажденных тугоплавких минералов (рис. 5).

Как указано выше, при $P_n=6.3$ кбар доля закристаллизовавшегося плагиоклаза $Pl_{1крст}=0.79$, а доля расплава – 0.21. Состав закристаллизовавшегося плагиоклаза $Pl_{1крст}$ отвечает N 65, состав расплава отвечает N 30 (см. рис. 4). Процентный состав закристаллизовавшегося $Pl_{1крст}$, отвечающего N 65: $Ab_{крст}=Ab_{1крст}(Ab+An)Pl_{1крст}=35\% \times 0.885 \times 0.79 = 24.50\%$, $An_{крст}=An_{1крст}(Ab+An)Pl_{1крст}=65\% \times 0.885 \times 0.79 = 45.40\%$.

Используя схему расчетов, представленную выше, определим процентный состав оксидов в закристаллизовавшемся плагиоклазе (табл. 7, 8).

Вместе с осажженным плагиоклазом $Pl_{1крст}(Ab_{крст}+An_{крст})=0.79 \times 88.5\% = 70\%$ остается расплав в межкристаллических пространствах:

$0.26 \times 70 \% = 18.2 \%$. В пересчете на нормативный состав расплав представлен смесью следующих компонентов: Qtz=0.68 %, Or=6.81 %, Ab=[Ab]_{1p}(Ab+An)(1-Pl_{1крист})]=12.82 %, An=[An]_{1p}(Ab+An)(1-Pl_{1крист})]=5.5 %. Расплав, который остается вместе с осажденным плагиоклазом, содержит: Qtz=0.68×0.182=0.12 %, Or=6.81×0.182=1.24 %, Ab=12.82×0.182=2.33 %, An=5.50×0.182=1.0 %.

Определим процентное содержание оксидов для расплава, оставшегося в межкристаллических пространствах осажденного плагиоклаза (табл. 9–11). Суммарное значение процентного содержания для каждого оксида для осажденных минералов и расплава в межкристаллических пространствах: SiO₂ – 39.6 %, Al₂O₃ – 22.71 %, Na₂O – 3.17 %, CaO – 9.47 %, K₂O – 0.21 %.

Доля осажденных минералов и расплава в межкристаллическом пространстве составляет 0.75 и толщина слоя расплава, оставшегося после осаждения твердых взвесей плагиоклаза (рис. 5), будет $l_p' = (1.00 - 0.75)l_p = 0.25l_p$. Выше было установлено, что $l_p = 0.44l$, поэтому толщина слоя расплава $l_p' = 0.11l$, т.е., составляет 11 % от толщины головы плюма l . После вычитания из столбца 4 табл. 1 процентного содержания соответствующего оксида для осажденных твердых взвесей плагиоклаза получим состав расплава, нормированный на толщину l_p (см. табл. 1, столбец 7, верхний ярус).

Определим процентное содержание оксидов в расплаве головы плюма толщиной l_p' , получившемся после осаждения плагиоклаза. Суммировав столбец 7 табл. 1 ($\Sigma = 24.69 \%$) и умножив его на величину 100/24.69, получим процентное содержание оксидов в слое остаточного расплава толщиной l_p' , представленное в столбце 8. Как следует из столбца 8, содержание SiO₂ – 62.33 %.

Таким образом, расчеты показывают, что в результате тепло- и массопереноса и кристаллизационной дифференциации базальтового расплава, имеющего 50 % SiO₂ [Yoder, Tilley, 1962], содержание SiO₂ в остаточном расплаве 59.6–62.3 % (см. табл. 1, столбцы 6 и 8), т.е., увеличивается до значений, соответствующих его содержанию в коровом слое (57.4–63.0 %) [Voitkevich et al., 1990].

