

УДК 552.323.6

ПОЛИСТАДИЙНОСТЬ МАНТИЙНОГО МЕТАСОМАТОЗА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ КИМБЕРЛИТОВЫХ МАГМ: НА ПРИМЕРЕ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ ИМ. В. ГРИБА, АРХАНГЕЛЬСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ¹

© 2021 г. А. В. Каргин^{a, b, *}

^aИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

^bИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

*e-mail: kargin@igem.ru

Поступила в редакцию 08.09.2020 г.

После доработки 14.12.2020 г.

Принята к публикации 26.12.2020 г.

Обсуждается мантийный метасоматоз литосферной мантии Архангельской алмазоносной провинции под воздействием кимберлитовых магм, включающий их формирование и эволюцию, геохимическое обогащение деплетированной литосферной мантии, а также образование минералов мегакристной ассоциации. В основу обсуждения положен анализ данных по составам граната, клинопироксена, ортопироксена, флогопита и ильменита из мантийных ксенолитов гранатовых перидотитов, ильменитовых перидотитов (дунитов), клинопироксен-флогопитовых пород, а также мегакристов этих минералов из кимберлитов трубки им. В. Гриба, Архангельская алмазоносная провинция, Россия. Установлено, что литосферная мантия Архангельской провинции от ее основания (глубины около 180–210 км) до глубин, соответствующих давлению 3.5 ГПа (около 100–120 км), испытала полистадийный метасоматоз вдоль путей подъема кимберлитовых расплавов. Мантийный метасоматоз деплетированных гранатовых гарцбургитов приводит к их геохимическому обогащению и преобразованию в гранатовые лерцолиты, флогопит-гранатовые верлиты и клинопироксен-флогопитовые породы. Данный процесс происходил незадолго до захвата этих ксенолитов кимберлитовыми расплавами. Расчеты составов модельных расплавов, которые могли находиться в равновесии с гранатом и клинопироксеном из различных типов мантийных ксенолитов и мегакристов, показывают, что деформированные лерцолиты в основании литосферной мантии могли быть в равновесии с кимберлитовыми расплавами щелочно-карбонатно-силикатного состава. Формирование высокотитанистых мегакристов граната и высокохромистых мегакристов клинопироксена в средней части литосферной мантии и основной объем лерцолитизации деплетированных перидотитов происходили в условиях геохимического равновесия с кимберлитовыми расплавами, в которых отмечается увеличение силикатной компоненты и фракционирование Fe-Ti фаз. Изменение состава расплава может быть связано с его взаимодействием с мантийными перидотитами во время прохождения/подъема расплава через них. Сходство состава мегакристов граната, клинопироксена, флогопита, ильменита с составами минералов из перидотитовых ксенолитов предполагает, что мегакристы являются либо дезинтегрированными фрагментами наиболее крупнозернистых разновидностей, либо формировались при тех же условиях, которые существовали при мантийном метасоматозе, ответственном за образование этих перидотитов.

Ключевые слова: Архангельская алмазоносная провинция, кимберлит, мантийные ксенолиты, мантийный метасоматоз, мегакристы

DOI: 10.31857/S086959032103002X

ВВЕДЕНИЕ

Кимберлиты – редкие щелочно-ультраосновные породы, основные природные источники алмаза. В дополнение к экономической ценности алмазных месторождений, кимберлитовые породы являются

источником знаний о составе и строении литосферной мантии Земли, так как выносят большое количество разнообразных мантийных ксенолитов и ксенокристов. Несмотря на более чем полувековое исследование кимберлитов и родственных пород по всему миру, многие аспекты их петрологии, геохимии, минералогии и вулканологии остаются дискуссионными:

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi: 10.31857/S086959032103002X для авторизованных пользователей.

