

ПЕТРОЛОГИЯ И ДИНАМИКА ЛИТОСФЕРЫ

УДК 552.11.323.6:548.4

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ СИБИРСКИХ МЕЙМЕЧИТОВ И ПРИРОДА
ИХ СВЯЗИ С ТРАППАМИ И КИМБЕРЛИТАМИ

А.В. Соболев^{1,2,3}, С.В. Соболев^{4,5}, Д.В. Кузьмин^{2,6}, К.Н. Малич⁷, А.Г. Петрунин^{4,5}

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, 119991, Москва, ул. Косыгина, 19, Россия

² Max Planck Institut für Chemie, 27 Joh.-Joachim-Becher-Weg, Mainz, 55128, Germany

³ Geowissenschaftliches Zentrum Göttingen, Abteilung Geochemie, Universität Göttingen, Goldschmidtstrasse 1, 37077, Göttingen, Germany

⁴ Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Telegrafenberg, 14473, Potsdam, Germany

⁵ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123995, Москва, ул. Бол. Грузинская, 10, Москва, Россия

⁶ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

⁷ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, 199106, Санкт-Петербург, Средний пр. 74, Россия

В работе сочетаются методы петролого-геохимического и термомеханического численного моделирования для определения условий образования меймечитов Маймеча-Котуйской провинции и базальтов гудчихинской свиты Норильского района, представляющих соответственно конечную и начальную стадии магматизма Сибирской трапповой провинции.

Изучены составы пород, вкрапленников оливина, расплавных включений в оливине наименее измененных меймечитов, а также составы пород и состав оливина дунитов из скважин Г-1 и Г-3, пробуренных в пределах Гулинского массива, Маймеча-Котуйской магматической провинции севера Сибирской платформы. Соотношения Mn/Fe и Ni/Mg в оливине свидетельствуют о перидотитовом мантийном источнике меймечитов. Родоначальный расплав меймечитов в приповерхностных условиях был богат щелочами, содержал около 24 % MgO, был значительно дегазирован, недосыщен сульфидным расплавом и окислен. В глубинных условиях первичный расплав меймечита был, вероятно, богат CO₂ (6 мас.%) и H₂O (2 мас.%) и образовался в результате частичного плавления перидотитового источника на глубинах около 200 км. Концентрации несовместимых элементов в меймечитовом расплаве указывают на значительную роль граната и глубинного калийсодержащего клинопироксена в его мантийном источнике и свидетельствуют о генетической связи с источниками расплавов гудчихинской свиты и кимберлитов. Особенности геохимии и минералогии изученных дунитов Гулинского плутона свидетельствуют об их тесной генетической связи с меймечитами.

При помощи метода конечных элементов, рассчитана термомеханическая модель взаимодействия мантийной струи с литосферой щита переменной мощности с использованием реалистичной вязкоупругопластичной реологии пород, зависящей от температуры и напряжения.

На основе результатов экспериментальных и модельных исследований предполагается, что мантийная струя пермотриасового возраста с потенциальной температурой около 1650°C транспортировала существенное количество древней рециклированной океанической коры (до 15%) в виде карбонатсодержащего пересыщенного SiO₂ эклогита, низкие степени плавления которого на глубинах 250–300 км приводили к образованию карбонат-силикатных расплавов, метасоматизировавших корни сибирской литосферы. Дальнейший подъем мантийной струи в областях утонения литосферы (Норильский район) привел к прогрессивному плавлению эклогита и образованию реакционного пироксенита, который затем плавился на глубинах 130–180 км. Большой объем образовавшихся магм (траппы гудчихинской свиты) внедрился в литосферу и привел к ее дестабилизации и обрушению. Погружающиеся блоки литосферы, содержащие фрагменты истощенного метасоматизированного перидотита, прогрелись до высоких температур внутренних частей мантийной струи и плавильсь с образованием меймечитового расплава. Меймечиты проявились на поверхности лишь в области литосферы повышенной мощности, где они избежали смешения с большими объемами траппов в стороне от основной зоны мантийного плавления под более тонкой литосферой. Предполагается, что и меймечиты и первичные магмы сибирских траппов, а также кимберлиты, имеют один и тот же источник несовместимых элементов, а именно карбонатсодержащую рециклированную океаническую кору, принесенную горячей мантийной струей.

Оливин, меймечит, пироксенит, эклогит, карбонатит, кимберлит, рециклированная кора, метасоматизм, термомеханическая модель, мантийный плюм, сибирские траппы, Сибирская трапповая провинция.

SIBERIAN MEIMECHITES: ORIGIN AND RELATION TO FLOOD BASALTS AND KIMBERLITES

A.V. Sobolev, S.V. Sobolev, D.V. Kuz'min, K.N. Malitch, and A.G. Petrunin

Here we combine petrological-geochemical and thermomechanical modeling techniques to explain origin of primary magmas of both Maimecha-Kotui meimechites and the Gudchikhinskaya basalts of Norilsk region, which represent, respectively, the end and the beginning of flood magmatism in the Siberian Trap Province.

We have analyzed the least altered samples of meimechites, their olivine phenocrysts, and melt inclusions in olivines, as well as samples of dunites and their olivines, from boreholes G-1 and G-3 within the Guli volcano-plutonic complex in the Maimecha-Kotui igneous province of the northern Siberian platform. The Mn/Fe and Ni/MgO ratios in olivines indicate a mantle peridotite source of meimechites. Parental meimechite magma that rose to shallow depths was rich in alkalis and highly magnesian (24 wt.% MgO), largely degassed, undersaturated in sulfide liquid, and oxidized. At greater depths, it was, likely, high in CO₂ (6 wt.%) and H₂O (2 wt.%) and resulted from partial melting of initially highly depleted and later metasomatized harzburgite about 200 km below the surface. Trace-element abundances in primary meimechite magma suggest the presence of garnet and K-clinopyroxene in the mantle source and evidence a genetic relation to the sources of the early Siberian flood basalts (Gudchikhinskaya suite) and kimberlites. The analyzed dunite samples from the Guli complex have chemistry and mineralogy indicating their close relation to meimechites.

We have also computed a thermomechanical model of interaction of a hot mantle plume with the shield lithosphere of variable thickness, using realistic temperature- and stress-dependent visco-elasto-plastic rocks rheology and advanced finite-element solution technique.

Based on our experimental and modeling results, we propose that a Permian—Triassic plume with a potential temperature of about 1650 °C transported a large amount of recycled ancient oceanic crust (up to 15%) as SiO₂-supersaturated carbonated eclogite. Low-degree partial melting of eclogite at depths of 250—300 km produced carbonate-silicate melt that metasomatized the lithospheric roots of the Siberian shield. Further rise of the plume under relatively attenuated lithosphere (Norilsk area) led to the progressive melting of eclogite and formation of reaction pyroxenite, which then melted at depths of 130—180 km. Consequently, a large volume of melt (Gudchikhinskaya suite) penetrated into the lithosphere and caused its destabilization and delamination. Delaminated lithosphere that included fragments of locally metasomatized depleted harzburgite subsided into the plume and was heated to the temperatures of the plume interior with subsequent generation of meimechite magma. Meimechites showed up at the surface only under the thicker part of the lithosphere aside from major melting zone above, otherwise they would have been mixed up in more voluminous flood basalts. We further suggest that meimechites, uncontaminated Siberian flood basalts, and kimberlites all share the same source of strongly incompatible elements, the carbonated recycled oceanic crust carried up by hot mantle plume.

Olivine, meimechite, pyroxenite, eclogite, carbonatite, kimberlite, recycled crust, metasomatism, thermomechanical model, mantle plume, Siberian traps, Large Igneous Province

ВВЕДЕНИЕ

Сибирские траппы являются наибольшей провинцией континентальных базальтов фанерозойского возраста. Поэтому понимание физико-химических процессов их образования является первостепенной задачей наук о Земле. Междисциплинарная природа этих процессов предполагает адекватный междисциплинарный набор методов их исследования. В первой части работы применены петролого-геохимические методы, а во второй использованы результаты петролого-геохимического анализа для определения параметров и ограничений термомеханической модели образования сибирских траппов, направленной на объяснение генезиса меймечитов.

Центральной задачей в объяснении происхождения Сибирской трапповой провинции является оценка температуры и состава мантийных источников магматизма. От ее решения принципиально зависит геодинамическая модель образования провинции. Если температура относительно невелика и отвечает типичной температуре верхней конвектирующей мантии (около 1350 °С, по [McKenzie, Bickle, 1988]), а состав мантии отвечает перидотиту, тогда для объяснения происхождения сибирских траппов нужно разрабатывать модели значительного и быстрого утонения континентальной литосферы, необходимого для производства большого количества магмы из перидотитового вещества [Elkins-Tanton, Hager, 2000]. Если температура мантии значительно превышала температуру конвектирующей мантии, например, в случае мантийной струи [Campbell, Griffiths, 1992; White, McKenzie, 1995; Добрецов, 2008], тогда большое количество магмы можно получить и в относительно глубинных условиях, особенно привлекая более легкоплавкие безоливиновые мантийные источники [Cordero et al., 1997; Tuff et al., 2005; Sobolev et al., 2007; Соболев и др., 2009]. Для корректного определения температуры мантии необходимо установить состав первичных расплавов для значительного объема магм провинции, а также состав их мантийных источников [Herzberg, O'Hara, 2002; Herzberg et al., 2007]. Наилучшим объектом для этого в Сибирской трапповой провинции [В.С. Соболев, 1936] являются меймечиты — магнезиальные ультрамафические

магматические породы [Шейнман, 1947; Соболев, 1976] с минимальными признаками коровой контаминации [Arndt et al., 1995; Carlson et al., 2006].

Меймечиты Маймеча-Котуйской магматической провинции характеризуют заключительный этап формирования Сибирской трапповой провинции (около 251 млн лет) [Vasiliev, Zolotukhin, 1995; Fedorenko, Czamanske, 1997; Kamo et al., 2003; Kogarko, Zartman, 2007]. Они кристаллизовались из наиболее богатого MgO (более 25 мас.%) и, следовательно, наиболее высокотемпературного расплава фанерозойского времени [Соболев, Слуцкий, 1984; Соболев и др., 1991; Arndt et al., 1995]. В этом отношении они имеют аналоги только среди архейских коматиитов и, таким образом, являются одним из немногих доказательств достижения сверхвысоких температур излияния (более 1550 °C) в фанерозойское время. Первое свидетельство высокой температуры кристаллизации меймечитов (более 1450 °C) было представлено в работе В.С. Соболева с соавторами [1972] на основании гомогенизации расплавных включений в оливине.

Многочисленные данные по составу родоначального расплава меймечитов, геохимии примесных элементов и радиогенных изотопов Nd, Sr и Os свидетельствуют о высокой роли глубинной (более 200 км) обедненной мантии при образовании меймечитов [Соболев и др., 1991; Kogarko, Ryabchikov, 1995; Arndt et al., 1995; Carlson et al., 2006; Elkins-Tanton et al., 2007; Kogarko, Zartman, 2007; Рябчиков и др., 2009]. Не выясненными остаются роль летучих компонентов в образовании меймечитов, соотношение перидотитовых и безоливиновых компонентов в их источнике. Кроме того, практически не исследовано взаимоотношение меймечитов сибирских траппов и кимберлитов в плане геохимии и петрологии их мантийных источников.

В данной работе поставлены задачи оценки температуры и давления образования меймечитов на основе определения состава их родоначального расплава, включая концентрации летучих компонентов, и установления фазового состава их мантийного источника. Кроме того, рассмотрен вопрос взаимосвязи меймечитов, сибирских траппов и кимберлитов. Задачи решаются на базе новых детальных исследований состава вкрапленников оливина и заключенных в них расплавных включений с учетом предыдущих результатов [Соболев, Слуцкий, 1984; Соболев и др., 1991; Kogarko, Ryabchikov, 2000; Рябчиков и др., 2009] и новых моделей [Cartigny et al., 2008] и подходов [Sobolev et al., 2007]. Особое внимание уделяется концепции рециклирования, т.е. вторичного участия субдущированной древней океанической коры в процессах магнезиализации [Соболев, Соболев 1975, 1977, 1980; Allegre, Turcotte, 1986; Hofmann, White, 1992]. Сделан вывод, что родоначальный расплав меймечита был богат углекислотой (6.0 мас.%) и водой (2.0 мас.%) и возник при температурах около 1600—1800 °C и давлениях 6—8 ГПа в мантийной струе с потенциальной температурой около 1650 °C, образовавшей Сибирскую трапповую провинцию. Вероятно, источником меймечитов был истощенный перидотит метасоматизированный карбонатно-силикатным расплавом — продуктом низких степеней плавления рециклированной океанической коры. Связь меймечитов с сибирскими траппами и кимберлитами устанавливается через единый источник наиболее несовместимых элементов, включая углерод и воду, — рециклированную океаническую кору, захваченную восходящей мантийной струей.

ИССЛЕДОВАННЫЕ ОБРАЗЦЫ

Геологическое положение и краткое описание образцов. Маймеча-Котуйская провинция занимает территорию около 70 тыс. км² и приурочена к северному краю Сибирской платформы [Васильев, Золотухин, 1975; Vasiliev, Zolotukhin, 1995]. Гулинский массив расположен в пределах Маймеча-Котуйской провинции и контролируется субмеридиональной Таймыро-Байкальской и субширотной Енисей-Котуйской палеорифтогенными структурами. Форма массива, по данным математического моделирования материалов гравиразведки и данным бурения, пластинообразная с погружением на северо-запад, в плане близкая к эллипсу, длинная ось которого вытянута в северо-восточном направлении [Малич, Лопатин, 1997a].

Массив в обнаженной части сложен главным образом комплексом ультраосновных пород, представленных двумя фазами. Дуниты и хромититы выделяются в составе первой фазы, клинопироксены — второй. Верлиты и клинопироксенсодержащие дуниты всегда встречаются на контактах двух фаз. Преобладают дуниты, которые образуют в плане серповидное тело протяженностью около 30 км и шириной 10—15 км, занимая площадь около 450 км² (рис. 1). В юго-западной части они перекрыты толщей меймечитов — ультраосновных вулканитов маймечинской свиты, а в центральной — прорваны штокообразными телами маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса, занимающего около 30 км².

Абсолютный возраст меймечитов Маймеча-Котуйской провинции и сосуществующих дунитов и щелочных пород Гулинского плутона определялся Nd-Sm методом по составам пород 239 ± 61 млн лет [Когарко и др., 1988], 231 ± 70 млн лет [Когарко и др., 1996], U-Pb методом по составам пород 250 ± 9 млн лет [Kogarko, Zartman, 2007], а также Ar-Ag методом по биотиту 245.5 ± 1.2 , 243.8 ± 5.5 млн лет [Dalrymple et al., 1995]. Кроме того, есть весьма точные возрастные данные для находящихся ниже по

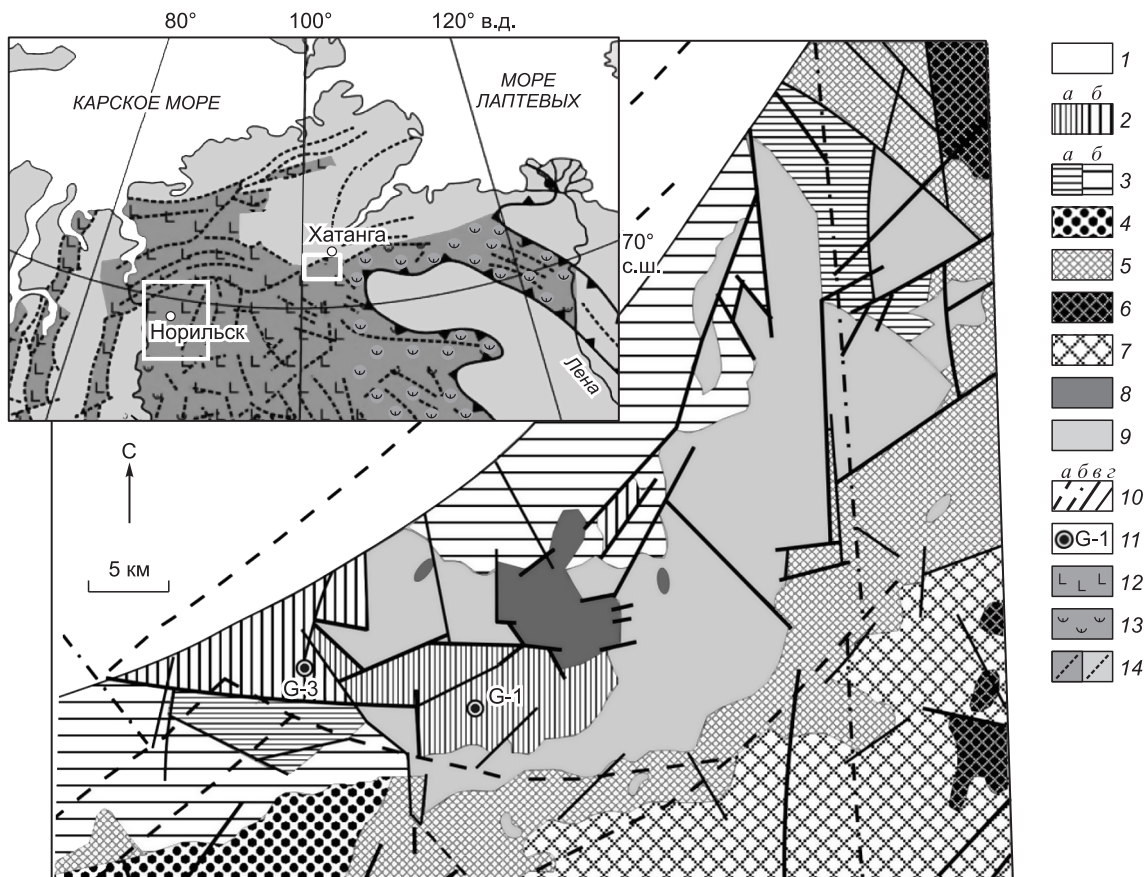


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Гулинского массива, Маймеча-Котуйской магматической провинции, севера Сибирской платформы.

Карта модифицирована по данным работ [Малич, Лопатин, 1997б; Malitch et al., 2002]. На врезке околонуены районы [Соболев и др., 2009] максимального развития магматизма Сибирской платформы в районе городов Норильск и Хатанга (Маймеча-Котуйская провинция). 1 — терригенные осадки (J_3-K_1) Хатангского прогиба; 2 — пикрит-меймечитовый комплекс ($T_{1,2}$), меймечиты и порфировые пикриты: маймечинская свита (а), субвулканические и дайковые фации (б); 3 — дельканская свита (T_1): трахибазальты и андезиты (а), авгититы, лимбургиты и нефелиниты (б); 4 — тыванкитская свита (T_1): трахибазальты и трахиандезит-базальты; 5 — коготокская свита (T_1): базальты; 6 — арыджангская свита (P_2-T_1): щелочные пикриты, фойдиты и щелочные лейкобазальты; 7 — правобоярская свита (P_2-T_1): основные пирокластические породы; 8 — иолит-карбонатитовый комплекс (T_2): щелочно-ультраосновные и щелочные породы и карбонаты; 9 — клинопироксенит-дунитовый комплекс (D_3-C_1): дуниты, хромититы и клинопироксениты; 10 — разломы: (а) Енисей-Котуйская система, (б) Саяно-Анабарская система, (в) магмоподводящие разломы основания платформы, (г) разломы платформенного чехла; 11 — местоположение скважин. На врезке 12, 13 — породы трапповой формации: 12 — лавы; 13 — туфы; 14 — магмоподводящие разрывные нарушения. Черная линия с треугольниками на врезке — граница Сибирской трапповой провинции.

разрезу меймечитов пород дельканской (251.1 ± 0.3 млн лет) и арыджангской (251.7 ± 0.4 млн лет) свит, полученные Pb-Pb методом по циркону и перовскиту соответственно [Kamo et al., 2003]. Таким образом, судя по возрастным данным высокой точности (U-Pb и Ar-Ar методы) и стратиграфическому положению в разрезе, меймечиты непосредственно замыкают масштабный трапповый магматизм Сибирской платформы [Kamo et al., 2003]. По крайней мере, часть дунитов Гулинского плутона образует единые Nd-Sm и U-Pb изохроны с меймечитами и поэтому, возможно, близки к ним по возрасту [Когарко и др., 1988, 1996; Kogarko., Zartman, 2007]. Следует, однако, отметить, что ряд исследователей придерживаются мнения о существенно более древнем по сравнению с меймечитами возрасте дунитов [Жабин, 1965; Малич, Лопатин, 1997а; Малич, 2004].

Геологические скважины Г-1 (G-1) и Г-3 (G-3) были пробурены во время геологической съемки масштаба 1:200 000 в пределах Гулинской площади [Малич и др., 1997а,б] (см. рис. 1).

Скважина G-1 расположена в левом борту руч. Поисковый — левого притока р. Дунитовая на расстоянии 3.3 км от ее устья. В 25 м на СЗ от места заложения скважины расположены скальные выходы меймечитов видимой мощностью 185 м, образующих в рельефе несколько уступов. Породы характеризуются отчетливо выраженной порфировой структурой. Вкрапленники представлены оливином, варьи-

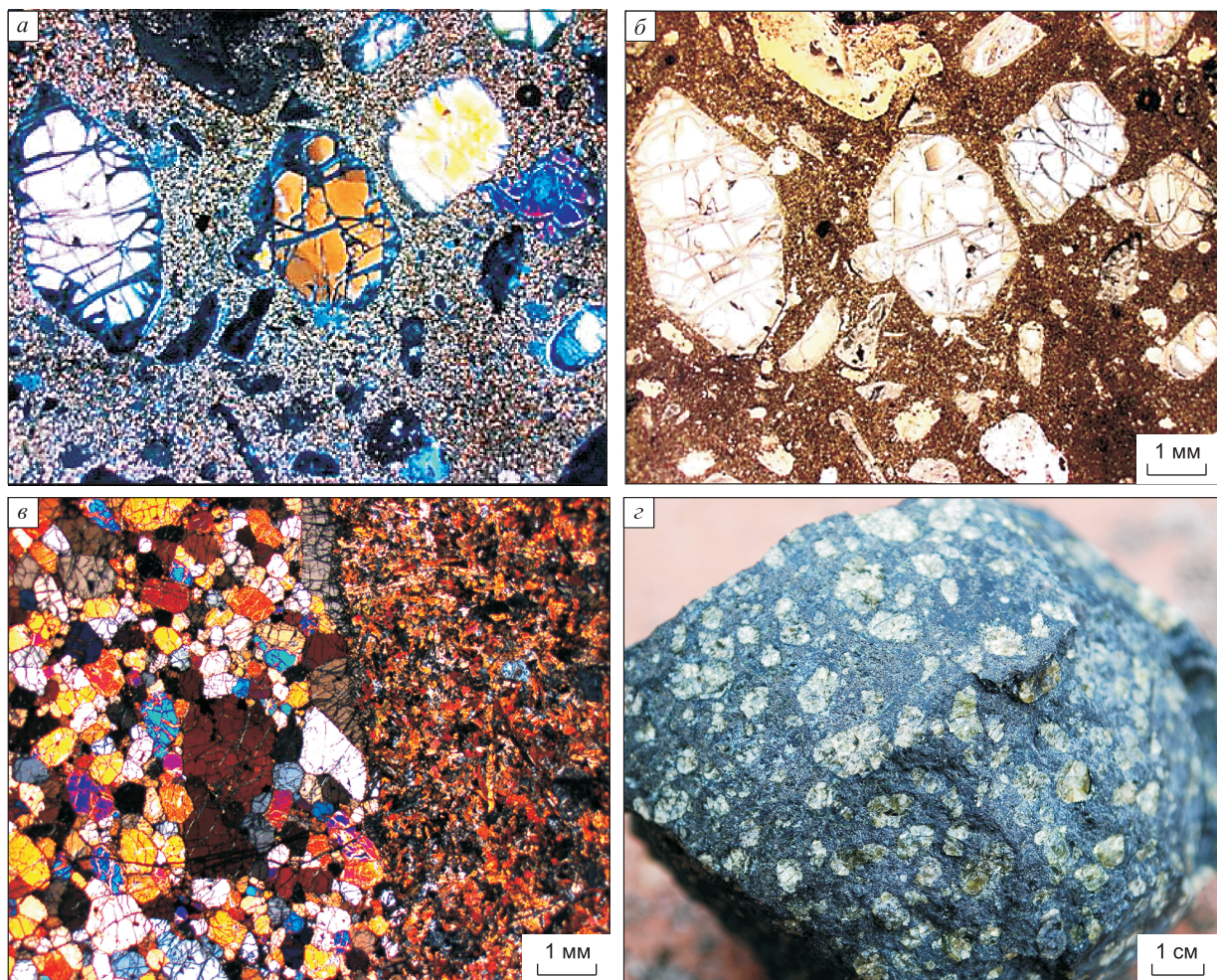


Рис. 2. Фотографии меймечитов и дунитов.

a, б — шлиф меймечита обр. G-3 (2177) в поляризованном и неполяризованном проходящем свете; *в* — шлиф контакта дунита (слева) и афирового меймечита образец G-1-22 (310.2) в поляризованном свете; *г* — образец меймечита G-3 (2994).

руют от 1.5 мм до 1.5 см. Реже они образуют агрегаты зерен оливина, часто трещиноватого. В разрезе скв. G-1 до глубины 401 м доминируют меймечиты и субщелочные пикритовые порфириды. В подчиненном количестве, возможно в виде ксенолитов, выявлены дуниты, реже клинопироксениты, а также мало мощные дайковые тела меланефелинитов и малиньитов.

Скважина G-3 расположена на левом берегу р. Маймеча, в 9.3 км по азимуту 97° от устья р. Делькан, левого притока р. Маймеча. Разрез скв. G-3 глубиной 400 м вскрывает субвулканические фации меймечитов и субщелочных пикритовых порфиритов, выделяемых (картируемых) в составе пикрит-меймечитового интрузивного комплекса [Малич, Лопатин, 1997а,б].

Из скважин G-1 и G-3 для детальных исследований отбирались представительные образцы меймечитов и дунитов с наименьшей степенью вторичных изменений. Детальные петрографические описания меймечитов и дунитов Гулинского массива представлены в литературе (например [Васильев, Золотухин, 1975]), поэтому здесь мы ограничимся кратким описанием изученных образцов.