Как показано в предыдущем разделе, в процессе осаждения твердой фазы (тугоплавких минералов) первоначальная толщина слоя расплава l , соизмеримая с величиной диаметра канала, уменьшается до толщины расплава l_p (см. рис. 1). Для $l = 29\text{--}33$ км для случая $T_p = 1410$ °C $l_p = 12.8\text{--}14.5$ км. Далее происходит осаждение частиц плагиоклаза в получившемся расплаве. После осаждения частиц плагиоклаза толщина слоя расплава l_p' (рис. 5) равна: $l_p' = 3.2\text{--}3.6$ км для $T_p = 1410$ °C.

Как указано выше, для расплава, остающегося после осаждения тугоплавких минералов, норма-

Т а б л и ц а 7. Содержание оксидов в закристаллизовавшемся плагиоклазе

Table 7. The oxide content in the crystallized plagioclase

Оксид	M_{ox}	M_{ox}/M_{Ab}	$(M_{ox}/M_{Ab}) \times 24.50 \%$
Na ₂ O	61.98	0.12	2.94
Al ₂ O ₃	101.96	0.19	4.66
6SiO ₂	360.51	0.69	16.91

Т а б л и ц а 8. Содержание оксидов в закристаллизовавшемся плагиоклазе

Table 8. The oxide content in the crystallized plagioclase

Оксид	M_{ox}	M_{ox}/M_{An}	$(M_{ox}/M_{An}) \times 45.40 \%$
CaO	56.08	0.20	9.08
Al ₂ O ₃	101.96	0.37	16.80
2SiO ₂	120.17	0.43	19.52

Т а б л и ц а 9. Содержание оксидов в расплаве, оставшемся в межкристаллических пространствах осажденного слоя плагиоклаза

Table 9. The oxide content in the melt which remains with the settled plagioclase

Оксид	M_{ox}	M_{ox}/M_{Or}	$(M_{ox}/M_{Or}) \times 1.24 \%$
K ₂ O	94.20	0.17	0.21
Al ₂ O ₃	101.96	0.18	0.22
6SiO ₂	360.51	0.65	0.81

Т а б л и ц а 10. Содержание оксидов в расплаве, оставшемся в межкристаллических пространствах осажденного слоя плагиоклаза

Table 10. The oxide content in the melt which remains with the settled plagioclase

Оксид	M_{ox}	M_{ox}/M_{Ab}	$(M_{ox}/M_{Ab}) \times 2.33 \%$
Na ₂ O	61.98	0.12	0.28
Al ₂ O ₃	101.96	0.19	0.44
6SiO ₂	360.51	0.69	1.61

Т а б л и ц а 11. Содержание оксидов в расплаве, оставшемся в межкристаллических пространствах осажденного слоя плагиоклаза

Table 11. The oxide content in the melt which remains with the settled plagioclase

Оксид	M_{ox}	M_{ox}/M_{An}	$(M_{ox}/M_{An}) \times 1.00 \%$
CaO	56.08	0.20	0.20
Al ₂ O ₃	101.96	0.37	0.37
2SiO ₂	120.17	0.43	0.43