1) состав кимберлитового расплава (исходно существенно карбонатитовый или ультраосновной силикатный) и его эволюция в ходе продвижения через литосферную мантию, включая вопросы растворения ортопироксена и ассилияции мантийных перидотитов (например, Price et al., 2000; Kopylova et al., 2007; Russell et al., 2012; Kamenetsky et al., 2014; Kamenetsky, Yaxley, 2015; Kamenetsky, 2016; Stamm, Schmidt, 2017; Soltyś et al., 2018; Giuliani et al., 2020);

2) роль астеносферного и литосферного источников в генерации кимберлитовых магм (Mitchell, 1995; Burgess, Harte, 2004; Tappe et al., 2011; Костровицкий и др., 2013; Соловьева и др., 2019), роль мантийных пломов (Howarth et al., 2014; Sun et al., 2014; Похilenko и др., 2015; Tappe et al., 2016), а также участие жильных метасоматических парагенезисов, таких как MARID (слюда–амфибол–рутин–ильменит–диопсид) или PIC (флогопит–ильменит–клинопироксен) или их аналогов (Foley, 1992; Mitchell, 1995; Gregoire et al., 2002; Fitzpayne et al., 2018a, 2018b; Lebedeva et al., 2020a), в генезисе кимберлитов;

3) взаимосвязь метасоматоза литосферной мантии, проявленного в ксенолитах мантийных пород, с кимберлитовым расплавом, включая вопросы стадийности и времени метасоматоза, а также состава метасоматического агента (например, Griffin et al., 1999; Burgess, Harte, 2004; Nimis et al., 2009; Ionov et al., 2010, 2018; Howarth et al., 2014; Giuliani et al., 2014, 2016; Похilenko и др., 2015; Сазонова и др., 2015; Щукина и др., 2015; Kargin et al., 2017b; Носова и др., 2017; Bussweiler et al., 2018; Соловьева и др., 2019);

4) происхождение минералов мегакристов (индивидуальные зерна граната, клинопироксена, флогопита, ильменита, оливина и других, размером более 10 мм и их обломки (Mitchell, 1995)), причины вариации их состава, а также генетическая взаимосвязь с мантийным метасоматозом, ксенолитами деформированных перидотитов и кимберлитовым расплавом (например, Moore, Lock, 2001; Burgess, Harte, 2004; Kostrovitsky et al., 2004; Moore, Belousova, 2005; Kopylova et al., 2009; Костровицкий и др., 2013; Kargin et al., 2017a; Соловьева и др., 2019; Lebedeva et al., 2020b).

Ксенолиты мантийных пород, выносимые кимберлитами, отражают сложную, многостадийную историю метасоматического преобразования литосферной мантии. В первую очередь, в ходе мантийного метасоматоза происходит геохимическое обогащение деплетированных гранатовых гарцбургитов и формирование гранатовых лерцолитов, т.е. рефертилизация деплетированного мантийного субстрата, а также образование новых, нетипичных для обычных мантийных пород минералов, таких как апатит, флогопит, ильменит и др. (обзор в O'Reilly, Griffin, 2013). В качестве метасоматического агента принято рассматривать расплавы/флюиды: (1) близкие по составу к астеносферным расплавам основного или ультраосновного

состава (например, Burgess, Harte, 2004; Solov'eva et al., 2008; Щукина и др., 2015); (2) карбонатитовые и щелочно-карбонатитовые составы (Yaxley et al., 1998; Griffin et al., 1999; Похilenko и др., 2015; Ionov et al., 2018), а также (3) кимберлитовые и родственные расплавы (Boyd et al., 1997; Giuliani et al., 2013; Bussweiler et al., 2018; Fitzpayne et al., 2018b).

