

**МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ
В РАЙОНЕ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ИМ. В. ГРИБА, АРХАНГЕЛЬСКАЯ
АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ**

Е.В. Щукина¹, А.М. Агашев¹, С.И. Костровицкий², Н.П. Похиленко^{1,3}

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

² Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

³ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Представлены новые данные по метасоматическим изменениям литосферной мантии центральной части Архангельской алмазоносной провинции (ААП), в районе кимберлитовой трубки им. В. Гриба. Изучен химический и микроэлементный состав минералов 26 ксенолитов гранатовых перидотитов из трубки им. В. Гриба, 17 из которых содержат флогопит. Целью работы явилось выявление особенностей состава, строения и метасоматических изменений литосферной мантии центральной части ААП. Детальные минералогические, петрографические и геохимические исследования минералов перидотитов (граната, клинопироксена и флогопита) позволили выявить признаки проявления двух типов модального метасоматического обогащения пород литосферной мантии: высокотемпературного/расплавного и низкотемпературного/флогопитового. Оба типа модального метасоматоза существенно изменили химический состав перидотитов.

Низкотемпературный тип мантийного метасоматоза проявлен в новообразованиях флогопита в перидотитах в виде крупных таблитчатых зерен и бесформенных выделений. Две структурные разновидности флогопита имеют существенные различия в химическом составе, в первую очередь, по концентрациям TiO_2 , Cr_2O_3 , FeO, Ba, Rb и Cs. Породообразующие минералы флогопитсодержащих перидотитов отличаются по химическому составу от минералов безфлогопитовых перидотитов, прежде всего, по повышенному содержанию FeO.

Продуктами высокотемпературного/расплавного мантийного метасоматоза является значительная часть гранатов и клинопироксенов из перидотитов, на что указывают высокие концентрации и характер распределения РЗЭ в этих минералах. С помощью геохимического моделирования фракционной кристаллизации можно выделить составы возможных расплавов — метасоматических агентов. По составу несовместимых элементов данные расплавы могут быть близки к пикритам Ижмозерского поля, базальтам Турьинского поля и карбонатитам Мельского поля ААП. Характер распределения РЗЭ в минералах перидотитов позволяет определить последовательность проявления метасоматического обогащения литосферной мантии под трубкой им. В. Гриба.

Мантия, кимберлит, перидотит, мантийный метасоматоз, Архангельская алмазоносная провинция (ААП).

**METASOMATIC PROCESSES IN THE LITHOSPHERIC MANTLE BENEATH THE V. GRIB
KIMBERLITE PIPE (Arkhangelsk diamondiferous province, Russia)**

E.V. Shchukina, A.M. Agashev, S.I. Kostrovitsky, and N.P. Pokhilenko

New data on metasomatic processes in the lithospheric mantle in the central part of the Arkhangelsk diamondiferous province (ADP) are presented. We studied the major- and trace-element compositions of minerals of 26 garnet peridotite xenoliths from the V. Grib kimberlite pipe; 17 xenoliths contained phlogopite. Detailed mineralogical, petrographic, and geochemical studies of peridotite minerals (garnet, clinopyroxene, and phlogopite) have revealed two types of modal metasomatic enrichment of the lithospheric-mantle rocks: high temperature (melt) and low-temperature (phlogopite). Both types of modal metasomatism significantly changed the chemical composition of the peridotites.

Low-temperature modal metasomatism manifests itself as coarse tabular and shapeless phlogopite grains. Two textural varieties of phlogopite show significant differences in chemical composition, primarily in the contents of TiO_2 , Cr_2O_3 , FeO, Ba, Rb, and Cs. The rock-forming minerals of phlogopite-bearing peridotites differ in chemical composition from phlogopite-free peridotites, mainly in higher FeO content.

Most garnets and clinopyroxenes in peridotites are the products of high-temperature mantle metasomatism, as indicated by the high contents of incompatible elements and REE pattern in these minerals. Fractional-crystallization modeling gives an insight into the nature of melts (metasomatic agents). They are close in composition to picrites of the Izhmzero field, basalts of the Tur'ino field, and carbonatites of the Mela field of the ADP. The REE patterns of the peridotite minerals make it possible to determine the sequence of metasomatic enrichment of the lithospheric mantle beneath the V. Grib kimberlite pipe.

Mantle, kimberlite, peridotite, mantle metasomatism, Arkhangelsk diamondiferous province

ВВЕДЕНИЕ

Ксенолиты перидотитов, имеющие признаки мантийного метасоматоза, зафиксированы во многих кимберлитах разных регионов мира [Achterbergh et al., 2001; Gregoire et al., 2003; Simon et al., 2003; Bell et al., 2005; Соловьева и др., 2008; Agashev et al., 2013]. Мантийный метасоматоз подразделяется на два вида: модальный (modal) — образование новых минеральных фаз (флогопит, амфибол, клинопироксен и др.) и скрытый (cryptic) — обогащение пород несовместимыми элементами [Harte, 1983; Dawson, 1984] без формирования новых минералов.

Прямым доказательством воздействия метасоматических расплавов на породы литосферной мантии может являться наличие флогопита в мантийных перидотитах [Carswell, 1973; Harte, 1983; Erlank et al., 1987; Mantle..., 1987]. Новообразования флогопита обнаружены в перидотитах из кимберлитов различных регионов: Сибирского кратона [Соловьева и др., 2012], кратонов Каапвааль и Зимбабве [Achterbergh et al., 2001; Simon et al., 2003; Gregoire et al., 2003; Bell et al., 2005], кратона Слэйв [Kopylova et al., 1999]. Образование флогопита в перидотитах может сопровождаться сильным обогащением гранатов Zr и Ca при незначительном увеличении в них концентраций Y [Griffin et al., 1999]. Флогопитовый метасоматоз относится к низкотемпературному (< 1100 °C) типу мантийного метасоматоза, что показано в работе [Griffin et al., 1999] на примере перидотитов из тр. Весселтон (Южная Африка). Расплавный метасоматоз происходит при более высоких температурах относительно флогопитового [Griffin et al., 1999]. Признаки расплавного метасоматоза могут проявляться в особенностях распределения PЭ и PЗЭ в гранатах и клинопироксенах [Hoal et al., 1994; Griffin et al., 1999; Simon et al., 2003; Agashev et al., 2013]. Образование клинопироксенов в гранатовых лерцолитах из кимберлитовых трубок кратона Каапвааль связывается с воздействием расплавов, составы которых близки к кимберлитам I и II групп и лампроитам [Gregoire et al., 2003; Simon et al., 2003]. Образование гранатов и клинопироксенов в деформированных перидотитах тр. Удачная связывается с влиянием карбонатитового и силикатного расплавов [Агашев и др., 2010]. Воздействие карбонатитового расплава рассматривается как наиболее ранняя стадия мантийного метасоматоза, приведшая к формированию гранатов с синусоидальным характером распределения PЗЭ. В качестве возможного источника кристаллизации для клинопироксенов рассматривается силикатный расплав, имеющий состав промежуточный между кимберлитом и базальтом типа НМУ ОВ [Agashev et al., 2013]. Одним из признаков высокотемпературного/расплавного метасоматоза также может являться обогащение гранатов Y, Zr и Ti [Griffin et al., 1999].

На территории Архангельской алмазоносной провинции к настоящему времени обнаружены проявления только низкотемпературного модального метасоматоза, зафиксированные в перидотитах из трубок месторождения им. М.В. Ломоносова [Саблуков и др., 2000] и трубки им. В. Гриба [Щукина и др., 2012]. В перидотитах месторождения им. М.В. Ломоносова наиболее часто наблюдаются новообразования амфибола, модальное количество которого может достигать 20 %, в то время как образования флогопита крайне редки [Саблуков и др., 2000]. В более чем 50 % перидотитов из трубки им. В. Гриба присутствует флогопит при полном отсутствии амфибола. Это может указывать на различные по составу метасоматические агенты, воздействовавшие на породы литосферной мантии в районе этих месторождений [Щукина и др., 2012]. Необходимо отметить, что в кимберлите трубки им. В. Гриба отмечается широкое развитие мегакристов флогопита (размером от 2 до 15 мм), формирование которых связывается с эволюцией кимберлита и сопутствующим метасоматозом [Kostrovitsky et al., 2004].

Главной целью данной работы являются детальные минералого-геохимические исследования минералов перидотитов, что позволит выявить особенности состава, строения и метасоматических изменений литосферной мантии в районе кимберлитовой трубки им. В. Гриба. Данные по редким и редкоземельным элементам в минералах перидотитов позволяют определить последовательность образования этих минералов в породах и выявить природу метасоматических агентов.

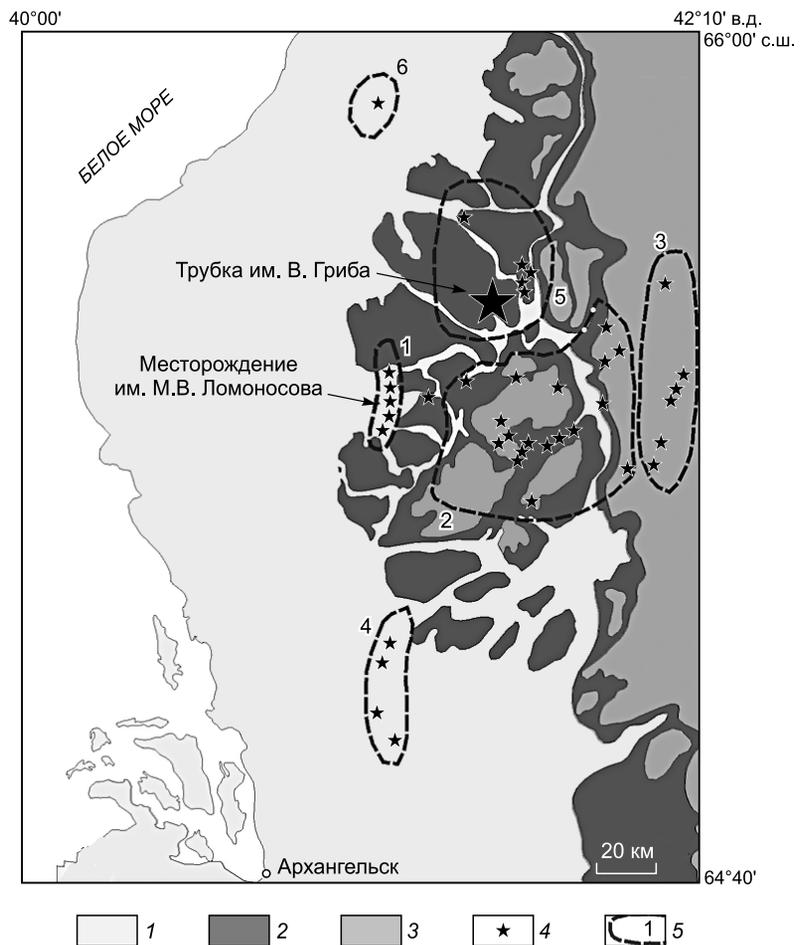
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АРХАНГЕЛЬСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Архангельская алмазоносная провинция (ААП) расположена на севере Восточно-Европейской платформы. К настоящему времени на территории провинции открыты два крупных среднепалеозой-

Рис. 1. Геологическая карта Архангельской алмазонасной провинции [Архангельская..., 1999].

1 — верхний венд, 2 — средний карбон, 3 — пермь, 4 — трубки взрыва, 5 — магматические поля: 1 — Золотицкое, 2 — Кепинское, 3 — Турьинское, 4 — Ижмозерское, 5 — Верхотинское, 6 — Мельское.

ких месторождения алмазов: им. М.В. Ломоносова, объединяющее пять кимберлитовых тел (трубки Архангельская, Ломоносовская, Пионерская, Карпинского-1 и Карпинского-2) и им. В. Гриба. В пределах ААП выделяются несколько полей, в каждом из которых развиваются определенные типы пород (рис. 1). Золотицкое (в его пределах находится месторождение им. М.В. Ломоносова) — поле развития кимберлитов; Кепинское и Верхотинское — кимберлитов и оливиновых мелилититов; Турьинское — базальтов; Ижмозерское — оливиновых мелилититов и пикритов; Мельское — кимберлитов и карбонатитов [Архангельская..., 1999]. Возраст магматизма провинции соответствует среднему—верхнему девону [Архангельская..., 1999]. Трубка им. В. Гриба находится в центральной части ААП, в Верхотинском [Архангельская..., 1999] поле кимберлитов. Данные по Rb-Sr датированию кимберлита трубки приводят к оценке возраста 372 ± 8 млн лет [Шевченко, 2004].



АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектами исследования являются 26 образцов перидотитов из кимберлитовой трубки им. В. Гриба. Минералого-петрографические исследования ксенолитов проводились с использованием оптического микроскопа OLYMPUS BX-51, снабженного цифровой фотокамерой высокого разрешения ColorView III. Изучение химического состава минералов осуществлялось в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) на приборе Jeol 8100 Super Probe при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе 50 нА. Время подсчета составляло 20 с для пиков сигнала и 10 с для фона. Подробнее методика работы прибора приведена в работе [Королюк и др., 2008]. Модальный состав перидотитов определялся в оцифрованных изображениях шлифов с помощью программного пакета CorelDraw X4 и встроенного модуля PlotCalc 5.0.0. Определение концентраций редких и редкоземельных элементов в минералах перидотитов проводилось в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) методом масс-спектрометрии с индукционно связанной плазмой с лазерной абляцией (LA-ICP-MS) на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT фирмы Finnigan Mat (Германия) с установкой UP-213 для LA фирмы New Wave Research (США). В качестве газа-носителя в абляционной камере использовали гелий. Во всех измерениях применяли максимальную частоту импульсов лазера — 20 Гц, продолжительность импульса 3—5 нс, а диаметр лазерного луча 80 мкм. Каждая съемка сопровождалась измерением стандартов NIST 612, NIST 614. В качестве внутреннего стандарта для корректировки эффекта матрицы использовались концентрации Са, определенные методом электронно-зондового анализа. Химический состав пород реконструировался на основе плотностей минералов, их химического состава и модального содержания в породе. Геохимическое моделирование фракционной кристаллизации проводилось по методике, описанной в работе [Albarede, 1995].

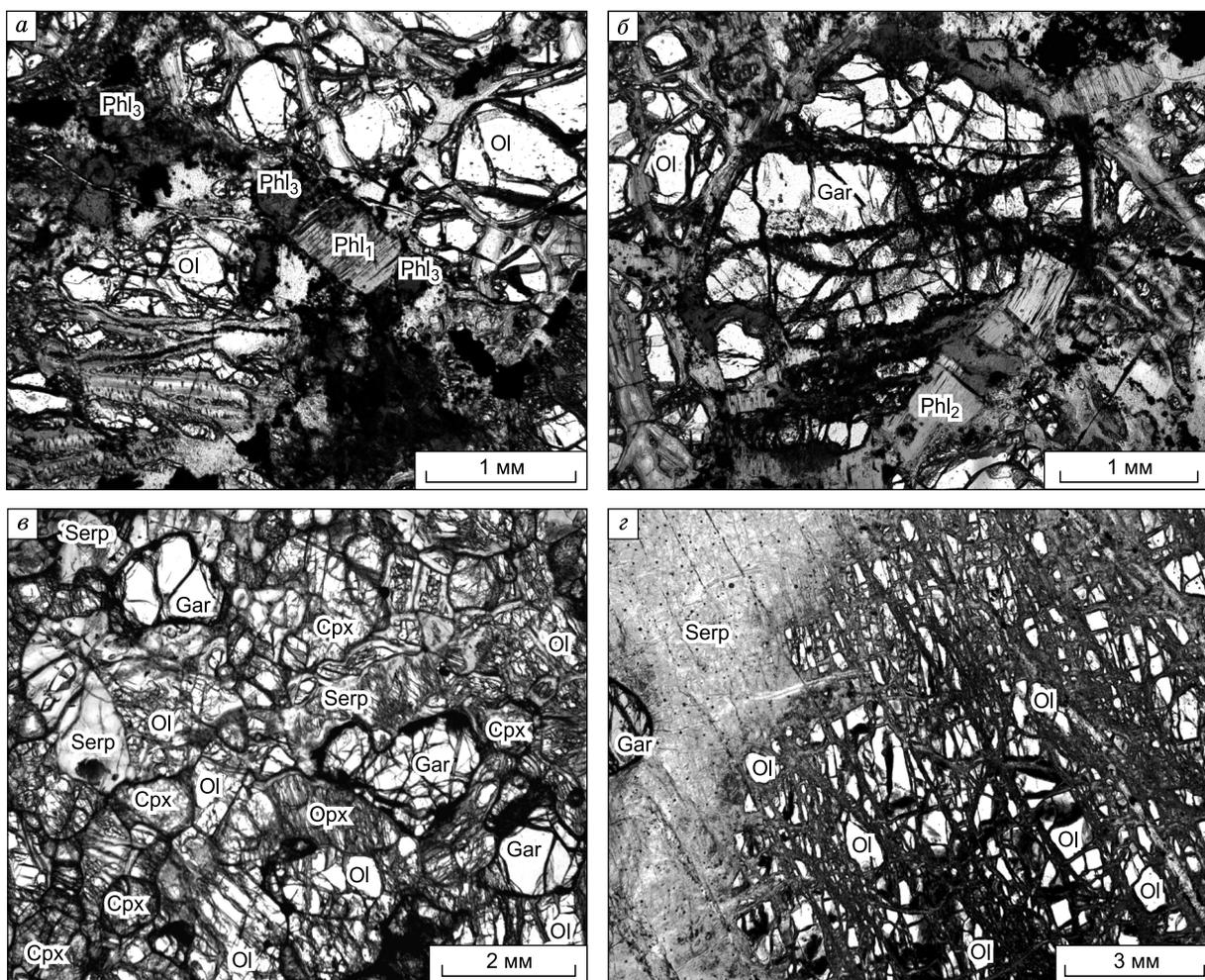


Рис. 2. Фотографии перidotитов из кимберлитовой трубки им. В. Гриба.

а, б — структурные разновидности флогопита в перidotитах (обр. G1-22); *в, г* — протогранулярная структура: *в* — обр. G1-17, *г* — обр. G1-33. Phl₁ — таблитчатое зерно, Phl₂ — кайма, Phl₃ — бесформенные выделения, Ol — оливин, Gar — гранат, Орх — ортопироксен, Срх — клинопироксен, Serp — серпентин.

ПЕТРОГРАФИЯ ПЕРИДОТИТОВ

По модальному содержанию минералов перidotиты разделяются на две группы: флогопит-гранатовые ($n = 17$) перidotиты, представленные лерцолитами, и гранатовые ($n = 9$) перidotиты — лерцолиды и один образец дунита. Все ксенолиты имеют овальную или эллипсоидальную слегка вытянутую форму. Средний размер ксенолитов варьирует от 3 до 5 см, единичные образцы достигают 6—7 см. И во флогопит-гранатовых, и в гранатовых перidotитах наблюдаются две структурные разновидности: протогранулярная и структура переходная от протогранулярной к порфирукластической. Во всех образцах перidotитов встречаются полосы излома в оливине и «тройные» границы зерен, что является признаками пластической деформации пород [Boullier, Nicolas, 1975]. Но четко выраженных деформационных структур, подобных структурам перidotитов из тр. Удачная-Восточная [Agashev et al., 2013], в перidotитах из трубки им. В. Гриба не наблюдается. Серпентинизация проявлена во всех образцах перidotитов. Серпентин развивается по трещинам в минералах, образует тонкие каймы на границе зерен и в некоторых образцах полностью замещает зерна оливина, энстатита и хромдиоксида. Для флогопита типично неравномерное распределение в породе. Флогопит по форме выделения представлен двумя разновидностями: в виде отдельных крупных (до 4 мм) таблитчатых зерен и бесформенных выделений (рис. 2). Последние образуют каймы вокруг зерен пиропов (ширина каймы от 0.1 до 1.0 мм) и развиваются (до 1.5 мм) по трещинам в породах, как правило, вместе с серпентином. Акцессорные минералы — это ильменит (обр. G1-17, G1-22), хромит (обр. G1-16, G1-17, G1-32, G1-33) и гематит (обр. G1-5, G1-22).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Химический состав минералов флогопитсодержащих перидотитов и перидотитов без флогопита существенно различается (рис. 3).

Оливины из флогопит-гранатовых перидотитов характеризуются высокими содержаниями FeO (7.7—9.1 мас. %) и, соответственно, низкими значениями Mg# (90.6—92.1 мол. %) в сравнении с оливинами из гранатовых перидотитов без флогопита, для которых характерны относительно низкая концентрация FeO (6.9—7.7 мас. %) и высокое значение Mg# (92.2—93.0 мол. %). Содержания NiO в оливинах варьируют от 0.31 до 0.40 мас. % без значимых различий между разными группами перидотитов.

Гранаты представлены пиропами. Последние из флогопитсодержащих перидотитов по химическому составу относятся к лерцолитовому парагенезису, а пиропы из перидотитов без флогопита — к лерцолитовому, верлитовому и дунит-гарцбургитовому парагенезисам в соответствии с классификацией [Соболев и др., 1969; Sobolev et al., 1973]. Пиропы из флогопитсодержащих перидотитов характеризуются в среднем более высокими концентрациями FeO (7.8—9.7 мас. %) и пониженными значениями Mg# (77.3—82.8 мол. %) относительно пиропов из перидотитов без флогопита (FeO = 7.2—8.4 мас. %, Mg# = 78.3—83.7 мол. %). Содержания TiO₂ в пиропе варьируют от 0.06 до 0.28 мас. % для обеих

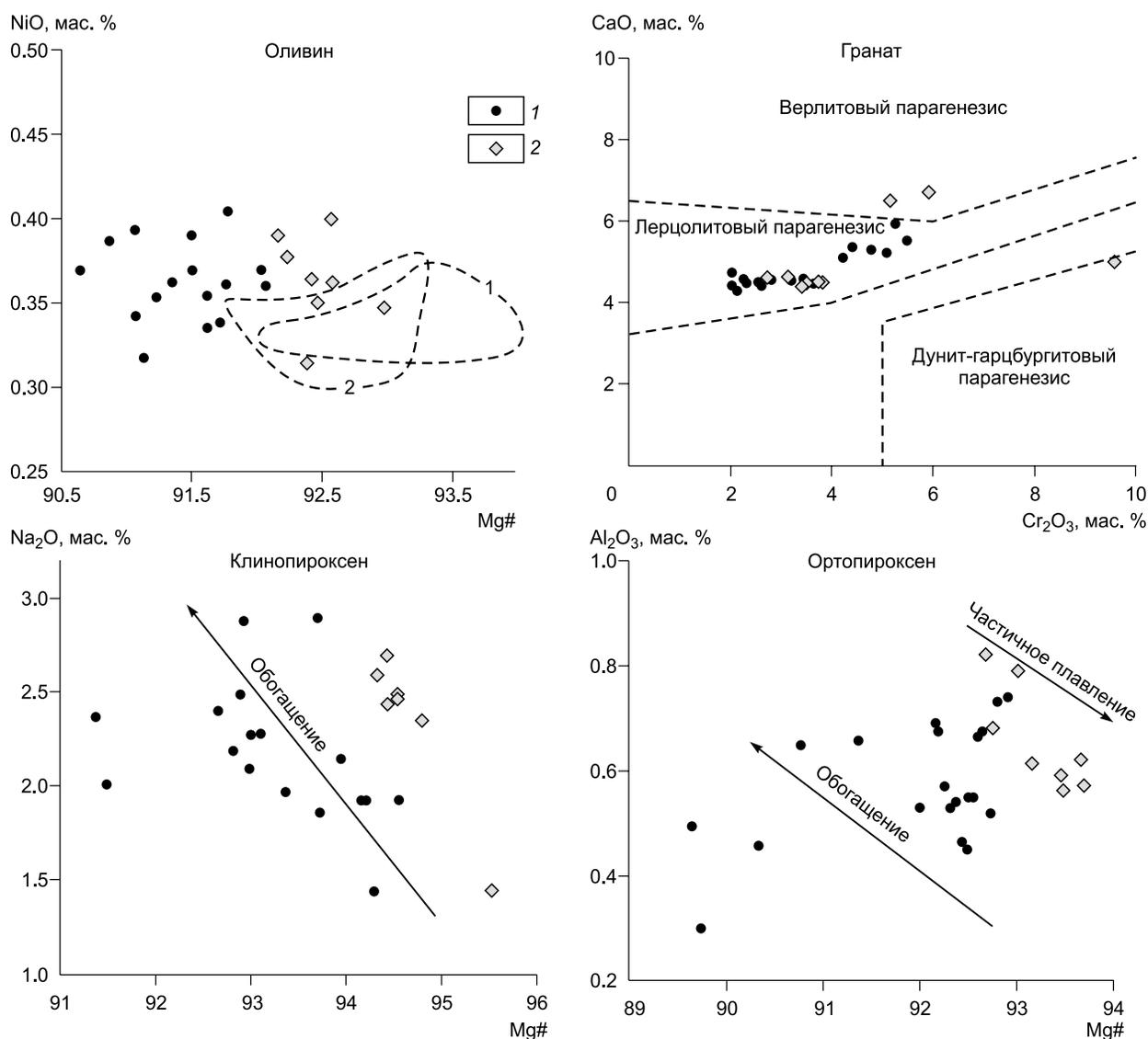


Рис. 3. Химический состав породообразующих минералов перидотитов из кимберлитовой трубки им. В. Гриба.