тивное содержание $Ab=37.57\%$, $An=50.92\%$ (см. табл. 1, столбец 4). Тогда, исходя из динамической вязкости в системе альбит – анортит, принимаем $\eta \approx 10^2$ Па·с ($T=1400$ °C) [Cranmer, Uhlmann, 1981]. Скорость осаждения шарика радиусом $r=(0.5-2.0) \cdot 10^{-3}$ м в объеме расплава со средней плотностью $\rho=2670$ кг/м³, согласно формуле Стокса, будет $U_{ш}=3.3 \cdot 10^{-7}-5.2 \cdot 10^{-6}$ м/с, или 10–165 м/год для $\Delta\rho=0.06$ г/см³=60 кг/м³. Горизонтальные свободно-конвективные течения в расплаве у кровли и подошвы головы плюма, в котором осаждаются частицы плагиоклаза, направлены противоположно друг другу (рис. 5). Исходя из этого, время осаждения $t_{ос,пл}=(l_p-l'_p)/2U_{ш}$. Для $l_p=12.8$ км и $l'_p=3.2$ км, $t_{ос,пл}=29-466$ лет. Присутствие кристаллов кварца в расплаве и наличие ортоклазового компонента могут увеличить вязкость расплава. Однако и при ее увеличении на 1–3 порядка $t_{ос,пл} \ll t_{инт}$. Таким образом, за время существования плюма произойдет осаждение твердых взвесей плагиоклаза.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Термохимические плюмы, имеющие относительную тепловую мощность $1.9 < Ka < 10$, образуют грибообразную голову. При указанных значениях критерия Ka тепловая мощность, подводимая к кровле плюма, больше, чем отводящаяся в атмосферу через массив коры над кровлей, поэтому происходит плавление массива коры вдоль кровли плюма и образуется его грибообразная голова. Для указанного предельного стационарного случая определены гидродинамика и тепло- и массообмен в горизонтальном слое расплава головы плюма. Сверхадиабатические перепады температуры в грибообразной голове плюма $\sim(0.2-0.3)$ °C. Таким образом, температура в расплаве головы плюма изменяется по адиабатическому закону, поэтому на процессы кристаллизационной дифференциации в большей степени должно влиять изменение давления по высоте слоя, вследствие изменения диаграммы плавкости плагиоклазов с давлением.

На основе анализа строения фазовой диаграммы базовой модельной системы $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ можно проследить эволюцию состава расплава в канале плюма. В двух верхних конвективных ячейках канала плюма эволюция магматического процесса определяется эвтектическими равновесиями $L=Crx+Orx+An+Sp$ и $L=Fo+An+Crx+Orx$, лежащими в области основных и ультраосновных составов. При расширении состава системы до $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-Na_2O$ начинает работать механизм кристаллизационной дифференциации в виде отделения кристаллов плагиоклаза.

В исследованиях процессов кристаллизационной дифференциации расплавов (включая базальтовые) химические, петрологические модели и геологические сценарии должны быть обеспечены необходимой тепловой энергией. Таким источником тепла является мантийный термохимический плюм. В нашей предыдущей работе [Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2018] голова плюма представляла расплав корового слоя, средний химический состав которого был взят по А. Ронову и А. Ярошевскому [Voitkevich et al., 1990]. Анализ процессов кристаллизационной дифференциации для температуры расплава в голове плюма $T_p=1410$ и 1380 °C [Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2018] указал на образование остаточного расплава, состав которого в отношении таких компонентов, как кварц (Qtz), ортоклаз (Or), альбит (Ab), анортит (An), близок к составу нормальных гранитов и процентное весовое содержание SiO_2 в нем – 76 %. В течение времени существования плюма этот расплав под действием сверхлитостатического давления у кровли плюма внедряется в массив над ней. В продолжение исследований, представленных в работе [Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2018], оценен состав расплава, получающийся вследствие процессов тепло- и массопереноса в грибообразной голове плюма в предположении, что исходный состава расплава в ней базальтовый. Изменение состава расплава в голове плюма оценено для двух последовательных этапов: 1) после осаждения кристаллов тугоплавких минералов на подошву головы плюма и 2) после осаждения плагиоклаза в расплаве, образовавшемся после первого этапа и содержащем 88.5 % плагиоклазового компонента.

На основе модели тепловой и гидродинамической структуры грибообразной головы плюма представлены результаты исследований гидродинамики и теплообмена в голове плюма и эволюция состава базальтового расплава в ней как результат процесса кристаллизационной дифференциации при температуре расплава $T_p=1410$ °C и давлении $P=2.6$ и $P=6.3$ кбар. Доля остаточного расплава, образовавшегося вследствие кристаллизационной дифференциации, составляет 11 % от всего объема расплава в голове плюма. Содержание SiO_2 в остаточном расплаве 59.6–62.3 %. Таким образом, в результате тепло- и массопереноса и кристаллизационной дифференциации базальтового расплава, имеющего 50 % SiO_2 , содержание SiO_2 в остаточном расплаве увеличивается до значений, соответствующих его содержанию в коровом слое.