Мантийные ксенолиты могут содержать свидетельства нескольких стадий мантийного метасоматоза, которые проходили под воздействием различных по составу метасоматических агентов на разных этапах тектоно-термальных преобразований литосферной мантии (например, Похilenko и др., 2015; Щукина и др., 2015; Ionov et al., 2018). Вероятно, что мантийный метасоматоз сопровождался постепенным изменением состава метасоматического агента или флюида в ходе его взаимодействия с литосферной мантией, а также процессов фракционной кристаллизации (Burgess, Harte, 2004; Ionov et al., 2006; O'Reilly, Griffin, 2013; Kamenetsky, Yaxley, 2015; Giuliani et al., 2016, 2020). В случае кимберлитового расплава его образование и последующая эволюция при подъеме сквозь литосферную мантию приводят к ее преобразованию вдоль основного транспортного канала (Bussweiler et al., 2018), поскольку щелочно-ультраосновные расплавы, включая карбонатиты и кимберлиты, являются неравновесными литосферной мантии с геохимической точки зрения (например, Kopylova et al., 2007; Yaxley et al., 2017). На время преобразования литосферной мантии и ее взаимодействия с кимберлитовыми расплавами могут указывать данные изотопных исследований кимберлитов, валовых проб мантийных ксенолитов и отдельных минералов из них (например, Gregoire et al., 2002; Ionov et al., 2015, 2020; Fitzpayne et al., 2018a, 2020 и ссылки в них). Например, последние исследования неоднородности состава Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем в минералах из мантийных ксенолитов трубки им. В. Гриба, Архангельская провинция, несмотря на интенсивный мантийный метасоматоз, указывают на гетерогенность этих изотопных систем в ксенолитах из-за различной степени переуравновешивания пород с кимберлитовым расплавом, а также позволяют расшифровать историю преобразования литосферной мантии этой провинции, предшествующую кимберлитовому магматизму (Lebedeva et al., 2020a).

В настоящей работе приводится обобщение результатов изучения мантийных ксенолитов из кимберлитов трубки им. В. Гриба, Архангельская алмазоносная провинция (ААП), Россия, а также предложена модель метасоматоза литосферной мантии ААП, включающая формирование и эволюцию кимберлитовых расплавов, обогащение деплетированной литосферной мантии и образование минералов мегакристной ассоциации.