1 — флогопит-гранатовые перидотиты, 2 — гранатовые перидотиты. Поля парагенезисов для гранатов проведены согласно [Sobolev et al., 1973]. 1 — поле составов включений оливина в алмазах кимберлитовой трубки им. В. Гриба [Мальковец и др., 2011], 2 — поле составов включений оливина в алмазах Золотицкого поля [Sobolev et al., 2009]. Стрелками показано направление процессов метасоматического обогащения и частичного плавления.

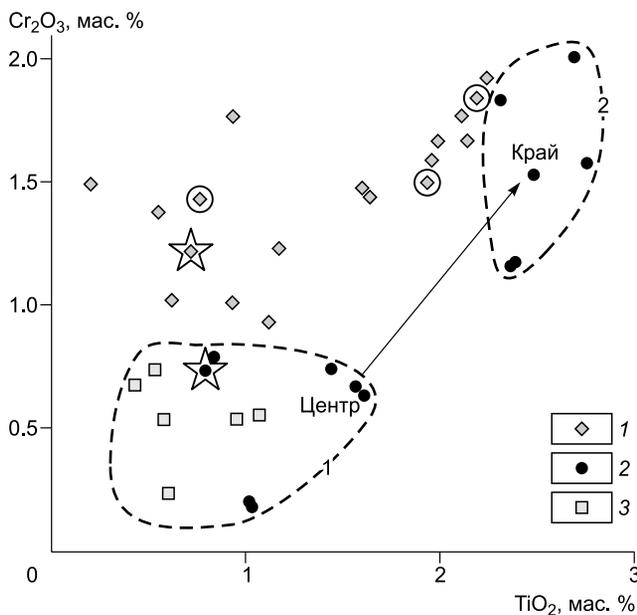


Рис. 4. Химический состав флогопита из перидотитов кимберлитовой трубки им. В. Гриба.

1 — бесформенные выделения, 2 — таблитчатые зерна, 3 — мегакристы из трубки им. В. Гриба [Kostrovitsky et al., 2004]. 1 — низкотитанистая-низкохромистая группа флогопитов; 2 — высокотитанистая-высокохромистая группа флогопитов. Кругом обведены флогопиты, развивающиеся в трещинах пород. Остальные анализы для бесформенных выделений флогопита проводились в кайме. Звездой выделены зерна флогопита, для которых определены концентрации редких и РЗ элементов.

нием FeO (1.6—3.0 мас. %) и TiO₂ (0.05—0.40 мас. %) в сравнении с хромдиопсидами из гранатовых перидотитов (FeO = 1.4—1.7 мас. %, TiO₂ = 0.03—0.20 мас. %).

Ортопироксены представлены энстатитами. Последним из группы флогопит-гранатовых перидотитов свойственны в среднем более высокие концентрации FeO (4.8—6.8 мас. %) и более низкие значения Mg# (89.6—92.9 мол. %) в сравнении с энстатитами из гранатовых перидотитов (FeO = 4.39—5.10 мас. %, Mg# = 92.7—93.7 мол. %).

Таким образом, у оливина, граната, клинопироксена и ортопироксена из флогопитсодержащих перидотитов наблюдаются повышенные содержания FeO, чем у этих же минералов из перидотитов без флогопита. На вариационных диаграммах минералы из двух групп перидотитов образуют обособленные поля (см. рис. 3).

Флогопиты в таблитчатых зернах по химическому составу разделяются на две группы (рис. 4). Первая группа характеризуется низкими концентрациями TiO₂ (0.8—1.6 мас. %) и Cr₂O₃ (0.2—0.8 мас. %), высокими значениями Mg# (92.6—94.1 мол. %) и сравнительно высокими содержаниями K₂O, BaO и Al₂O₃. Для второй группы типичны высокие содержания TiO₂ (2.3—2.7 мас. %) и Cr₂O₃ (1.2—2.0 мас. %), низкие значения Mg# (90.5—91.0 мол. %) и пониженные содержания BaO и Al₂O₃ по сравнению с флогопитами первой группы. В одном зерне флогопита (обр. G1-8) обнаружена зональность. Химический состав центральной части зерна соответствует флогопитам первой группы, а краевая часть — флогопитам второй группы. По химическому составу первая группа таблитчатых флогопитов близка к флогопитам мегакристовой ассоциации из трубки им. В. Гриба [Kostrovitsky et al., 2004]. Флогопит в виде бесформенных выделений на вариационных диаграммах образует отдельное от таблитчатых флогопитов поле. Необходимо отметить, что флогопит из включения в алмазе тр. Пионерская [Соболев и др., 2009] содержит 0.4 мас. % TiO₂ и 2 мас. % Cr₂O₃.

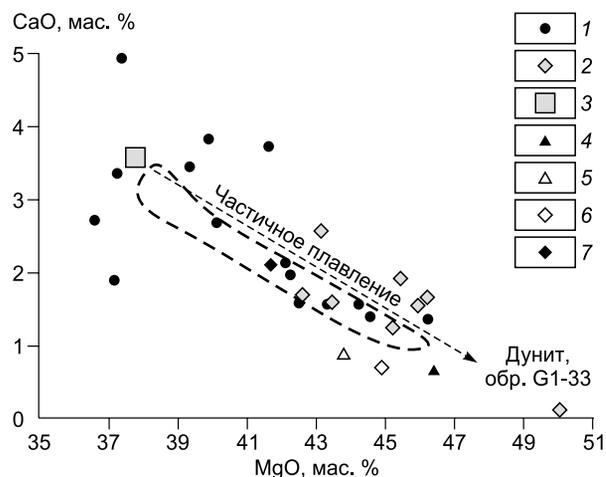
РЕКОНСТРУИРОВАННЫЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЕРИДОТИТОВ

Относительно состава примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995] гранатовые перидотиты без флогопита содержат больше MgO (42.6—50.0 мас. %) и меньше SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, CaO и Na₂O. При процессах частичного плавления совместимые элементы (Mg) накапливаются в рестите, а несовместимые (Si, Ti, Al, Ca, Na) уходят в расплав. Таким образом, от состава примитивной мантии до состава гранатового дунита (обр. G1-33) в группе гранатовых перидотитов образуется тренд частичного плавления с максимальной степенью плавления в образце гранатового дунита (MgO = 50.0 мас. %) (рис. 5).

Флогопит-гранатовые перидотиты характеризуются как большими, так и меньшими концентрациями MgO, SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, CaO и Na₂O относительно составов примитивной мантии. Составы флогопитсодержащих перидотитов не могут отображать процесс частичного плавления из-за воздействия модального флогопитового метасоматоза, который значительно изменил состав этих пород. Прежде всего, эти изменения выражены в обогащении пород FeO и K₂O, а также в увеличении содержаний SiO₂, TiO₂, CaO и Al₂O₃ [Перчук и др., 2013].

Рис. 5. Химический состав перидотитов из кимберлитовой трубки им. В. Гриба.

1 — флогопит-гранатовые перидотиты, 2 — гранатовые перидотиты, 3 — пиролит, 4, 5 — кратон: 4 — Слэйв, 5 — Каапвааль; 6, 7 — кимберлитовые трубки: 6 — Далдын, 7 — Обнаженная. Штриховой линией выделено поле составов лерцолитов из кимберлитовой тр. Удачная-Восточная. Данные по составам перидотитов из кратонов Слэйв и Каапвааль, кимберлитовых трубок Далдын, Обнаженная из работы [Griffin et al., 2009]; по составам лерцолитов из кимберлитовой тр. Удачная-Восточная из работы [Agashev et al., 2013]. Состав пиролита, по [McDonough, Sun, 1995]. Стрелкой показано направление частичного плавления пириолита (пояснения см. в тексте).



Оливин из гранатовых перидотитов не испытал воздействие флогопитового метасоматоза, не обогащен FeO и сохранил информацию об изначальной магниальности. Поэтому данные по составу оливина из гранатовых перидотитов пригодны для определения степени плавления протолита этих пород. Согласно существующей модели плавления фертильного перидотита [Walter, 2003], основанной на зависимости модального количества оливина от значений Mg# и экспериментально протестированной при давлениях в 3, 5 и 7 ГПа, протолит гранатовых перидотитов образовался в результате 30—50 %-го частичного плавления вещества примитивной мантии (рис. 6).

PT-ПАРАМЕТРЫ РАВНОВЕСИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ ПЕРИДОТИТОВ

Петрографические особенности, химический состав минералов перидотитов, отсутствие в них зональности указывают на то, что на момент захвата их кимберлитом породообразующие минералы ксенолитов находились в равновесии. Это позволяет рассчитать их *PT*-параметры на момент захвата кимберлитом. Для расчета *PT*-параметров равновесия минеральных парагенезисов перидотитов из трубки им. В. Гриба использовалась комбинация двупироксенового термометра Тэйлора T_{TA98} [Taylor, 1998] и ортопироксенового (Al-in-Орх) барометра Никеля и Грина P_{NG85} [Nickel, Green, 1985]. Комбинация $T_{TA98} + P_{NG85}$ рекомендуется для расчета *PT*-параметров низкотемпературных перидотитов [Nimis, Grutter, 2010], а также показывает хорошую корреляцию с другими комбинациями термометров и барометров, использованных при определении *PT*-параметров перидотитов из трубки им. В. Гриба [Щукина и др., 2012; Щукина, 2013].

Рассчитанные *PT*-параметры (рис. 7) варьируют в следующих пределах: $T = 639—1045$ °C, $P = 23.1—51.0$ кбар для флогопит-гранатовых перидотитов и $T = 651—926$ °C, $P = 25.0—42.8$ кбар для

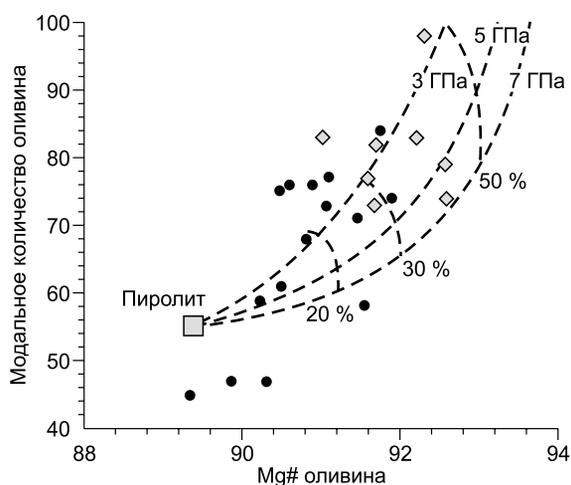


Рис. 6. Положение перидотитов на диаграмме плавления фертильного перидотита [Walter, 2003] при 3, 5 и 7 ГПа.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

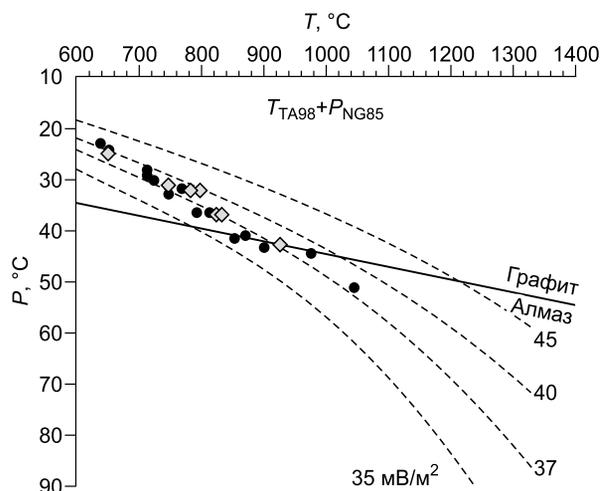


Рис. 7. *PT*-параметры равновесия минеральных парагенезисов перидотитов из кимберлитовой трубки им. В. Гриба.

Геотермы проведены согласно [Pollack, Chapman, 1977]. Усл. обозн. см. на рис. 3.