Перегретый остаточный расплав, внедряясь в массив над головой плюма, будет расплавлять вмещающие породы. При взаимодействии остаточного расплава с ними происходят реакции и его обогащение различными компонентами, включая и

те, которые понижают температуру начала кристаллизации. На последних стадиях эволюции остаточного расплава, обогащенного примесями, происходит его затвердевание. Процессы взаимодействия перегретого остаточного расплава с вмещающими породами массива и определение состава расплава, образующегося при внедрении, требуют дальнейших специальных исследований.

6. БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН. Финансирующая организация: Министерство науки и высшего образования Российской Федерации. Авторы благодарны двум анонимным рецензентам за полезные замечания.

7. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Annen C., Blundy J.D., Sparks R.S.J., 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology* 47 (3), 505–539. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi084>.
- Bell P.M., Roseboom E.H., 1969. Melting relationships of jadeite and albite to 45 kilobars with comments on melting diagrams of binary systems at high pressures. In: J.J. Papike, F.R. Boyd, J.R. Clark, W.G. Ernst, W.T. Holser (Eds.), *Pyroxenes and amphiboles: crystal chemistry and phase petrology*. Mineralogical Society of America Special Paper, vol. 2, p. 151–161.
- Bowen N.L., 1913. The melting phenomena of the plagioclase feldspars. *American Journal of Science* 35 (210), 577–599. <https://doi.org/10.2475/ajs.s4-35.210.577>.
- Brückner R., 2003. Silicon dioxide. In: G.L. Trigg (Ed.), *Encyclopedia of Applied Physics*. Wiley, New York, p. 101–131. <https://doi.org/10.1002/3527600434.eap432>.
- Condie K.C., 2016. *Earth as an Evolving Planetary System*. Elsevier, Amsterdam, 418 p. <https://doi.org/10.1016/C2015-0-00179-4>.
- Cranmer D., Uhlmann D.R., 1981. Viscosities in the system albite-anorthite. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 86 (B9), 7951–7956. <https://doi.org/10.1029/JB086iB09p07951>.
- Cross W., Iddings J.P., Pirsson L.V., Washington H.S., 1902. A quantitative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks. *Journal of Geology* 10 (6), 555–690. <https://doi.org/10.1086/621030>.
- Dawson J.B., 1980. *Kimberlites and Their Xenoliths*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 252 p. [Русский перевод: Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.].
- Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G., Vernikovskiy V.A., Gladkov I.N., 2008. Modelling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps. *Lithos* 100 (1–4), 66–92. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.025>.
- Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2005. Parameters of hot spots and thermochemical plumes. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 46 (6), 589–602.
- Ernst R.E., 2014. *Large Igneous Provinces*. Cambridge University Press, Cambridge, 653 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139025300>.
- Fedortchouk Y., Matveev S., Carlson J.A., 2010. H₂O and CO₂ in kimberlitic fluid as recorded by diamonds and olivines in several Ekati Diamond Mine kimberlites, Northwest Territories, Canada. *Earth and Planetary Science Letters* 289 (3–4), 549–559. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.11.049>.
- Frye K. (Ed.), 1983. *The Encyclopedia of Mineralogy*. Springer, Berlin, 794 p. [Русский перевод: Минералогическая энциклопедия / Ред. К. Фрей. Л.: Недра, 1985. 512 с.].
- Gladkov I.N., Distanov V.E., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G., 2012. Stability of a melt/solid interface with reference to a plume channel. *Fluid Dynamics* 47 (4), 433–447. <https://doi.org/10.1134/S0015462812040023>.
- Gramenitskiy E.N., Kotelnikov A.R., Batanova A.M., Shchekina T.I., Plechov P.Yu., 2000. *Experimental and Technological Petrology*. Nauchnyi Mir, Moscow, 416 p. (in Russian) [Граменицкий Е.Н., Котельников А.Р., Батанова А.М., Щечкина Т.И., Плечов П.Ю. Экспериментальная и техническая петрология. М.: Научный мир, 2000. 416 с.].
- Huppert H.E., Sparks R.S.J., 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *Journal of Petrology* 29 (3), 599–624. <https://doi.org/10.1093/petrology/29.3.599>.
- Kerr A.C., Menzies M.A., 2012. Phanerozoic volcanism. In: D.G. Roberts, A.W. Bally (Eds.), *Regional geology and tectonics: principles of geologic analysis*. Vol. 1A. Elsevier, Amsterdam, p. 41–74.
- Kirdyashkin A.A., Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.G., 2004. Thermochemical plumes. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 45 (9), 1005–1024.
- Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G., Distanov V.E., Gladkov I.N., 2016. Geodynamic regimes of thermochemical mantle plumes. *Russian Geology and Geophysics* 57 (6), 858–867. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.05.003>.
- Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G., Gurov V.V., 2017. Parameters of thermochemical plumes responsible for the formation of batholiths: results of experimental simulation. *Geotectonics* 51 (4), 398–411. <https://doi.org/10.1134/S0016852117040057>.

- Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2018. Hydrodynamics and heat and mass transfer in mushroom-shaped heads of thermo-chemical plumes. *Geodynamics & Tectonophysics* 9 (1), 263–286 (in Russian) [Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Гидродинамика и тепломассообмен в грибообразной голове термохимического плюма // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 263–286]. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-1-0348>.
- Kushiro I., Yoder H.S., Jr., 1966. Anorthite-forsterite and anorthite-enstatite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformation. *Journal of Petrology* 7 (3), 337–362. <https://doi.org/10.1093/petrology/7.3.337>.
- Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A., 2010. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province. *Earth-Science Reviews* 102 (1–2), 29–59. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.06.004>.
- Lindsley D.H., 1968. Melting relations of plagioclase at high pressures. In: Y.A. Isachsen (Ed.), Origin of anorthosite and related rocks. Memoir 18, New York State Museum and Science Service, Albany, New York, p. 39–46.
- MacDougall J.D. (Ed.), 1988. Continental Flood Basalts. Springer, Dordrecht, 341 p. <https://doi.org/10.1007/978-94-015-7805-9>.
- MacGregor I.D., 1965. Stability fields of spinel and garnet peridotites in the synthetic system MgO–CaO–Al₂O₃–SiO₂. In: Carnegie Institution of Washington Yearbook, vol. 64, p. 126–134.
- Marsh B.D., 1981. On the crystallinity, probability of occurrence and rheology of lava and magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 78 (1), 85–98. <https://doi.org/10.1007/BF00371146>.
- Nekrasov B.V., 1973. Fundamentals of General Chemistry. Vol. 1. Khimiya Publishing House, Leningrad, 656 p. (in Russian) [Некрасов Б.В. Основы общей химии. Т. I. Л.: Изд-во “Химия”, 1973. 656 с.].
- Pabst W., Gregorová E., 2013. Elastic properties of silica polymorphs – a review. *Ceramics – Silikáty* 57 (3), 167–184.
- Persikov E.S., 1984. The Viscosity of Magmatic Melts. Nauka, Moscow, 160 p. (in Russian) [Персиков Э.С. Вязкость магматических расплавов. М.: Наука, 1984. 160 с.].
- Schairer J.F., Yoder H.S., Jr., 1960. The nature of residual liquids from crystallization, with data on the system nepheline-diopside-silica. *American Journal of Science* 258-A (Bradley Volume), 273–283.
- Sobolev V.S., 1986. Petrology of Traps. Nauka, Novosibirsk, 209 p. (in Russian) [Соболев В.С. Петрология траппов. Новосибирск: Наука, 1986. 209 с.].
- Surkov N.V., 1995. Experimental study of the stability and melting of bivariant assemblages in the forsterite-normative part of the system CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂ in the context of the upper-mantle petrology. In: N.V. Sobolev (Ed.), Materials on genetic and experimental mineralogy. Vol. 11. Izd. SO RAN, NITs OIGGM SO RAN, Novosibirsk, p. 27–43. (in Russian) [Сурков Н.В. Экспериментальное исследование устойчивости и плавления дивариантных ассоциаций в форстеритнормативной части системы CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂ в связи с петрологией верхней мантии // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 11 / Ред. Н.В. Соболев. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ OIGGM СО РАН, 1995. С. 27–43.].