Исследованные меймечиты (образцы G-1-25 (гл. 301.3 м), G-1-32 (гл. 7.5 м), G-3 (2177) (гл. 217.7 м), G-3 (2994) (гл. 299.4 м) представляют собой оливин-порфировые породы, содержащие 30—70 % вкрапленников, как правило, хорошо образованного призматического оливина, достигающего размером 1 см (рис. 2, *a, б, г*) по длинной оси. Значительно реже встречаются обломки или сростки кристаллов оливина. Вкрапленники оливина содержат включения раскристаллизованного расплава и хромшпинелида. Хромшпинелид также встречается в виде отдельных редких вкрапленников октаэдрической формы с размером до 1 мм. Основная масса меймечитов варьирует по степени раскристаллизованности от стекловатой до полнокристаллической и состоит из мелких кристаллов оливина (как правило, серпентинизирован) призматического клинопироксена (титанистый авгит), титанистого шпинелида, флогопита и измененного стекла.

Продуктами вторичного изменения являются серпентин, развивающийся по трещинам и каймам вкрапленников оливина и замещающий оливин и стекло основной массы и магнетит.

Исследованные дуниты (образцы G-1-18 (гл. 312.3 м), G-1-22 (гл. 310.2 м)) имеют панидиоморфную неравномерно-зернистую структуру и содержат 90—95 % оливина (включая серпентинизированные участки), до 4 % хромшпинелида, 1—6 % флогопита и 1—6 % клинопироксена (см. рис. 2, в). Оливин, как правило, хорошо огранен и варьирует по размеру от десятков микрон до 10 мм. Флогопит и клинопироксен встречаются в интерстициях между кристаллами оливина и жилообразных образованиях совместно с титанистым шпинелидом. Серпентин и магнетит развиваются по оливину.

На глубинах 308.8 м (обр. G-1-24) и 310.2 м (обр. G-1-22, см. рис. 2, в) выявлены контакты меймечитов и дунитов. Судя по тому, что на границе дунита и меймечита, последний пересекает дунит в виде тонких жилок (гл. 308.8 м), меймечиты внедрялись позже дунитов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Пробоподготовка. Породы измельчались до состояния пудры и спекались в стекло с помощью иридиевого нагревателя [Stoll et al., 2008]. Вкрапленники оливина отбирались из фракций 1—0.5 мм, заливались в шашки из эпоксидной смолы, выводились на поверхность и полировались. Расплавные включения выводились на поверхность и полировались индивидуально для каждого зерна.

Аналитические методы. Состав минералов и расплавных включений исследовался методами рентгеновского микроанализа с электронным зондом (EPMA), масс-спектрометрией с ионизацией в индуктивно связанной плазме с лазерным отбором вещества (LA-ICPMS) и вторично-ионной масс-спектрометрией (SIMS). Составы стекол пород исследовали методами EPMA и LA-ICPMS, а порошки пород методом рентгенофлуоресцентного анализа (XRF) на спектрометре Philips MagiX Pro на геологическом факультете Университета Майнца, (Германия).

Методом EPMA определялись главные и примесные элементы на электронном микроанализаторе Jeol JXA 8200 SuperProbe в Институте химии им. Макса Планка, Майнц (Германия). Главные элементы стекол анализировали при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе зонда 12 нА с использованием эталона природного базальтового стекла USNM111240/52 (VG2) [Jarosevich et al., 1980] с типичной погрешностью менее 1—2 отн.%. Состав оливина и ряд элементов во включениях анализировали при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 300 нА по специальной методике, позволяющей достигать точности 20—30 г/т (две стандартные ошибки) для Ni, Ca, Mn, Al, Ti, Cr, Co и 0.02 мол.% для форстеритовой составляющей в оливине [Sobolev et al., 2007] и 20 г/т для Cl и S.

Метод LA-ICP MS применяли для определения примесных элементов в стеклах расплавных включений и в оливине. Исследования проводили на масс-спектрометре ELEMENT-2, Thermo Scientific, Англия, с твердотельным лазером UP-213 New Wave Research, Англия, в Институте химии им. Макса Планка, Майнц (Германия). В качестве стандарта использовали базальтовое стекло KL-2G и NIST 612 [Jochum et al., 2000] и база данных GeoRem (<http://georem.mpch-mainz.gwdg.de>), а в качестве нормирующего элемента — Ca для стекол и расплавных включений и Si для оливина. Типичный диаметр лазера составлял 60—80 мкм, а время абляции 60—80 с. Погрешность определения концентрации, оцененная по воспроизведению стандарта, не превышала 5 отн.% (две стандартные ошибки) для содержаний более 1 г/т и 10 отн.% для концентраций около 0.1 г/т.

Вторично-ионная масс-спектрометрия (SIMS) использовалась для определения концентраций H₂O в стеклах расплавных включений. Исследования проводили на ионном микроанализаторе Ims3F, Cameca (Франция), в Институте химии им. Макса Планка, Майнц (Германия) по методике, описанной в работе [Соболев, 1996]. Типичные погрешности определений не превышали 10 отн.%. Предел обнаружения H₂O, оцененный по сигналу массы ¹H вмещающего оливина, составлял 0.02 мас.%.

Экспериментальные исследования. Изучение расплавных включений проводили на малоинерционной оптической нагревательной установке в среде очищенного He [Соболев, Слуцкий, 1984] по методике, описанной в работе [Sobolev, Danyushevsky, 1994]. Температуру эксперимента измеряли Pt90Rh10 термопарой и контролировали в каждом эксперименте плавлением высокочистого золота. Во избежание потерь H₂O из включений общее время выдержки при температуре выше 1000 °С не превышало 15 мин.

Кроме экспериментов с визуальным контролем были проведены также закалочные эксперименты в вертикальной печи с контролируемой газовой средой в ГЕОХИ РАН. Опыты проводили в газовой смеси H₂/CO₂ при температуре 1300 °С и фугитивности кислорода, соответствующей буферу кварц—фаялит—магнетит (QFM). Отобранные кристаллы оливина укладывали в открытые платиновые капсулы и помещали в платиновом контейнере непосредственно в горячую зону печи. После 15-минутной выдержки включения закачивали путем автоматического сбрасывания платинового контейнера в холодную зону.

Для исследования состава отбирались включения с минимальным размером не менее 30 мкм. Для отбраковки включений частично или полностью вскрытых до или во время эксперимента, использовались измеренные содержания хлора и серы в стекле. Включения с содержаниями Cl или S менее 0.02 мас.% отбраковывались.

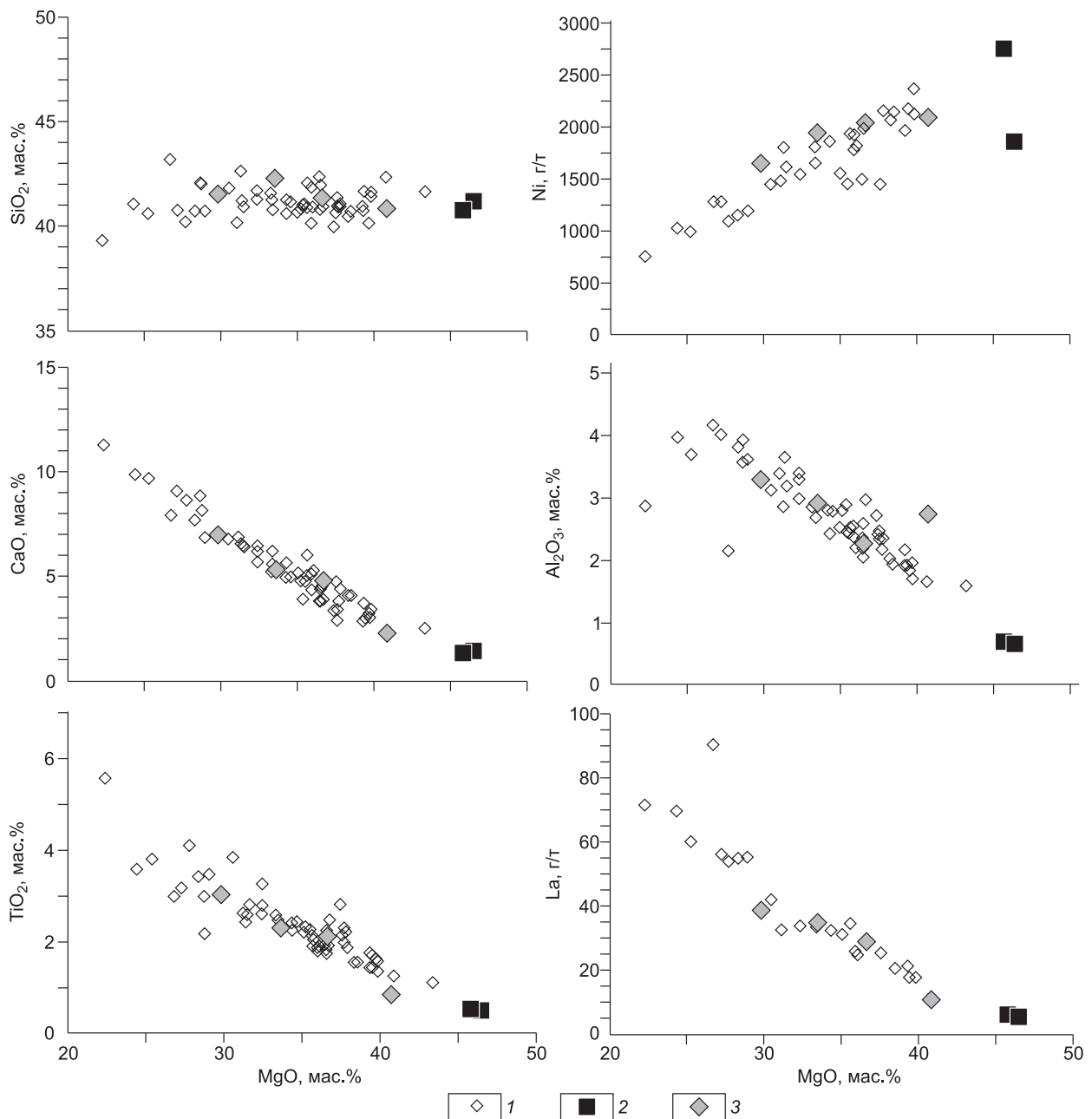


Рис. 3. Составы пород меймечитов и дунитов.

1 — литературные данные по составам меймечитов получены из базы данных GEOROC <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>;
 2 — состав изученных дунитов; 3 — состав изученных меймечитов.

Численное моделирование. В работе применялось моделирование фракционной кристаллизации меймечитовых расплавов на основе моделей равновесия оливин—расплав [Ford et al, 1983; Herzberg, O'Hara, 2002] с использованием программного обеспечения PETROLOG [Danyushevsky, 2001]. Коррекция обмена Fe-Mg между расплавленным включением и оливином-хозяином производилась на основе моделей равновесия оливин—расплав [Ford et al., 1983; Herzberg, O'Hara, 2002] с использованием программного обеспечения, описанного в работе [Danyushevsky et al., 2000]. Численные методы термомеханической модели описаны в разделе «Термомеханическая модель».

СОСТАВ ПОРОД

Изученные породы содержат высокие концентрации магния в соответствии со значительным количеством вкрапленников оливина. Все элементы, несовместимые с оливином, образуют значимые отрица-

Таблица 1.

Химические составы дунитов и меймечитов

Компонент	G-1-18 (312.3) дунит	G-1-22 (310.2) дунит	G-1-25 (301.3) меймечит	G-1-32 (7.5) меймечит	G-3 (2177) меймечит	G-3 (2994) меймечит
XRF						
SiO ₂ , мас.%	—	39.09	38.96	37.52	37.93	38.91
TiO ₂	—	0.46	2.87	0.76	2.00	2.14
Al ₂ O ₃	—	0.61	3.03	2.43	2.00	2.66
Fe ₂ O ₃	—	11.76	13.49	14.05	13.08	12.59
MnO	—	0.17	0.18	0.20	0.18	0.18
MgO	—	44.44	28.64	37.47	33.61	31.41
CaO	—	1.07	6.57	2.09	4.41	4.90
Na ₂ O	—	0.04	0.54	0.08	0.08	0.25
K ₂ O	—	0.15	1.08	0.19	0.42	0.43
P ₂ O ₅	—	0.04	0.35	0.08	0.24	0.26
Cr ₂ O ₃	—	0.587	0.239	0.436	0.386	0.245
NiO	—	0.318	0.195	0.256	0.234	0.235
П.п.п.	—	1.94	4.52	5.48	6.47	6.68
Сумма	—	100.68	100.65	101.03	101.03	100.88
Sc, г/г	—	4	18	7	14	18
V	—	39	204	72	158	168
Cr	—	3581	1633	2591	2439	1716
Co	—	144	106	152	126	114
Ni	—	2465	1581	1991	1850	1802
Cu	—	28	109	36	74	84
Zn	—	74	81	86	90	94
Ga	—	3	11	11	6	10
Rb	—	5	24	8	12	16
Sr	—	72	458	130	230	322
Y	—	3	14	5	11	12
Zr	—	40	202	64	156	200
Nb	—	7	42	11	31	38
Ba	—	29	277	84	85	132
Pb	—	2	5	3	1	4
Th	—	0.2	2.2	1	1.5	1.4
U	—	0	1.3	0	1.5	2.6
EPMA (плавненное стекло)						
SiO ₂ , мас.%	41.21	40.78	41.55	40.85	41.37	42.33
TiO ₂	0.49	0.52	3.02	0.84	2.15	2.31
Al ₂ O ₃	0.67	0.70	3.28	2.73	2.26	2.90
FeO	9.42	11.28	12.80	13.28	12.63	12.30
MnO	0.17	0.19	0.17	0.20	0.19	0.19
MgO	46.46	45.78	29.83	40.76	36.62	33.54
CaO	1.46	1.31	7.01	2.31	4.85	5.32
Na ₂ O	0.08	0.07	0.58	0.13	0.16	0.32
K ₂ O	0.15	0.15	1.08	0.18	0.44	0.42
P ₂ O ₅	0.03	0.05	0.35	0.09	0.28	0.29
S	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	100.14	100.84	99.66	101.37	100.94	99.92
LA-ICP MS (плавненное стекло)						
Rb, г/г	2.5	2.3	22.4	3.7	10.1	11.2
Ba	44.2	36.9	356	88.1	140	154
Th	0.65	0.69	3.53	1.01	2.78	3.40
U	0.17	0.18	0.92	0.23	0.60	0.78
Nb	7.96	7.51	45.5	11.9	34.5	37.6
Ta	0.49	0.44	2.85	0.77	2.17	2.40
La	5.23	6.41	39.1	10.6	28.8	34.8
Ce	11.2	13.2	86.5	22.8	62.8	75.1
Pr	1.34	1.54	10.73	2.77	7.75	9.22
Nd	5.34	6.08	44.6	11.4	32.1	37.2
Sr	74.3	90.3	503	155	264	358
Sm	0.95	1.03	7.89	2.04	5.95	6.41

Компонент	G-1-18 (312.3) дунит	G-1-22 (310.2) дунит	G-1-25 (301.3) меймечит	G-1-32 (7.5) меймечит	G-3 (2177) меймечит	G-3 (2994) меймечит
Zr	32.7	32.5	225	59.7	174	186
Hf	0.77	0.75	5.55	1.45	4.25	4.41
Eu	0.29	0.31	2.38	0.60	1.76	1.81
Ti	2974	3326	18254	4943	13180	13544
Gd	0.74	0.77	5.99	1.49	4.61	4.66
Tb	0.09	0.09	0.71	0.19	0.56	0.56
Dy	0.47	0.50	3.47	0.91	2.84	2.75
Ho	0.08	0.08	0.56	0.15	0.45	0.44
Y	1.97	1.96	13.33	3.57	10.92	10.73
Er	0.20	0.19	1.24	0.35	1.05	0.98
Tm	0.02	0.02	0.14	0.04	0.12	0.11
Yb	0.16	0.15	0.86	0.27	0.73	0.69
Lu	0.02	0.02	0.11	0.03	0.09	0.09
Ni	1858	2731	1651	2080	2028	1941
Cu	19.9	25.4	131	25.7	86.9	98.7
Mn	1191	1536	1472	1654	1519	1452
Sc	7.1	7.8	21.7	10.7	17.4	18.6
Zr	32.7	32.5	225	59.7	174	186
Co	125	165	113	151	135	120
Li	1.59	1.98	7.13	9.85	2.87	9.08
V	50.5	47.0	218.2	74.5	165	167

Примечание. XRF — рентгенофлуоресцентный анализ (Университет Майнца Германия); EPMA — электронно-зондовый анализ (Институт химии им. Макса Планка. Майнц. Германия); LA-ICP MS — масс-спектрометрия с ионизацией в индуктивно связанной плазме с лазерным пробоотбором вещества (Институт химии им. Макса Планка. Майнц. Германия).

тельные корреляции с MgO (рис. 3, табл. 1), подчиняясь тренду накопления магнезиального оливина. Для исследованных пород коэффициент линейной корреляции с MgO составляет более 0.9 (R^2) для всех несовместимых с оливином элементов кроме Ba, Rb, K, Na и Pb. Последние характеризуются меньшей силой корреляции ($R^2 = 0.7—0.8$), вероятно, за счет изменения во вторичных процессах. Максимальные содержания MgO и минимальные концентрации несовместимых элементов характерны для дунитов.

Как уже неоднократно отмечалось, меймечиты характеризуются сочетанием значительного обогащения наиболее несовместимыми литофильными элементами с высокими концентрациями MgO и Ni и низкими содержаниями SiO₂ [Соболев, Слуцкий, 1984; Соболев и др., 1991; Vasiliev, Zolotukhin, 1995; Kogarko, Ryabchikov, 1995; Arndt et al., 1995]. Еще одной известной [Arndt et al., 1995] особенностью состава меймечитов является выраженное обеднение характеристическими элементами граната: тяжелыми редкоземельными элементами, Y, Sc и Al (рис. 4, см. табл. 1). Кроме того, отчетливо проявляется относительное обеднение меймечитов U и Th. Дуниты в деталях повторяют спектр меймечитов, но на меньших уровнях концентраций. Содержания элементов подвижных в постмагматических процессах (Ba, Rb, K, Na и Pb) существенно варьируют и не могут быть априори использованы для оценки первичных концентраций в магмах.

СОСТАВ ОЛИВИНА

Состав вкрапленников оливина меймечитов уже публиковался в литературе [Васильев, Золотухин, 1975; Васильев, 1978; Соболев, Слуцкий, 1984; Соболев и др., 1991; Arndt et al., 1995; Рябчиков и др., 2009]. Представленные здесь новые анализы,

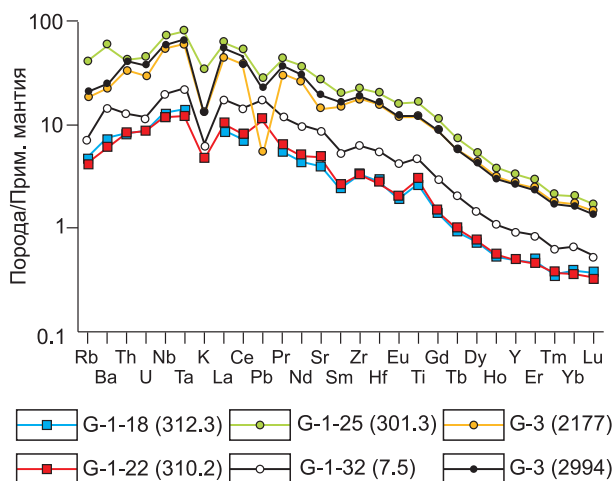


Рис. 4. Спайдер-диаграммы изученных пород, нормализованные к составу примитивной мантии [Hofmann, 1988].

Таблица 2.

Представительские анализы оливинов из дунитов и мейсчитов (мас.%)

Образец	№ точки	Fo	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	Сумма	Mn/Fe	Ni*	X _{PK} Mn	X _{PK} Ni
G-3 (2994)	G-3a-8	91.93	40.73	0.039	0.062	7.85	0.129	50.14	0.313	0.414	0.016	0.114	99.80	0.0164	0.065	0.077	0.247
»	G-3a-1	91.60	40.62	0.037	0.050	8.20	0.132	50.13	0.327	0.420	0.018	0.104	100.03	0.0161	0.069	0.145	0.287
»	G-3a-50	91.43	40.59	0.034	0.044	8.31	0.131	49.78	0.294	0.425	0.016	0.094	99.72	0.0158	0.071	0.217	0.311
»	G-3a-12	90.95	40.63	0.042	0.056	8.78	0.144	49.46	0.330	0.405	0.018	0.106	99.96	0.0164	0.072	0.082	0.321
»	G-3a-23	90.74	40.51	0.038	0.055	8.97	0.144	49.31	0.330	0.400	0.019	0.101	99.88	0.0161	0.073	0.156	0.330
»	G-3a-95	90.25	40.62	0.032	0.045	9.47	0.151	49.15	0.349	0.392	0.019	0.098	100.33	0.0159	0.076	0.178	0.359
»	G-3a-81	89.77	40.43	0.035	0.042	9.90	0.168	48.68	0.408	0.379	0.019	0.077	100.13	0.0170	0.077	-0.036	0.375
»	G-3a-33	89.31	40.33	0.039	0.046	10.31	0.167	48.32	0.418	0.369	0.021	0.071	100.08	0.0162	0.079	0.124	0.393
»	G-3a-58	88.99	40.39	0.034	0.046	10.61	0.172	48.11	0.430	0.364	0.019	0.073	100.24	0.0162	0.080	0.122	0.409
»	G-3a-96	88.81	40.26	0.037	0.043	10.76	0.176	47.90	0.407	0.358	0.021	0.065	100.02	0.0164	0.080	0.091	0.411
G-3 (2177)	G3-73	92.11	40.58	0.038	0.051	7.67	0.128	50.27	0.334	0.416	0.016	0.099	99.61	0.0167	0.063	0.025	0.232
»	G3-34	91.85	40.65	0.039	0.060	7.94	0.131	50.14	0.353	0.402	0.015	0.108	99.83	0.0165	0.064	0.061	0.234
»	G3-40	91.43	40.75	0.036	0.056	8.34	0.136	49.93	0.374	0.389	0.017	0.106	100.13	0.0163	0.065	0.104	0.248
»	G3-3	91.07	40.75	0.041	0.057	8.68	0.145	49.63	0.390	0.372	0.017	0.098	100.18	0.0167	0.065	0.020	0.249
»	G3-63	90.49	40.40	0.029	0.051	9.20	0.153	49.10	0.400	0.370	0.018	0.097	99.82	0.0166	0.069	0.035	0.294
»	G3-7	90.12	40.61	0.029	0.042	9.57	0.158	48.94	0.389	0.350	0.021	0.092	100.20	0.0165	0.068	0.061	0.285
»	G3-8	89.65	40.48	0.038	0.044	9.98	0.164	48.47	0.423	0.341	0.020	0.090	100.05	0.0164	0.070	0.076	0.303
»	G3-50	89.27	40.36	0.038	0.051	10.34	0.173	48.23	0.429	0.349	0.019	0.084	100.06	0.0167	0.075	0.014	0.352
»	G3-6	88.50	40.23	0.045	0.042	11.07	0.181	47.79	0.472	0.337	0.024	0.077	100.26	0.0164	0.078	0.093	0.386
»	G3-2	87.11	40.06	0.043	0.041	12.31	0.202	46.68	0.554	0.324	0.021	0.055	100.29	0.0164	0.085	0.082	0.464
G-1-18 (312.3)	G1-18-72	89.69	40.01	0.042	0.028	9.88	0.169	48.18	0.515	0.306	0.019	0.037	99.18	0.0171	0.063	-0.064	0.224
»	G1-18-23	89.61	40.18	0.045	0.031	9.98	0.170	48.27	0.507	0.306	0.019	0.036	99.55	0.0170	0.063	-0.048	0.230
»	G1-18-29	89.60	40.20	0.055	0.028	9.98	0.173	48.24	0.454	0.303	0.019	0.027	99.47	0.0173	0.063	-0.111	0.224
»	G1-18-60	89.58	40.24	0.043	0.026	10.02	0.171	48.31	0.512	0.302	0.020	0.030	99.68	0.0171	0.063	-0.056	0.223
»	G1-18-25	89.56	40.24	0.043	0.031	10.03	0.170	48.26	0.468	0.298	0.020	0.029	99.58	0.0170	0.062	-0.032	0.216
»	G1-18-1	89.54	40.25	0.059	0.015	10.08	0.172	48.42	0.565	0.301	0.021	0.020	99.90	0.0171	0.063	-0.054	0.224
»	G1-18-63	89.53	40.26	0.058	0.014	10.06	0.171	48.25	0.514	0.299	0.019	0.019	99.66	0.0170	0.062	-0.041	0.220
»	G1-18-24	89.51	40.18	0.044	0.044	10.08	0.173	48.24	0.539	0.305	0.019	0.040	99.67	0.0172	0.064	-0.076	0.235
»	G1-18-15	89.48	40.18	0.038	0.028	10.14	0.171	48.37	0.531	0.306	0.019	0.034	99.82	0.0169	0.064	-0.012	0.239
»	G1-18-31	89.44	40.09	0.040	0.019	10.17	0.177	48.31	0.411	0.305	0.019	0.021	99.55	0.0174	0.064	-0.126	0.240
G-1-32 (7.5)	G1-32-6	92.63	40.72	0.031	0.052	7.15	0.130	50.41	0.382	0.382	0.016	0.103	99.37	0.0182	0.054	-0.284	0.135
»	G1-32-13	91.89	40.40	0.029	0.038	7.83	0.138	49.75	0.414	0.377	0.015	0.076	99.07	0.0176	0.059	-0.171	0.189
»	G1-32-72	91.05	40.24	0.031	0.043	8.62	0.160	49.17	0.477	0.354	0.018	0.080	99.20	0.0186	0.062	-0.363	0.218
»	G1-32-3	89.70	40.22	0.047	0.042	9.88	0.168	48.27	0.491	0.367	0.019	0.067	99.58	0.0170	0.075	-0.042	0.355
»	G1-32-68	88.92	40.12	0.042	0.046	10.60	0.179	47.72	0.447	0.350	0.019	0.073	99.59	0.0169	0.078	-0.016	0.383