Таблица 2. Содержание главных и редких элементов в клинопироксенах и флогопитах из перидотитов кимберлитовой трубки им. В. Гриба

Компонент	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2	Флогопиты		
	G1-1	G1-2	G1-8	G1-9	G1-10	G1-32	G2-8	G1-6	G1-7	G1-13	G1-14	G1-15	G1-17	G1-18	G1-4c	G1-22
SiO ₂ , мас. %	55.15	55.09	54.45	54.82	54.86	54.73	54.88	54.67	55.01	54.51	54.43	55.31	55.15	54.68	40.25	39.66
TiO ₂	0.19	0.08	0.21	0.29	0.21	0.23	0.12	0.03	0.29	0.05	0.04	0.05	0.17	0.16	2.38	0.71
Al ₂ O ₃	2.44	2.41	2.78	3.72	2.25	3.43	2.16	1.56	2.43	2.62	2.50	2.76	2.97	2.60	11.09	13.23
Cr ₂ O ₃	2.35	1.14	1.51	1.62	2.34	2.21	2.38	1.54	1.06	2.29	2.59	2.77	2.50	1.80	1.18	1.22
FeO	2.15	1.76	1.81	2.02	2.13	1.78	2.17	1.81	2.76	1.54	1.69	1.58	1.64	1.68	4.69	4.35
MnO	0.08	0.06	0.06	0.07	0.08	0.06	0.06	0.08	0.07	0.03	0.06	0.09	0.05	0.08	0.02	0.03
MgO	15.20	16.02	15.69	14.89	15.83	14.82	15.71	16.75	16.40	15.75	15.73	15.06	15.61	16.27	25.76	23.91
CaO	19.43	21.00	20.77	19.49	19.87	19.69	20.21	21.46	19.08	20.13	19.52	19.47	18.89	20.16	0.00	0.00
Na ₂ O	2.40	1.92	2.15	2.88	2.28	2.89	2.19	1.44	2.37	2.35	2.59	2.44	2.69	2.49	0.29	0.94
K ₂ O	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	8.37	9.16
Сумма	99.39	99.47	99.43	99.80	99.85	99.85	99.90	99.33	99.48	99.28	99.17	99.53	99.68	99.90	94.85	93.80
Флогопит в образце	+	+	+	+	+	+	+	+	+	—	—	—	—	—	+	+
Rb, г/т	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	815.4	33.8
Sr	212	411	103	160	468	148	531	628	386	400	547	819	393	698	7.06	7.58
Y	5.70	5.10	1.91	4.85	5.22	2.37	6.60	0.53	2.71	1.86	2.65	1.46	2.60	1.92	0.00	0.00
Zr	70.5	41.8	21.9	32.4	44.0	32.2	54.0	12.6	11.2	31.4	41.0	34.4	31.4	43.3	1.44	0.36
Nb	0.67	0.70	0.03	0.14	0.79	0.07	0.90	1.51	0.37	3.32	0.86	0.28	0.58	0.65	6.02	10.64
Cs	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4.30	0.55
Ba	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	495	1463
La	5.33	7.45	2.45	4.32	8.00	3.37	9.63	63.6	19.1	36.6	66.9	20.2	56.1	35.3	0.01	0.45
Ce	17.9	28.4	6.26	12.9	31.9	11.6	36.7	110	47.8	72.5	131	55.7	86.6	112	0.01	0.70
Pr	3.24	4.82	1.08	2.18	5.45	2.00	6.23	10.8	6.1	—	12.7	6.96	7.19	14.5	0.00	0.05
Nd	18.6	23.5	6.11	11.1	25.5	11.1	30.4	33.5	21.8	28.4	40.5	25.2	21.3	53.2	0.00	0.17
Sm	5.31	5.46	2.11	3.34	5.78	3.02	7.06	3.03	2.55	3.60	4.89	3.30	3.50	6.59	0.01	0.03
Eu	1.62	1.65	0.64	1.10	1.69	0.85	2.13	0.61	0.60	0.83	1.14	0.76	0.86	1.45	0.01	0.07
Gd	4.42	4.62	2.00	3.39	4.72	2.12	5.98	1.59	2.27	2.25	3.17	1.62	2.62	4.86	0.01	0.07
Tb	0.51	0.48	0.22	0.41	0.50	0.23	0.63	0.08	0.20	—	0.24	0.14	0.24	0.27	0.00	0.00
Dy	2.11	2.02	0.84	1.92	2.00	0.87	2.62	0.20	0.84	0.83	0.91	0.56	0.90	0.84	0.01	0.01
Ho	0.28	0.26	0.12	0.27	0.27	0.12	0.34	0.02	0.13	—	0.12	0.06	0.13	0.11	0.01	0.01
Er	0.52	0.47	0.20	0.49	0.48	0.19	0.61	0.07	0.28	0.30	0.23	0.12	0.21	0.26	0.00	0.00
Tm	0.04	0.04	0.01	0.04	0.04	0.02	0.06	0.01	0.03	—	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00
Yb	0.21	0.20	0.07	0.18	0.20	0.07	0.26	0.03	0.14	0.02	0.11	0.06	0.08	0.07	0.01	0.00
Lu	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.03	0.00	0.02	—	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Hf	3.31	2.94	1.33	1.71	3.07	1.83	3.80	0.56	0.88	—	1.59	1.34	1.78	2.08	0.05	0.10
Ta	0.01	0.03	<0.005	0.00	0.03	<0.005	0.04	0.09	0.03	—	0.04	0.02	0.01	0.06	0.25	0.68
Th	0.32	0.21	0.12	0.19	0.21	0.08	0.27	3.58	0.06	—	1.51	0.19	3.47	0.32	0.00	0.06
U	0.05	0.04	0.01	0.02	0.04	0.01	0.05	0.43	0.01	—	0.11	0.03	0.38	0.05	0.00	0.01

Примечание. 1, 2 — группы клинопироксенов из перидотитов.

гранатовых перидотитов. Точки их *PT*-параметров образуют достаточно холодную область, располагающуюся между геотермами, рассчитанными для тепловых потоков 35—40 мВ/м². Полученные данные по мощности теплового потока в районе трубки им. В. Гриба совпадают с результатами из работ [Kostrovitsky et al., 2004; Щукина и др., 2012].

Максимальное значение давления для перидотитов, изученных в настоящей работе, составляет 51 кбар (обр. G1-5). В статье [Щукина и др., 2012] наибольшие значения *P* для перидотитов из трубки им. В. Гриба находятся в интервале 62—75 кбар, что соответствует глубине 190—240 км. Результаты расчета *PT*-параметров хромдиопсидов ксенокристовой ассоциации [Щукина, 2013] дают максималь-

ные значения давления 70—75 кбар, что соответствует глубинам 210—240 км. В гранатах из крупнозернистых эклогитов трубки им. В. Гриба [Щукина и др., 2015] обнаружена существенная примесь Na_2O (0.09—0.25 мас. %), что указывает на их высокобарический характер [Sobolev, Lavrent'ev, 1971]. Приведенные данные, а также факт находки включения майджоритового граната в алмазе из тр. Поморская [Соболев и др., 1997] указывают на то, что нижняя граница литосферной мантии под центральной частью ААП может находиться на глубине более 200 км.

РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ПЕРИДОТИТОВ

Содержания редких и РЗ элементов в гранатах, клинопироксенах и двух структурных разновидностях флогопита представлены в табл. 1, 2.

Гранат. По характеру распределения РЗЭ гранаты из изученных перидотитов представлены четырьмя группами (рис. 8). Первой группе свойственно содержание средних РЗЭ на уровне хондрита CI [McDonough, Sun, 1995], $(\text{Sm}/\text{Er})_n < 1$, $(\text{La}/\text{Yb})_n = 0.001—0.002$. В рамках данной группы выделяется серия образцов (G1-13, G1-14, G1-15), характеризующихся обогащением в области легких и средних РЗЭ относительно общей группы ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 0.019—0.021$) и появлением небольшой отрицательной Eu-аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.3$). У второй группы гранатов содержание средних РЗЭ составляет 5—7 хондритовых единиц, $(\text{Sm}/\text{Er})_n < 1$, $(\text{La}/\text{Yb})_n = 0.001—0.023$. Для третьей группы типичны содержания средних РЗЭ на уровне 5—16 хондритовых единиц, $(\text{Sm}/\text{Er})_n = 1.8—1.9$, $(\text{La}/\text{Yb})_n = 0.018—0.029$. В гранате четвертой

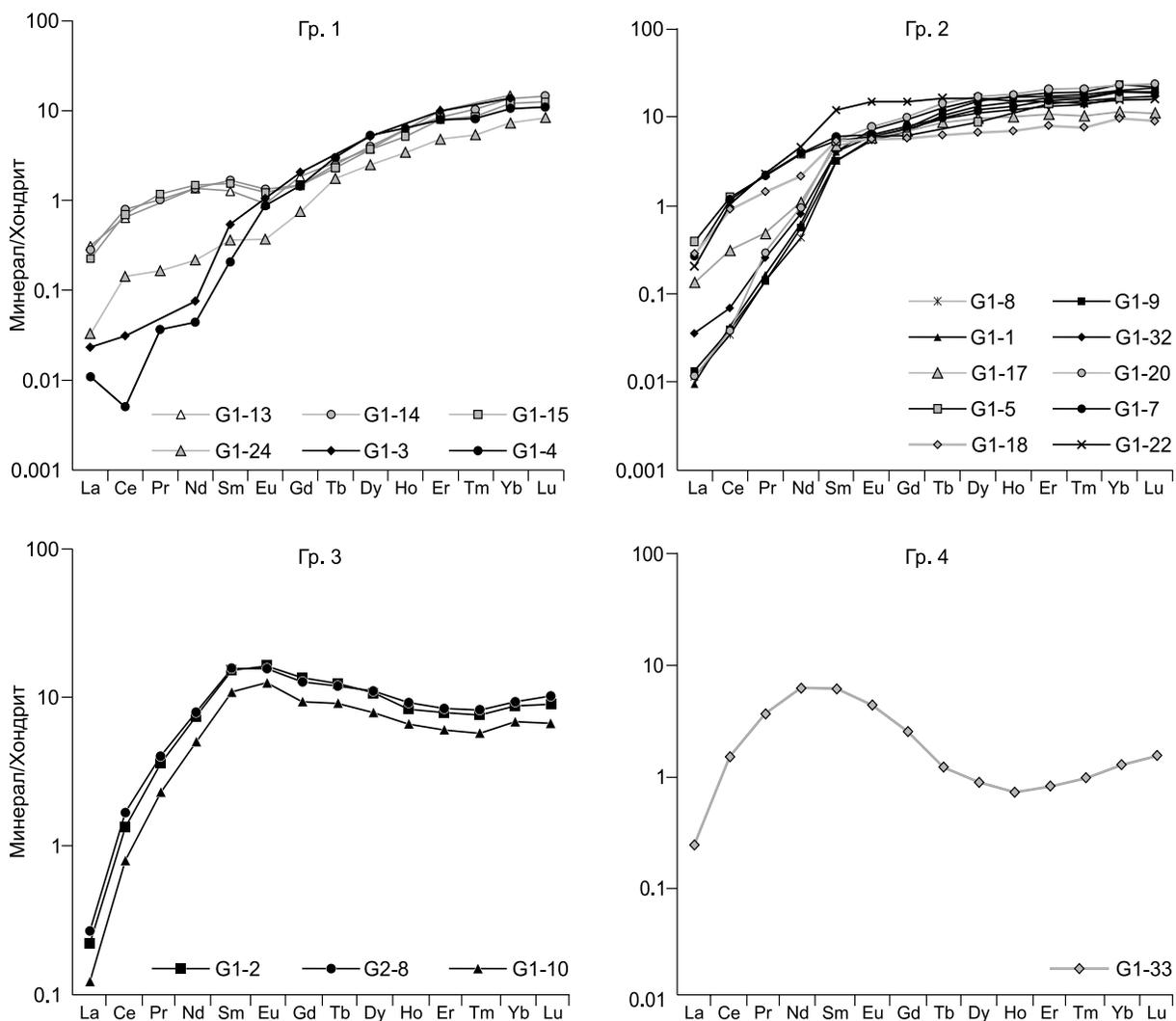


Рис. 8. Распределение РЗЭ в четырех группах гранатов из перидотитов кимберлитовой трубки им. В. Гриба.

Концентрации РЗЭ нормированы к хондриту CI [McDonough, Sun, 1995]. Здесь и на рис. 10: черная линия — флогопит-гранатые перидотиты, серая линия — гранатые перидотиты.

Рис. 9. Распределение Zr—Ti в четырех группах гранатов из перидотитов кимберлитовой трубки им. В. Гриба.

1—4 — соответственно первая—четвертая группы.

группы наблюдается синусоидальное распределение РЗЭ ($(Sm/Er)_n = 7.49$, $(La/Yb)_n = 0.189$), характерное для гранатов алмазной ассоциации и включений в алмазах [Shimizu, Richardson, 1987; Шимизу и др., 1997; Stachel et al., 2004b; Logvinova et al., 2005; Stachel, Harris, 2008]. Гранаты первых трех групп встречаются в перидотитах, а четвертой группы наблюдаются только в гранатовом дуните (G1-33).