- Surkov N.V., Doroshev A.M., 1998. Phase diagram of the CaO–Al₂O₃–SiO₂ system at pressures up to 40 kbar. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 39 (9), 1254–1268.
- Surkov N.V., Gartvich Yu.G., 2012a. Physicochemical model for the crystallization of rocks of the calc-alkaline series. *Geochemistry International* 50 (10), 799–815. <https://doi.org/10.1134/S0016702912100060>.
- Surkov N.V., Gartvich Yu.G., 2012b. Modeling of deep-seated high-alumina parageneses on the basis of the stability fields of corundum- and spinel-normative assemblages of the system CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂. *Russian Geology and Geophysics* 53 (1), 51–61. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2011.12.004>.
- Vertushkov G.N., Avdonin V.N., 1992. Tables for Mineral Determination Based on Chemical and Physical Properties: A Handbook. Nedra, Moscow, 489 p. (in Russian) [Вертушков Г.Н., Авдонин В.Н. Таблицы для определения минералов по физическим и химическим свойствам: Справочник. М.: Недра, 1992. 489 с.].
- Voitkevich G.V., Kokin A.V., Miroshnikov A.E., Prokhorov V.G., 1990. Geochemistry Reference Book. Nedra, Moscow, 480 p. (in Russian) [Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 480 с.].
- Winter J.D., 2014. Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. Harlow, Pearson, 739 p.
- Yllie P.J., Donaldson C.H., Irving A.J., Kesson S.E., Merrill R.B., Presnall D.C., Stolper E.M., Usselman T.M., Walker D., 1981. Experimental petrology of basalts and their source rocks. In: Basaltic volcanism on the terrestrial planets. Pergamon Press, New York, p. 493–630.
- Yoder H.S., Jr., 1976. Generation of Basaltic Magma. National Academy of Sciences, Washington, 265 p. [Русский перевод: Йодер Х. Происхождение базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 239 с.].
- Yoder H.S., Jr., Tilley C.E., 1962. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology* 3 (3), 342–532. <https://doi.org/10.1093/petrology/3.3.342> [Русский перевод: Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм (результаты экспериментального изучения природных образований и синтетических систем). М.: Мир, 1965. 248 с.].

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ | INFORMATION ABOUT AUTHORS

Алексей Анатольевич Кирдяшкин

докт. геол.-мин. наук, профессор РАН, зав. лабораторией

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

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

✉ e-mail: aak@igm.nsc.ru

Alexei A. Kirdyashkin

Doctor of Geology and Mineralogy, Professor of RAS,
Head of Laboratory

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS
3 Academician Koptyug ave., Novosibirsk 630090, Russia

Novosibirsk State University
2 Pirogov street, Novosibirsk 630090, Russia

Анатолий Григорьевич Кирдяшкин

докт. техн. наук, в.н.с.

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

e-mail: agk@igm.nsc.ru

Anatoly G. Kirdyashkin

Doctor of Technical Sciences, Lead Researcher

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS
3 Academician Koptyug ave., Novosibirsk 630090, Russia

Никита Викторович Сурков

канд. геол.-мин. наук, с.н.с.

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

e-mail: diagrams@igm.nsc.ru

Nikita V. Surkov

Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS
3 Academician Koptyug ave., Novosibirsk 630090, Russia