»	G1-32-17	88.05	39.88	0.042	0.051	11.38	0.191	47.04	0.466	0.347	0.021	0.093	99.50	0.0168	0.084	0.004	0.448
»	G1-32-78	87.22	39.76	0.041	0.036	12.17	0.198	46.58	0.477	0.334	0.021	0.050	99.66	0.0163	0.087	0.111	0.483
»	G1-32-89	86.97	39.77	0.035	0.036	12.36	0.206	46.26	0.527	0.327	0.023	0.047	99.58	0.0167	0.087	0.028	0.484
»	G1-32-96	86.30	39.68	0.038	0.033	12.99	0.223	45.89	0.604	0.315	0.022	0.039	99.83	0.0172	0.089	-0.076	0.503
»	G1-32-11	84.17	39.35	0.029	0.020	14.88	0.246	44.37	0.624	0.266	0.025	0.024	99.82	0.0165	0.089	0.055	0.503
G-1-25	G1-25-25	92.38	40.54	0.037	0.056	7.39	0.127	50.26	0.358	0.401	0.015	0.102	99.29	0.0172	0.059	-0.080	0.184
(301.3)																	
»	G1-25-26	92.28	40.74	0.042	0.062	7.50	0.129	50.28	0.343	0.407	0.016	0.106	99.63	0.0172	0.061	-0.084	0.203
»	G1-25-24	92.16	40.73	0.036	0.060	7.61	0.128	50.18	0.359	0.401	0.017	0.110	99.62	0.0168	0.061	-0.004	0.204
»	G1-25-18	92.08	40.69	0.035	0.052	7.70	0.132	50.20	0.367	0.397	0.017	0.102	99.69	0.0171	0.061	-0.069	0.205
»	G1-25-31	91.98	40.63	0.039	0.057	7.78	0.131	50.02	0.363	0.391	0.015	0.103	99.52	0.0168	0.061	-0.009	0.204
»	G1-25-39	91.93	40.69	0.039	0.061	7.84	0.135	50.05	0.376	0.389	0.016	0.102	99.70	0.0172	0.061	-0.087	0.205
»	G1-25-33	91.90	40.72	0.031	0.069	7.85	0.132	49.96	0.386	0.387	0.016	0.091	99.64	0.0168	0.061	-0.002	0.204
»	G1-25-19	91.85	40.59	0.033	0.062	7.91	0.136	49.99	0.409	0.387	0.017	0.087	99.63	0.0172	0.061	-0.079	0.209
»	G1-25-46	91.75	40.69	0.026	0.042	8.00	0.137	49.92	0.414	0.387	0.017	0.074	99.70	0.0171	0.062	-0.066	0.217
»	G1-25-41	91.43	40.54	0.033	0.062	8.30	0.144	49.65	0.464	0.378	0.018	0.069	99.65	0.0174	0.063	-0.113	0.229
G-1-22	G1-22-1 cl	89.60	40.52	0.039	0.024	10.07	0.165	48.67	0.476	0.339	0.020	0.036	100.35	0.0164	0.070	0.082	0.302
(310.2)																	
»	G1-22-1 fl	89.35	40.39	0.055	0.017	10.30	0.174	48.44	0.388	0.342	0.017	0.019	100.13	0.0169	0.073	-0.021	0.329
»	G1-22-3 cl	89.24	40.20	0.054	0.017	10.38	0.177	48.29	0.539	0.341	0.018	0.025	100.03	0.0171	0.073	-0.053	0.336
»	G1-22-3 fl	89.29	40.13	0.050	0.017	10.31	0.175	48.22	0.376	0.339	0.020	0.021	99.66	0.0170	0.073	-0.035	0.328
»	G1-22-5 cl	89.61	40.46	0.038	0.029	10.05	0.168	48.64	0.464	0.347	0.021	0.043	100.26	0.0167	0.072	0.016	0.319
»	G1-22-5 fl	89.29	40.52	0.029	0.012	10.37	0.175	48.49	0.404	0.341	0.019	0.022	100.39	0.0169	0.073	-0.015	0.332
»	G1-22-6 cl	89.20	40.29	0.049	0.032	10.42	0.175	48.30	0.510	0.342	0.022	0.036	100.17	0.0168	0.074	0.001	0.340
»	G1-22-6 fl	89.32	40.28	0.032	0.011	10.32	0.177	48.38	0.370	0.338	0.019	0.014	99.94	0.0172	0.072	-0.074	0.322
»	G1-22-4 s	89.45	40.50	0.052	0.020	10.22	0.175	48.59	0.385	0.332	0.020	0.014	100.30	0.0171	0.070	-0.067	0.300
»	G1-22-10 s	89.12	40.24	0.053	0.016	10.52	0.178	48.32	0.315	0.335	0.019	0.013	100.02	0.0169	0.073	-0.024	0.333
»	G1-22-13 s	89.25	40.44	0.048	0.016	10.39	0.177	48.39	0.321	0.336	0.019	0.014	100.15	0.0170	0.072	-0.047	0.323
USNM	AVG (21)	90.25	40.80	0.004	0.026	9.51	0.141	49.38	0.093	0.364	0.018	0.015	100.35	—	—	—	—
111312/444	SD	0.022	0.097	0.001	0.003	0.020	0.001	0.087	0.001	0.002	0.001	0.001	—	—	—	—	—
	RSD	0.02	0.24	39.17	11.15	0.21	0.60	0.18	1.32	0.63	5.82	8.56	—	—	—	—	—

Примечание. USNM 111312/444 — Сан-Карлос-оливин — стандарт для электронного зонда Смитсоновского Института [Jarosewich et al., 1980]; AVG (21) — средний состав Сан-Карлос-оливина, полученный для данной сессии измерений по 21 точке; SD и RSD — стандартное отклонение и относительное стандартное отклонение (%) для Сан-Карлос-оливина; Ni* = NiO/(FeO/MgO); X_{Fe}^{Mn} и X_{Fe}^{Ni} — доля расплава пироксенитового источника в родоначальном расплаве, рассчитанная по содержанию Ni и Mn в оливине (см. текст); cl — центр крупных кристаллов (>500 мкм); fl — край крупных кристаллов; s — центр мелких кристаллов (<100 мкм).

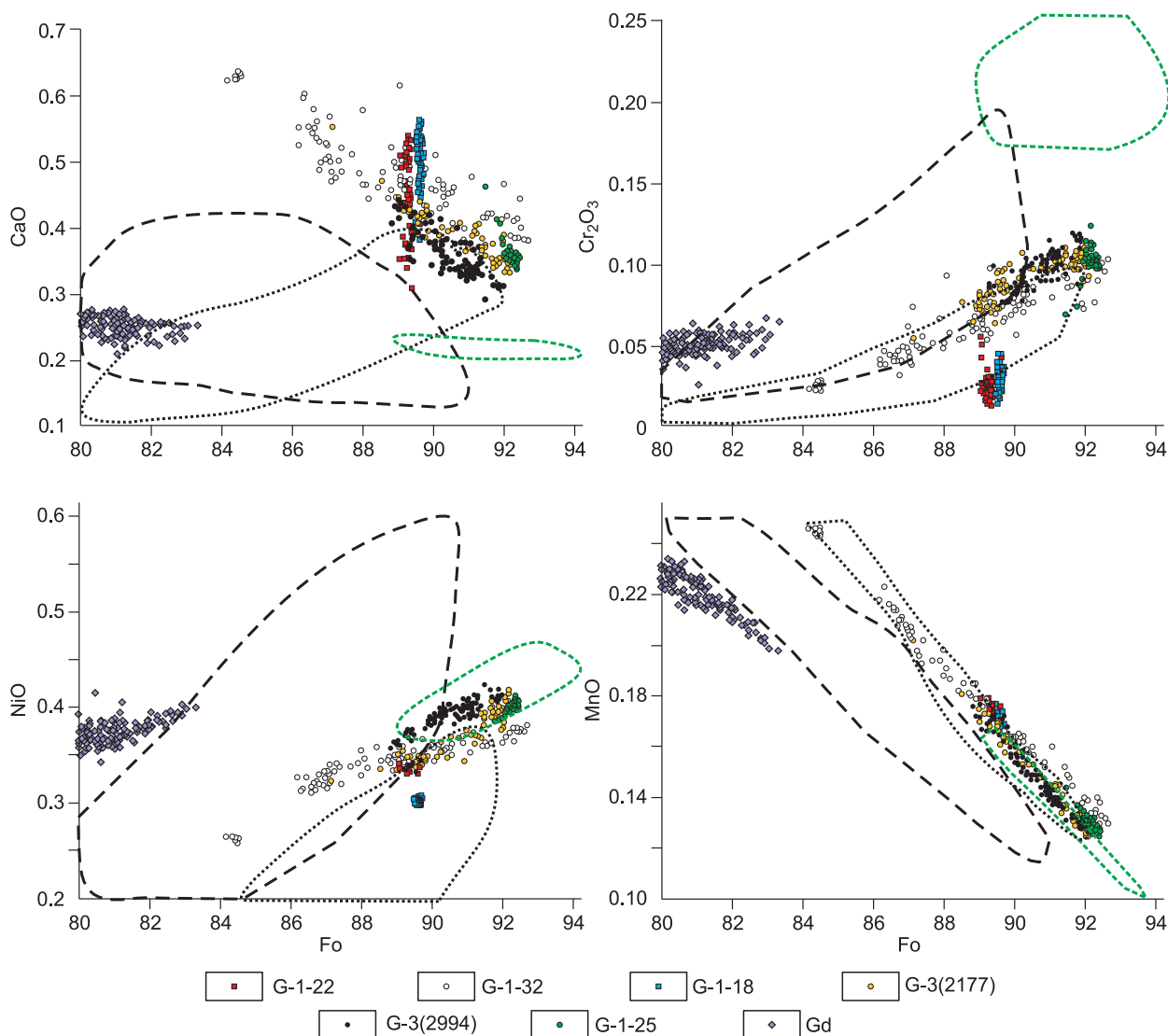


Рис. 5. Составы оливина меймечитов и дунитов (мас.%).

Gd-вкрапленники оливина пикритов гудчихинской свиты Норильского района, по [Соболев и др., 2009]. Полями обозначены составы оливина по данным работы [Sobolev et al., 2007]: пунктиром — из базальтов срединно-океанических хребтов, штриховой линией — из базальтов внутриплитовых магм, образованных на мощной литосфере (более 70 км), зеленой штриховой линией — из перidotитовых коматиитов.

однако, значительно более точны, так как получены с применением специальной методики. Точность и правильность полученных анализов контролировались воспроизведением оливинового стандарта USNM 111312/444 — Сан-Карлос-оливин и отражены в табл. 2. Общее число сделанных высокоточных анализов оливина из меймечитов и дунитов составило 565, из них 62 представительных состава приведены в табл. 2. Для того чтобы сравнивать анализы сходного качества в этой работе будут обсуждаться только новые высокоточные данные по составу оливинов меймечитов и других мантийных магм и пород [Sobolev et al., 2007; Sobolev et al., 2008b; Соболев и др., 2009; Sobolev et al., 2009].

Главными особенностями состава вкрапленников оливина меймечитов (рис. 5, 6, см. табл. 2) являются их высокая и переменная магнезиальность ($Fo = 93\text{—}86$) и высокие содержания Ca, Mn и Ti. Оливин, как правило, незонален. Реже встречается слабая обратная зональность (см. рис. 6, а, б, в, д) с небольшим ростом магнезиальности широкой каймы с параллельным уменьшением содержаний Fe, Ca, Cr, Mn, увеличением содержания Ti и постоянной концентрацией Ni. Слабая прямая зональность вкрапленников оливина меймечитов также описана в работах [Elkins-Tanton et al., 2007; Рябчиков и др., 2009]. Характерны вариации концентраций примесных элементов для оливина одной и той же магнезиальности в пределах образца, которые значительно превышают погрешности определения. При этом вкрапленники оливина разных образцов меймечитов также значительно отличаются друг от друга.

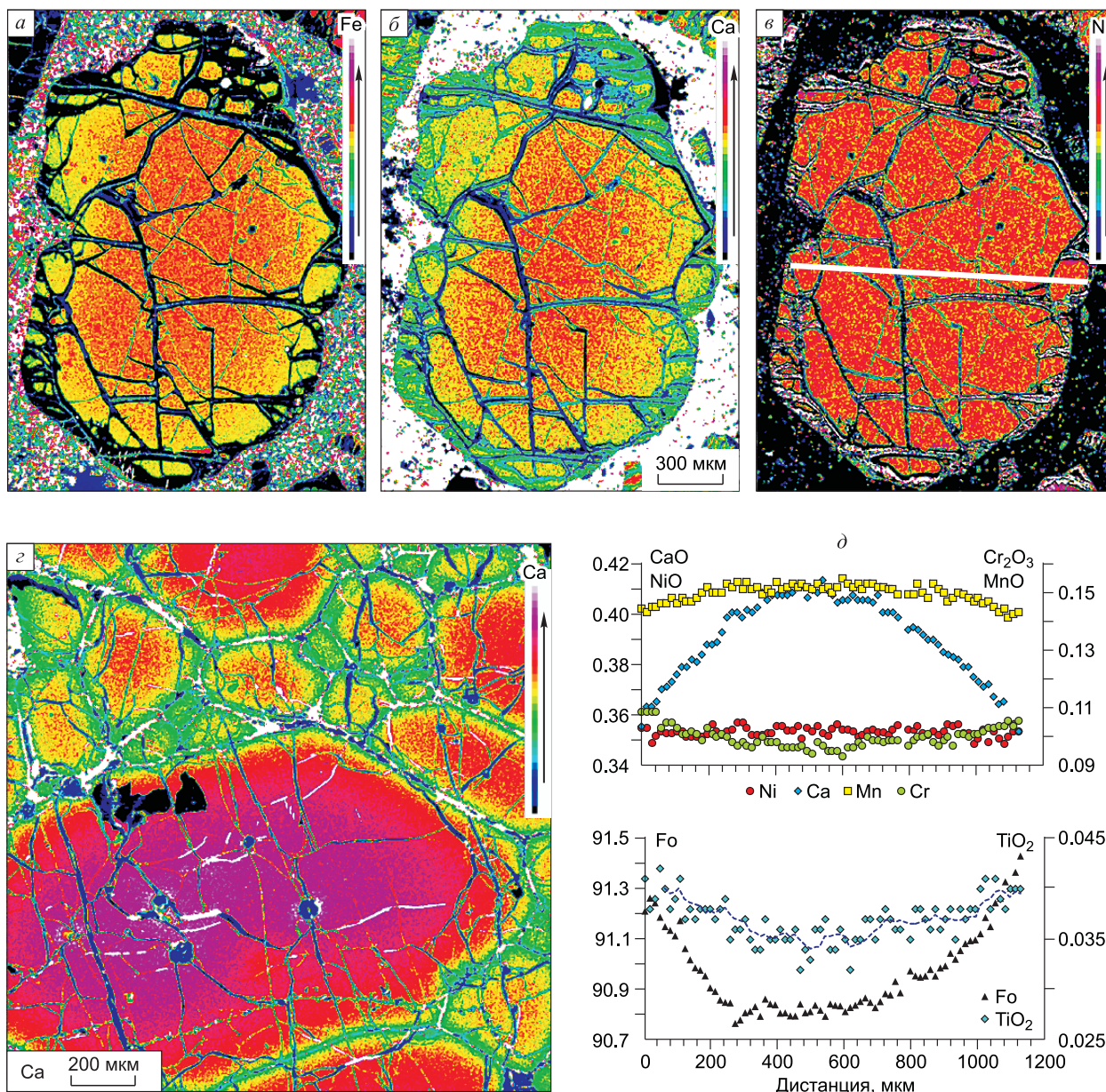


Рис. 6. Элементные карты и профили оливина из меймечита и дунита.

a, б, в — вкрапленник оливина из меймечита G-3 (2177); *г* — вкрапленник оливина из дунита G-1-22; *д* — элементный профиль через вкрапленник оливина (*a, б, в*) меймечита (положение линии профиля обозначено белой линией на рисунке (*в*)).

Оливин дунитов (образцы G-1-18, G-1-22) сходен с оливином меймечитов по магнизиальности и содержаниям Ti, Ca, Mn. По сравнению с оливином меймечитов он, однако, значительно более постоянен в пределах образца по содержанию форстеритового компонента, Mn и Ni. По концентрациям Ca и Cr оливин дунитов демонстрирует значительные вариации в пределах одного образца. Изучение зональности оливина дунитов показывает, что эти вариации закономерно связаны с размером зерен и расстоянием до внешней каймы (см. рис. 6, *г*). Самыми богатыми Ca и Cr являются ядра наиболее крупных зерен, а самыми бедными этими элементами внешние зоны и самые мелкие зерна. При этом оливин однороден по Fe, Mg, Ni, Mn. Кристаллы оливина с диаметром менее 50 мкм, а также внешние зоны (30—40 мкм) кристаллов однородны по всем элементам.

По магнизиальности оливин меймечитов превосходит оливин большинства внутриплитовых магм (ВПМ) и базальтов срединно-океанических хребтов (БСОХ), приближаясь к наиболее магнизиальному оливиному архейских перидотитовых коматиитов (см. рис. 5). По концентрациям MnO и, особенно, CaO оливин меймечитов значительно превышает равный по магнизиальности оливин ВПМ, БСОХ и коматиитов.

тов. Содержания NiO меймечитовых вкрапленников оливина значительно ниже магнезиального оливина типичных ВПМ и коматиитов и близки к наиболее магнезиальному оливину БСОХ. Концентрации Cr_2O_3 выше, чем в оливинах БСОХ, но ниже, чем в магнезиальном оливине ВПМ и, особенно, коматиитов.

Разительны отличия состава вкрапленников оливина меймечитов и пикритов гудчихинской свиты (рис. 5), характерной для начального этапа развития сибирских траппов [Lightfoot et al., 1993; Fedorenko et al., 1996; Соболев и др., 2009]. Последние значительно менее магнезиальны и содержат меньше CaO и Cr_2O_3 , но имеют сравнимые концентрации NiO.

По сравнению с оливином глубинных мантийных пород Сибирского кратона [Sobolev et al., 2008b, 2009] оливин меймечитов однозначно отличается более высоким содержанием CaO (более 0.29 мас.% против менее 0.12 мас.%).

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Первое свидетельство высокой температуры кристаллизации (более 1450 °С) меймечитов было получено методом гомогенизации расплавных включений в оливине и опубликовано в работе В.С. Соболева и др. [1972]. Последующие детальные исследования температуры гомогенизации и содержаний главных элементов в расплавных включениях во вкрапленниках оливина меймечитов [Соболев, Слуцкий, 1984; Соболев и др., 1991] подтвердили это открытие. В частности, была установлена сильная положительная корреляция температуры гомогенизации расплавных включений с магнезиальностью вмещающего оливина и определен температурный интервал кристаллизации вкрапленников оливина меймечитов ($T = 1600\text{—}1420$ °С). В настоящем исследовании приводятся новые данные о содержаниях главных, примесных и летучих элементов в расплавных включениях во вкрапленниках оливина меймечитов (рис. 7).

Расплавные включения закаливались при температурах значительно ниже температуры полной гомогенизации, но выше температуры плавления последних кристаллов клинопироксена. Закаленные включения состоят из интенсивно окрашенного бурого стекла, крупной сферической газовой фазы — усадочной полости (рис. 7, а, б) и хромистой шпинели (см. рис. 7, в, з). Усадочная полость имеет низкий показатель преломления, не обнаруживает фазовых границ при комнатной температуре и, следовательно, имеет низкую плотность.

Состав захваченного расплава, главные элементы. Составы стекол закаленных расплавных включений в оливине меймечитов представлены в табл. 3. Они отличаются от исходных составов захваченных расплавов вследствие процессов кристаллизации оливина на стенках включений и обмена элементами между включением и минералом-хозяином [Соболев, Слуцкий, 1984; Sobolev, Danyushevsky, 1994; Danyushevsky et al., 2000, 2002; Spandler et al., 2007; Portnyagin et al., 2008]. Коррекция процессов кристаллизации оливина и обмена Fe-Mg между оливином-хозяином и расплавным включением может быть осуществлена, если известно исходное содержание FeO в захваченном расплаве [Sobolev, Danyushevsky, 1994]. Для определения этого значения было использовано моделирование кристаллизации афирового меймечита из афанитовой приконтактной зоны меймечитовой дайки (обр. 1205а из работы [Соболев, Слуцкий, 1984]). Замечательным свойством этого образца является практическое отсутствие вкрапленников оливина, которые были механически перераспределены в центральную зону дайки в процессе течения смеси расплава и оливина. Таким образом, этот образец представляет состав меймечитового расплава на ранней стадии его кристаллизации.

Валовой состав обр. 1205а, скорректированный на потерю натрия (см. далее), пересчитывался обратным ходом фракционирования оливина до равновесия с наиболее магнезиальным оливином меймечитов Fo93 [Соболев, Слуцкий, 1984, Соболев и др., 1991; Arndt et al., 1998] для оценки состава родоначального расплава. Затем моделировалась фракционная кристаллизация родоначального расплава до равновесия с оливином Fo86. Расчет производился для фугитивности кислорода, отвечающей буферу кварц—фаялит—магнетит (QFM) + 1.5 в соответствии с оценкой летучести кислорода кристаллизации меймечитов, представленной ниже. Равновесие оливин—расплав рассчитывалось на основе моделей [Ford et al., 1983; Herzberg, O'Hara, 2002], которые наилучшим образом описывают данные высокотемпературных экспериментов [Falloon et al., 2007]. Степень окисления железа в расплаве определялась на базе моделей [Sack et al., 1980; Борисов, Шапкин, 1989], наиболее адекватно описывающих данные экспериментов в окисленной области [Danyushevsky, Sobolev, 1996].

Данные моделирования на рис. 8 сравнены с результатами гомогенизации расплавных включений в оливине меймечитов [Соболев и др., 1991]. Экспериментальные данные лежат между рассчитанными трендами и наилучшим образом описываются моделями [Herzberg, O'Hara, 2002; Борисов, Шапкин, 1989]. Дополнительным тестом надежности полученных оценок содержаний FeO в меймечитовом расплаве является сравнение с составами пород (рис. 9). Поскольку последние представляют собой смеси расплава и кристаллов оливина, их состав на диаграмме MgO—FeO должен попадать в пределы площади

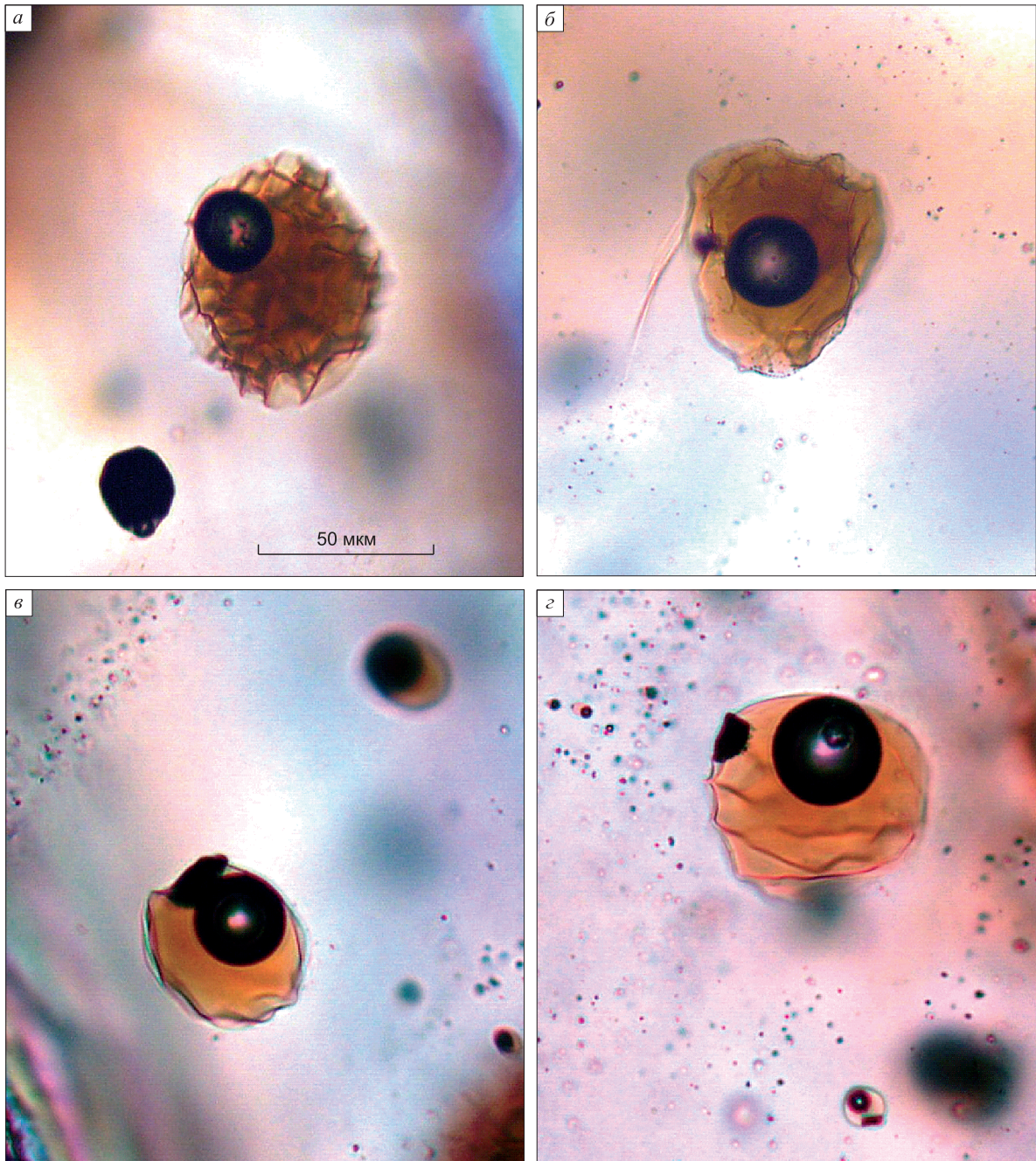


Рис. 7. Микрофотографии расплавных включений в оливине меймечитов, закаленных при температуре 1300 °С.

Бурая прозрачная фаза — силикатное стекло, круглая фаза — усадочный газовый пузырь, темная кристаллическая фаза — шпинель. *a—г* — пояснения см. в тексте.

ABCD (см. рис. 9). С учетом 5%-й погрешности этому условию отвечает 94 % опубликованных составов меймечитов. При этом содержание FeO в гомогенизированных расплавных включениях в оливине меймечитов, так же как и в большинстве оливин-порфировых пород, систематически занижено вследствие процесса обмена Fe-Mg между включенным расплавом и вмещающим оливином [Sobolev, Danyushevsky, 1994]. Таким образом, результаты моделирования кристаллизации меймечитового расплава на основе моделей [Борисов, Шапкин, 1989; Herzberg, O'Hara, 2002] хорошо согласуются с данными эксперимента (см. рис. 8) и составами пород (см. рис. 9) и, следовательно, могут быть использованы для оценки исходного содержания FeO в расплавных включениях.