Концентрации и корреляции таких элементов, как Y, Zr, Ti, в гранатах могут отображать признаки частичного плавления и метасоматического обогащения [Griffin et al., 1999]. Низкие концентрации Y, Zr, Ti ($Y < 15$, $Zr < 10$, $Ti < 1000$ г/т) в гранатах могут указывать на то, что данные образцы представляют собой реститы плавления примитивной мантии и они не подверглись воздействию мантийного метасоматоза. Такими свойствами обладают гранаты первой группы, что говорит об их реститовой природе. Положительная корреляция Y и Zr относительно Ti и обогащение этими элементами гранатов второй, третьей и четвертой групп (рис. 9) может свидетельствовать об их метасоматическом генезисе.

Клинопироксен. По характеру распределения РЗЭ клинопироксены представлены двумя группами (рис. 10). В флогопит-гранатовых перидотитах обнаружены клинопироксены обеих групп. В гранатовых перидотитах присутствуют клинопироксены только второй группы. Клинопироксены первой группы характеризуются содержанием легких РЗЭ на уровне 10—40 хондритовых единиц ($(La/Yb)_n = 16—91$, $(Nd/Yb)_n = 22—55$), а второй — на уровне 80—280 хондритовых единиц ($(La/Yb)_n = 249—1378$, $(Nd/Yb)_n = 54—411$). Столь высокие концентрации легких РЗЭ (более 100 хондритовых единиц) являются признаком воздействия карбонатитовых расплавов на перидотиты литосферной мантии [Yaxley et al., 1998; Coltorti et al., 1999]. У клинопироксенов первой группы $Ti/Eu = 528—2258$, а вторая группа имеет Ti/Eu отношения в пределах 160—1399. Согласно классификации [Coltorti et al., 1999], составы клинопироксенов первой группы относятся к полю силикатного метасоматоза, второй группы — к полю карбонатитового метасоматоза (рис. 11).

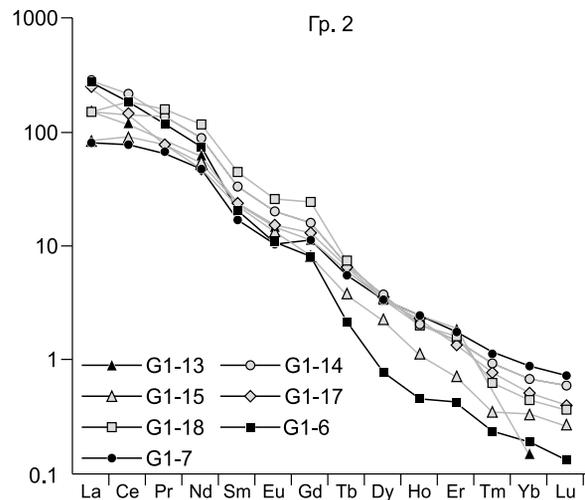
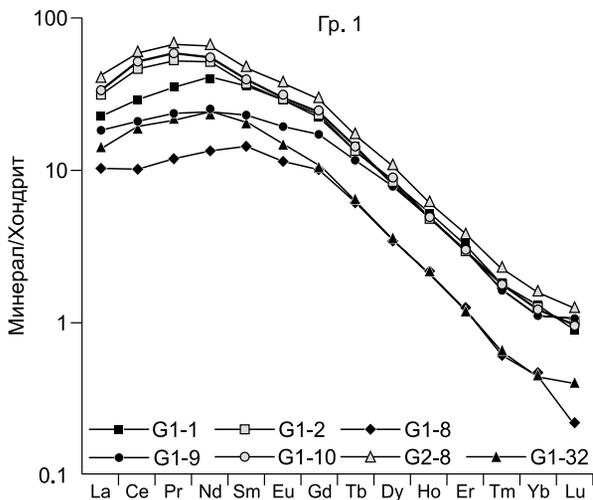
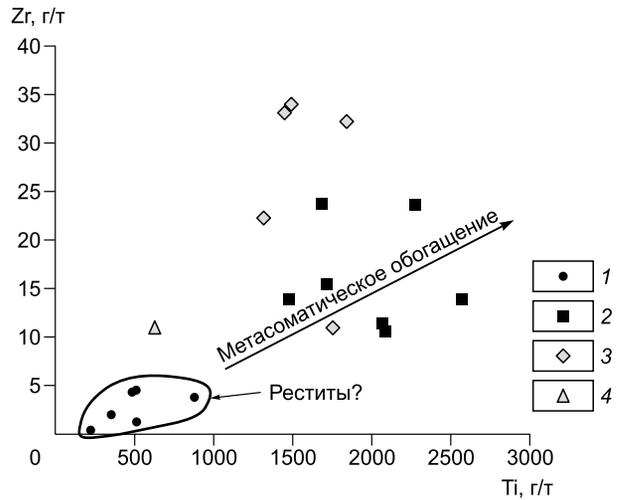


Рис. 10. Распределение РЗЭ в двух группах клинопироксенов из перидотитов кимберлитовой тр. им. В. Гриба.

Концентрации РЗЭ нормированы к хондриту CI [McDonough, Sun, 1995].

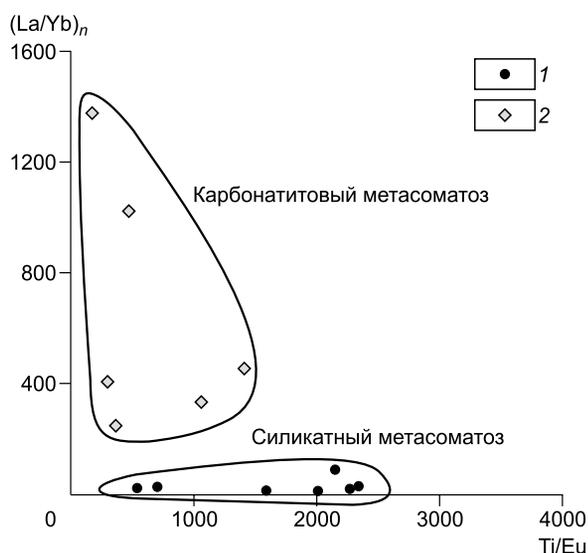


Рис. 11. Положение точек состава первой (1) и второй (2) групп клинопироксенов на диаграмме [Coltorti et al., 1999].

Флогопит, представленный в таблитчатом зерне (обр. G1-4), характеризуется высокими концентрациями Ba, Nb, Ta и содержит значительно меньше Cs, Rb, Ti в сравнении с флогопитом из каймы вокруг зерна пиропса (обр. G1-22).

ВЫЯВЛЕНИЕ СОСТАВОВ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ АГЕНТОВ

В настоящее время перидотиты кратонной мантии рассматриваются как реститы высокой степени частичного плавления вещества примитивной мантии. Большая часть клинопироксена и граната пред-

ставляют собой продукты мантийного метасоматоза в сильнодеплетированных перидотитах [Simon et al., 2007]. Но необходимо отметить, что и процессы мантийного метасоматоза, и составы метасоматических агентов являются предметами обширных дискуссий.

Согласно модели плавления фертильного перидотита [Walter, 2003], протолит гранатовых перидотитов из трубки им. В. Гриба образовался в результате 30—50 %-го плавления вещества примитивной мантии (см. рис. 6). При столь высоких степенях плавления весь клинопироксен и, возможно, гранат должны быть удалены из рестита. В современной литературе широко используется модель образования гранатов и клинопироксенов в перидотитах архейских кратонов в результате фракционной кристаллизации мантийных расплавов, просачивающихся через перидотиты [Gregoire et al., 2003; Burgess, Harte, 2004; Klein-BenDavid, Pearson, 2008; Agashev et al., 2013]. Поэтому для выявления составов метасоматических агентов, оперировавших в литосферной мантии в районе трубки им. В. Гриба, использован метод геохимического моделирования фракционной кристаллизации.

Выбор состава расплавов (метасоматических агентов) для моделирования основывался на следующем аспекте. Высокотемпературный мантийный метасоматоз подразделяется на два основных геохимических типа: карбонатитовый и силикатный. Наиболее подходящим силикатным агентом являются магмы с составом, близким к обогащенным несовместимыми элементами базальтам океанических островов (БОО) [Agashev et al., 2013]. В пределах ААП локализованы небольшие тела базитового состава, имеющие геохимические характеристики, близкие к обогащенным несовместимыми элементами БОО, а также карбонатиты [Архангельская..., 1999]. В частности, это базальты Турьинского поля, пикриты Ижмозерского поля и карбонатиты Мельского поля ААП [Mahotkin et al., 2000]. Мы предполагаем, что в период после стабилизации кратона до этапа кимберлитового магматизма через литосферную мантию в районе трубки им. В. Гриба могли просачиваться расплавы, генетически связанные с источниками магматических пород ААП. Данное предположение хорошо согласуется с современными представлениями о многостадийности метасоматических процессов в литосферной мантии [Pearson et al., 1995; Simon et al., 2007; Agashev et al., 2013].

Изотопно-геохимические особенности выбранных для моделирования пород подробно рассмотрены в работах [Парсадзян и др., 1996; Архангельская..., 1999; Mahotkin et al., 2000; Богатиков и др., 2007]. Коэффициенты распределения минерал/расплав для граната и клинопироксена были выбраны из работ [Fujimaki et al., 1984; Green et al., 2000; Keshav et al., 2005; Tuff, Gibson, 2007; Dasgupta et al., 2009]. Модальное соотношение кристаллизующихся фаз принято как 50 % граната и 50 % клинопироксена.

Было проведено моделирование фракционной кристаллизации выбранных составов метасоматических агентов и кимберлита при степенях кристаллизации 2, 10, 20 и 30 %. Из полученных результатов выбраны наиболее близкие по составу к реальным гранатам и клинопироксенам из перидотитов трубки им. В. Гриба и приведены на рис. 12, 13. В результате моделирования было выявлено, что составы гранатов третьей группы могут быть результатом метасоматического воздействия расплава, близкого по составу к пикритам Ижмозерского поля; гранаты второй и клинопироксены первой групп — из расплава, по составу близкого к базальтам Турьинского поля ААП; клинопироксены второй группы — расплава, состав которого близок к карбонатитам Мельского поля ААП.

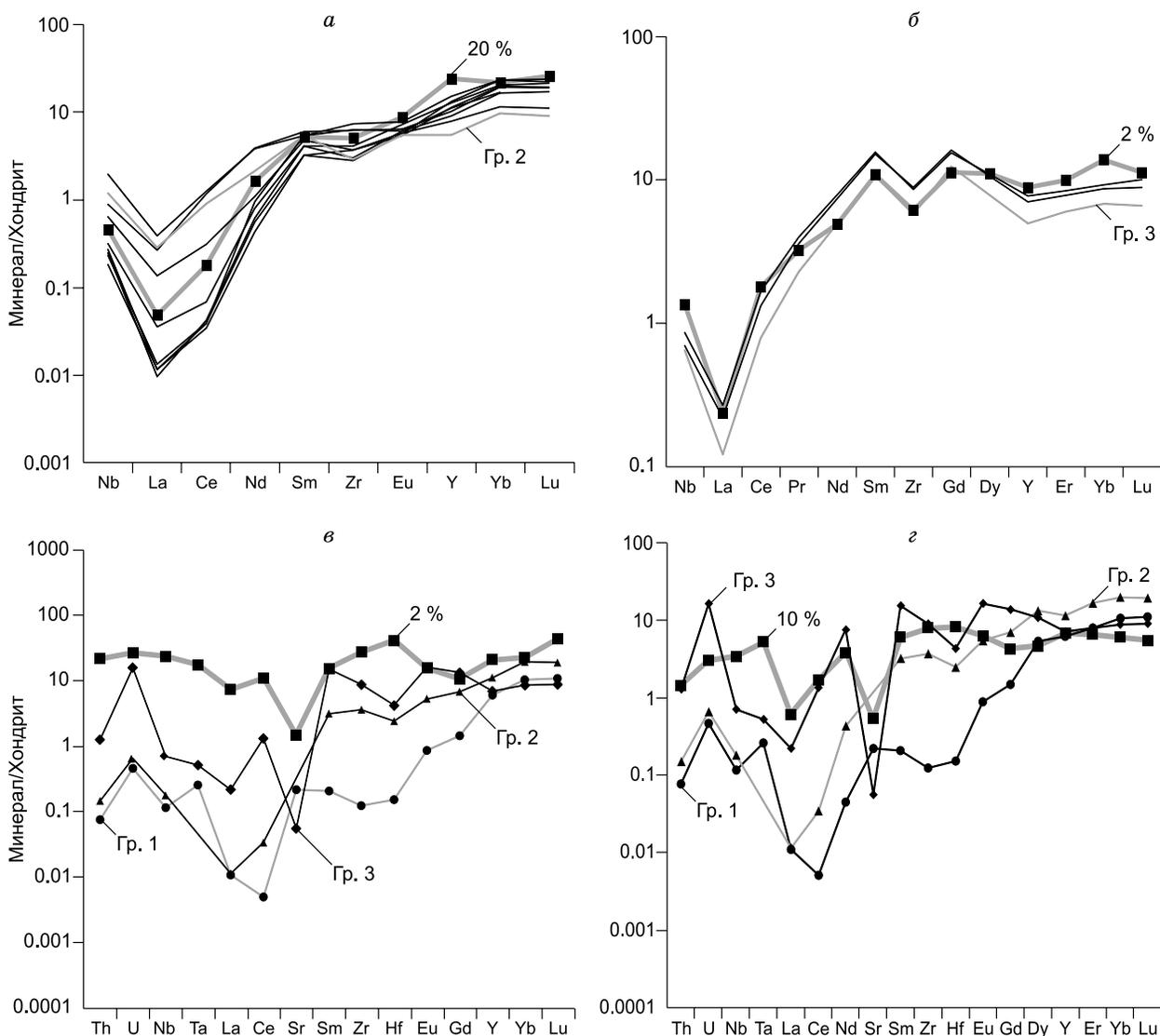


Рис. 12. Моделирование состава граната, кристаллизующегося из:

a — базальта, *б* — пикрита, *в* — карбоната, *з* — кимберлита при 2, 10, 20 %-й фракционной кристаллизации.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Низкотемпературный флогопитовый метасоматоз. На основании структурных особенностей и концентраций TiO_2 и Cr_2O_3 автор работы [Carswell, 1973] отделил первичные метасоматические флогопиты от вторичных, связанных с влиянием кимберлитовой магмы. По [Carswell, 1973], первичные флогопиты представлены крупными, таблитчатыми зернами и, как правило, содержат менее 1 мас. % TiO_2 и Cr_2O_3 . Вторичные флогопиты наблюдаются в виде мелких по размеру бесформенных выделений и в основном содержат более 2 мас. % TiO_2 и Cr_2O_3 . По классификации [Carswell, 1973], таблитчатые флогопиты первой группы — первичные метасоматические флогопиты, которые могут являться ранней генерацией этого минерала в изученных перидотитах. Таблитчатые флогопиты второй группы, по-видимому, представляют собой обогащенные TiO_2 и Cr_2O_3 и обедненные BaO и Al_2O_3 флогопиты первой группы. Это подтверждается зональностью в химическом составе флогопита G1-8. Соответственно, бесформенные флогопиты, образующие каймы вокруг пиропов и развивающиеся по трещинам в перидотитах, представляют собой вторичные флогопиты поздней генерации. Во всех флогопитсодержащих перидотитах обнаружены флогопиты обеих структурных разновидностей.

Существенная разница в химическом составе двух разновидностей флогопита (таблитчатое зерно и кайма) указывает на их различные источники кристаллизации. Образование флогопита в гранатовых

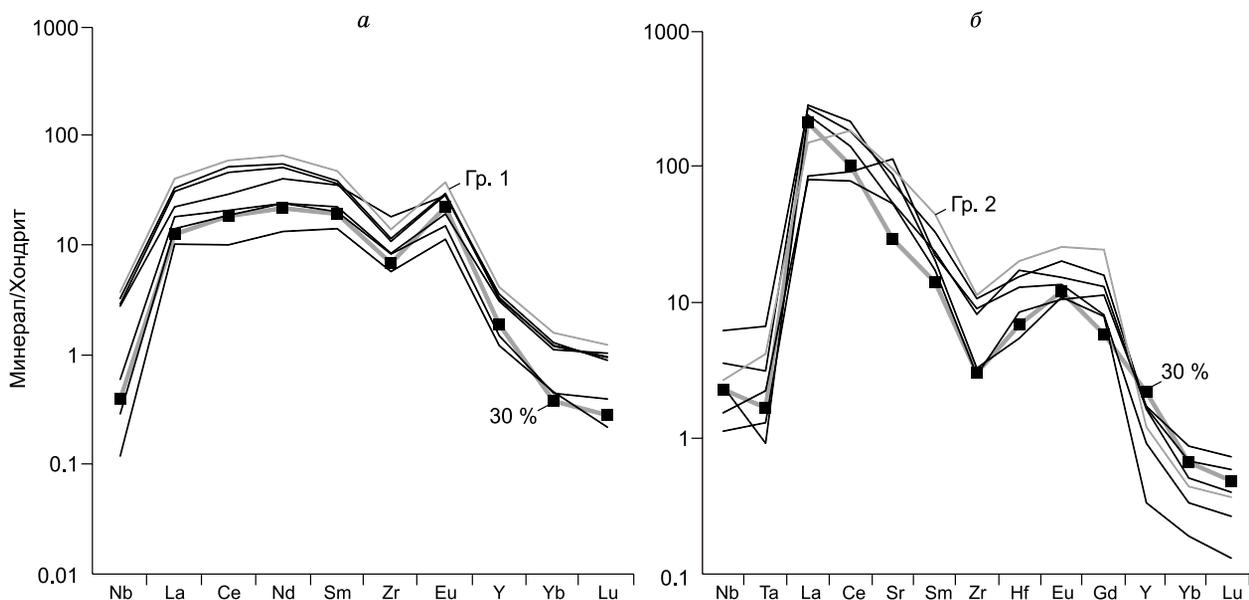


Рис. 13. Моделирование состава клинопироксена, кристаллизующегося из:

a — базальта, *б* — карбоната при 30 %-й фракционной кристаллизации.

перидотитах трубки им. В. Гриба, возможно, связано с влиянием флюида, обогащенного H_2O , K и другими несовместимыми элементами [Aoki, 1974; Erlank et al., 1987; Achterbergh et al., 2001], при кристаллизации таблитчатых зерен. Это мог быть остаточный флюид после кристаллизации и остывания метасоматических агентов базальтового состава. При кристаллизации бесформенных выделений флогопита флюид был обогащен FeO, Cs, Rb и Cr_2O_3 и, вероятно, связан с кимберлитовым расплавом [Carswell, 1973]. Образование флогопита в перидотитах привело к обогащению породообразующих минералов FeO и другими компонентами метасоматического агента.

Высокотемпературный расплавный метасоматоз. Полученные геохимические данные указывают на то, что большинство гранатов и все клинопироксены в изученных перидотитах являются продуктами высокотемпературного модалльного метасоматоза. Результаты геохимического моделирования фракционной кристаллизации свидетельствуют о том, что составы гранатов в перидотитах обусловлены воздействием расплавов, составы которых по геохимическим характеристикам близки к базальтам Турьинского поля и пикритам Ижмозерского поля ААП; а клинопироксены — расплавов, составы которых близки к базальтам Турьинского поля и карбонатитам Мельского поля ААП. Общие данные по особенностям содержания главных и редких элементов в гранатах и клинопироксенах лерцолитового парагенезиса, *PT*-параметрам и типу равновесного с минералом расплава приведены в табл. 3. В перидотитах, где гранат и клинопироксен равновесны с базальтовым расплавом, эти минералы также находятся в геохимическом равновесии (т.е. по РЭ и РЗЭ), что подтверждается равенством коэффициентов распределения РЭ и РЗЭ между минералами и минералами/расплавом [Simon et al., 2003], т.е. $(Grt/Cpx)_S = D_S^{Grt/Cpx}$ (S — элемент, D — коэффициент распределения минерал/расплав). Клинопироксены и гранаты в перидотитах, кристаллизовавшиеся из разных по составу расплавов (карбонатит – базальт, базальт – пикрит), не находятся в геохимическом равновесии, так как коэффициенты распределения элементов между фазами и каждой фазой и расплавом существенно различаются, т.е. $(Grt/Cpx)_S \neq D_S^{Grt/Cpx}$.

Характер распределения РЗЭ в четырех выделенных группах гранатов позволяет проследить последовательность проявления того или иного типа метасоматического обогащения перидотитов литосферной мантии под трубкой им. В. Гриба. Схематически этот процесс показан на рис. 14.

Гранаты первой группы, характеризующиеся плавно возрастающими спектрами от La ($La_n = 0.01—0.03$, $Ce_n = 0.01—0.10$) до Yb ($Yb_n = 7—13$) и содержащие низкие концентрации Y, Zr, Ti, могут представлять собой образцы, не подвергшиеся воздействию мантийного метасоматоза, т.е. имеющие реститовую природу.

Гранаты первой группы, которым свойственно обогащение в области легких РЗЭ ($La_n = 0.22—0.31$, $Ce_n = 0.63—0.79$), отображают первую стадию мантийного метасоматоза. Данные по РЗЭ в клинопироксенах из этих образцов и результаты геохимического моделирования указывают на то, что образование этих клинопироксенов связано с влиянием карбонатитового расплава. Воздействие карбонатитового расплава на перидотиты привело к обогащению гранатов реститовой природы легкими РЗЭ,

Таблица 3. Сопоставление минералогических и геохимических характеристик гранатов и клинопироксенов лерцолитового парагенезиса из перидотитов кимберлитовой трубки им. В. Гриба

№ образца	Минерал	Геохимическая группа	Особенности состава по главным элементам, мас. %	Метасоматический агент	≈ % кристаллизации	<i>P</i> , кбар	<i>T</i> , °C	Флогопит в образце
G1-32	Гранат	2	Низкохромистый	Базальт	20—30	24	653	+
	Клинопироксен	1	> 0.1 TiO ₂ , >1.5 Cr ₂ O ₃	»	20			
G1-8	Гранат	2	Низкохромистый	Базальт	10—20	28	714	+
	Клинопироксен	1	> 0.1 TiO ₂ , >1.5 Cr ₂ O ₃	»	10—20			
G1-1	Гранат	2	Низкохромистый	Базальт	20—30	29	715	+
	Клинопироксен	1	> 0.1 TiO ₂ , >1.5 Cr ₂ O ₃	»	30			
G1-9	Гранат	2	Низкохромистый	Базальт	20—30	30	724	+
	Клинопироксен	1	> 0.1 TiO ₂ , >1.5 Cr ₂ O ₃	»	30			
G1-18	Гранат	2	Низкохромистый	Базальт	20—30	31	748	—
	Клинопироксен	2	> 0.1 TiO ₂ , >1.5 Cr ₂ O ₃	Карбонатит	30			
G1-14	Гранат	1	Низкохромистый	Деплетированные + карбонатит	—	32	798	—
	Клинопироксен	2	<0.1 TiO ₂ , >1.5 Cr ₂ O ₃	Карбонатит	30			
G1-13	Гранат	1	Низкохромистый	Деплетированные + карбонатит	—	37	824	—
	Клинопироксен	2	<0.1 TiO ₂ , >1.5 Cr ₂ O ₃	Карбонатит	30			
G1-15	Гранат	1	Низкохромистый	Деплетированные + карбонатит	—	37	831	—
	Клинопироксен	2	<0.1 TiO ₂ , >1.5 Cr ₂ O ₃	Карбонатит	30			
G2-8	Гранат	3	Высокохромистый	Пикрит	10—20	41	854	+
	Клинопироксен	1	> 0.1 TiO ₂ , >1.5 Cr ₂ O ₃	Базальт	30			
G1-10	Гранат	3	Высокохромистый	Пикрит	2—10	41	870	+
	Клинопироксен	1	> 0.1 TiO ₂ , >1.5 Cr ₂ O ₃	Базальт	30			
G1-2	Гранат	3	Высокохромистый	Пикрит	20	43	901	+
	Клинопироксен	1	<0.1 TiO ₂ , <1.5 Cr ₂ O ₃	Базальт	30			
G1-17	Гранат	2	Низкохромистый	Базальт	20—30	43	926	—
	Клинопироксен	2	> 0.1 TiO ₂ , >1.5 Cr ₂ O ₃	Карбонатит	30			
G1-7	Гранат	2	Низкохромистый	Базальт	20—30	44	976	+
	Клинопироксен	2	> 0.1 TiO ₂ , <1.5 Cr ₂ O ₃	Карбонатит	30			

Примечание. Приведены данные по образцам, в которых для граната и клинопироксена определены равновесные расплавы. *PT*-параметры для образцов рассчитаны по $T_{TA98} + P_{NG85}$.