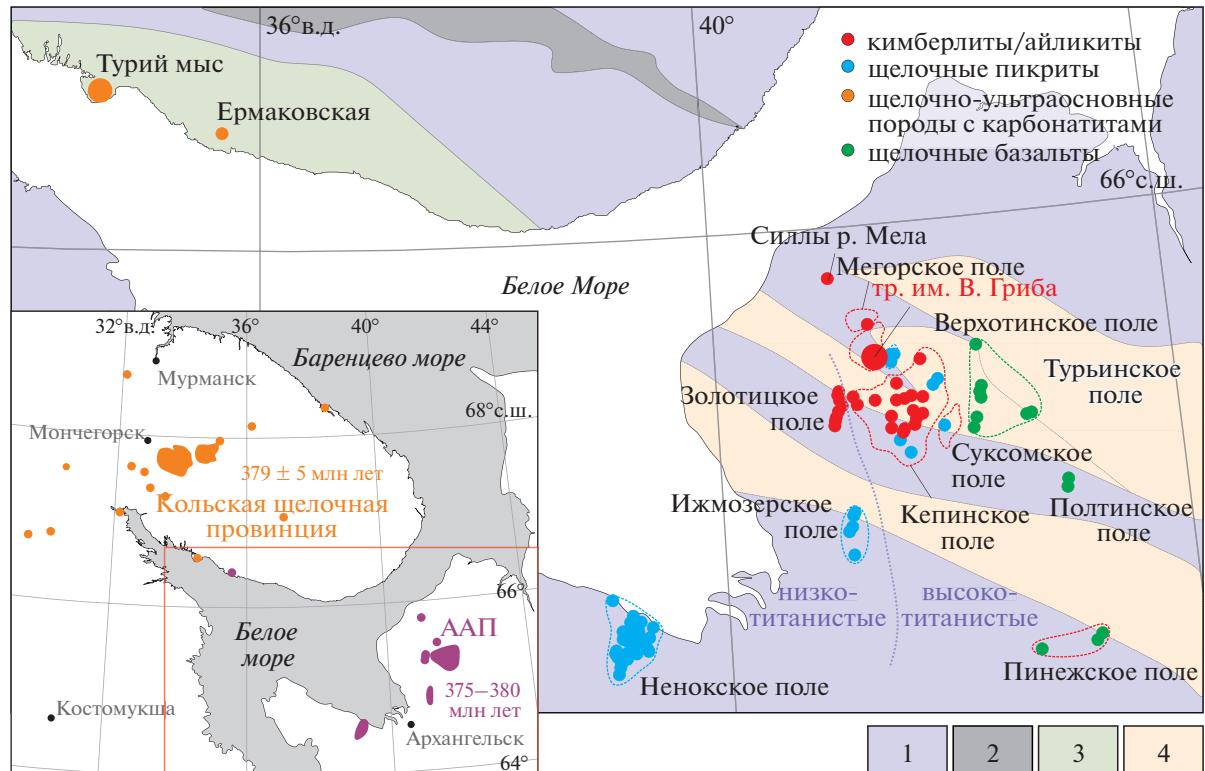


Рис. 1. Схематическая карта, демонстрирующая распределение девонских магматических полей северо-восточной части Восточно-Европейской платформы с положением проявлений щелочно-ультраосновного магматизма, согласно (Третяченко, 2008; Арзамасцев, Ву, 2014). Возрасты провинций указаны согласно (Арзамасцев, Ву, 2014; Ларионова и др., 2016).

1–4: докембрийская кора (Bogdanova et al., 2016): 1 – архейская кора, переработанная в пределах Лапландско-Кольского коллизионного орогена; 2 – палеопротерозойские вулканические пояса и осадочные бассейны (2.50–1.95 млн лет); 3 – палеопротерозойская кора (1.83–1.82 млн лет); 4 – авлакогены, внутрикратонные бассейны (1.50–0.70 млн лет).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

ААП расположена в северо-восточной части Восточно-Европейской платформы (рис. 1) и включает в себя более 80 тел (трубок взрыва и силлов) кимберлитов и родственных щелочно-ультраосновных пород (Кононова и др., 2007; Третяченко, 2008), которые принято разделять по составу на две серии: магнезиально-глиноземистую (щелочно-ультраосновные породы Золотицкого и Верхотинского полей, пикриты и оливиновые мелилититы Чидвийского, Ижмозерского, Ненокского и Суксомского полей) и железо-титанистую (кимберлиты Черноозерского (трубка им. В. Гриба), щелочно-ультраосновные породы и кимберлиты Кепинского поля, щелочные пикриты Мегорского поля и карбонатиты – кимберлиты Мельского поля) (Саблюков и др., 2000; Mahotkin et al., 2000; Кононова и др., 2007; Sablukov, Sablukova, 2008). Породы магнезиально-глиноземистой серии (<1.1 мас. % TiO_2) расположены преимущественно в западной и краевых частях ААП, тогда как породы железо-титанистой серии (>1.2 мас. % TiO_2) – в ее восточной и центральной частях (рис. 1). Кимберлиты трубки им. В. Гриба и кимберлиты Золотицкого

поля являются промышленно-алмазоносными и образуют два алмазных месторождения – им. В. Гриба и М.В. Ломоносова соответственно.

В настоящее время остается дискуссионным вопрос – формировались ли магматические породы ААП в одну стадию или в несколько. Возраст промышленно-алмазоносных кимберлитов составляет 375 ± 2 млн лет, тогда как время формирования пород Кепинского поля оценивается в 397 ± 1.2 млн лет, а карбонатитов Мельского поля – 393 ± 8 млн лет, однако последние данные требуют подтверждения дополнительным изотопным датированием (Ларионова и др., 2016). Геологическая позиция, петрография и геохимическая характеристика магматизма ААП, включая кимберлиты трубки им. В. Гриба, детально охарактеризованы в работах (Саблюков и др., 2000; Веричев и др., 1999, 2003; Mahotkin et al., 2000; Кононова и др., 2007; Третяченко, 2008; Саблюков и др., 2009; Ларионова и др., 2016; Каргин и др., 2020).

Трубка им. В. Гриба расположена в центральной части ААП (рис. 1). Геологическая позиция, строение, состав и петрографо-геохимическая характеристика представлены в работах (Веричев

и др., 1999, 2003; Голубева и др., 2006; Кононова и др., 2007; Ларионова и др., 2016).