CoO	0.021	0.023	0.022	0.023	0.020	0.018	0.020	0.021	0.021	0.018	0.017	0.018	0.015	0.016	0.014
Cr ₂ O ₃	0.065	0.084	0.038	0.038	0.046	0.065	0.065	0.061	0.074	0.129	0.091	0.112	0.110	0.103	0.104
Сумма	100.95	100.44	100.59	100.63	101.47	99.38	100.73	100.79	100.97	99.97	100.40	99.37	99.96	100.35	100.00
Содержания редких и редкоземельных элементов в расплавленных включениях, г/т															
Rb	61.2	46.0	43.6	51.9	71.3	45.4	58.8	49.6	9.4	48.6	56.9	41.1	59.2	52.7	47.4
Ba	838	720	655	775	938	752	837	690	606	663	743	556	972	847	745
Th	8.27	7.84	8.07	8.41	9.60	8.82	9.66	7.86	5.93	9.49	9.65	6.75	10.34	7.54	6.87
U	2.52	2.17	1.95	2.60	3.02	2.32	2.61	2.14	1.56	2.66	2.72	1.96	2.66	2.09	1.81
Nb	107	98	94	106	124	99	112	98	78	119	126	84	121	106	91
Ta	6.36	5.90	5.91	6.22	7.36	6.13	7.21	6.09	4.85	7.53	7.57	5.26	7.78	6.40	5.73
La	87.2	82.6	81.7	90.6	99.3	86.5	96.6	82.5	66.5	99.7	102.7	71.5	102.1	87.3	73.6
Ce	210	177	173	217	242	193	216	182	149	235	210	163	222	185	157
Pb	8.79	7.18	6.97	8.36	9.09	8.23	8.85	6.51	0.10	7.67	8.88	6.21	10.04	5.73	11.22
Pr	24.1	19.9	21.8	24.5	27.6	23.1	26.0	22.3	19.2	26.8	23.0	20.2	25.3	23.1	19.1
Nd	97.3	77.5	90.3	92.8	111.1	92.8	105.6	93.3	81.8	106.5	88.2	82.7	101.8	93.5	79.0
Sr	1195	1216	1119	1219	1282	1175	1261	1119	1083	1283	1320	944	1404	1301	1114
Sm	17.6	13.6	16.2	15.7	19.5	15.9	18.0	17.4	15.8	18.2	15.2	15.4	17.5	16.7	13.8
Zr	475	339	487	415	542	411	497	517	478	493	393	391	498	488	418
Hf	10.5	8.2	11.3	9.5	13.2	9.7	11.8	12.3	11.7	12.2	9.2	9.2	12.1	12.8	10.1
Eu	5.55	4.12	4.74	4.65	5.65	4.87	5.38	4.69	4.69	5.43	4.58	4.89	5.17	5.11	3.99
Ti	34752	25608	32109	31586	38459	28378	34439	36347	38747	38690	31890	32342	34292	37068	32346
Gd	13.5	11.3	12.8	11.5	15.8	12.4	14.0	12.6	13.4	14.5	12.8	12.9	13.5	13.2	10.5
Tb	1.79	1.36	1.52	1.43	1.85	1.44	1.59	1.36	1.59	1.77	1.55	1.61	1.65	1.55	1.28
Dy	8.88	6.95	7.63	7.08	8.58	7.09	8.25	7.11	7.80	8.62	7.06	8.69	8.16	7.47	6.41
Ho	1.28	1.13	1.21	1.16	1.34	1.12	1.22	1.16	1.36	1.34	1.24	1.33	1.31	1.12	1.05
Y	28.8	25.7	28.1	27.3	27.2	24.9	29.2	27.6	30.8	29.9	27.8	28.5	29.0	30.2	25.3
Er	2.67	2.32	2.57	2.50	2.55	2.32	2.61	2.49	2.88	2.77	2.66	2.70	2.79	2.62	2.34
Tm	0.28	0.29	0.28	0.26	0.30	0.27	0.31	0.28	0.42	0.38	0.32	0.31	0.35	0.19	0.29
Yb	1.57	1.64	1.84	1.62	1.60	1.68	1.66	1.97	2.29	2.30	2.01	2.03	1.82	2.29	1.57
Lu	0.17	0.20	0.24	0.19	0.18	0.21	0.20	0.22	0.22	0.25	0.22	0.24	0.27	0.27	0.23
V	386	398	327	439	362	350	407	380	403	478	465	467	495	483	426
Sc	22.6	24.7	29.1	25.8	27.5	29.7	32.7	32.5	42.6	48.5	37.0	36.6	40.5	53.0	33.3
Li	11.9	14.6	9.2	14.2	15.0	39.1	8.84	9.85	7.77	7.94	6.79	7.13	6.72	9.64	5.34

* Номер образца. ** Размер включения, мкм. *** Номер точки.

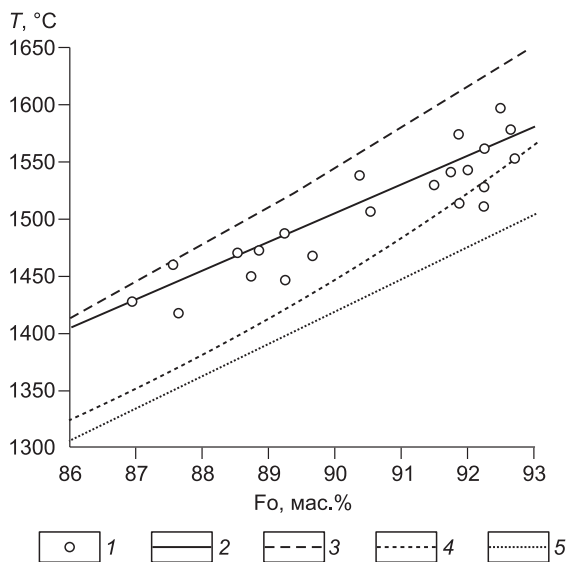


Рис. 8. Температуры гомогенизации расплавных включений в оливине меймечитов и моделирование кристаллизации меймечитового расплава.

1 — температуры гомогенизации расплавных включений в оливине меймечитов [Соболев и др., 1991]; 2 — фракционирование меймечитового расплава (обр. 1205а, см. текст) при летучести кислорода, соответствующей буферу QFM + 1.5, на основе моделей [Борисов, Шапкин, 1989; Herzberg, O'Hara, 2002]; 3 — то же, на основе моделей [Sack et al., 1980; Herzberg, O'Hara, 2002]; 4 — то же, на основе моделей [Sack et al., 1980; Ford et al., 1983]; 5 — то же, на основе моделей [Ford et al., 1983; Борисов, Шапкин, 1989].

Полученная зависимость содержания общего железа (в виде FeO) в расплаве от состава равновесного оливина была параметризована в виде квадратичного уравнения:

$$(\text{FeO})_{\text{общ}} = -0.026(\text{Fo})^2 + 4.3077\text{Fo} - 161 \quad (R^2 = 0.9999). \quad (1)$$

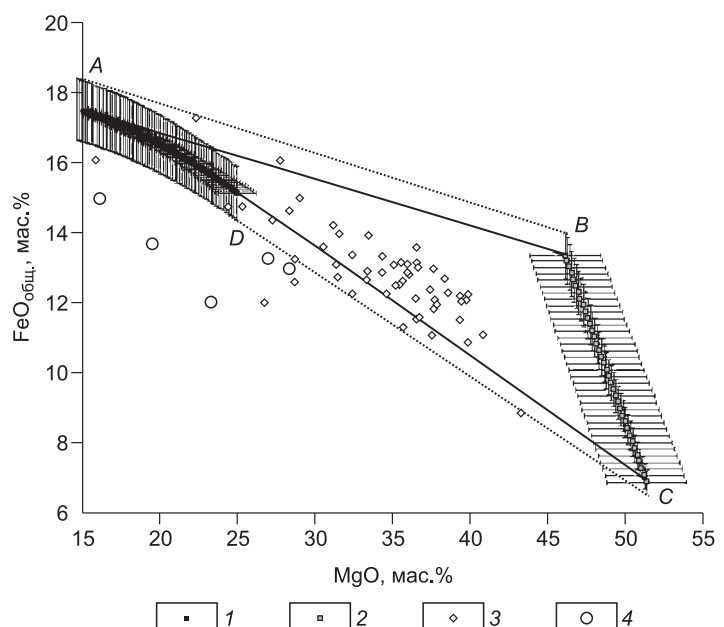
Это уравнение в дальнейшем использовалось для определения исходного содержания общего железа в захваченном расплаве по составу вмещающего оливина.

Для оценки влияния процесса приповерхностной дегазации на состав меймечитового расплава изучен состав включения, полностью вскрытого на поверхности в процессе высокотемпературного эксперимента с оптическим контролем (G1-32-2а, см. табл. 3). Включение вскрылось за счет проплавления оливиновой стенки при температуре 1350 °С, было выдержано при этой температуре в течение 5 мин и закалено. Состав стекла этого включения был пересчитан по той же схеме, что и герметичные включения.

Составы закаленных расплавных включений пересчитаны до равновесия с оливином-хозяином с использованием значений исходных концентраций железа, определенных по составу вмещающего оливина по уравнению (1) (табл. 4). По той же схеме пересчитаны составы закаленных расплавных включений в оливине меймечитов из работы [Рябчиков и др., 2009]. Оцененные составы захваченных расплавов сравнены с составами гомогенизированных расплавных включений в оливине меймечитов и меймечитовых пород (рис. 10).

По составу захваченные меймечитовые расплавы являются высокомагнезиальными, ультраосновными и щелочными. Хорошо видно, что составы включений и пород в целом следуют тренду кристаллизации или накопления магнезиального оливина для большинства элементов. Исключения составляют калий и особенно натрий. Концентрация Na в большинстве пород, а содержание K в их третьей части систематически занижены по сравнению с расплавными включениями. Этот эффект уже демонстрировался для меймечитов [Соболев, Слуцкий, 1984; Соболев и др., 1991] и был объяснен выносом щелочей в процессе позднемагматического или постмагматического изменения пород. Новый материал полностью подтверждает этот вывод.

Рис. 9. Расчетные траектории состава расплава (1) и равновесного оливина (2) при фракционировании примитивного меймечитового расплава (обр. 1205а, см. текст) в сравнении с составами меймечитовых пород (3) по [GEOROC <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>] и гомогенизированных расплавных включений (4), по [Соболев и др., 1991].



Состав захваченных расплавов в оливинах меймейцитов

Компонент	G-1-32*	G-1-32	G-1-32	G-1-32	G-1-32	G-1-32	G-1-32	G-1-32	G-1-32	G-1-32	G-1-32	G-3 (2994)	G-3 (2994)	G-1-25	G-1-25	G-1-25	
	G1-32-3**	G1-32-4	G1-32-7	G1-32-9	G1-32-16	G1-32-22	G1-32-23	G1-32-23	G1-32-23	G1-32-23	G1-32-2a	G3-3	G3-5	G3-8	G1-25-1	G1-25-2	G1-25-1a
SiO ₂ , мас.%	42.16	41.80	41.43	41.39	41.38	41.39	40.44	40.44	40.49	41.18	41.18	40.13	41.09	40.84	40.48	41.15	41.11
TiO ₂	4.12	3.34	4.70	4.18	4.69	3.62	4.46	4.46	4.37	4.43	4.43	4.32	3.83	3.85	3.69	3.28	3.37
Al ₂ O ₃	5.47	5.96	5.65	6.05	5.52	4.61	5.37	5.37	5.22	4.73	4.73	4.92	5.35	4.91	4.55	4.23	4.50
Fe ₂ O ₃	5.52	5.37	5.21	5.28	5.44	5.97	5.60	5.60	5.51	5.71	5.71	5.95	5.89	6.07	6.26	6.31	6.29
FeO	11.63	11.97	12.33	12.17	11.83	10.42	11.44	11.44	11.65	11.14	11.14	10.48	10.67	10.14	9.53	9.38	9.45
MnO	0.156	0.145	0.172	0.171	0.181	0.187	0.163	0.163	0.169	0.169	0.169	0.180	0.170	0.175	0.162	0.152	0.131
MgO	17.07	16.26	15.40	15.77	16.60	19.79	17.51	17.51	17.03	18.20	18.20	19.66	19.23	20.42	21.82	22.17	22.00
CaO	9.14	10.62	10.39	10.28	9.20	9.65	10.11	10.11	10.42	11.63	11.63	10.37	9.38	9.85	9.57	9.43	8.99
Na ₂ O	2.33	2.27	2.27	2.30	2.47	2.22	2.31	2.31	2.42	1.52	1.52	2.14	2.13	2.03	1.73	1.71	1.80
K ₂ O	1.59	1.54	1.59	1.55	1.77	1.44	1.79	1.79	1.77	0.71	0.71	1.20	1.59	1.06	1.46	1.45	1.61
P ₂ O ₅	0.58	0.49	0.66	0.66	0.70	0.51	0.62	0.62	0.72	0.43	0.43	0.42	0.47	0.42	0.52	0.56	0.58
Cr ₂ O ₃	0.16	0.16	0.16	0.14	0.15	0.11	0.14	0.14	0.15	0.10	0.10	0.14	0.13	0.14	0.11	0.09	0.06
NiO	0.066	0.058	0.054	0.056	0.063	0.083	0.069	0.069	0.064	0.073	0.073	0.093	0.088	0.100	0.110	0.112	0.111
T-calc. °C	1453	1437	1418	1428	1448	1502	1465	1465	1458	1452	1452	1496	1492	1507	1533	1538	1539
H ₂ O, мас.%	—	—	—	—	—	—	—	—	0.6	0.0	0.0	—	—	—	—	0.6	1.1
S, r/r	0.130	0.089	0.064	0.034	0.094	0.083	0.118	0.118	0.140	0.000	0.000	0.056	0.085	0.043	0.060	0.036	0.034
Cl	0.048	0.049	0.017	0.020	0.045	0.034	0.056	0.056	0.059	0.000	0.000	0.015	0.036	0.021	0.041	0.036	0.037
Rb	43.87	35.77	34.82	40.37	53.40	33.27	42.35	42.35	40.84	6.95	6.95	32.71	38.99	27.59	36.00	30.71	33.80
Ba	601	559	523	602	702	550	603	603	568	450	450	447	509	374	592	494	532
Th	5.93	6.09	6.45	6.54	7.19	6.46	6.96	6.96	6.47	4.41	4.41	6.39	6.61	4.53	6.29	4.39	4.90
U	1.81	1.69	1.55	2.02	2.26	1.70	1.88	1.88	1.76	1.16	1.16	1.79	1.86	1.32	1.62	1.22	1.29
Nb	76.8	76.4	75.0	82.3	92.5	72.6	80.7	80.7	81.0	57.6	57.6	80.4	86.3	56.7	73.9	62.0	64.9
Ta	4.56	4.58	4.72	4.84	5.51	4.49	5.19	5.19	5.01	3.60	3.60	5.07	5.19	3.54	4.74	3.73	4.09
La	62.5	64.2	65.3	70.4	74.4	63.3	69.6	69.6	67.9	49.4	49.4	67.1	70.3	48.0	62.1	50.8	52.5
Ce	150	138	138	169	181	142	156	156	149	111	111	158	144	110	135	108	112
Pb	6.30	5.57	5.56	6.50	6.81	6.03	6.38	6.38	5.36	0.07	0.07	5.16	6.08	4.17	6.11	3.34	8.00
Pr	17.3	15.5	17.4	19.1	20.7	16.9	18.8	18.8	18.4	14.3	14.3	18.0	15.7	13.6	15.4	13.5	13.6
Nd	69.7	60.2	72.1	72.1	83.2	68.0	76.1	76.1	76.8	60.8	60.8	71.7	60.4	55.6	62.0	54.5	56.3
Sr	857	945	894	948	960	860	908	908	921	804	804	864	904	634	855	758	795

Компонент	G-1-32*	G-1-32	G-1-32	G-1-32	G-1-32	G-1-32	G-1-32	G-1-32	G-1-32	G-1-32	G-3 (2994)	G-3 (2994)	G-3 (2994)	G-1-25	G-1-25
	G1-32-3**	G1-32-4	G1-32-7	G1-32-9	G1-32-16	G1-32-22	G1-32-23	G1-32-1	G1-32-2a	G3-3	G3-5	G3-8	G1-25-1	G1-25-2	G1-25-1a
Sm	12.65	10.53	12.91	12.20	14.58	11.63	12.99	14.35	11.76	12.27	10.47	10.36	10.64	9.72	9.83
Zr	341	263	389	323	406	301	358	425	355	332	269	262	303	284	298
Hf	7.54	6.40	9.04	7.37	9.88	7.10	8.50	10.11	8.66	8.23	6.32	6.21	7.35	7.44	7.19
Eu	3.98	3.20	3.78	3.62	4.23	3.57	3.88	3.86	3.48	3.65	3.14	3.29	3.15	2.97	2.85
Ti	24912	19890	25648	24555	28799	20778	24811	29911	28785	26039	21836	21718	20871	21592	23079
Gd	9.67	8.79	10.24	8.98	11.86	9.11	10.06	10.41	9.94	9.76	8.76	8.64	8.22	7.71	7.52
Tb	1.28	1.05	1.21	1.11	1.39	1.06	1.15	1.12	1.18	1.19	1.06	1.08	1.01	0.90	0.91
Dy	6.37	5.40	6.10	5.50	6.42	5.19	5.94	5.85	5.79	5.80	4.84	5.84	4.97	4.35	4.57
Ho	0.91	0.87	0.97	0.90	1.00	0.82	0.88	0.96	1.01	0.90	0.85	0.89	0.80	0.65	0.75
Y	20.6	19.9	22.5	21.2	20.3	18.3	21.0	22.7	22.9	20.1	19.0	19.1	17.7	17.6	18.0
Er	1.91	1.80	2.06	1.94	1.91	1.70	1.88	2.05	2.14	1.87	1.82	1.81	1.70	1.53	1.67
Tm	0.20	0.22	0.22	0.20	0.22	0.20	0.23	0.23	0.31	0.26	0.22	0.21	0.21	0.11	0.21
Yb	1.13	1.27	1.47	1.26	1.20	1.23	1.20	1.62	1.70	1.55	1.38	1.36	1.11	1.33	1.12
Lu	0.12	0.15	0.19	0.15	0.14	0.16	0.14	0.18	0.16	0.17	0.15	0.16	0.16	0.16	0.16
Sc	17.5	20.3	24.4	21.2	22.0	23.3	25.4	27.9	33.9	35.8	27.6	27.0	27.8	35.3	25.7
Zr	341	263	389	323	406	301	358	425	355	332	269	262	303	284	298
Li	9.53	12.33	7.93	12.02	12.33	31.75	7.11	8.63	6.37	6.12	5.29	5.49	4.88	6.82	4.27
V	277	309	261	341	271	256	294	313	299	321	318	314	301	281	304
V/Sc	15.85	15.24	10.70	16.07	12.36	10.99	11.55	11.21	8.84	8.98	11.52	11.63	10.81	7.97	11.82
Оливин-хозяин															
Fe, мас. %	88.46	87.70	86.83	87.22	88.02	90.75	88.87	88.43	89.46	90.64	90.31	91.20	92.14	92.36	92.26
V, г/т	3.27	3.82	4.23	3.51	3.67	4.02	2.31	3.41	2.94	3.62	3.85	3.43	н.о.	3.16	3.59
$K_d V$	0.012	0.012	0.016	0.010	0.014	0.016	0.008	0.011	0.010	0.011	0.012	0.011	н.о.	0.011	0.012

Примечание. $K_d V$ — коэффициент распределения V между оливином и расплавом; T -calc — расчетная температура равновесия оливин-хозяин—расплав, рассчитанная по модели [Hertzberg, O'Hara, 2002].

* Номер образца.

** Номер точки.

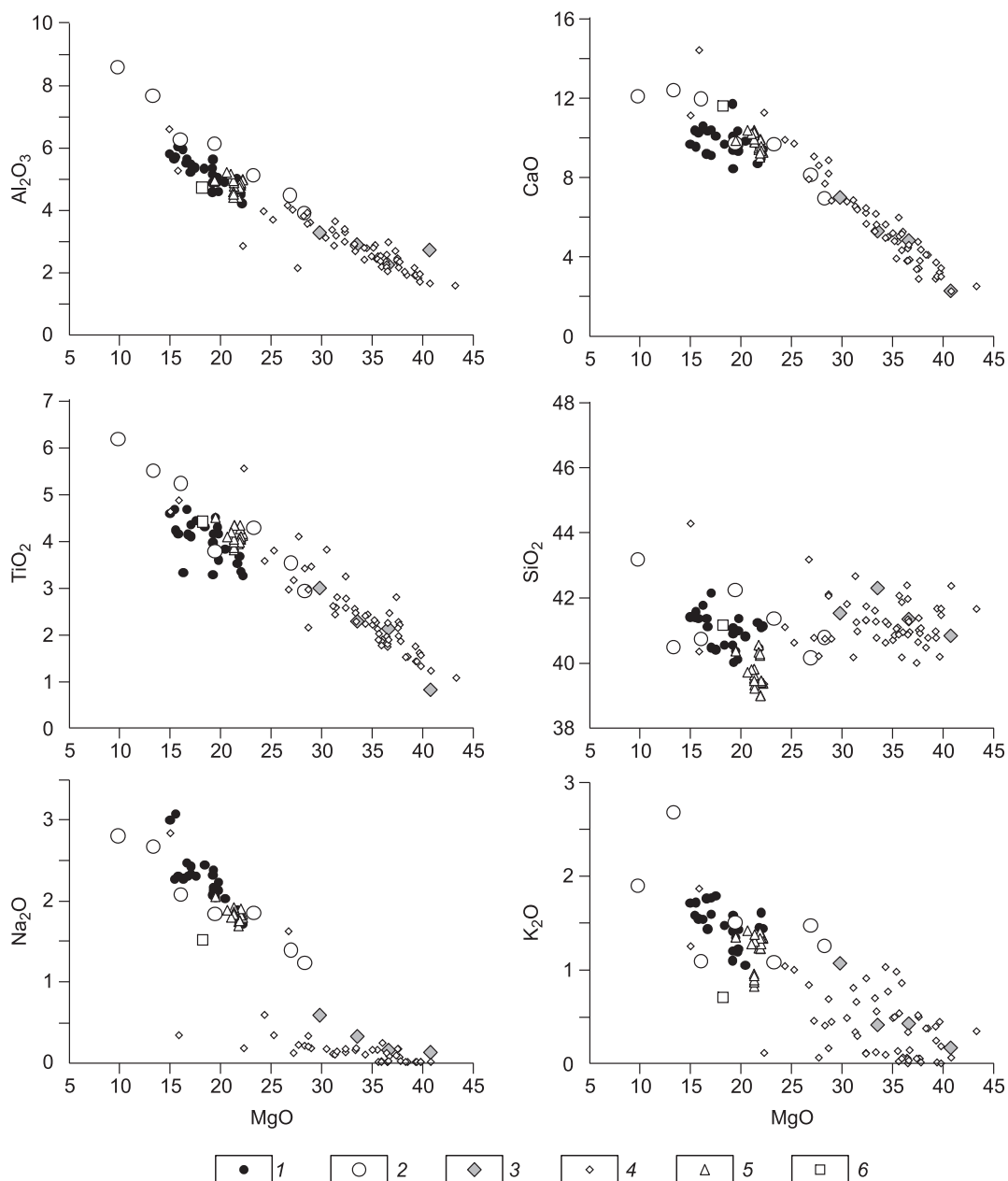


Рис. 10. Состав расплава меймечитов, захваченного вкрапленниками оливина.

1 — рассчитанные составы захваченных расплавов; составы: 2 — гомогенизированных включений в оливине [Соболев и др., 1991], 3 — изученных пород, 4 — пород меймечитов по литературным данным (см. рис. 3), 5 — захваченных расплавов, рассчитанный по данным [Рябчиков и др., 2009], 6 — искусственно дегазированного включения (G1-32-2a, табл. 3).

Состав искусственно дегазированного включения (G1-32-2a, см. табл. 3) значительно отличается от состава герметичных включений пониженными содержаниями К (около 40 % от нормальных значений) и Na (около 75 %) (см. рис. 10, табл. 3, 4). Частичной дегазацией при разгерметизации включений можно также объяснить пониженные содержания К в нескольких включениях [Рябчиков и др., 2009].

Летучесть кислорода при кристаллизации меймечитов. Определение окислительно-восстановительных условий кристаллизации меймечитов необходимо для количественного учета отношений $(Fe + 3)/(Fe + 2)$ в расплаве во всех моделях равновесия оливин—расплав. Летучесть кислорода для меймечитов оценивалась на основе составов сосуществующих оливина и шпинели [Соболев, Слущкий, 1984; Mungall et al., 2006; Рябчиков и др., 2009] или на распределении ванадия между оливином и расплавом [Mungall et al., 2006] и отвечает высокой окисленности среды с летучестью кислорода на два порядка

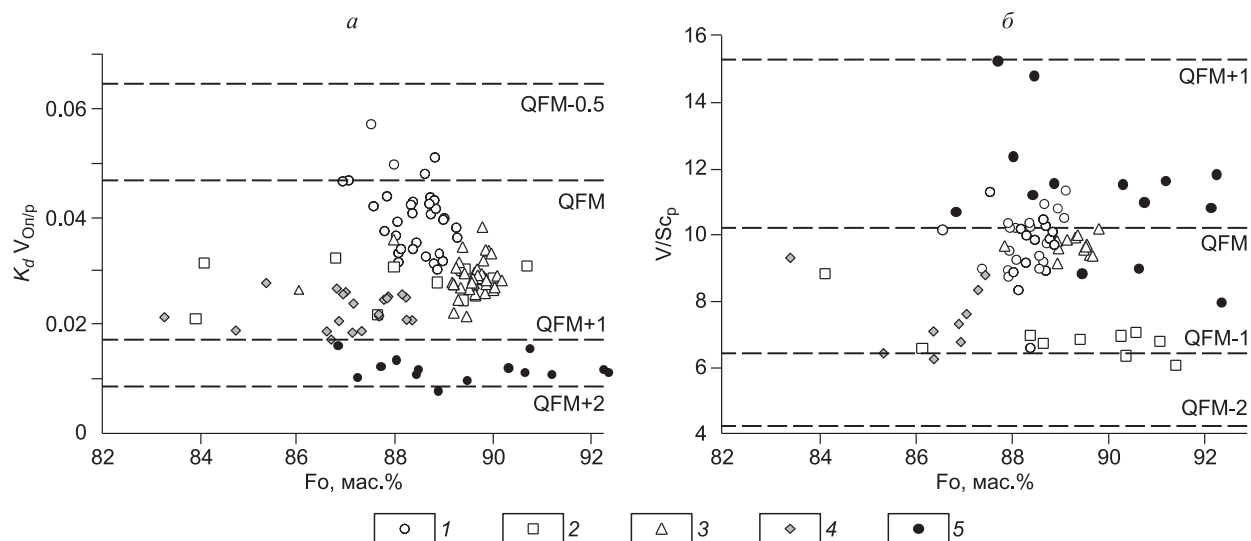


Рис. 11. Оценка летучести кислорода при кристаллизации мантийных магм по распределению ванадия между оливином и расплавом (а) и при их образовании по отношению V/Sc в расплаве (б) [Mallmann, O'Neill, 2009].