но принципиально новых по составу гранатов не сформировалось. В этом случае, согласно классификации мантийного метасоматоза [Harte, 1983; Dawson, 1984], можно говорить о проявлении скрытого типа (cryptic) метасоматоза. К этапу карбонатитового метасоматоза можно отнести и образование граната с ярко выраженным синусоидальным распределением в образце дунита (G1-33). Для этого граната типичны самые высокие концентрации Nd и Sm (до 6 хондритовых единиц) и высокое значение отношения Zr/Y (13.4). Разнообразное проявление карбонатитового метасоматоза (обогащение гранатов первой группы легкими РЗЭ и образование граната четвертой группы с синусоидальным спектром РЗЭ) обусловлено присутствием/отсутствием клинопироксена в породах. Так, в отсутствие клинопироксена в дуните значительная часть легких РЗЭ идет в гранат, что приводит к образованию синусоидального спектра РЗЭ (четвертая группа). При появлении клинопироксена в породе легкие РЗЭ преимущественно уходят в клинопироксен, и в гранатах наблюдается лишь легкое обогащение РЗЭ (первая группа). Гранаты с синусоидальным распределением РЗЭ, как правило, встречаются в образцах гарцбургитов [Похиленко и др., 2015] и включениях в алмазах [Stachel, Harris, 2008]. Происхождение таких гранатов остается дискуссионным вопросом мантийной петрологии [Pearson et al., 1995]. Теоретически они могут быть продуктом реакции $Sp + Orx \rightarrow Ol + Gar$ [MacGregor, 1964]. Наличие гранатов дунит-гарцбургитового парагенезиса с синусоидальным распределением РЗЭ можно рассматривать как геохимический критерий алмазности кимберлитов. Поэтому образец дунита (G1-33) можно отнести к группе потенциально алмазоносных ксенолитов перидотитов, встречающихся особо редко в алмазоносных ким-

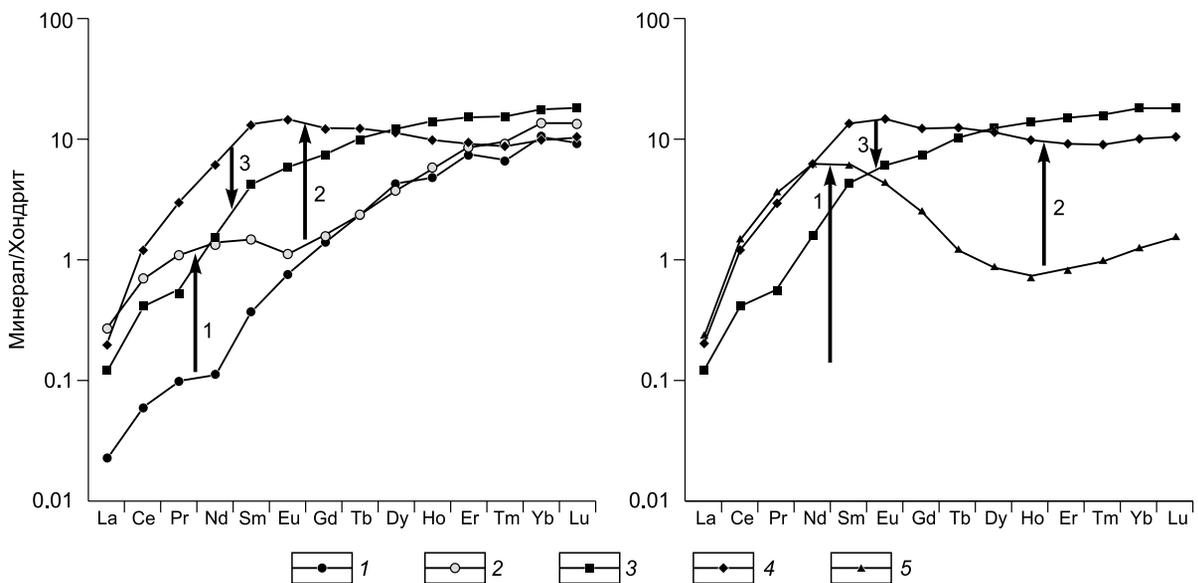


Рис. 14. Эволюция состава и формы распределения РЗЭ в гранатах перидотитов литосферной мантии под воздействием метасоматических агентов различного состава:

1 — карбонатитового, 2 — пикритового, 3 — базальтового, на основе средних значений содержаний РЗЭ по выделенным группам гранатов. Стрелками показаны направления изменения концентраций РЗЭ на разных этапах метасоматоза. 1, 2 — первая группа: 1 — деплетированные, 2 — обогащенные; 3 — вторая, 4 — третья, 5 — четвертая группы.

берлитовых трубках мира [Логвинова и др., 2015]. Образование граната в дуните G1-33 возможно происходило одновременно с ростом алмазов в литосферной мантии под трубкой им. В. Гриба. Так как модельный возраст большинства алмазов [Stachel, Harris, 2008], а также гранатов с синусоидальным распределением РЗЭ [Klein Ben David, Pearson, 2008] является архейским—раннепротерозойским, следует предположить, что карбонатитовый метасоматоз имеет древний возраст.

Образование гранатов третьей группы при воздействии расплавов пикритового состава отображает вторую стадию мантийного метасоматоза, проявленного в более сильном обогащении гранатов легкими (La_n до 0.4 хондритовых единиц), средними РЗЭ (Sm_n до 15 хондритовых единиц) и тяжелыми РЗЭ (Yb_n до 15 хондритовых единиц). Гранаты третьей группы по содержанию CaO и Cr_2O_3 относятся к лерцолитовому парагенезису [Sobolev et al., 1973], но распределение РЗЭ в них имеет характер неярко выраженной синусоиды. Лерцолитовые гранаты с синусоидальным типом распределения РЗЭ также широко встречаются в виде включений в алмазах кимберлитов мира [Stachel et al., 2004b]. Таким образом, на этапе кристаллизации гранатов третьей группы мог продолжаться рост алмазов в литосферной мантии в районе трубки им. В. Гриба.

Заключительная стадия высокотемпературного мантийного метасоматоза представлена образованием гранатов второй группы при реакции базальтового расплава с гранатами вышеописанных групп. Гранаты второй группы имеют низкие содержания Cr_2O_3 , что свидетельствует о значительной добавке базальтового компонента в результирующий состав либо о прямой кристаллизации из расплава в случае самых низкохромистых гранатов. По содержанию главных элементов гранаты второй группы являются низкохромистыми пиропами лерцолитового парагенезиса и близки к составам гранатов мегакристовой ассоциации [Kostrovitsky et al., 2004]. Эти гранаты также характеризуются обеднением легкими РЗЭ (La_n до 0.1) и обогащением тяжелыми РЗЭ (Yb_n до 23). Такие спектры свойственны фертильным гранатам, имеющим нормальное распределение РЗЭ. Образование гранатов второй группы происходит одновременно с кристаллизацией клинопироксена, о чем свидетельствуют результаты геохимического моделирования. На данном этапе гранаты приобретают типичный лерцолитовый состав по содержанию и главных, и РЗ элементов. Данные по включениям в алмазах [Stachel et al., 2004a,b; Stachel, Harris, 2008] показывают, что гранаты лерцолитового парагенезиса, имеющие нормальный спектр распределения РЗЭ, не являются показателем алмазоносности кимберлитов. Таким образом, на этапе кристаллизации гранатов второй группы, по-видимому, прекращается образование алмазов в литосферной мантии под трубкой им. В. Гриба. Это может быть связано с тем, что метасоматический агент становится высокотемпературным с высоким отношением $Fe^{3+}/Fe_{общ}$. Согласно экспериментальным данным, такие распла-

вы эффективно окисляют алмаз [Rorbach, Schmidt, 2011] и при проникновении в литосферную мантию могут привести к полному уничтожению алмаза [Bataleva et al., 2012].

В процентном отношении гранаты, имеющие синусоидальные (четвертая группа) и близкие к синусоидальным (третья группа) спектры распределения РЗЭ с отношением $(Sm/Er)_n > 1$, т.е. являющиеся показателем алмазности кимберлитов, составляют 20 % от всех проанализированных гранатов из перидотитов кимберлитовой трубки им. В. Гриба. Необходимо отметить, что последняя является промышленным месторождением алмазов [Веричев и др., 2003].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Литосферная мантия в районе кимберлитовой трубки им. В. Гриба представлена преимущественно гранатовыми лерцолитами. Их протолит мог быть образован в результате 30—50 %-го частичного плавления вещества примитивной мантии. При столь высоких степенях плавления большая часть граната и весь клинопироксен были удалены из исходного перидотита.

В дальнейшем деплетированные породы претерпели несколько этапов метасоматического обогащения. Воздействие расплава карбонатитового состава привело к обогащению гранатов реститовой природы легкими РЗЭ. На этом же этапе могло происходить образование гранатов с ярко выраженными синусоидальными распределениями РЗЭ. Воздействие расплава пикритового состава приводит к образованию гранатов лерцолитового парагенезиса с неярко выраженными синусоидальными распределениями РЗЭ. Дальнейшее влияние расплава с геохимическими характеристиками обогащенного несовместимыми элементами базальта приводит к образованию гранатов лерцолитового парагенезиса с нормальным типом распределения РЗЭ, которое происходит одновременно с кристаллизацией клинопироксена в перидотитах.

Заключительная стадия мантийного метасоматоза проявлена в воздействии низкотемпературного флюида/расплава, что приводит к кристаллизации двух структурных разновидностей флогопита (сначала таблитчатые зерна, затем бесформенные выделения) и обогащению минералов перидотитов FeO.

Авторы благодарят академика РАН Н.В. Соболева и д.г.-м.н. А.Л. Перчука за конструктивные замечания при подготовке рукописи к печати, а также главного геолога ОАО «Архангельскгеолдобыча» Н.Н. Головина за предоставленные для изучения образцы ксенолитов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 12-05-31193).

ЛИТЕРАТУРА

Агашев А.М., Похиленко Н.П., Черепанова Ю.В., Головин А.В. Геохимическая эволюция пород основания литосферной мантии по результатам изучения ксенолитов деформированных перидотитов из кимберлитов трубки Удачная // ДАН, 2010, т. 432, № 4, с. 510—513.

Архангельская алмазоносная провинция / Ред. О.А. Богатиков. М., Изд-во Моск. ун-та, 1999, 524 с.

Богатиков О.А., Кононова В.А., Носова А.А., Кондрашов И.А. Кимберлиты и лампроиты Восточно-Европейской платформы: петрология и геохимия // Петрология, 2007, т. 15, № 4, с. 339—360.

Веричев Е.М., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П. Геология, состав, условия образования и методика разведки месторождения им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция) // Геология рудных месторождений, 2003, т. 45, № 5, с. 387—414.

Королюк В.Н., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В., Нигматулина Е.Н. О точности электронно-зондового анализа породообразующих минералов на микроанализаторе JXA-8100 // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (3), с. 221—225.

Логвинова А.М., Тэйлор Л.А., Федорова Е.Н., Елисеев А.П., Вирт Р., Ховарт Дж., Реутский В.Н., Соболев Н.В. Уникальный ксенолит алмазоносного перидотита из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия): роль субдукции в образовании алмазов // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (1—2), с. 397—415.

Мальковец В.Г., Зедгенизов Д.А., Соболев Н.В., Кузьмин Д.В., Гибшер А.А., Щукина Е.В., Головин Н.Н., Веричев Е.М., Похиленко Н.П. Содержание элементов-примесей в оливинах из алмазов и ксенолитов перидотитов кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция) // ДАН, 2011, т. 436, № 4, с. 515—520.

Парсаданян К.С., Кононова В.А., Богатиков О.А. Источники гетерогенного магматизма Архангельской алмазоносной провинции // Петрология, 1996, т. 4, № 5, с. 496—517.

Перчук А.Л., Шур М.Ю., Япаскурт В.О., Подгорнова С.Т. Экспериментальное моделирование мантийного метасоматоза сопряженного с эклогитизацией корового вещества в зоне субдукции // Петрология, 2013, т. 21, № 6, с. 632—653.

Похиленко Н.П., Агашев А.М., Литасов К.Д., Похиленко Л.Н. Взаимоотношения карбонатитового метасоматоза деплетированных перидотитов литосферной мантии с алмазообразованием и карбонатит-кимберлитовым магматизмом // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (1—2), с. 361—383.

Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Шавырина М.В. Мантийные ксенолиты из кимберлитовых месторождений округлых алмазов Зимнебережного района, Архангельская алмазоносная провинция // Петрология, 2000, т. 8, № 5, с. 518—548.

Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н., Соболев Е.В. Хромовые пиропы из алмазов Якутии // Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 1, с. 162—165.

Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Реймерс Л.Ф., Захарченко О.Д., Махин А.И., Усова Л.В. Минеральные включения в алмазах Архангельской кимберлитовой провинции // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (2), с. 358—370.