Кимберлиты прорывают слаболитифицированные осадочные породы неопротерозоя (*Ediacaran*) и перекрываются толщиной слабо сцементированных тонко-мелкозернистых кварцевых песчаников среднего карбона и рыхлых четвертичных отложений мощностью 65–70 м. В плане диатрема имеет ромбовидно-округлую форму, вытянутую в северо-восточном направлении, размером 570 × 480 м. В строении трубы выделяют кратерную и жерловую фации. Кратерная часть, мощностью порядка 110 м, выполнена песчаниками, туфопесчаниками, брекчиями осадочных пород, кимберлитовыми туфами и туффитами. Основной объем жерловой части диатремы выполнен кимберлитами двух фаз внедрения и прослежен скважинами до глубины около 950 м. Породы первой фазы представлены кимберлитовыми туфобрекчиями и ксенотуфобрекчиями, слагают приконтактовые реликтовые зоны и занимают порядка 25–30% объема трубы. Породы второй фазы слагают основную часть кимберлитовой диатремы и представлены пирокластическими кимберлитами с широкой вариацией содержания пирокластов и литокластов оливина при низком содержании обломков вмещающих пород. Кимберлиты этой фазы обладают повышенными содержаниями ксенолитов мантийных и коровых пород и мегакристов. Контакты трубы с вмещающими породами четкие, резкие, наблюдается брекчирование вмещающих пород. Мощность приконтактовой зоны достигает 10 м (Веричев и др., 1999, 2003).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Детальные исследования микроструктурных особенностей изученных ксенолитов, а также минералов из них проводились в лаборатории локальных методов исследования вещества Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова на кафедре петрологии и вулканологии на растровом (сканирующем) электронном микроскопе (РЭМ) JEOL JSM 6480LV с энергодисперсионным анализатором INCA Energy 350. Ускоряющее напряжение 15 кВ, сила тока 15 ± 0.1 нА, локальность анализа минералов 4 мкм. Растворные электронные изображения получены в отраженных электронах. Погрешности измерения концентраций всех анализируемых элементов не более ± 10 отн. % при концентрациях от 1 до 5 мас. %, до ± 5 отн. % от 5 до 10 мас. % и до ± 2 отн. % свыше 10 мас. %. Порог обнаружения в зависимости от элемента составляет от 0.1 до 0.3 мас. %.

Содержание главных элементов в изученных минералах определяли в Лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (г. Москва) на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8200, оснащенном пятью волновыми и од-

ним энерго-дисперсионным спектрометрами при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе тока 20 нА, диаметре зонда 1–2 мкм. Время экспозиции на главные элементы составило 10 с, на примесные – 20–40 с. Расчет поправок осуществляли по методу ZAF с применением программы фирмы JEOL. В качестве стандартов на определяемые элементы использовались соединения, близкие по составу к исследуемым фазам.

Содержание микроэлементов в минералах измерялось методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) в тех же кристаллах, которые были проанализированы электронным зондом, по методике, описанной в (Nosova et al., 2002).

Детальное описание используемых аналитических методов приведено в работах (Kargin et al., 2016, 2017a, 2017b).

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Кимберлиты трубы им. В. Гриба содержат большое количество мантийных ксенолитов перидотитов, эклогитов, клинопироксен-флогопитовых пород, а также мегакристов граната, оливина, клинопироксена, флогопита, ильменита и их сростков (Kostrovitsky et al., 2004; Sablukova et al., 2004; Саблуков и др., 2009; Голубкова и др., 2013; Сazonova и др., 2015; Щукина и др., 2015; Kargin et al., 2016, 2017a, 2017b, 2019; Носова и др., 2017; Lebedeva et al., 2020a, 2020b; Каргин и др., 2020).

Основной объем мантийных ксенолитов и мегакристов (рис. 2) был изучен из керна скважины 1/1000, которая пройдена в основном по пирокластическим кимберлитам второй фазы внедрения до глубины около 920 м. В целом пирокластические кимберлиты изученного разреза характеризуются повышенным содержанием литокластов оливина различного размера и формы (до 45–50 об. %), которые представлены макрокристами и мегакристами круглой формы, а также обломками зерен оливина различной формы и размера. Большая часть оливина, так же как мега- и макрокристы других минералов и ксенолиты, являются центральными частями пирокластов, которые можно разделить на два класса: (1) крупные пирокласты, размером до 5–6 см круглой или неправильной формы, представляют собой раскристаллизованный кимберлитовый расплав, а также (2) тонкие кимберлитовые оболочки вокруг ядер (Голубева и др., 2006; Сазонова и др., 2015). Материал пирокластов имеет микропорфировую или афировую структуру, состоит из фенокристов оливина, реже небольших чешуй флогопита (до 50 мкм) и зерен рудных минералов, погруженных в основную массу серпентинового или карбонат-серпентинового состава. Матрикс кимберлитов микротонкозернистый, в нем присутствует серпентин,