1—4 — гавайские пикриты вулканов Коолау щитовая стадия (1), Мауна Лоа щитовая стадия (2), Мауна Кеа, щитовая стадия (3), Мауна Кеа, постщитовая стадия (4); 5 — меймечиты.

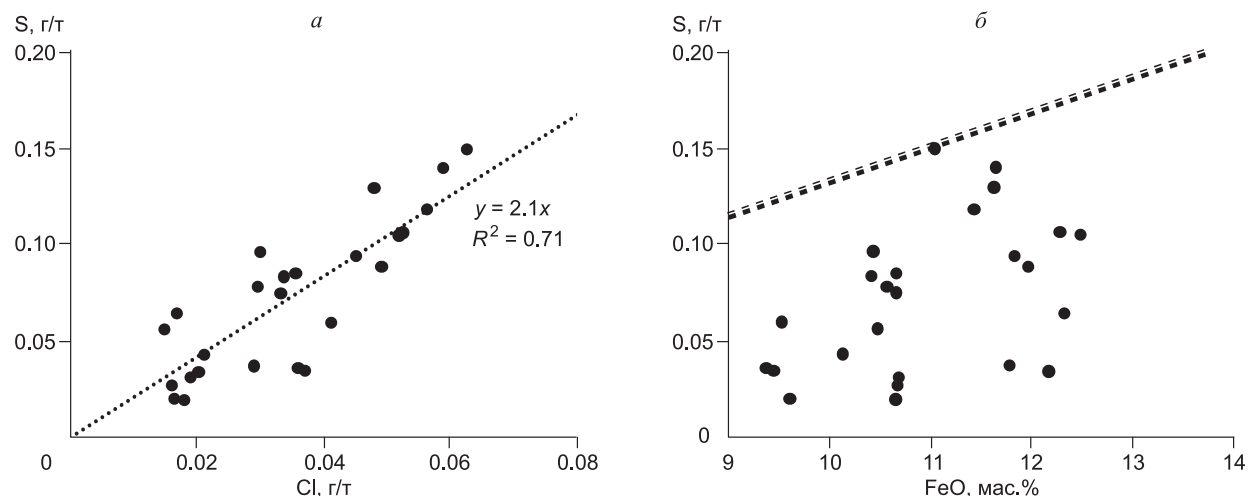


Рис. 12. Летучие элементы в захваченных расплавах меймечитов.

а — концентрация серы — содержание хлора, пунктиром показана линия линейной регрессии с указанным уравнением и коэффициентом линейной корреляции; б — концентрация серы — содержание FeO (только в 2-валентной форме), пунктиром показана линия насыщения базальтового расплава сульфидным расплавом [Mathez, 1976].

выше буфера кварц—фаялит—магнетит (QFM). Несколько более восстановительные условия (QFM-QFM+1) оценены в работе [Соболев и др., 1991], использовавших равновесие шпинель—расплав. В настоящей статье представлены новые оценки летучести кислорода кристаллизации меймечитов по данным распределения ванадия между оливином и захваченным расплавом и модели, описанной в работе [Mallmann, O'Neill, 2009].

На рисунке 11, а представлены данные распределения ванадия между оливином-хозяином и захваченным расплавом меймечитов (см. табл. 4). Здесь же показаны подобные данные для толеитовых пикритов Гавайской мантийной струи (щитовые стадии вулканов Коолау, Мауна Лоа и Мауна Кеа) и щелочных пикритов постщитовой стадии влк. Мауна Кеа (неопубликованные данные А.В. Соболева). На том же рисунке приведены расчеты летучести кислорода при кристаллизации указанных магм, рассчитанные по модели [Mallmann, O'Neill, 2009]. Очевидно, что меймечиты характеризуются минимальными

Рис. 13. Спайдер-диаграммы составов расплавных включений в оливине меймечитов.

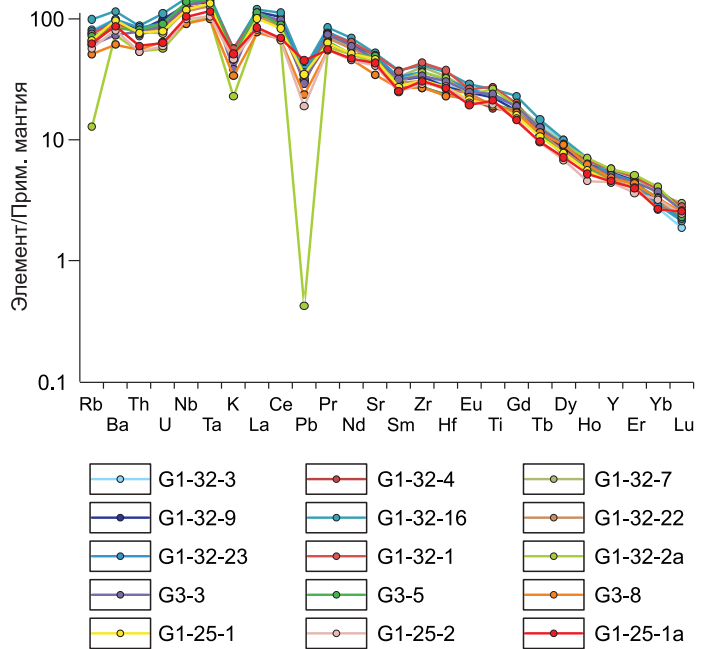
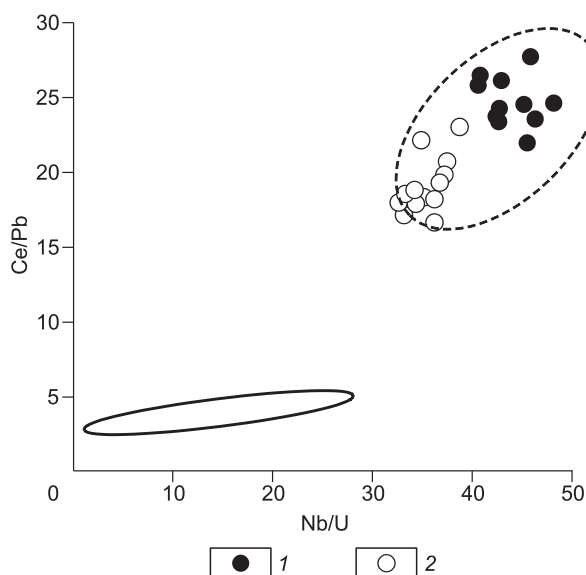
Содержания элементов нормализованы к составу примитивной мантии [Hofmann, 1988].

коэффициентами распределения ванадия и наиболее окислительной средой кристаллизации, отвечающей буферу QFM $+1.5 \pm 0.5$. Эта оценка близка к результатам работ [Соболев, Слущкий, 1984; Mungall et al., 2006; Рябчиков и др., 2009] и на 0.5—1.5 порядка выше данных работы [Соболев и др., 1991]. Возможно, занижение потенциала кислорода кристаллизации меймечитов, полученное в работе [Соболев и др., 1991] связано с систематическим отклонением равновесия высокотитанистая шпинель—расплав от экспериментальных данных, полученных для менее титанистых систем [Maurel, Maurel, 1982; Danyushevsky, Sobolev, 1996].

На рис. 11, б даны оценки летучести кислорода источников указанных мантийных магм по отношению V/Sc в расплаве [Mallmann, O'Neill, 2009]. Хорошо видно, что большинство магм более восстановлены на уровне образования по сравнению с уровнем кристаллизации. При этом систематический сдвиг летучести кислорода максимален для меймечитов и других щелочных магм (постщитовая стадия влк. Мауна Кеа) и составляет около двух порядков величины.

Состав захваченного расплава, летучие элементы. Кроме S и Cl, измеренных методом EPMA, в этой работе методом SIMS получены первые данные о содержаниях H_2O в меймечитовом расплаве. Измеренные содержания летучих элементов в расплавных включениях (см. табл. 3) пересчитывались на состав захваченного расплава, предполагая нулевые концентрации во вмещающем оливине.

Содержания S и Cl варьируют в значительных пределах (см. табл. 4, рис. 12, а) и демонстрируют сильную положительную корреляцию между собой ($R^2 = 0.71$). При этом отношение концентраций серы и хлора практически постоянно $S/Cl = 2.1 \pm 0.2$ (показано значение стандартной погрешности определения). Это указывает на несовместимый характер поведения обоих элементов. Однако корреляция Cl с K гораздо слабее $R^2 = 0.41$, и отношение концентраций этих элементов непостоянно. Корреляция S и K незначима. При этом концентрация S в расплавах систематически ниже уровня насыщения сульфидным расплавом (см. рис. 12, б). Таким образом, отмечается согласованное несовместимое поведение S и Cl и их рассогласованность с поведением нелетучих несовместимых элементов. Концентрации S и Cl в дегазированном расплавном включении ниже предела обнаружения метода (около 20 г/т).



Концентрация H_2O значительно варьирует от менее 0.02 мас.% в полностью дегазированном расплаве до 0.6—1.1 мас.% в исходно герметичных расплавных включениях, пересчитанных до равновесия

Рис. 14. Индикаторные отношения примесных элементов в расплавных включениях в оливине меймечитов.

Штриховой линией отмечено поле составов базальтов океанических островов по [Hofmann, 2002] и данным базы составов GEOROC <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>. Сплошной линией околнурено поле составов кристаллических пород континентальной коры [Rudnick, 2002]. 1 — расплавные включения в оливине меймечитов; 2 — наименее контаминированные континентальной корой расплавы гудчихинской свиты [Соболев и др., 2009].

Таблица 5.

Состав родоначального расплава меймечитов

Расплав	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O _{3,4}	NiO	H ₂ O	CO ₂	S	Cl	T _d , 0
Сухой	40.97	3.30	4.26	6.22	9.18	0.15	24.00	8.16	1.77	1.26	0.47	0.11	0.134	0.00	0.00	0.00	0.00	1570
С учетом летучих компонентов	37.81	3.05	3.94	5.74	8.48	0.14	22.15	7.53	1.63	1.16	0.43	0.10	0.124	1.8	5.8	0.06	0.03	—

Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	La	Ce	Pb	Pr	Nd	Sr	Sm	Zr	Hf	Eu	Ti	Gd
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
28.5	418	4.64	1.29	57.9	3.56	48.4	108	4.45	12.7	51.1	660	8.99	248	5.93	2.68	18 255	7.06

Tb	Dy	Ho	Y	Er	Tm	Yb	Lu	Sc	Zr	Li	V	T _d , 6.0	T _d , 8.0	T _p , 6.0	T _p , 8.0
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0.85	4.20	0.66	15.2	1.40	0.16	1.00	0.12	21.0	248	7.88	228	1906–2018	1612–1696	1552–1636	1636–1728

Примечание. T_d — расчет сухой температуры (°C) на давление 6 и 8 ГПа соответственно; T — температура с учетом летучих компонентов, рассчитанная на давление 6 и 8 ГПа соответственно; T_p — потенциальная температура, рассчитанная с учетом летучих компонентов на давление 6 и 8 ГПа соответственно. Максимальная температура соответствует расчету с наклоном ликвидуса 0.56 °C/ГПа [Ford et al., 1983], минимальная температура соответствует наклону ликвидуса 0.42 °C/ГПа [Herzberg, O'Hara, 2002].

с оливином-хозяином (см. табл. 4). Малое количество определений не позволяет дать количественную оценку корреляций. Однако очевидно, что отношение H₂O к K₂O или Cl непостоянны. Это указывает на поведение воды, независимое от поведения элементов близкой несовместимости с кристаллическим веществом.

Состав захваченного расплава, примесные элементы. Измеренные содержания примесных элементов в расплавных включениях (см. табл. 3), кроме Sc и Li, пересчитывались на состав захваченного расплава (см. табл. 4), предполагая нулевые концентрации во вмещающем оливине. При пересчете концентраций Sc и Li учитывались коэффициенты распределения этих элементов между оливином и расплавом (0.2, 0.3 соответственно) по данным работ [Mallmann, O'Neill, 2009] и [Nikogosian, Sobolev, 1997] соответственно. На рис. 13 представлена спайдер-диаграмма нормализованных концентраций несовместимых элементов захваченных расплавов. Так же как и для пород, отмечается обогащение наиболее несовместимыми элементами, обеднение характеристическими элементами граната (тяжелые редкоземельные элементы, Y, Sc и Al) и обеднение U, Th и Rb относительно близких по несовместимости элементов. Дополнительными свойствами являются значимое обеднение Pb относительно Ce, Pr и K относительно La, Nb и Ta. Характеристические отношения Ce/Pb и Nb/U свидетельствуют об отсутствии признаков контаминации меймечитовых расплавов материалом континентальной коры. В этом отношении они близки с наименее контаминированными траппами (рис. 14). Состав искусственно дегазированного расплавного включения (G1-32-2a) близок к герметичным включениям по большинству элементов кроме Rb и Pb. Содержания последних многократно понижены и составляют около 16 % (Rb) и 1 % (Pb) от типичных содержаний в герметичных включениях (см. рис. 13).

РОДОНАЧАЛЬНЫЙ РАСПЛАВ МЕЙМЕЧИТОВ

Главные элементы. Расчет родоначального расплава осуществлялся методом моделирования обратного хода фракционной кристаллизации оливина в захваченных расплавах до равновесия с наиболее магнезиальным оливином меймечитов — Fo93.0. Для расчета использовалась модель равновесия оливин—расплав [Herzberg, O'Hara, 2002] в сочетании с моделью окисления железа в расплаве [Борисов, Шапкин, 1989], которые наилучшим образом описывают данные по температурам гомогенизации расплавных включений в оливине (см. рис. 8). Летучесть кислорода учитывалась в соответствии с буфером QFM + 1.5 (см. выше). Средние составы «сухих» родоначальных расплавов представлены в табл. 5. Расчетное содержание MgO составляет 24 мас.% — немного ниже предыдущих оценок (26—29 мас.%) [Соболев, Слуцкий, 1984; Соболев и др., 1991; Arndt et al., 1995].

Примесные элементы. Несовместимые элементы-примеси родоначального меймечитового расплава определялись путем пересчета содержаний в захваченных расплавах добавлением необходимого количества оливина.

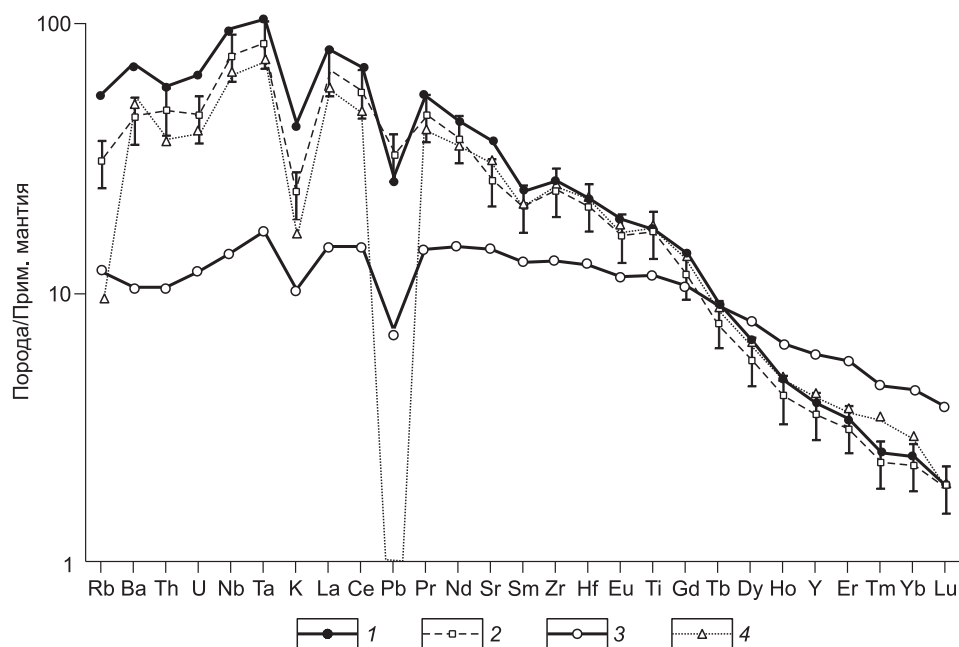


Рис. 15. Спайдер-диаграмма состава родоначальных расплавов меймечитов и гудчихинских траппов.

1 — состав родоначального расплава меймечитов, рассчитанный по составу расплавных включений; 2 — состав родоначального расплава меймечитов, рассчитанный по составу исследованных пород меймечитов, нормированный к содержанию TiO_2 (3.05 мас.%), вертикальными отрезками указаны пределы вариации концентрации ± 20 отн.%; 3 — состав родоначального расплава гудчихинских траппов [Соболев и др., 2009]; состав дегазированного включения расплава в оливине меймечитов (G1-32-2a, табл. 3, 4), нормированный к содержанию TiO_2 (3.05 мас.%). Содержания элементов нормализованы к составу примитивной мантии [Hofmann, 1988].

Средние составы даны в табл. 5 и на рис. 15. Содержания примесных элементов в родоначальном расплаве меймечитов также оценивались на основе нормализации состава исследованных меймечитовых пород на содержание TiO_2 в родоначальном расплаве (рис. 15). Хорошо видно соответствие обеих оценок для большинства элементов в пределах отклонения в 20 отн.%. Исключение составляют легкоподвижные элементы: Rb, Ba, U, K, Pb и Sr. Кроме того, на рис. 15 наглядно видно, что искусственно дегазированный при высокой температуре меймечитовый расплав отлично моделирует сдвиг состава пород от состава расплавов, захваченных в герметичных включениях в оливине. Это, с одной стороны, объясняет модификацию состава пород за счет позднемагматического процесса, а с другой, — укрепляет доверие к данным по герметичным включениям.

Нормализованные спектры содержаний несовместимых элементов родоначальных магм меймечитов сравнены на рис. 15 с таковыми начального этапа сибирских траппов — пикритов гудчихинской свиты Норильского района. Несмотря на существенную разницу наклонов спектров, очевидно поразительное сходство их форм. Положительные и отрицательные аномалии концентраций совпадают практически полностью. Исключение составляет отрицательная аномалия в концентрации Rb в меймечитах, которая не проявлена в гудчихинских магмах.

Летучие элементы. Проблема оценки содержаний летучих элементов в родоначальном расплаве заключается в сложности учета процесса его дегазации. Наибольшую трудность представляет определение элементов малорастворимых в расплаве при давлении кристаллизации. По данным работы [Соболев, Слущкий, 1984], давление кристаллизации меймечитов опускалось ниже 50 МПа. При таком давлении можно ожидать дегазацию практически всей первичной CO_2 и значительной части H_2O . Поэтому перспективной является оценка исходных содержаний этих компонентов по концентрации нелетучих элементов близкой степени несовместимости с кристаллической фазой в магматическом процессе. Для CO_2 таким элементом является Nb, а для H_2O — Ce [Saal et al., 2002; Cartigny et al., 2008]. Учитывая зависимость отношений CO_2/Nb и $\text{H}_2\text{O}/\text{Ce}$ от отношения La/Sm в расплаве, можно по работе [Cartigny et al., 2008] оценить их характерные значения для родоначального меймечитового расплава в 1000 и 170 соответственно. В абсолютных значениях это соответствует концентрациям $\text{CO}_2 = 5.8$ мас.% и $\text{H}_2\text{O} = 1.8$ мас.%. Следует отметить, что для H_2O эта оценка лишь немного выше измеренного максимального значения,

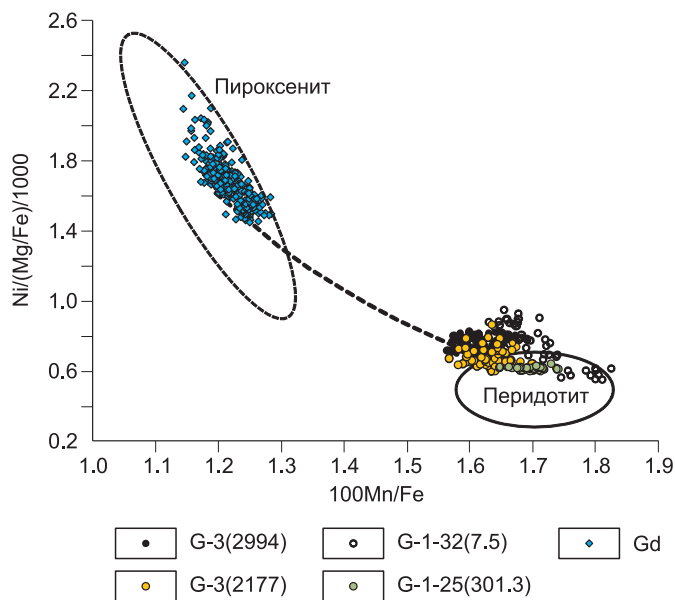


Рис. 16. Характеристика фазового состава источника мантийных магм по избытку никеля и недостатку марганца в составе вкрапленников оливина [Sobolev et al., 2007].

Значками показаны составы оливина меймечитов из указанных образцов и пикритов гудчихинской свиты (Gd). Оконтуры поля составов оливина, равновесного с расплавами типичных перидотитовых и пироксенитовых источников. Линия смешения средних граничных компонентов рассчитана по модели [Herzberg, O'Hara, 2002] и показана штриховой линией.

которое в пересчете на родоначальный расплав отвечает ~1 мас.% (см. табл. 4). Среднее содержание серы в родоначальном расплаве не превышает 0.06 мас.%. Концентрация хлора около 0.03 мас.%.

Состав источника. В работах [Sobolev et al., 2005a, 2007] показано, что избыток Ni и недостаток Mn в составе оливина по сравнению с уровнем равновесия с мантийными перидотитами свидетельствует о присутствии в системе продуктов плавления безоливинового пироксенита, образованного в результате реакции рециклированной коры и перидотита.

Отношения Mn/Fe и Ni/(Mg/Fe) в оливине были параметризованы для определения доли расплава из пироксенитового источника в валовом составе расплава [Sobolev et al., 2007, 2008a]. Показано, что оливины сибирских траппов свидетельствуют о существенной роли пироксенитового компонента в их источнике [Соболев и др., 2009]. На рис. 16 представлены составы вкрапленников оливина меймечитов и пикритов Сибирской платформы. Очевидно, что в отличие от сибирских траппов, оливины меймечитов свидетельствуют об оливинсодержащем, т.е. перидотитовом источнике. Этот вывод хорошо согласуется с высоким содержанием Mg в родоначальном расплаве меймечитов. Кроме того, пониженные содержания Sr в оливине меймечитов по сравнению с оливином коматиитов (см. рис. 5) также указывают на значительное содержание богатого хромом граната в рестите после выплавления меймечитов.

ПЕТРОЛОГИЯ МЕЙМЕЧИТОВ

Потенциальная температура мантии. Большинство исследователей меймечитов вслед за пионерской работой В.С. Соболева и др. [1972] признают исключительно высокие температуры внедрения (излияния) меймечитовой магмы в приповерхностных условиях. Количественная оценка таких температур достигает 1600—1580 °C при давлениях ниже 50 МПа [Соболев, Слущкий, 1984; Соболев и др., 1991 и данные настоящей работы]. Не вызывает сомнения и сверхвысокое давление образования меймечитов, составляющее около 6—8 ГПа [Соболев и др., 1991; Arndt et al., 1995; Elkins-Tanton et al., 2007; Рябчиков и др., 2009]. Допуская, что состав меймечитового расплава не изменялся от момента образования до вывода на поверхность, можно оценить температуру образования меймечитов, которая составляет 1820—2020 °C при наклоне ликвидуса 0.42 °C/ГПа [Herzberg, O'Hara, 2002] или 0.56 °C/ГПа [Ford et al., 1983] (см. табл. 5). В пересчете на потенциальную температуру мантии [McKenzie, Bickle, 1988] это соответствуют 1750—1810 °C. Эти значения более чем на 150 °C превышают максимальные оценки потенциальной температуры фанерозойской мантии [Herzberg, Gazel, 2009] и сибирской мантийной струи [Соболев и др., 2009]. Такой результат создает очевидную проблему и вызывает обоснованные сомнения [Elkins-Tanton et al., 2007].

Новые оценки содержания летучих компонентов в родоначальных расплавах меймечита, представленные в этой работе ($\text{CO}_2 = 5.8$ мас.% и $\text{H}_2\text{O} = 1.8$ мас.%), значительно снижают температуру его образования. Эффект H_2O , оцененный по данным работы [Falloon, Danuyshvsky, 2000], составляет около 90 °C. Влияние CO_2 на температуру можно определить, используя экспериментальные данные из работы [Dasgupta et al., 2007]. На рис. 17 исследована зависимость разности экспериментальной (с CO_2) и расчетной «сухой» температур ликвидуса расплавов при давлении 3 ГПа от содержания в них CO_2 . Очевидна сильная положительная линейная корреляция между этими параметрами. Из нее следует, что оцененные содержания CO_2 в родоначальном меймечитовом расплаве должны снизить температуру его ликвидуса на ~120 °C. Общий эффект летучих на температуру ликвидуса меймечита, таким образом, составит более 210 °C и итоговая потенциальная температура с учетом CO_2 и H_2O составит 1550—1730 °C или 1640 ± 90 °C (см. табл. 5). При этом, поскольку вся CO_2 и значительная часть H_2O покидают подни-

мающийся расплав при высоких давлениях, на земную поверхность должен изливаться практически «сухой» меймечитовый расплав с температурой до 1570 °С.

Взаимоотношение с сибирскими траппами. Оцененная потенциальная температура сибирских меймечитов 1640 ± 90 °С значительно превышает потенциальную температуру конвектирующей верхней мантии (1350 °С, по [McKenzie, Bickle, 1988]) и, следовательно, подтверждает гипотезу их связи с мантийной струей [Соболев и др., 1991; Basu et al., 1995; Arndt et al., 1995; Рябчиков, 2003; Dobretsov et al., 2008; Рябчиков и др., 2009]. Кроме того, полученная оценка близка к таковой для начального этапа сибирских траппов — 1540 ± 40 °С [Соболев и др., 2009а]. Это означает, что меймечиты, вероятно, были генетически связаны с Сибирским мантийным плюмом. Дополнительными подтверждениями этой гипотезы, кроме геологического положения и возраста меймечитов, является их весьма сходная изотопная геохимия с неконтаминированными пикритами гудчихинской свиты, а именно высокий ϵ_{Nd} (до 6) и низкие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (менее 0.7032) [Когарко и др., 1988; Lightfoot et al., 1993; Wooden et al., 1993; Arndt et al., 1995, 1998; Carlson et al., 2006]. Сходными являются и формы спектров несовместимых элементов исходных трапповых магм и меймечитов (см. рис. 15).