Соболев Н.В., Логвинова А.М., Ефимова Э.С. Сингенетические включения флогопита в алмазах кимберлитов: свидетельство роли летучих в образовании алмазов // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1588—1606.

Соловьева Л.В., Лаврентьев Ю.Г., Егоров К.Н., Костровицкий С.И., Королюк В.Н., Суворова Л.Ф. Генетическая связь деформированных перидотитов и мегакристов граната из кимберлитов с астеносферными расплавами // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (4), с. 281—301.

Соловьева Л.В., Ясныгина Т.А., Егоров К.Н. Метасоматические парагенезисы в глубинных ксенолитах из трубок Удачная и Комсомольская-Магнитная — индикаторы переноса флюидов через мантийную литосферу Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (12), с. 1698—1721.

Шевченко С.С. Изотопные исследования во ВСЕГЕИ. Перспективы использования результатов в целях прогноза и поисков месторождений алмазов // Материалы научно-практической конференции, посвященной 50-летию открытия первой алмазоносной трубки Зарница. СПб., ВСЕГЕИ, 2004, с. 383—387.

Шимизу Н., Соболев Н.В., Ефимова Э.С. Химическая гетерогенность гранатовых включений и ювенильность перидотитовых алмазов из Сибири // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (2), с. 337—352.

Щукина Е.В. Минералого-геохимические особенности ксенолитов литосферной мантии из кимберлитовой трубки им. В. Гриба, Архангельская алмазоносная провинция: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2013, 16 с.

Щукина Е.В., Головин Н.Н., Мальковец В.Г., Похиленко Н.П. Минералогия и *P-T* параметры равновесия минеральных парагенезисов перидотитов из кимберлитовой трубки им. В. Гриба, Архангельская алмазоносная провинция // ДАН, 2012, т. 444, № 6, с. 1—6.

Щукина Е.В., Агашев А.М., Головин Н.Н., Похиленко Н.П. Эквигранулярные эклогиты из кимберлитовой трубки им. В. Гриба: свидетельства палеопротерозойской субдукции на территории Архангельской алмазоносной провинции // ДАН, 2015, т. 462, № 2, с. 1—5.

Achterbergh E.V., Griffin W., Stiefenhofer J. Metasomatism in mantle xenoliths from the Letlhakane kimberlites: estimation of element fluxes // Contr. Miner. Petrol., 2001, v. 141, p. 397—414.

Agashev A.M., Ionov D.A., Pokhilenko N.P., Golovin A.V., Cherepanova Yu., Sharygin I.S. Metasomatism in the lithospheric mantle roots: constraints from WR and minerals chemical composition of deformed peridotite xenoliths from kimberlite pipe Udachnaya // Lithos, 2013, v. 160—161, p. 201—215.

Albarede F. Introduction to geochemical modeling. Cambridge University Press, 1995, 525 p.

Aoki A. Phlogopite and potassic richterite from mica nodules in South African kimberlites // Contr. Miner. Petrol., 1974, v. 115, p. 467—473.

Bataleva Y.V., Palyanov Y.N., Sokol A.G., Borzdov Y.M., Palyanova G.A. Conditions for the origin of oxidized carbonate-silicate melts: Implications for mantle metasomatism and diamond formation // Lithos, 2012, v. 128—131, p. 113—125.

Bell D.R., Gregoire M., Grove T.L., Chatterjee N., Carlson R.W., Buseck P.R. Silica and volatile-element metasomatism of Archean mantle: a xenolith-scale example from the Kaapvaal Craton // Contr. Miner. Petrol., 2005, v. 150, p. 251—267.

Boullier A.M., Nicolas A. Classification of textures and fabrics of peridotite xenoliths from South African kimberlites // Physics and chemistry of the Earth / Eds. L.H. Ahrens, J.B. Dawson, A.R. Duncan, A.J. Erlank. Pergamon Press, Oxford, 1975, v. 9, p. 467—475.

Burgess S.R., Harte B. Tracing lithosphere evolution through the analyses of heterogeneous G9/G10 garnet in peridotite xenoliths, II: REE chemistry // J. Petrol., 2004, v. 45, № 3, p. 609—634.

Carswell D.A. Primary and secondary phlogopites and clinopyroxenes in garnet lherzolite xenoliths, Cape Town, South Africa // International Conference on Kimberlites (extended abstracts) / Eds. L.H. Ahrens, A.R. Duncan, A.J. Erlank. Pergamon Press, Oxford, 1973, p. 417—429.

Coltorti M., Bonadiman C., Hinton R.W., Siena F., Upton B.G.J. Carbonatite metasomatism of the oceanic upper mantle: evidence from clinopyroxenes and glasses in ultramafic xenoliths of Grande Comore, Indian Ocean // *J. Petrol.*, 1999, v. 40, p. 133—165.

Dasgupta R., Hirschmann M.M., McDonough W.F., Spiegelman M., Withers A.C. Trace element partitioning between garnet lherzolite and carbonatite at 6.6 and 8.6 GPa with applications to the geochemistry of the mantle and of mantle-derived melts // *Chem. Geol.*, 2009, v. 262, p. 57—77.

Dawson J.B. Contrasting type of upper-mantle metasomatism // *Kimberlites II: the mantle and crust-mantle relationships* / Ed. J. Kornprobst. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 289—294.

Erlank A.J., Waters F.G., Hawkesworth C.J., Haggerty S.E., Allsopp H.L., Rickard R.S., Menzies M. Evidence for mantle metasomatism in peridotite nodules from the Kimberly pipes, South Africa // *Mantle metasomatism* / Eds. M. Menzies, C.J. Hawkesworth. London, Academic Press, 1987, p. 221—235.

Fujimaki H., Tatsumoto M., Aoki K.-I. Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between phenocrysts and groundmasses // *J. Geophys. Res.*, 1984, v. 89, p. 662—672.

Green T., Blundy J., Adam J., Yaxley G. SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2—7.5 GPa and 1080—1200 °C // *Lithos*, 2000, v. 53, p. 165—187.

Gregoire M., Bell D.R., Le Roex A.P. Garnet lherzolites from the Kaapvaal craton (South Africa): trace element evidence for a metasomatic history // *J. Petrol.*, 2003, v. 44, № 4, p. 629—657.

Griffin W.L., Shee S.R., Ryan C.G., Win T.T., Wyatt B.A. Harzburgite to lherzolite and back again: metasomatic processes in ultramafic xenoliths from the Wesselton kimberlite, Kimberly, South Africa // *Contr. Miner. Petrol.*, 1999, v. 134, p. 232—250.

Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Afonso J.C., Bregg 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.

Harte B. Mantle peridotites and processes — the kimberlite sample // *Continental basalts and mantle xenoliths* / Ed. C.J. Hawkesworth, M.J. Norry. Shiva, Nantwich, 1983, p. 6—91.

Hoal K.E.O., Hoal B.G., Erlank A.J., Shimizu N. Metasomatism of the mantle lithosphere recorded by rare earth elements in garnets // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1994, v. 126, p. 303—313.

Keshav S., Corgne A., Gudfinnsson G.H., Bizmis M., McDonough W.F., Fei Y. Kimberlite petrogenesis: insight from clinopyroxene-melt partitioning experiments at 6 GPa in the CaO—MgO—Al₂O₃—SiO₂—CO₂ system // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2005, v. 69, № 11, p. 2829—2845.

Klein-BenDavid O., Pearson D.G. Origins of subcalcic garnets and their relation to diamond forming fluids — Case studies from Ekati (NWT-Canada) and Murowa (Zimbabwe) // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2008, v. 73, № 3, p. 837—855.

Kopylova M.G., Russell J.K., Cookenboo H. Petrology of peridotite and pyroxenite xenoliths from the Jericho kimberlite: implications for the thermal state of the mantle beneath the Slave Craton, Northern Canada // *J. Petrol.*, 1999, v. 40, № 1, p. 79—104.

Kostrovitsky S.I., Malkovets V.G., Verichev E.M., Garanin V.K., Suvorova L.V. Megacrysts from the V. Grib kimberlite pipe // *Lithos*, 2004, v. 77, p. 511—523.

Logvinova A.M., Taylor L.A., Floss C., Sobolev N.V. Geochemistry of multiple diamond inclusions of harzburgitic garnets as examined in-situ // *Int. Geol. Rev.*, 2005, v. 47, № 12, p. 1223—1233.

MacGregor J.D. The reaction: 4 enstatite + spinel = forsterite + pyrope // *Carnegie Inst. Wash. Yb.*, 1964, v. 63, p. 157—160.

Mahotkin I.L., Gibson S.A., Thompson R.N., Zhuravlev D.Z., Zherdev P.U. Late Devonian diamondiferous kimberlite and alkaline picrite (proto-kimberlite?) magmatism in the Arkhangelsk region, Russia // *J. Petrol.*, 2000, v. 41, № 2, p. 201—227.

Mantle metasomatism / Eds. M.A. Menzies, C.J. Hawkesworth. London, Academic Press, 1987, 472 p.

McDonough W.S., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—253.

Nickel K.G., Green D.H. Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere kimberlites and diamonds // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1985, v. 73, p. 158—170.

Nimis P., Grutter H. Internally consistent geothermometers for garnet peridotites and pyroxenites // *Contr. Miner. Petrol.*, 2010, v. 159, p. 411—427.

Pearson D.G., Shirey S.B., Carlson R.W., Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Shimizu N. Re-Os, Sm-Nd, and Rb-Sr isotope evidence for thick Archaean lithospheric mantle beneath the Siberian craton modified by multistage metasomatism // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995, v. 59, p. 959—977.

Pollack H.N., Chapman D.S. On the regional variation of heat flow geotherms and lithospheric thickness // *Tectonophysics*, 1977, v. 38, p. 279—296.

- Rorbach A., Schmidt M.W.** Redox freezing and melting in the Earth's deep mantle resulting from carbon-iron redox coupling // *Nature*, 2011, v. 472, p. 209—212.
- Shimizu N., Richardson S.H.** Trace element abundance patterns of garnet inclusion in peridotite-suite diamonds // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1987, v. 51, p. 755—758.
- Simon N.S.C., Irving G.J., Davies G.R., Pearson D.G., Carlson R.W.** The origin of garnet and clinopyroxene in «depleted» Kaapvaal peridotites // *Lithos*, 2003, v. 71, p. 289—322.
- Simon N.S.C., Carlson R.W., Pearson D.G., Davies G.R.** The origin and evolution of the Kaapvaal cratonic lithospheric mantle // *J. Petrol.*, 2007, v. 48, p. 589—625.
- Sobolev N.V., Lavrent'ev Ju.G.** Isomorphic sodium admixture in garnets formed at high pressures // *Contr. Miner. Petrol.*, 1971, v. 31, p. 1—12.
- Sobolev N.V., Lavrent'ev Y.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V.** Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses // *Contr. Miner. Petrol.*, 1973, v. 40, p. 39—52.
- 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, v. 112S, p. 701—713.
- Stachel T., Harris J.W.** The origin of cratonic diamonds — constraints from mineral inclusions // *Ore Geol. Rev.*, 2008, v. 34, p. 5—32.
- Stachel T., Aulbach S., Brey G.P., Harris J.W., Leost I., Tapper R., Viljoen K.S.** The trace element composition of silicate inclusions in diamonds: a review // *Lithos*, 2004a, v. 77, p. 1—19.
- Stachel T., Viljoen K.S., McDade P., Harris J.W.** Diamondiferous lithospheric roots along the western margin of the Kalahari Craton — the peridotitic inclusion suite in diamonds from Orapa and Jwaneng // *Contr. Miner. Petrol.*, 2004b, v. 147, p. 32—47.
- Taylor W.R.** An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of fertile lherzolite and garnet websterite // *Neus. Jahrb. Mineral. Abh.*, 1998, v. 172, p. 381—408.
- Tuff J., Gibson S.** Trace-element partitioning between garnet, clinopyroxene and FE-rich picritic melts at 3 to 7 GPa // *Contr. Miner. Petrol.*, 2007, v. 153, p. 369—387.
- Walter M.J.** Melt extraction and compositional variability in mantle lithosphere // *Treatise on Geochemistry*. V. 2. The mantle and core / Ed. R.W. Carlson. Amsterdam, Elsevier, 2003, p. 363—391.
- Yaxley G.M., Green D.H., Kamenetsky V.** Carbonatite metasomatism in the southeastern Australian lithosphere // *J. Petrol.*, 1998, v. 39, p. 1917—1930.

*Рекомендована к печати 4 марта 2015 г.
Н.В. Соболевым*

*Поступила в редакцию
11 декабря 2014 г.*