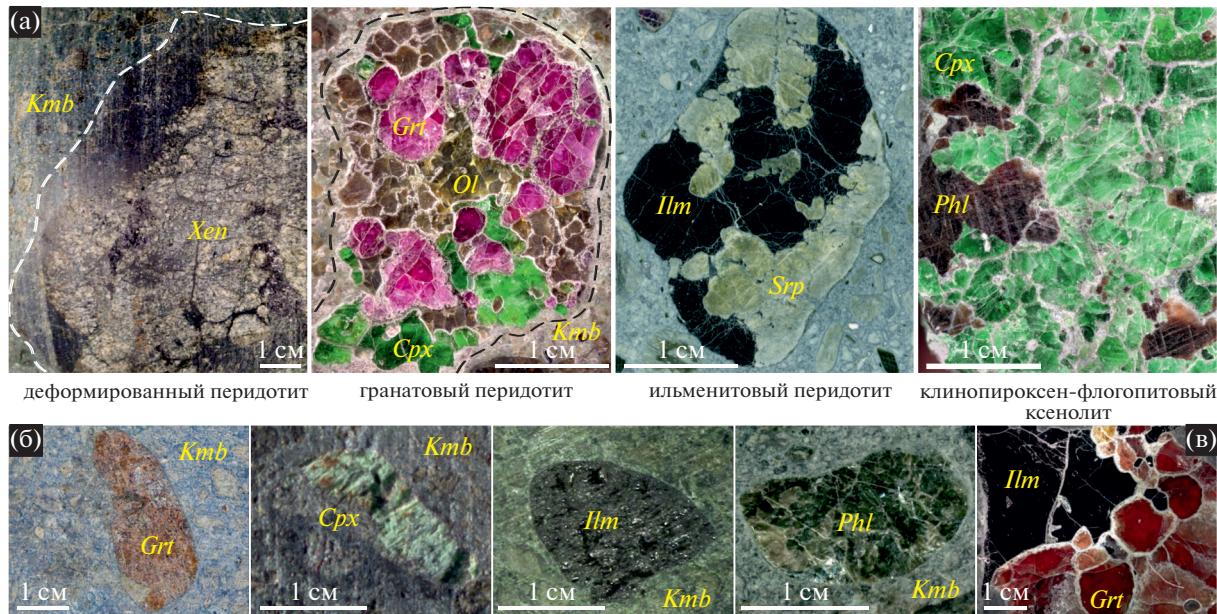


Рис. 2. Фотографии изученных ксенолитов перидотитов и клинопироксен-флогопитовых пород (а) и мегакристов (б) граната, клинопироксена, ильменита, флогопита в основной массе кимберлитов и сростки ильменита и граната (в). *Kmb* – кимберлитовая основная масса, *Xen* – ксенолит, *Grt* – гранат, *Cpx* – клинопироксен, *Ilm* – ильменит, *Phl* – флогопит, *Srp* – серпентин.

реже карбонат и большое количество рудных высокотитанистых минералов: пикроильменит, рутил, а также перовскит, часто замещенный титаном. Агрегат вторичных минералов основной массы состоит из карбоната, серпентина, высокомагнезиального хлорита (Сазонова и др., 2015).

В целом ксенолиты мантийных и коровых пород, мегакристы и их фрагменты обнаружены по всему разрезу пирокластических кимберлитов, однако в интервале глубин от 550–600 до 750–800 м отмечаются повышенные содержания мантийных ксенолитов и мегакристов (см. Supplementary, ESM_1.pdf)², характеризующихся относительно хорошей степенью сохранности, а горизонты 400–450 м характеризуются высоким содержанием литокластов оливина (до 50 об. %).