Условия образования меймечитов. Модель образования меймечитов должна объяснить сочетание в родоначальном расплаве высоких содержаний несовместимых элементов, включая CO_2 и H_2O , с высокой магниальностью и явным присутствием граната и оливина в мантийном источнике. Кроме того, должны быть объяснены отрицательные аномалии в содержании К и Rb и сходство формы спектра меймечитового расплава с родоначальным расплавом сибирских траппов (см. рис. 15). И наконец, модель образования меймечитов должна объяснить слабофракционированный характер содержаний в них элементов платиновой группы (ЭПГ) и их недосыщенность серой (см. рис. 12, б), свидетельствующие об отсутствии реститовой сульфидной фазы [Mungall et al., 2006], а также значительное окисление расплавов при их кристаллизации (см. рис. 11, а).

Традиционным объяснением обогащения расплавов несовместимыми элементами являются низкие степени плавления мантийного перидотита. При этом сочетание низких степеней плавления с высоким содержанием MgO и гранатовой меткой спектра меймечитов легко объясняется высокими давлениями плавления перидотитовой мантии — 6–8 ГПа [Соболев и др., 1991; Arndt et al., 1995; Elkins-Tanton et al., 2007; Рябчиков и др., 2009]. В эту схему хорошо вписываются и повышенные содержания CO_2 и H_2O , которые при высоких давлениях и температурах ведут себя как сильно несовместимые элементы, и присутствие оливина в источнике (см. рис. 16). Эта модель также способна объяснить отрицательную калиевую и, вероятно, рубидиевую, аномалии меймечитов (см. рис. 15) за счет вхождения К (Rb) в состав реститового клинопироксена при высоких давлениях [Соболев, 1974; Perchuk et al., 2000; Сафонов и др., 2005].

Низкие степени плавления перидотита должны, однако, оставлять в рестите сульфидную фазу и, следовательно, генерировать значительное фракционирование содержаний ЭПГ. Отсутствие этого эффекта в меймечитах объясняют высоким потенциалом кислорода при их выплавлении, который приводит к окислению серы в сульфатную форму и растворении ее в расплаве [Mungall et al., 2006]. Хотя меймечи-

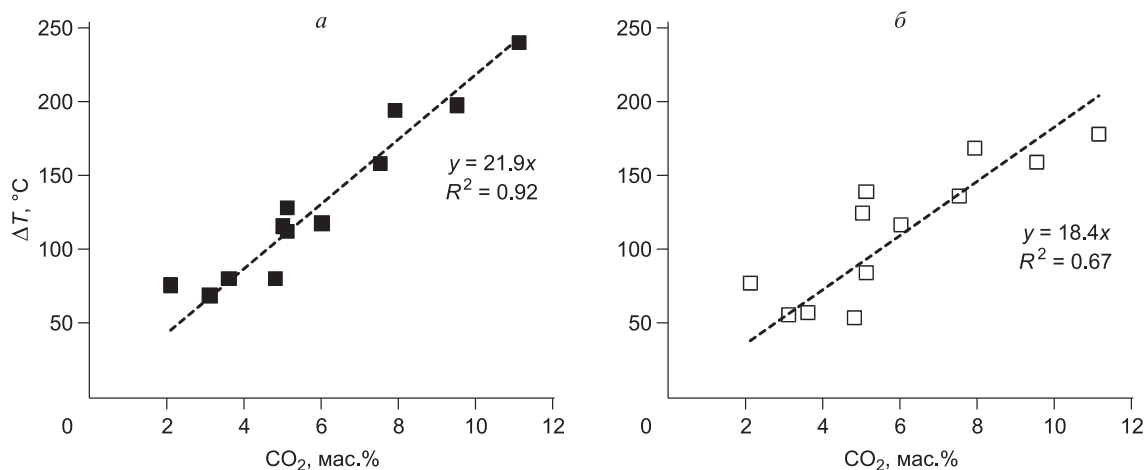


Рис. 17. Влияние содержания углекислоты в расплаве на температуру ликвидуса силикатных расплавов при давлении 3ГПа по данным эксперимента [Dasgupta et al., 2007].

Содержания углекислоты в расплаве оценено по балансу масс [Dasgupta et al., 2007]. Цифрами показаны уравнения регрессии и коэффициенты линейной корреляции. а — разница температуры «сухого» ликвидуса, рассчитанной по модели [Ford et al., 1983], и экспериментальной температуры; б — разница температуры «сухого» ликвидуса, рассчитанной по модели [Herzberg, O'Hara, 2002], и экспериментальной температуры.

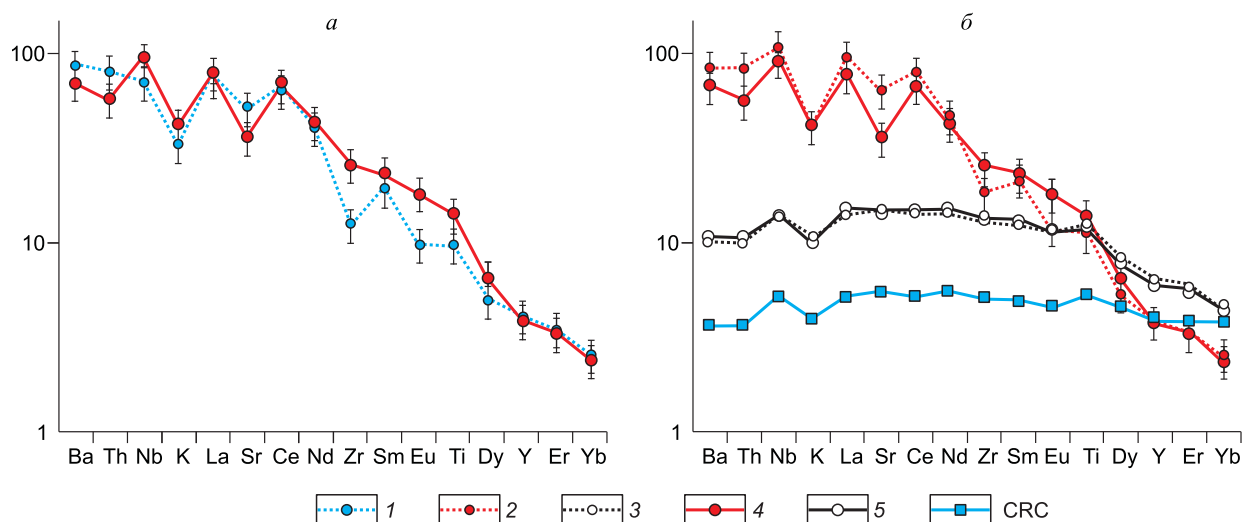


Рис. 18. Результаты моделирования образования родоначальных расплавов меймечитов и гудчихинских траппов.

a — неудачное моделирование; *б* — удачное моделирование. Содержания элементов нормализованы к составу примитивной мантии по [Hofmann, 1988]. Номера и обозначения соответствуют табл. 6. 1 — состав расплава, образованного при 1.5 %-м частичном плавлении мантийного гранатового перидотита (PM, см. табл. 6); 2 — состав 11 %-го частичного плавления метасоматизированного истощенного гарцбургита (DM, см. табл. 6); 3 — состав расплава, образованного при 40 %-м частичном плавлении пироксенита — продукта реакции частичного расплава (60 %) рециклированного эклогита (CRC) и примитивного мантийного перидотита (PM, см. табл. 6); 4 — состав родоначального расплава меймечитов (см. табл. 5); 5 — состав родоначального расплава гудчихинских траппов [Соболев и др., 2009].

ты действительно необычно окислены при малоглубинной кристаллизации (см. рис. 11, *a*) из этого, однако, не следует, что столь же окисленным был их мантийный источник, так как окисление могло произойти при их декомпрессионной дегазации на пути к поверхности [Mathez, 1984]. Проверить гипотезу первичного окисления источника меймечитов можно по отношению V/Sc в расплаве используя экспериментальные данные работы [Mallmann, O'Neill, 2009]. Как следует из рис. 11, *б*, V/Sc отношения меймечитовых магм находятся на уровне других мантийных магм и соответствуют фугитивности кислорода источника вблизи буфера QFM. Это означает, что мантийный источник меймечитов не был необычно окислен и для отсутствия сульфида в рестите необходимо искать другое объяснение.

Еще одна потенциальная проблема одностадийного образования меймечитов за счет низких степеней плавления мантийного перидотита выявляется при количественном моделировании (рис. 18, *a*). Если содержания наиболее несовместимых (легкие PЗЭ, Nb, K, Th, Ba) и наименее несовместимых (тяжелые PЗЭ и Y) примесных элементов могут быть реально получены 1—2%-м плавлением различных смесей примитивной и обедненной мантии, то концентрации (Ti, Eu, Zr) не могут быть получены вообще. Например, максимально удастся получить лишь не более 70 % концентрации Ti родоначального меймечитового расплава (см. рис. 18, *a*). Эта проблема в отношении содержаний Ti в мантийных магмах и конкретно меймечитов уже отмечалась ранее [Kogarko, Ryabchikov, 2000; Prytulak, Elliott, 2007]. В частности, в работе [Prytulak, Elliott, 2007] на основе анализа распределения Ti между мантийными минералами и расплавом было убедительно показано, что максимальное содержание TiO₂ в расплаве мантийного перидотита при самых малых степенях плавления не может реально превысить значение 2—2.5 мас.%. Это значительно меньше, чем в родоначальном расплаве меймечита (см. табл. 5).

Дополнительной проблемой одностадийной модели образования меймечитов является объяснение сходства геохимии родоначальных расплавов меймечитов и пикритов гудчихинской свиты, которые образовались при плавлении пироксенитового мантийного источника и дали начало сибирским траппам в Норильском районе [Соболев и др., 2009]. Дело в том, что состав несовместимых элементов гудчихинских родоначальных магм главным образом определяется составом рециклированной океанической коры (см. рис. 18, *б* и [Соболев и др., 2009]), что предполагает возможную роль этого компонента и в образовании меймечитов.

Мы предлагаем разрешение этих противоречий на основе трехэтапной модели образования меймечитов. Предположим, что мантийный перидотит — источник меймечитовой магмы — был ранее метасоматизирован карбонатно-силикатным расплавом, продуктом низких степеней плавления карбонатсодержащего эклогита, образованного из рециклированной древней океанической коры [Yaxley, Brey, 2004;

Таблица 6. Параметры геохимического моделирования образования первичных магм меймечитов и траппов

Элементы	PM	CRC	DM		1	2	3	4	5
Ba	1	3.64	0.084		86.03	84.4	10.23	69.1	10.6
Th	1	3.69	0.051		79.70	84.2	10.36	57.1	10.6
Nb	1	5.18	0.043		71.04	108.9	14.15	93.7	14.2
K	1	4.00	0.000		32.77	41.4	10.87	41.9	10.3
La	1	5.21	0.120		72.67	97.6	14.23	78.9	15.0
Sr	1	5.49	0.149		51.37	64.7	14.93	36.3	14.7
Ce	1	5.31	0.025		63.24	79.9	14.47	67.6	15.0
Nd	1	5.47	0.059		40.22	46.9	14.86	43.0	15.0
Zr	1	5.15	0.238		12.50	18.7	13.30	25.5	13.3
Sm	1	4.92	0.039		19.27	21.7	13.13	23.3	13.1
Eu	1	4.65	0.037		9.68	12.1	11.49	18.4	11.6
Ti	1	5.38	0.093		9.73	11.1	12.37	14.0	11.7
Dy	1	4.70	0.086		4.94	5.5	8.41	6.6	8.0
Y	1	4.06	0.110		4.08	4.0	6.59	3.9	6.0
Er	1	3.84	0.106		3.50	3.3	5.86	3.4	5.7
Yb	1	3.86	0.161		2.55	2.6	4.63	2.4	4.4
Нач. фазовый состав				Параметры модели		Первичные расплавы			
CO	0	0.09	0						
OL	0.52	0	0.76	FCRC		0.05	0.60		
OPX	0.28	0.00	0.21	XCRC	0	0.10	0.60		
CPX	0.1	0.56	0.01	M	PM	DM	PM		
GA	0.1	0.35	0.02	F	0.02	0.11	0.40		

Примечание: Номера составов соответствуют рис. 18, все составы нормализованы к составу примитивной мантии (PM) по [Hofmann, 1988]; CRC-состав рециклированного корового компонента; DM-состав истощенной мантии (обедненный абиссальный гарцбургит Юго-Восточного Индийского хребта, обр. Prot 34D-1 [Niu, 2004]). Минеральные фазы: CO-козсит; OL-оливин; OPX-ортопироксен; CPX-клинопироксен; GA-гранат. Параметры модели: FCRC- доля плавления CRC; XCRC- доля частичного расплава CRC в продукте реакции; M — тип мантийного вещества, участвующего в плавлении (реакции); F — доля плавления продукта реакции. Реакции плавления по [Sobolev et al., 2005a], коэффициенты распределения всех элементов между кристаллической фазой и расплавом по [Sobolev et al., 2000] кроме коэффициента распределения K между клинопироксеном и расплавом, который установлен здесь на уровне 0.2 (вместо 0.1 в работе [Sobolev et al., 2000]) с учетом роли повышенного давления [Perchuk et al., 2000; Safonov et al., 2005].

Dasgupta et al., 2004, 2006, 2007; Kiseeva et al., 2009]. В мантийной струе с потенциальной температурой около 1650 °C такой расплав мог образоваться в эклогитовом компоненте на глубине около 300—250 км, на 30—40 км глубже, чем во вмещающем в перидотите [Dasgupta et al., 2007]. Приблизительно на этой же глубине находится корень (киль) сибирской литосферы, установленный под Маймеча-Котуйской провинцией [Artemieva, Mooney, 2001]. Образовавшись в горячем плюме, карбонатно-силикатный расплав эклогита будет взаимодействовать с относительно холодным веществом литосферного корня (киля), кристаллизоваться и улавливаться в нем. Это приводит к обогащению литосферного перидотита несовместимыми элементами, включая углекислоту и воду. Этот же компонент мог быть источником и несколько повышенной степени окисления перидотита. Моделирование процесса плавления и метасоматоза (см. рис. 18, б) с использованием метода, описанного в работах [Sobolev et al., 2000, 2005a], и параметров из табл. 6 приводит к удовлетворительному (в пределах 20 % относительных) соответствию всех примесных элементов, за исключением Sr, при низких степенях плавления эклогита (5 %) на первом этапе (образование карбонатно-силикатного расплава), умеренном обогащении перидотита расплавом (10 % на втором этапе — метасоматозе) и последующем 11 % плавлении метасоматизированного перидотита. В отличие от модели прямого плавления перидотита (см. рис. 18, а), в этом сценарии удовлетворительно воспроизводятся и высокие концентрации Ti и Eu меймечитов. Исключением является Sr, содержания которого существенно завышаются в модели (см. рис. 18, б). Объяснением этому могут явиться большие глубины образования карбонатно-силикатного расплава и его возможное равновесие с кальциевым перовскитом, обогащенным Sr в эклогите. Действительно, по данным работы [Walter et al., 2008] карбонатно-силикатный расплав, выплавляющийся из эклогита на глубине более 300 км, имеет выраженную отрицательную аномалию в содержаниях Sr. Таким образом, геохимические особенности родона-

чального расплава меймечита могут быть воспроизведены в единой модели с образованием родоначальных трапповых магм.

Выплавляется меймечит на глубинах более 200 км и в дальнейшем транспортируется исключительно по трещинам в сверхмощной литосфере, характерной для этого района [Artemieva, Mooney, 2001].

Эта же модель обеспечивает преемственность источников меймечитов и гудчихинских траппов. Последние получают за счет реакции эклогитовых расплавов высоких степеней плавления с мантийным перидотитом и последующего массового выплавления на глубинах 180—130 км [Соболев и др., 2009]. Их состав удовлетворительно воспроизводится в той же модели, что и состав меймечитов, но для значительно больших степеней плавления эклогита, появления реакционного пироксенита и его последующего значительного плавления (см. рис. 18, табл. 6).

И наконец, предлагаемая модель может объяснить исходную недосыщенность сульфидом перидотитового источника, если предположить, что им был истощенный гарцбургит глубинного кия Сибирской платформы. Отношения изотопов осмия ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$) в источнике меймечитов находятся в интервале 0.1232—0.1247 [Carlson et al., 2006]. Эти значения значительно выше, чем можно ожидать в гарцбургитовом источнике, истощенном плавлением в архейское время. Из этого следует, что существенный привнос рения и радиогенного осмия должен был происходить в процессе его метасоматоза, возможно, неоднократного.

О происхождение дунитов Гулинского плутона. Дуниты находятся в тесной ассоциации с меймечитами в пределах Гулинского плутона и конкретно в скважине G-1. Полученные данные о вещественном составе этих дунитов позволяют привести следующие доказательства их генетической связи с меймечитами:

— содержания большинства главных элементов дунитов соответствуют тренду кумуляции оливина в меймечитовом расплаве (см. рис. 3);

— концентрации несовместимых примесных элементов в деталях повторяют спектр меймечитов на более низком уровне содержаний (см. рис. 4);

— состав центральных частей зерен оливина дунита G-1-22 соответствует составу вкрапленников оливина меймечитов (см. рис. 5, 6; табл. 2).

— состав оливина дунитов в целом соответствует составу вкрапленников меймечитов по содержаниям Fe, Ti, Mn, Ca.

Принимая во внимание данные о составе щелочного расплава, включенного в оливин дунитов [Соболев, Слуцкий, 1984], можно говорить о том, что дуниты, вероятно, являются оливиновыми кумулятами меймечитовых расплавов, как предполагалось ранее [Васильев, Золотухин, 1975].

Уникальная зональность оливина из дунита обр. G-1-22 продемонстрирована на рис. 6, з. Вероятным объяснением такой зональности является перераспределение Ca и Sr из оливина в интерстициальный клинопироксен при понижении температуры в субсолидусной области. Очевидно, процесс проходил достаточно быстро и не затронул центров больших кристаллов оливина. Характерный размер однородной области состава внешних зон оливиновых зерен и мелких кристаллов оливина (50—30 мкм) позволяет восстановить время застывания конкретного дунитового тела, опробованного скв. G-1 на глубине 310 м. По данным о величинах коэффициентов диффузии Ca в магнезиальном оливине в окислительных условиях [Jurewicz, Watson, 1988], для температуры 1100 °C [Соболев, Слуцкий, 1984] это время составляет менее нескольких месяцев. Следовательно, речь может идти о теле небольших размеров в приповерхностных условиях.

Сделанные выводы о происхождении изученных образцов дунитов оспаривать трудно, однако, их распространение на все дуниты Гулинского плутона должно учитывать альтернативные точки зрения [Ланда, Ляпунов, 1984; Малич, 1995] и заслуживает специального исследования.

ТЕРМОМЕХАНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Описанная выше петролого-геохимическая модель определяет условия, которым должна удовлетворять термомеханическая модель меймечитового магматизма. Ниже мы приводим основные из этих условий, а затем описываем постановку задачи, технику вычислений и приводим результаты моделирования.

Основные условия для термомеханической модели. Модель меймечитового магматизма должна удовлетворять следующим условиям. (I) Характерные временной и пространственный масштабы Сибирской трапповой провинции, соответственно составляют 1—2 млн лет и 1000—2000 км. (II) Потенциальная температура источника меймечитовых магм была около 1640°C при давлении в 6 ГПа. (III) Источником меймечитовых магм был истощенный перидотит, метасоматизированный карбонатно-силикатными расплавами. (IV) Меймечитовые магмы известны только на границе Сибирской трапповой провинции, где мощность литосферы докембрийского щита становится больше 200 км.

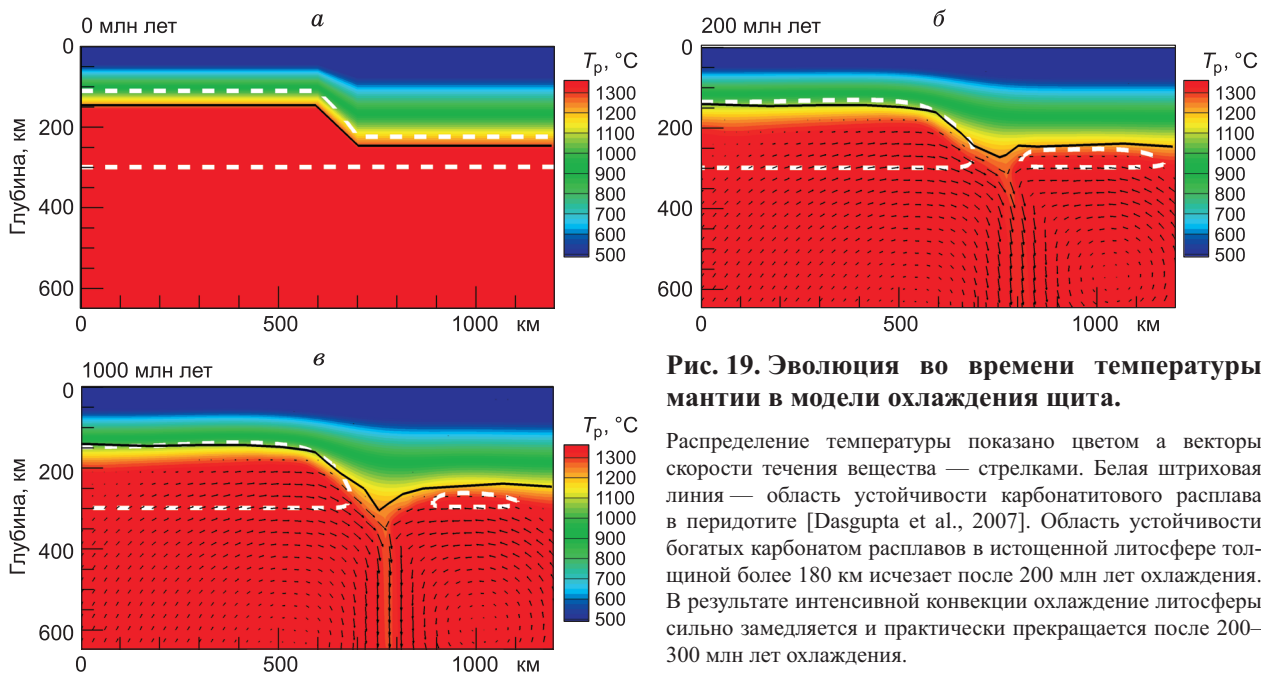


Рис. 19. Эволюция во времени температуры мантии в модели охлаждения щита.

Распределение температуры показано цветом а векторы скорости течения вещества — стрелками. Белая штриховая линия — область устойчивости карбонатного расплава в перидотите [Dasgupta et al., 2007]. Область устойчивости богатых карбонатом расплавов в истощенной литосфере толщиной более 180 км исчезает после 200 млн лет охлаждения. В результате интенсивной конвекции охлаждение литосферы сильно замедляется и практически прекращается после 200–300 млн лет охлаждения.

Постановка задачи и метод решения. Задачу о моделировании меймечитового магматизма можно разделить на две задачи: 1) о распределении температуры в литосфере вблизи края щита к моменту поднятия мантийной струи, и 2) об эволюции температуры в литосфере в результате ее взаимодействия с мантийной струей.

1. Предлагается следующая постановка задачи о распределении температуры в литосфере вблизи края щита к моменту поднятия мантийной струи. Рассмотрим литосферу переменной мощности с двумерным распределением температуры (рис. 19, *a*). Ширина области моделирования составляет 1200 км, а глубина 650 км. Литосфера состоит из истощенных высокими степенями плавления перидотитов пониженной плотности [Jordan, 1975, 1978; Соболев, Соболев, 1977] и повышенной вязкости [Hirth, Kohlstedt, 1996] и ее мощность меняется от 150 км на платформе до 250 км на прилегающем щите. Здесь и в дальнейшем вычтем из температуры адиабатическую добавку, и перейдем к рассмотрению потенциальной температуры, эта температура полагается равной 0 °C на поверхности и 1350 °C на нижней границе модельной области. На боковых границах полагается равным 0 тепловой поток. В начальный момент времени температура в литосфере стационарна и меняется от 0 на поверхности до 1350 °C на заданной границе литосферы и астеносферы (см. рис. 19, *a*). Такое упрощенное распределение температуры, очевидно, маловероятно. Для определения более реалистичного распределения температуры в литосфере к моменту поднятия мантийной струи, рассмотрим задачу об охлаждении литосферы с начальным, упрощенным распределением температуры в течение нескольких сотен миллионов лет. Предполагается, что в процессе охлаждения литосфера движется с постоянной скоростью в 2 см/год перпендикулярно плоскости рис. 19 *a*, и все границы модели открыты для свободного течения вещества.

2. Решение первой задачи используется как начальное условие для задачи о взаимодействии мантийной струи и литосферы. Подобно предыдущим работам [Burov, Guillou-Frottier, 2005; Manglik, Christensen, 2006], головная часть мантийной струи моделируется повышенной температурой в полукруге большого радиуса (здесь 400 км, рис. 20, *a*), а канал — повышенной температурой на нижней границе модели в области шириной 100 км. Расположение оси мантийной струи относительно границы щита и платформы, а также температура мантийной струи являются параметрами задачи и подбираются так, чтобы удовлетворить наблюдениям. Механические и тепловые граничные условия задачи вне области тока мантийной струи такие же, как и для первой задачи. В соответствии с петрологической моделью, мы полагаем, что вещество мантийной струи содержит большое количество рециклированной коры (15% эклогита). Используя метод [Sobolev, Vabeyko, 1994], получаем, что избыточная плотность такой мантийной струи по сравнению с «классической» струей той же температуры составляет около 20 кг/м³.

Решение обеих задач требует применения численных методов, позволяющих учитывать реалистическую нелинейную реологию горных пород в большом диапазоне температур (0–1700 °C), давлений (0–7 ГПа) и девиаторных напряжений (0–500 МПа), отвечающих условиям взаимодействия мантийной струи и мощной литосферы докембрийского щита. В данной работе используется, конечно-элементный, численный метод решения системы уравнений баланса импульса, энергии и массы, построенный на базе

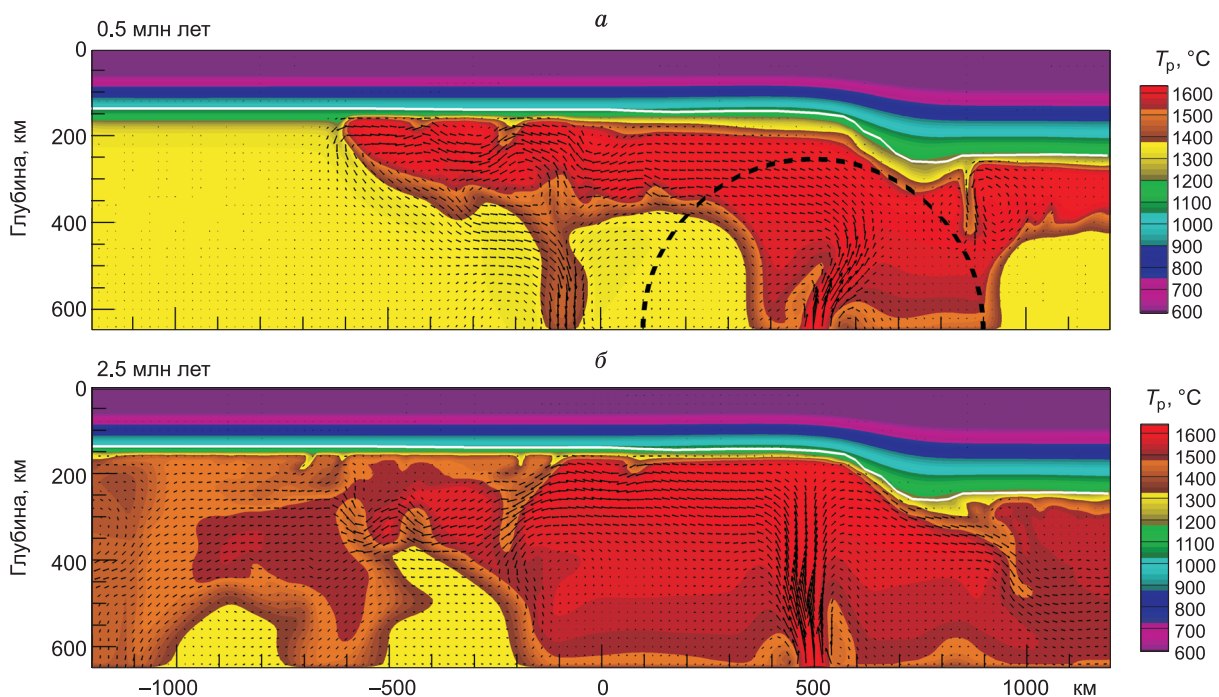


Рис. 20. Эволюция во времени температуры мантии в модели взаимодействия мантийной струи и литосферы щита.

Распределение потенциальной температуры показано цветом, а векторы скорости течения вещества — стрелками. Белая сплошная линия — граница истощенной литосферы [Dasgupta et al., 2007]. *a* — 0.5 млн лет после внедрения мантийной струи; *б* — 2.5 млн лет после внедрения мантийной струи. Материал мантийной струи распространяется вдоль подошвы литосферы со скоростью более 2000 км/млн лет, эродируя большую часть нижнего слоя литосферы, состоящего из неистощенного мантийного материала.

известного алгоритма динамической релаксации FLAC, адаптированного для геодинимических задач в работе [Polyakov et al., 1993]. Оригинальный двумерный (плюс время) метод дополнен техникой переноса переменных, описывающих текущее состояние вещества, (включая тензор напряжений) на материальных маркерах [Babeyko et al., 2002, Sobolev, Babeyko, 2005] и расширен на случай трехмерных (плюс время) процессов [Sobolev et al., 2005b, Petrunin, Sobolev, 2006, 2008]. В расчетах используется нелинейная вязкоупругопластичная реология с параметрами, определенными в результате лабораторных экспериментов. Данный численный метод был успешно использован для моделирования термомеханических процессов при горообразовании в Андах [Babeyko, Sobolev, 2005; Sobolev, Babeyko, 2005], при деформации на трансформном разломе Мертвого моря [Sobolev et al., 2005b] и при образовании осадочных бассейнов типа пул-апарт [Petrunin, Sobolev, 2006, 2008]. В данной работе использована версия метода, позволяющая моделировать перемещения в трех измерениях, но предполагающая, что все переменные могут зависеть только от двух пространственных координат и времени (подробности см. в работе [Sobolev et al., 2005b]). Параметры, использованные при моделировании, приведены в табл. 7.

Результаты моделирования. На рис. 19, *a–в* цветом показана эволюция температуры во времени вместе с векторами скорости течения вещества (стрелки). Как видно, охлаждение литосферы сопровождается конвекцией мантии вблизи границы щита, ранее описанной в работе [King, Anderson, 1998]. Также видно, что форма границы истощенной литосферы слегка меняется во времени в результате деформации. Более важно, что со временем к истощенной литосфере присоединяется охлажденное вещество астеносферы. Таким образом, механическая литосфера (холодная область мантии с высокой вязкостью) прирастает за счет неистощенных перидотитов. В то же время конвекция вблизи края щита замедляет охлаждение литосферы. В результате толщина прирастающего к литосфере слоя не увеличивается заметно после 200—300 млн лет охлаждения, оставаясь меньше 30 км. Белой штриховой линией показана область устойчивости карбонатного расплава по [Dasgupta et al., 2007]. Как видно, область устойчивости богатых карбонатом расплавов в истощенной литосфере уменьшается со временем, и в литосфере толщиной более 180 км практически исчезает уже после 200 млн лет охлаждения. Это означает, что интенсивный метасоматоз истощенной литосферы щита в отсутствие горячих мантийных струй маловероятен.

В качестве начального распределения температуры для моделирования взаимодействия мантийной струи и литосферы щита было использовано решение задачи 1 для времени охлаждения 200 млн лет (см. рис. 19, *б*). На рис. 20 цветом показано распределение температуры в мантии 0.5 и 2.5 млн лет после

Таблица 7.

Параметры термомеханической модели

Параметр	Верхняя кора	Нижняя кора	Истощенная мантия	Астеносфера/ м. струя
Плотность при 0С, 0 ГПа (кг/м ³)	2700	2900	3260	3300/ 3320
Коэф. тепл. расш., (град ⁻¹)	3.7	2.7	3.0	3.0
Упругие модули, К; G, (ГПа)	55; 36	63; 40	122; 74	122; 74
Теплоемкость, (Дж/кг/град)	1200	1200	1200	1200
Теплопроводность, (Вт/град/м)	2.0	2.5	3.3	3.3
Теплогенерация (μВт/м ³)	1.5	0.2	0	0
Коэффициент трения	0.5	0.5	0.5	0.5
Приэкспоненциальный коэф. дислокационной ползучести lg(B _n), (Па ⁻ⁿ с ⁻¹)	-28.0*	-15.4**	-15.2***	-14.7***
Степень в законе ползучести, n	4.0*	3.0**	3.5***	3.5***
Энергия и объем активации дислокационной ползучести, (кДж/моль, см ³)	223*	356**	530***	480***
	15	15	17	12

* Кварц, по [Gleason, Tullis, 1995].

** Анортит, по [Rybacki, Dresen, 2000].

*** Оливин, по [Hirth, Kohlstedt, 2003], безводный в случае истощенной мантии и с содержанием воды 1000 Н/10⁶Si в случае астеносферы и мантийной струи.

внедрения мантийной струи с потенциальной температурой 1650°C. Как видно из рисунка, вещество мантийной струи растекается вдоль подошвы литосферы со скоростью более 2000 км/млн лет, эродируя нижний слой литосферы, сложенный неистощенными перидотитами и обнажая для прогрета истощенную литосферу щита. В результате, карбонатитовый расплав становится устойчивым в истощенной литосфере щита, создавая условие для интенсивного метасоматоза ее подошвы. Важно иметь в виду, что скорость фильтрации карбонатитового расплава в обедненной литосфере щита может быть очень мала, так как она определяется величиной вязкости пород [Connolly, Podladchikov, 2000], которая оказывается высокой из-за потери воды при истощении [Hirth, Kohlstedt, 1996]. В результате можно ожидать, что метасоматоз карбонатитовыми расплавами из мантийной струи ограничивается областью вблизи подошвы истощенной литосферы щита, но зато является чрезвычайно интенсивным. Накапливаясь, эти расплавы, при определенных механических условиях [Артюшков, Соболев, 1977], могут выходить на поверхность в виде кимберлитового вулканизма.

Применимость нашей модели к меймечитовому магматизму в деталях обсуждается в следующем разделе. Здесь же мы рассмотрим, как наша модель удовлетворяет описанным выше условиям.

Очень высокая скорость латерального растекания мантийной струи под литосферой щита в модели соответствует характерным временному и пространственному масштабам Сибирской трапповой провинции (1—2 млн лет и 2000 км), что удовлетворяет модельному условию I. Этот результат вовсе не очевиден, поскольку в нашей модели мантийная струя содержит большое количество (15 %) плотной рециклированной коры, которая уменьшает ее плавучесть в три раза по сравнению с «классической» мантийной струей той же температуры.

Важно заметить, что в соответствии с нашей моделью, потенциальная температура мантийной струи не должна быть ниже 1650°C. В противном случае *PT*-условия для меймечитовых расплавов (модельное условие II) не выполняются.

Несмотря на то что подошва истощенной литосферы существенно нагревается мантийной струей, ее температура не достигает 1400 °C, даже если потенциальная температура струи составляет 1650 °C (см. рис. 20). Это происходит из-за того, что тепловой пограничный слой между относительно холодной истощенной литосферой и горячим ядром мантийной струи не позволяет литосфере прогреться до температуры струи даже в течение 10 млн лет. Отсюда следует, что приведенная численная модель не удовлетворяет модельному условию III, согласно которому источником меймечитовых расплавов был метасоматизированный первоначально истощенный перидотит. Выход из этой проблемы, а также соответствие нашей модели условию IV обсуждаются ниже.

МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ МЕЙМЕЧИТОВ

Оцененные высокие температуры и необычные составы мантийных источников ранних трапповых магм (гудчихинская свита, Норильского района), содержащие рециклированную кору [Соболев и др., 2009], а также исключительно высокие температуры образования меймечитов (табл. 5) свидетельствуют о том, что источником тепла и вещества Сибирской трапповой провинции была горячая мантийная струя.

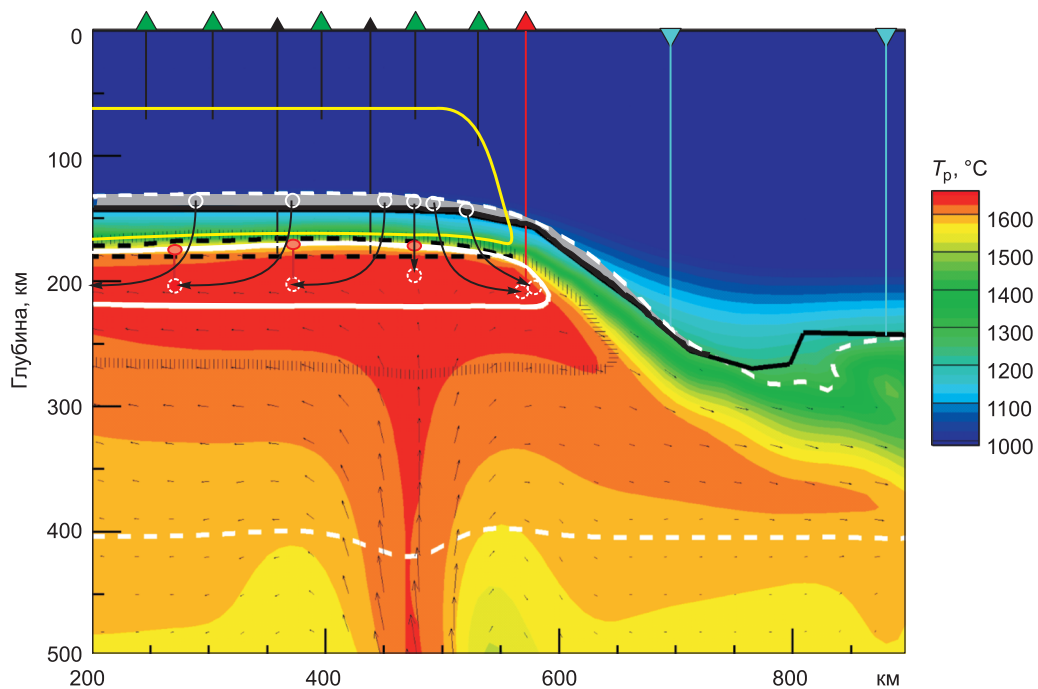


Рис. 21. Схематическая модель образования меймечитов, сибирских траппов и кимберлитов.

Фон рисунка — распределение потенциальной температуры в модели взаимодействия мантийной струи и литосферы щита 2.5 млн лет после внедрения струи (см. рис. 20, б). Черной сплошной линией показана граница истощенной литосферы щита. Белая штриховая линия — область устойчивости карбонатитового расплава в перидотите [Dasgupta et al, 2007]. Область серого цвета — метасоматизированная истощенная литосфера. Черной линией с вертикальной штриховкой показана область плавления эклогита, а черной штриховой линией — область плавления пироксенита. Белая сплошная кривая ограничивает область равновесия меймечитового расплава (данные из табл. 6). Желтая кривая ограничивает область разрушения литосферы, необходимого для образования основной массы сибирских траппов [Соболев и др., 2009]. Сплошные черные стрелки, соединяющие серые или красные кружки с белым кантом показывают направление движения нагревающихся и плавящихся делямированных блоков метасоматизированного истощенного мантийного вещества. Цветные треугольники на поверхности с линиями показывают типы магматизма и глубину источников магм: черные — базальты начальной фазы сибирских траппов (гудчихинская свита Норильского района), связанные с плавлением чисто пироксенитового источника [Соболев и др., 2009]; зеленые — базальты главной фазы Сибирских траппов, связанные с плавлением смеси пироксенитового и перидотитового источников [Соболев и др., 2009]; красные — меймечиты и голубые — кимберлиты. Красные эллипсы обозначают первичные расплавы меймечитов, которые смешиваются с намного более объемными магмами из пироксенитового источника и поэтому не проявляются на поверхности. Отметим, что плавление перидотита происходит только после начала деляминации литосферы.

Более того, численное моделирование (см. рис. 20) подтверждает, что скорость растекания под литосферой мантийной струи, содержащей большое количество тяжелой рециклированной коры, соответствует временным и пространственным масштабам проявления сибирских траппов.

Модель образования меймечитов, основанная на приведенном фактическом материале и моделировании, показана на рис. 21. Мы предполагаем, что рециклированная древняя океаническая кора в виде карбонатсодержащего пересыщенного SiO_2 эклогита транспортировалась мантийной струей с потенциальной температурой около 1650°C . До глубин 300 км плавление ограничивалось образованием чисто карбонатных расплавов исключительно низких степеней (доли процента), не игравших значительной роли в перераспределении примесных элементов. На глубинах около 250—300 км эклогитовый компонент начинал плавиться более существенно (например до 5%) с образованием карбонатно-силикатных расплавов, которые фокусировались в магмоводы повышенной пористости [Lanbart et al., 2009; Батанова, Савельева, 2009] и поступали через вышележащую мантию в основание сибирской литосферы. Здесь такой карбонатно-силикатный расплав мог скапливаться и до поры удерживаться, метасоматизируя и частично окисля «сухой» и изначально относительно холодный истощенный гранатовый гарцбургит литосферы [Соболев, 1974; Griffin et al., 2009]. Этот гарцбургит претерпел значительное плавление в архейское время и поэтому не содержал сульфидной фазы и был существенно обезвожен.

На глубинах менее 200 км рециклированный эклогит в мантийной струе продолжал плавиться, образуя расплавы, богатые SiO_2 , которые реагировали с перидотитом, формируя гибридный пироксенит [Sobolev et al., 2007]. Эта порода начинала плавиться на глубине около 170 км (см. рис. 21), образуя значительный объем магм, которые инициировали термохимическую эрозию или деляминацию литосферы

и, таким образом, вызвали массовое декомпрессионное плавление перидотита и образование главного типа сибирских траппов [Соболев и др., 2009]. Конкретный механизм термохимической эрозии или дегидратации литосферы пока не вполне ясен. Однако моделирование (см. рис. 20) показывает, что термомеханические процессы сами по себе не могут вызвать обрушение истощенной литосферы, даже с учетом реалистичной нелинейной реологии пород. Следовательно, для объяснения такого обрушения должны быть привлечены дополнительные процессы, например внедрение магм в литосферу, вызывающее неустойчивость Рэлея-Тэйлора [Elkins-Tanton, Hager, 2000].

Обрушающаяся литосфера, включающая фрагменты локально метасоматизированного истощенного гарцбургита погружалась в мантийную струю и прогревалась. Нагрев метасоматизированных зон гарцбургита приводил к их плавлению, но вмещающий обезвоженный гарцбургит из-за своей высокой вязкости, вызванной дегидратацией оливина [Hirth, Kohlstedt, 1996] удерживал возникающий расплав низких степеней плавления. Дальнейший прогрев блоков метасоматизированного гарцбургита производил магнезиальные ультраосновные расплавы относительно высоких степеней плавления, богатые несовместимыми элементами, включая уголекислоту и воду. Короткие времена прогрева (менее 1 млн лет) ограничивают размеры гарцбургитовых блоков до 10 км. Погружающиеся фрагменты разрушенной истощенной литосферы такого размера могли прогреться до температуры самых горячих частей мантийной струи и достигнуть условий образования меймечитов (область, отмеченная сплошной белой линией на рис. 21), удовлетворяя модельное условие III. Меймечитовые расплавы, возникшие таким способом под зонами плавления пироксенитов смешивались с существенно большими объемами базальтов и поэтому не проявлялись на поверхности. Однако, когда блоки метасоматизированного гарцбургита следовали конвективному течению справа от оси плюма (стрелки на рис. 21), они накапливались под утолщенной частью литосферы в стороне от главной зоны плавления пироксенита над ними. В этом случае продукты плавления этих блоков (первичные меймечиты) не смешивались с базальтами и поэтому проявлялись на поверхности.

Меймечитовый расплав по системе трещин быстро подавался в приповерхностные условия, претерпевая дегазацию и, связанное с ней дальнейшее окисление [Mathez, 1984]. В приповерхностных условиях меймечитовый расплав кристаллизовался, внедрялся или изливался, образуя оливин-порфиновые меймечиты и их оливиновые кумуляты — дуниты. Кристаллизационная дифференциация меймечитов, вместе с процессами коровой ассимиляции приводила к образованию серии щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции [Соболев и др., 1991; Kogarko, Ryabchikov, 2000].

Подобная многостадийная модель образования меймечитов уже предполагалась ранее [Kogarko, Ryabchikov, 2000]. От изложенной выше модели ее отличает источник метасоматического агента (обедненная мантия вместо рециклированной океанической коры) и его состав (силикатный расплав вместо силикатно-карбонатного расплава). Кроме того, в модели [Kogarko, Ryabchikov, 2000] предполагается, что плавление происходит непосредственно в литосфере, а не в ее погруженных фрагментах, как предлагается в настоящей работе. Представляется, что предлагаемая здесь модель лучше отвечает геохимическим и термомеханическим ограничениям, изложенным выше. В частности, она объясняет геохимическое сродство меймечитов и траппов (см. рис. 15) и разрешает проблемы прогрева литосферы до высоких температур образования меймечитов (см. предыдущий раздел и рис. 21).

В отличие от меймечитов, родоначальные трапповые магмы (гудчихинская свита, Норильского района), а также, вероятно, толеитовые магмы Маймеча-Котуйской провинции, сосуществующие в пространстве со щелочными лавами [Васильев, Золотухин, 1975; Arndt et al., 1998], образовывались на значительно меньших глубинах в областях утонения Сибирской платформы за счет плавления реакционного пироксенита (см. рис. 21). Их образование предшествовало по времени меймечитам Маймеча-Котуйской провинции [Fedorenko, Szamanske, 1997], возможно, потому, что понадобилось время для разрушения литосферы и прогрева ее фрагментов — источников меймечитов и инициации их плавления.

Как показано ранее (см. рис. 19) метасоматоз литосферного корня карбонатитовым расплавом из конвектирующей мантии маловероятен без привлечения мантийной струи. Этот результат помимо меймечитов имеет также прямое отношение к образованию кимберлитов, которые демонстрируют значительное химическое сходство с меймечитами и ассоциируют с ними в пространстве и времени [Carlson et al., 2002]. Карбонатный расплав из рециклированной океанической коры (эклогита) также привлекался в качестве источника углерода, хлора и несовместимых элементов в кимберлитовом расплаве [Kamenetsky et al., 2008]. Отличия от приведенной гипотезы происхождения меймечитов в этом случае заключаются, прежде всего, в температуре образования. Можно предположить, что кимберлиты, имея близкий состав метасоматизированного источника, выплавляются при меньших температурах в корневой части кратона, умеренно прогретой под воздействием мантийной струи (см. рис. 21). Их состав в этом случае будет определяться существенно меньшими степенями плавления и значительно более высокими содержаниями уголекислоты и, возможно, хлора [Kamenetsky et al., 2004]. Соответственно, гораздо меньшим будет и объем этих магм по сравнению с меймечитами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследованы наименее измененные образцы меймечитов и дунитов из скважин G-1 и G-3, пробуренных в пределах Гулинского массива, Маймеча-Котуйской магматической провинции севера Сибирской платформы. Рассчитана также термомеханическая модель взаимодействия мантийной струи с литосферой щита переменной толщины с использованием реалистичной вязкоупругопластичной реологии пород, зависящей от температуры и напряжения. На основе изучения составов пород, вкрапленников оливина, расплавных включений в оливине и численного моделирования процессов кристаллизации и плавления получены следующие результаты.

1. Содержания главных и примесных элементов в породах меймечитов и дунитов контролируются трендом накопления магнезиального оливина и свидетельствуют об их тесной генетической связи. Особенностью состава меймечитов является одновременное обогащение несовместимыми литофильными элементами, MgO, Ni, Ca и обеднение Si и характеристическими элементами граната: тяжелыми редкоземельными элементами, Y, Sc и Al. Дуниты в деталях повторяют спектр меймечитов, но на меньших уровнях концентраций.

2. Состав оливина меймечитов, установленный методом высокой точности, характеризуется высокой и переменной магнезиальностью ($Fo = 93\text{—}86$) и высокими содержаниями Ca, Mn и Ti, значительно превышающими концентрации этих элементов в оливинах близкой магнезиальности большинства известных мантийных магм. Содержания Cr и Ni ниже, чем у большинства магнезиальных оливинов внутриплитовых мантийных магм и коматиитов. По соотношениям Mn/Fe и Ni/Mg оливин меймечитов свидетельствует о перидотитовом мантийном источнике.

3. Исходный состав захваченных расплавов в оливине меймечитов отражает процесс фракционной кристаллизации оливина в интервале температур $1540\text{—}1420\text{ }^{\circ}\text{C}$ из щелочного ультраосновного расплава с содержанием MgO от 22 до 15 мас.%. Летучесть кислорода при кристаллизации была на 1—2 порядка выше буфера кварц—фаялит—магнетит. Содержания H_2O в примитивном меймечитовом расплаве превышало 1 мас.%. Расплав был недосыщен S до равновесия с сульфидным расплавом и концентрации серы и хлора коррелировали между собой, проявляя свойства несовместимых элементов. Высокие содержания K и Na в захваченных оливином расплавах свидетельствуют о систематическом выносе щелочей и особенно Na из пород в позднемагматическую или постмагматическую стадию.

4. Родоначальный расплав меймечитов в приповерхностных условиях был значительно дегазирован, окислен, содержал около 24 % MgO и начинал кристаллизоваться при температурах около $1570\text{ }^{\circ}\text{C}$. Концентрации примесных элементов в меймечитовом расплаве свидетельствуют о значительной роли граната, глубинного калийсодержащего клинопироксена и, возможно, кальциевого перовскита в его мантийном источнике. Они также указывают на сходство с составами родоначальных расплавов пикритов гудчихинской свиты, Норильского района, которые характеризуют начало масштабного траппового магматизма Сибирской платформы.

5. В глубинных условиях первичный расплав меймечита был, вероятно, богат CO_2 (5.8 мас.%) и H_2O (1.8 мас.%) и образовался в результате частичного плавления перидотитового источника на глубинах 200—270 км при потенциальной температуре около $1640\text{ }^{\circ}\text{C}$, отвечающей температуре мантийной струи, образовавшей Сибирскую трапповую провинцию. Летучесть кислорода источника соответствовала буферу кварц—фаялит—магнетит.

6. Особенности геохимии и минералогии изученных дунитов Гулинского плутона свидетельствуют об их тесной генетической связи с меймечитами и согласуются с гипотезой их образования за счет кумуляции оливина в меймечитовом или близком по составу расплаве.

7. Оцененные высокие температуры и необычные составы мантийных источников ранних трапповых магм (гудчихинская свита Норильского района), содержащие рециклированную кору, а также исключительно высокие температуры образования меймечитов свидетельствуют о том, что источником тепла и вещества Сибирской трапповой провинции была горячая мантийная струя. Более того, численное моделирование подтверждает, что скорость растекания под литосферой материала мантийной струи, содержащего большое количество тяжелой рециклированной коры, соответствует временным и пространственным масштабам проявления сибирских траппов.

8. Предлагается единая модель образования родоначальных магм, характеризующих начало развития траппового магматизма Сибирской платформы (гудчихинская свита Норильского района) и меймечитов Маймеча-Котуйской провинции, заключающих магматизм Сибирской платформы, согласованная с результатами проведенных петролого-геохимического и термомеханического анализов. Предполагается, что мантийная струя пермотриасового возраста с потенциальной температурой около $1650\text{ }^{\circ}\text{C}$ транспортировала существенное количество древней рециклированной океанической коры (до 15 %) в виде карбонатсодержащего пересыщенного SiO_2 эклогита. Низкие степени плавления этого эклогита на глубинах около 250—300 км приводили к образованию карбонат-силикатных расплавов, которые метасоматизиро-

вали корни сибирской литосферы. Дальнейший подъем мантийной струи в областях утонения сибирской литосферы (Норильский район) приводил к прогрессивному плавлению эколгита и образованию реакционного пироксенита, который затем плавился на глубинах 140—180 км. Большой объем расплава (гудчихинская свита Норильского района), который внедрился в литосферу, дестабилизировал и обрушил ее. Это привело к прорыву вещества мантийной струи на глубины менее 80 км и ее значительному декомпрессионному плавлению (главный этап образования сибирских траппов).

Обрушающаяся литосфера, включающая фрагменты локально метасоматизированного истощенного гарцбургита, погружалась в мантийную струю, прогревалась до температуры самых горячих ее областей и плавилась. Меймечитовые расплавы, возникшие таким способом под зонами плавления пироксенитов, смешивались с намного большими объемами базальтов и поэтому не проявлялись на поверхности. В том случае, когда блоки метасоматизированного гарцбургита следуя конвективному течению, накапливались под утолщенной частью литосферы в стороне от главной зоны плавления пироксенита над ними, продукты их плавления (первичные меймечиты) не смешивались с базальтами и поэтому проявлялись на поверхности в виде щелочной составляющей Маймеча-Котуйской магматической провинции.