Мантийные ксенолиты

Детальная петрографическая характеристика изученных ксенолитов представлена в (Сазонова

и др., 2015; Kargin et al., 2016, 2017a, 2017b; Носова и др., 2017; Каргин и др., 2020). Большая часть изученных ксенолитов имеет круглую форму и размеры от 2–3 до 10–15 см. Некоторые ксенолиты представляют собой ядра пирокластов. Ксенолиты гранатовых перидотитов характеризуются широкой вариацией количественного соотношения породообразующих минералов, по составу они варьируют от гранатовых гарцбургитов до гранатовых, реже до ильменит-гранатовых лерцолитов. Ксенолиты состоят из оливин, ортопироксена, клинопироксена, граната, флогопита и ильменита (в порядке уменьшения их содержания) и характеризуются неравномерно-зернистой, от средне- до крупнозернистой структурой, среди которых преобладают разновидности с размером минеральных зерен от 2 до 7 мм (рис. За–Зг). Оливин, как правило, представлен в виде округлых зерен, интенсивно разбитых трещинами, ортопироксен образует редкие изометричные гипидиоморфные зерна (рис. За–Зв). В большинстве случаев оливин и ортопироксен замещаются вторичными минералами группы серпентина, реже хлоритом и карбонатами, что затрудняет определение этих минералов и оценку их количества в измененных ксенолитах. Клинопироксен обычно встречается в виде удлиненных зерен, расположенных в промежутках между серпентинизированными зернами оливина и ортопироксена. Часто клинопироксен замещает ортопироксен и реже оливин по трещинам и краям зерен (рис. За–Зг), что свидетельствует о формировании клинопироксена не-

² Результаты исследований приведены в Supplementary materials к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно:

ESM_1.pdf – Дополнительные материалы 1 к разделу “Объекты исследования”;

ESM_2.xlsx – Представительные составы изученных минералов и оценки давления и температуры равновесия минеральных фаз в изученных мантийных ксенолитах из кимберлитов трубки им. В. Гриба;

ESM_3.pdf – Дополнительные материалы 3 к разделам “Состав минералов” и “Обсуждение результатов”.