9. Термомеханическое моделирование показало, что интенсивный метасоматоз истощенной литосферы щита карбонатитовыми расплавами в отсутствие горячих мантийных струй маловероятен. Метасоматоз дегидратированных, высоковязких, истощенных гарцбургитов карбонатитовыми расплавами из мантийной струи ограничивается областью вблизи подошвы литосферы щита, но зато является чрезвычайно интенсивным. Плавление этих зон может происходить при умеренном прогреве мантийной струей, образуя протокимберлитовые расплавы, но не меймечиты, для образования которых нужны значительно большие температуры.

10. Предполагается, что меймечиты, неконтаминированные сибирские траппы и кимберлиты объединены одним источником наиболее несовместимых элементов – карбонатизированной рециклированной океанической корой, принесенной горячей мантийной струей.

Авторы благодарны А.В. Хофману (A. W. Hofmann), Р. Дасгупте (R. Dasgupta), Н. Арндту (Arndt N.), Ю.Р. Васильеву, А.А. Кадику, О.И. Луканину, Г.Г. Лопатину за плодотворные дискуссии, а также В.С. Каменецкому и двум рецензентам за критические замечания по содержанию статьи. Нагрев и закалка расплавных включений в оливинах осуществлялась в лаборатории А.А. Кадика (ГЕОХИ, РАН) М.В. Воловецким. Определение примесных элементов методом LA-ICPMS производилось в лаборатории К.-П. Йохума (K.P. Jochum) с помощью Б. Штоль (B. Stoll).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 09-05-01193-а и 09-05-01242-а); программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН № 8 и гранта Президента РФ ведущим научным школам (НШ-150.2008.5).

ЛИТЕРАТУРА

Артюшков Е.В., Соболев С.В. Механизм подъема кимберлитовой магмы из глубины // Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 3, с. 692—695.

Батанова В.Г., Савельева Г.Н. Миграция расплавов в мантии под зонами спрединга и образование дунитов замещения: обзор проблемы // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (9), с. 992—1012.

Борисов А.А., Шапкин А.И. Новое эмпирическое уравнение зависимости отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} в природных расплавах от их состава, летучести кислорода и температуры // Геохимия, 1989, № 6, с. 892—897.

Васильев Ю.Р. Оливины ультраосновных пород севера Сибирской платформы // Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных пород. Новосибирск, Наука, 1978.

Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск, Наука, 1975.

Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 587—604.

Жабин А.Г. О строении и последовательности формирования гулинского комплекса дунитов, ультраосновных и ультраосновных-щелочных лав, щелочных пород и карбонатитов // Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М., Наука, 1965, с. 159—192.

Когарко Л.Н., Карпенко С.Ф., Ляликов А.В., Тептелев М.В. Изотопные критерии генезиса меймечитового магматизма // Докл. АН СССР, 1988, т. 301, № 4, с. 939—942.

Когарко Л.Н., Карпенко С.Ф., Ляликов А.В. Изотопная гетерогенность источников щелочного магматизма Полярной Сибири: Nd изотопные данные // Геохимия, 1996, № 2, с. 186—189.

Ланда Э.А., Ляпунов С.М. О содержании редкоземельных элементов в дунитах Гулинского массива и генезисе этих пород // Докл. АН СССР, 1984, т. 276, № 1, с. 243—245.

Малич К.Н. Распределение платиноидов в ультрабазитах Гулинского массива как индикатор их генезиса // Зап. ВМО, 1995, вып. 5, с. 16—30.

Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). СПб., Санкт-Петербургская картфабрика ВСЕГЕИ, 1999, 296 с.

Малич К.Н. Морфология, химический состав и осмиево-изотопная систематика минералов осмия Гулинского массива (Маймеча-Котуйская провинция, Сибирская платформа) // Природные ресурсы Таймыра. Вып. 2. 2004, с. 258—276.

Малич К.Н., Лопатин Г.Г. Геология и формационная принадлежность ультрамафитов Гулинского интрузива // Недра Таймыра. Вып. 2. СПб., ВСЕГЕИ, 1997а, с. 86—103.

Малич К.Н., Лопатин Г.Г. Новые данные о металлогении уникального Гулинского клинопироксенит-дунитового массива (Северная Сибирь, Россия) // Геология рудных месторождений, 1997б, т. 39, № 3, с. 247—257.

Рябчиков И.Д. Механизмы и условия магмообразования в мантийных плюмах // Петрология, 2003, т. 11, № 6, с. 548—555.

Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н., Соловова И.П. Физико-химические условия магмообразования в основании Сибирского плюма по данным исследования расплавных микровключений в меймечитах и щелочных пикритах Маймеча-Котуйской провинции // Петрология, 2009, т. 17, № 3, с. 311—322.

Сафонов О.Г., Перчук Л.Л., Литвин Ю.А. Равновесие калийсодержащего клинопироксена с расплавом как модель для барометрии глубинных ассоциаций // Геология и геофизика, 2005, т. 46, (12), с. 1318—1334.

Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология, 1996, т. 4, с. 228—239.

Соболев А.В., Слущкий А.Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика, 1984 (12), с. 97—110.

Соболев А.В., Каменецкий В.С., Кононкова Н.Н. Новые данные по петрологии сибирских меймечитов // Геохимия, 1991, № 8, с. 1084—1095.

Соболев А.В., Криволицкая Н.А., Кузьмин Д.В. Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников магм сибирской трапповой провинции // Петрология, 2009а, т. 17, № 3, с. 276—310.

Соболев В.С. Петрология траппов Сибирской платформы // Труды Всесоюзного Арктического института. Л., Изд-во ГУ Севморпути, 1936, т. XLIII. 224 с.

Соболев В.С. Образование магм и магматических горных пород // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, ИГиГ СО РАН СССР, 1976.

Соболев В.С., Соболев Н.В. Проблема двухэтапного образования земной коры // Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 2, с. 435-438.

Соболев В.С., Соболев А.В. Об эклогитовом барьере при перекристаллизации природных базальтоидов в условиях высоких давлений // Докл. АН СССР, 1977а, т. 237, № 2, с. 437-440

Соболев В.С., Соболев С.В. Изменение плотности мантии при выплавлении базальтоидных магм // Докл. АН СССР, 1977б, т. 234, № 4, с. 896—899.

Соболев В.С., Соболев Н.В. Новые доказательства погружения на большие глубины эклогитизированных пород земной коры // Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 3, с. 683-685.

Соболев В.С., Панина Л.И., Чепуров А.И. О температурах кристаллизации минералов в меймечитах по результатам гомогенизации расплавных включений // Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 1, с. 201—205.

Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблемы состава верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1974, 264 с.

Шейнман Ю.М. Новая петрографическая провинция в северной части Сибирской платформы // Изв. АН СССР, Сер. геол, 1947, № 3, с. 15—28.

Allégre C.J., Turcotte D.L. Implications of a two-component marble-cake mantle // Nature, 1986, № 323, p. 123—127.

Arndt N., Lehnert K., Vasilev Y. Meimechites — highly magnesian lithosphere-contaminated alkaline magmas from deep subcontinental mantle // Lithos, 1995, v. 34(1—3), p. 41—59.

Arndt N., Chauvel C., Czamanske G., Fedorenko V. Two mantle sources, two plumbing systems: tholeiitic and alkaline magmatism of the Maymecha River basin, Siberian flood volcanic province // Contr. Miner. Petrol., 1998, v. 133(3), p. 297—313.

Artemieva I.M., Mooney W.D. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: a global study // J. Geophys. Res., 2001, v. 106, p. 16387—16414.

Babeyko, A.Y., Sobolev, S.V. Quantifying different modes of the Late Cenozoic shortening in the Central Andes // Geology, 2005, v. 33 (8), p. 621—624.

Babeyko A.Y., Sobolev S.V., Trumbull R.B., Oncken O., Lavier L.L. Numerical models of crustal scale convection and partial melting beneath the Altiplano-Puna plateau // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, v. 199, p. 373—388.

Basu A.R., Poreda R.J., Renne P.R., Teichmann F., Vasiliev Y.R., Sobolev N.V., Turrin, B.D. High-He-3 plume origin and temporal-spatial evolution of the Siberian flood basalts // *Science*, 1995, v. 269, p. 822—825.

Burov E., Guillou-Frottier L. The plume head-continental lithosphere interaction using a tectonically realistic formulation for the lithosphere // *Geophys. J. Intern.*, 2005, № 161, p. 469—490.

Campbell I.H., Griffiths R.W. The changing nature of mantle hotspots through time — implications for the chemical evolution of the mantle // *J. Geol.*, 1992, v. 100(5), p. 497—523.

Carlson R.W., Czamanske G., Fedorenko V., Ilupin I. A comparison of Siberian meimechites and kimberlites: implications for the source of high-Mg alkalic magmas and flood basalts // *Geochem. Geophys. Geosys.*, 2006, № 7, Q11014, doi:10.1029/2006GC001342.

Cartigny P., Pineau F., Aubaud C., Javoy M. Towards a consistent mantle carbon flux estimate: insights from volatile systematics (H_2O/Ce , δD , CO_2/Nb) in the North Atlantic mantle (14 degrees N and 34 degrees N) // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, v. 265(3—4), p. 672—685.

Connolly, J. A. D., Podladchikov Yu.Yu. Temperature-dependent viscoelastic compaction and compartmentalization in sedimentary basins // *Tectonophysics*, 2000, v. 324, № 3, p. 137—168

Cordery M.J., Davies G.F., Campbell I.H. Genesis of flood basalts from eclogite-bearing mantle plumes // *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, 1997, v. 102(B9), p. 20179—20197.

Dalrymple G.B., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Simonov O.N., Lanphere M.A., Likhachev A.P. A reconnaissance Ar-40/Ar-39 geochronological study of ore-bearing and related rocks, Siberian Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995, v. 59, p. 2071—2083.

Danyushevsky L.V. The effect of small amounts of H_2O crystallization of mid-ocean ridge and backarc basin magmas // *J. Volc. Geotherm. Res.*, 2001, v. 110, № 3—4, p. 265—280.

Danyushevsky L.V., Sobolev A.V. Ferric-ferrous ratio and oxygen fugacity calculations for primitive mantle-derived melts: calibration of an empirical technique // *Miner. Petrol.*, 1996, v. 57(3—4), p. 229—241.

Danyushevsky L.V., Della-Pasqua F.N., Sokolov S. Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications // *Contr. Miner. Petrol.*, 2000, v. 138(1), p. 68—83.

Danyushevsky L.V., McNeill A.W., Sobolev A.V. Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: an overview of techniques, advantages and complications // *Chem. Geol.*, 2002, v. 183(1—4), p. 5—24.

Dasgupta R., Hirschmann M.M., Withers A.C. Deep global cycling of carbon constrained by the solidus of anhydrous, carbonated eclogite under upper mantle conditions // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 227, p. 73—85.

Dasgupta R., Hirschmann M. M., Stalker K. Immiscible transition from carbonate-rich to silicate-rich melts in the 3 GPa melting interval of eclogite plus CO_2 and genesis of silica-undersaturated ocean island lavas // *J. Petrol.*, 2006, v. 47, p. 647—671.

Dasgupta R., Hirschmann M.M., Smith N.D. Partial melting experiments of peridotite CO_2 at 3 GPa and genesis of alkalic ocean island basalts // *J. Petrol.*, 2007, v. 48(11), p. 2093—2124.

Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G. et al. Modelling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps // *Lithos*, 2008, v. 100, p. 66—92.

Elkins-Tanton L.T., Hager B.H. Melt intrusion as a trigger for lithospheric foundering and the eruption of the Siberian flood basalt // *Geophys. Res. Lett.*, 2000, 27, p. 3937—3940.

Elkins-Tanton L.T., Draper D.S., Agee C.B., Jewell J., Thorpe A., Hess P.C. The last lavas erupted during the main phase of the Siberian flood volcanic province: results from experimental petrology // *Contr. Miner. Petrol.*, 2007, v. 153, p. 191—209.

Falloon T.J., Danyushevsky L.V. Melting of refractory mantle at 1 center dot 5, 2 and 2 center dot 5 GPa under anhydrous and H_2O -undersaturated conditions: implications for the petrogenesis of high-Ca boninites and the influence of subduction components on mantle melting // *J. Petrol.*, 2000, v. 41(2), p. 257—283.

Falloon T.J., Danyushevsky L.V., Ariskin A., Green D.H., Ford C.E. The application of olivine geothermometry to infer crystallization temperatures of parental liquids: implications for the temperature of MORB magmas // *Chem. Geol.*, 2007, v. 241(3—4), p. 207—233.

Fedorenko V.A., Czamanske G.K. Results of new field and geochemical studies of the volcanic and intrusive rocks of the Maymecha-Kotuy area, Siberian flood-basalt province, Russia // *Intern. Geol. Rev.*, 1997, v. 39, p. 479—531.

Fedorenko V.A., Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Czamanske G., Hawkesworth C., Wooden J., Ebel D. Petrogenesis of the Siberian flood-basalt sequence at Noril'sk, north central Siberia // *Intern. Geol. Rev.*, 1996, v. 38, p. 99—135.

Ford C.E., Russel D.G., Craven J.A., Fisk M.R. Olivine-liquid equilibria: temperature, pressure and composition dependence of crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe²⁺, Ca and Mn // *J. Petrol.*, 1983, v. 24, p. 256—265.

Gleason G.C., Tullis J. A flow law for dislocation creep of quartz aggregates determined with the molten salt cell // *Tectonophysics*, 1995, v. 247, p. 1—23.

Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Afonso J.C., Begg G.C. The composition and evolution of lithospheric mantle: a Re-evaluation and its tectonic implications // *J. Petrol.*, 2009, v. 50(7), p. 1185—1204.

Herzberg C., O'Hara M.J. Plume-associated ultramafic magmas of Phanerozoic age // *J. Petrol.*, 2002, v. 43(10), p. 1857—1883.

Herzberg C., Gazel E. Petrological evidence for secular cooling in mantle plumes // *Nature*, 2009, v. 458, p. 619—622.

Herzberg C., Azimow P.D., Arndt N., Niu Y.L., Lesher C.M., Fitton J.G., Cheadle M.J., Saunders A.D. Temperatures in ambient mantle and plumes: constraints from basalts, picrites, and komatiites // *Geochem. Geophys. Geosys.*, 2007, v. 8, Q02006.

Hirth G., Kohlstedt D. L. Water in the oceanic upper mantle: implications for rheology, melt extraction and the evolution of the lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1996, v. 144, p. 93—108.

Hirth G., Kohlstedt D. Rheology of the upper mantle and the mantle wedge: a view from the experimentalists // *Geophys. Monogr.*, 2003, C. 138, p. 83—105.

Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 90, p. 297—314.

Hofmann A.W. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements // *Treatise on Geochemistry*, 2002, v. 2, p. 61—101.

Hofmann A.W., White W.M. Mantle plumes from ancient oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1982, v. 57, p. 421—436.

Jarosevich E.J., Nelen J.A., Norberg J.A. Reference sample for electron microprobe analysis // *Geo-standards Newsletter*, 1980, v. 4, p. 43—47.

Jochum K.P., Dingwell D.B., Rocholl A., Stoll B., Hofmann A.W., Becker S., Bismehn A., Bessette D., Dietze H.J., Dulski P., Erzinger J., Hellebrand E., Hoppe P., Horn I., Janssens K., Jenner G.A., Klein M., McDonough W.F., Maetz M., Mezger K., Munker C., Nikogosian I.K., Pickhardt C., Raczek I., Rhede D., Seufert H.M., Simakin S.G., Sobolev A.V., Spettel B., Straub S., Vincze L., Wallianos A., Weckwerth G., Weyer S., Wolf D., Zimmer M. The preparation and preliminary characterization of eight geological MPI-DING reference glasses for in-situ microanalysis // *Geostandards Newsletter*, 2000, v. 24, p. 87—133.

Jordan T.H. The continental tectonosphere // *Rev. Geophys.*, 1975, v. 13, p. 1—12.

Jordan T.H. Composition and development of the continental tectosphere // *Nature*, 1978, v. 274, p. 544—548.

Jurewicz A.J.G., Watson E.B. Cations in olivine. 2. Diffusion in olivine xenocrysts, with applications to petrology and mineral physics // *Contr. Miner. Petrol.*, 1988, v. 99(2), p. 186—201.

Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Sobolev A.V., Golovin A.V., Demouchy S., Faure K., Sharygin V.V., Kuzmin D.V. Olivine in the Udachnaya-East kimberlite (Yakutia, Russia): types, compositions and origins // *J. Petrol.*, 2008, v. 49(4), p. 823—839.

Kamenetsky M.B., Sobolev A.V., Kamenetsky V.S., Maas R., Danyushevsky L.V., Thomas R., Pokhilenko N.P., Sobolev N.V. Kimberlite melts rich in alkali chlorides and carbonates: a potent metasomatic agent in the mantle // *Geology*, 2004, v. 32(10), p. 845—848.

Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Y. et al. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 214, p. 75—91.

King S.D., Anderson D.L. Edge-driven convection // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 160 p. 289—296.

Kiseeva E.S., Yaxley G.M., Kamenetsky V.S. Melting of carbonated eclogite at 3.5—5.5 GPa: an experimental study // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2009, v. 73(13), p. A663—A663.

Kogarko L.N., Ryabchikov I.D. Geochemical data on conditions of Meimechite-magma generation in polar Siberia // *Geochem. Int.*, 1995, v. 33(11), p. 119—130.

Kogarko L.N., Ryabchikov I.D. Geochemical evidence for meimechite magma generation in the sub-continental lithosphere of Polar Siberia // *J. Asian Earth Sci.*, 2000, v. 18, p. 195—203.

Kogarko L.N., Zartman R.E. A Pb isotope investigation of the Guli massif, Maymecha-Kotuy alkaline-ultramafic complex, Siberian flood basalt province, Polar Siberia // *Miner. Petrol.*, 2007, v. 89(1—2), p. 113—132.

Lambart S., Laporte D., Schiano P. An experimental study of focused magma transport and basalt-peridotite interactions beneath mid-ocean ridges: implications for the generation of primitive MORB compositions // *Contr. Miner. Petrol.*, 2009, v. 157(4), p. 429—451.

Lightfoot P.C., Howkesworth C.J., Hergt J., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., Fedorenko V.A., Doherty W. Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotopic evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia // *Contr. Miner. Petrol.*, 1993, v. 114, p. 171—188.

Malitch K.N., Auge T., Badanina I.Yu., Goncharov M.M., Junk S.A., Pernicka E. Os-rich nuggets from Au-PGE placers of the Maimecha-Kotui Province, Russia: a multi-disciplinary study // *Miner. Petrol.*, 2002, v. 76, p. 121—148.

Mallmann G., O'Neill H.St.C. The crystal/melt partitioning of V during mantle melting as a function of oxygen fugacity compared with some other elements (Al, P, Ca, Sc, Ti, Cr, Fe, Ga, Y, Zr and Nb) // *J. Petrol.*, 2009, v. 50(9), p. 1765—1794.

Manglik A., Christensen U.R. Effect of lithospheric root on decompression melting in plume–lithosphere interaction models // *Geophys. J. Intern.*, 2006, v. 164, p. 259—270.

Maurel C., Maurel P. Etude experimentale de l'équilibre Fe^{2+} - Fe^{3+} dans les spinelles chromifères et les liquides silicates basiques coexistants à 1 atm // *C.R. Acad. Sci. Paris*, 1982, v. 285, p. 209—215.

Mathez E.A. Sulfur solubility and magmatic sulfides in submarine basalt glass // *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, p. 4269—4276.

Mathez E.A. Influence of degassing on oxidation-states of basaltic magmas // *Nature*, 1984, v. 310(5976), p. 371—375.

McKenzie D., Bickle M.J. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere // *J. Petrol.*, 1988, v. 29, p. 625—679.

Mungall J.E., Hanley J.J., Arndt N.T., Debecdelievre A. Evidence from meimechites and other low-degree mantle melts for redox controls on mantle-crust fractionation of platinum-group elements // *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2006, v. 103(34), p. 12695—12700.

Nikogosian I.K., Sobolev A.V. Ion-microprobe analysis of melt inclusions in olivine: experience in estimating the melt-olivine partitioning coefficients of elements // *Geokhimiya*, 1997, v. 35(2), p. 155—157.

Niu Y.L. Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges // *J. Petrol.*, 2004, 45, p. 2423—2458.

Portnyagin M., Almeev R., Matveev S., Holtz F. Experimental evidence for rapid water exchange between melt inclusions in olivine and host magma // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, v. 272(3—4), p. 541—552.

Perchuk L.L., Safonov O.G., Yapaskurt V.O., Barton J.M. Crystal-melt equilibria involving potassium-bearing clinopyroxene as indicator of mantle-derived ultrahigh-potassic liquids: an analytical review // *Lithos*, 2000, v. 60(3—4), p. 89—111.

Petrinin A., Sobolev S.V. What controls thickness of sediments and lithospheric deformation at a pull-apart basin? // *Geology*, 2006, v. 34 (5), p. 389—392.

Petrinin A., Sobolev S.V. Three-dimensional numerical models of evolution of pull-apart basins // *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 2008, v. 171, p. 387—399.

Polyakov A.N., Cundall P.A., Podladchikov Y.Y., Lyakhovsky V.A. An explicit inertial method for the simulation of the viscoelastic flow: an evaluation of elastic effects on diapiric flow in two- and three-layer models // *Flow and creep in the Solar System: observations, modeling and theory*, Kluwer Academic Publishers, 1993, p. 175—195.

Prytulak J., Elliott T. TiO_2 enrichment in ocean island basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 263(3—4), p. 388—403.

Rudnick R.W. Composition of the continental crust // *Treatise on Geochemistry*, 2002, v. 3, p. 1—64.

Rybacki E., Dresen G. Dislocation and diffusion creep of synthetic anorthite aggregates // *J. Geophys. Res.*, 2000, v. 105, p. 26017—26036.

Saal A.E., Hauri E.H., Langmuir C.H., Perfit M.R. Vapour undersaturation in primitive mid-ocean-ridge basalt and the volatile content of Earth's upper mantle // *Nature*, 2002, v. 419, p. 451—455.

Sack R.O., Carmichael I.S.E., Rivers M., Ghiorso M.S. Ferric-ferrous equilibria in natural silicate liquids at 1 bar // *Contr. Miner. Petrol.*, 1980, v. 75(4), p. 369—376.

Sobolev A.V., Danyushevsky L.V. Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga Trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // *J. Petrol.*, 1994, v. 35, p. 1183—1213.

Sobolev A.V., Hofmann A.W., Nikogosian I.K. Recycled oceanic crust observed in 'ghost plagioclase' within the source of Mauna Loa lavas // *Nature*, 2000, v. 404, p. 986—990.

- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K.** An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts // *Nature*, 2005a, v. 434(7033), p. 590—597.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V., Yaxley G.M., Anderson A.T., Arndt N.T., Chung S.-L., Garcia M.O., Gurenko A.A., Danyushevsky L.V., Elliott T., Frey F.A., Kamenetsky V.S., Kerr A.C., Krivolutskaya N.A., Matvienkov V.V., Nikogosian I.K., Rocholl A., Sigurdsson I., Suschevskaya N.M., Teklay M.** The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // *Science*, 2007, v. 316(5823), p. 412—417.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Brüggmann G., Batanova V.G., Kuzmin D.V.** A quantitative link between recycling and osmium isotopes // *Science*, 2008a, v. 321(5888), p. 536.
- Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Pokhilenko N.P., Kuzmin D.V., Sobolev A.V.** Olivine inclusions in Siberian diamonds: high-precision approach to minor elements // *Europ. J. Miner.*, 2008b, v. 20, p. 305—315.
- Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Pokhilenko N.P., Malygina E.V., Kuzmin D.V., Sobolev A.V.** Petrogenetic significance of minor elements in olivines from diamonds and peridotite xenoliths from kimberlites of Yakutia // *Lithos*, 2009. doi: 10.1016/j. Lithos. 2009.06.038.
- Sobolev S.V., Babeyko A.Y.** Modeling of mineralogical composition, density and elastic wave velocities in the unhydrous rocks. // *Surveys Geophys.*, 1994, v. 15, p. 515—544.
- Sobolev S.V., Babeyko A.Y.** What drives orogeny in the Andes? // *Geology*, 2005, v. 33 (8), p. 617—620.
- Sobolev S.V., Petrunin A., Garfunkel Z., Babeyko A.Y., and DESERT Group.** Thermo-mechanical model of the Dead Sea transform // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005b, v. 238, p. 78—95.
- Spandler C., O'Neill H.S.C., Kamenetsky V.S.** Survival times of anomalous melt inclusions from element diffusion in olivine and chromite // *Nature*, 2007, v. 447(7142), p. 303—306.
- Stoll B., Jochum K.P., Herwig K., Amini M., Flanz M., Kreuzburg B., Kuzmin D., Willbold M., Enzweiler J.** An automated iridium-strip heater for LA-ICP-MS bulk analysis of geological samples // *Geostand. Geoanal. Res.*, 2008, v. 32(1), p. 5—26.
- Tuff J., Takahashi E., Gibson S.A.** Experimental constraints on the role of garnet pyroxenite in the genesis of high-Fe mantle plume derived melts // *J. Petrol.*, 2005, v. 46, p. 2023—2058.
- Vasiliev Y.R., Zolotukhin V.V.** The Maimecha-Kotui alkaline-ultramafic province of the northern Siberian Platform, Russia // *Episodes*, 1995, v. 18, p. 155—164.
- Walter M.J., Bulanova G.P., Armstrong L.S., Keshav S., Blundy J.D., Gudfinnsson G., Lord O.T., Lennie A.R., Clark S.M., Smith C.B., Gobbo L.** Primary carbonatite melt from deeply subducted oceanic crust // *Nature*, 2008, v. 454, p. 622—625.
- White R.S., McKenzie D.** Mantle plumes and flood basalts // *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, 1995, v. 100(B9), p. 17543—17585.
- Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Arndt N.T., Chauvel C., Bouse R.M., King B.S.W., Knight R.J., Siems D.F.** Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Norilsk area, Siberia // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1993, v. 57, p. 3677—3704.
- Yaxley G.M., Brey G.P.** Phase relations of carbonate-bearing eclogite assemblages from 2.5 to 5.5 GPa: implications for petrogenesis of carbonatites // *Contr. Miner. Petrol.*, 2004, v. 146(5), p. 606—619.

*Поступила в редакцию
3 сентября 2009 г.*