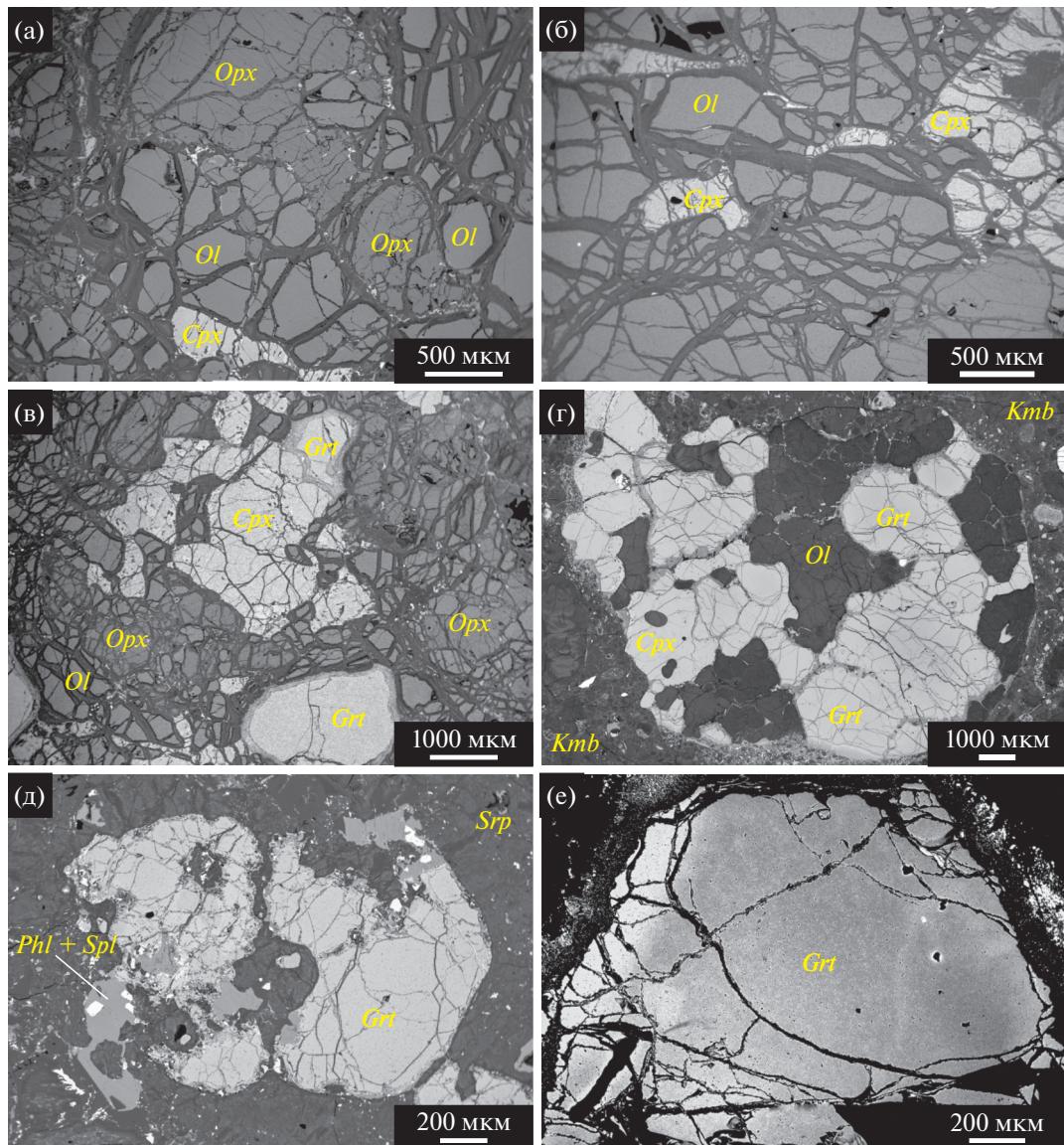


Рис. 3. Микрофотографии образцов мантийных перидотитовых ксенолитов в обратно-рассеянных электронах. (а) – изометричные зерна оливина (*Ol*) и ортопироксена (*Opx*), а также вытянутые между зернами оливина и ортопироксена зерна клинопироксена (*Cpx*), обр. Gr1-754; (б) – вытянутые зерна клинопироксена (*Cpx*), развивающиеся между границами зерен оливина, также по трещинам в них, обр. Gr-3; (в, г) – постепенное увеличение количества клинопироксена и граната (*Grt*) в перидотитовых ксенолитах, где клинопироксен возникает как в виде крупных зерен, так и в виде вытянутых вдоль границ зерен оливина кристаллов, обр. Gr1-754 и Gr1-745; (д) – замещение граната флогопитом (*Phl*) и шпинелем (*Spl*); *Serp* – псевдоморфозы серпентина по оливину, обр. Gr1-634; (е) – зональное строение зерна граната, обр. Gr1-466.

задолго до захвата ксенолита кимберлитовым расплавом. При увеличении содержаний клинопироксена в гранатовых лерцолитах клинопироксен формирует ксеноморфные зерна или крупные изометричные зерна, которые могут встречаться в срастании с более поздним флогопитом (рис. 3в–3г). Гранат в ксенолитах мантийных перидотитов, как правило, образует округлые крупные зерна в равновесном срастании с оливином или ортопироксеном. Флогопит обнаружен в виде дискретных зерен, а также в виде скоплений мелких зерен вокруг

крупных кристаллов граната, замещая последний (рис. 3д).

Ксенолит *деформированного гранатового лерцолита* (рис. 2) обладает интенсивными пластическими деформациями, которые привели к формированию порфиросластиической структуры: крупные порфиросласты оливина, ортопироксена и граната погружены в микрозернистую мозаичную массу, состоящую из необластов оливина и ортопироксена (рис. 4а, 4б). Клинопироксен замещает необласти и порфиросласты ортопироксена (рис. 4а),

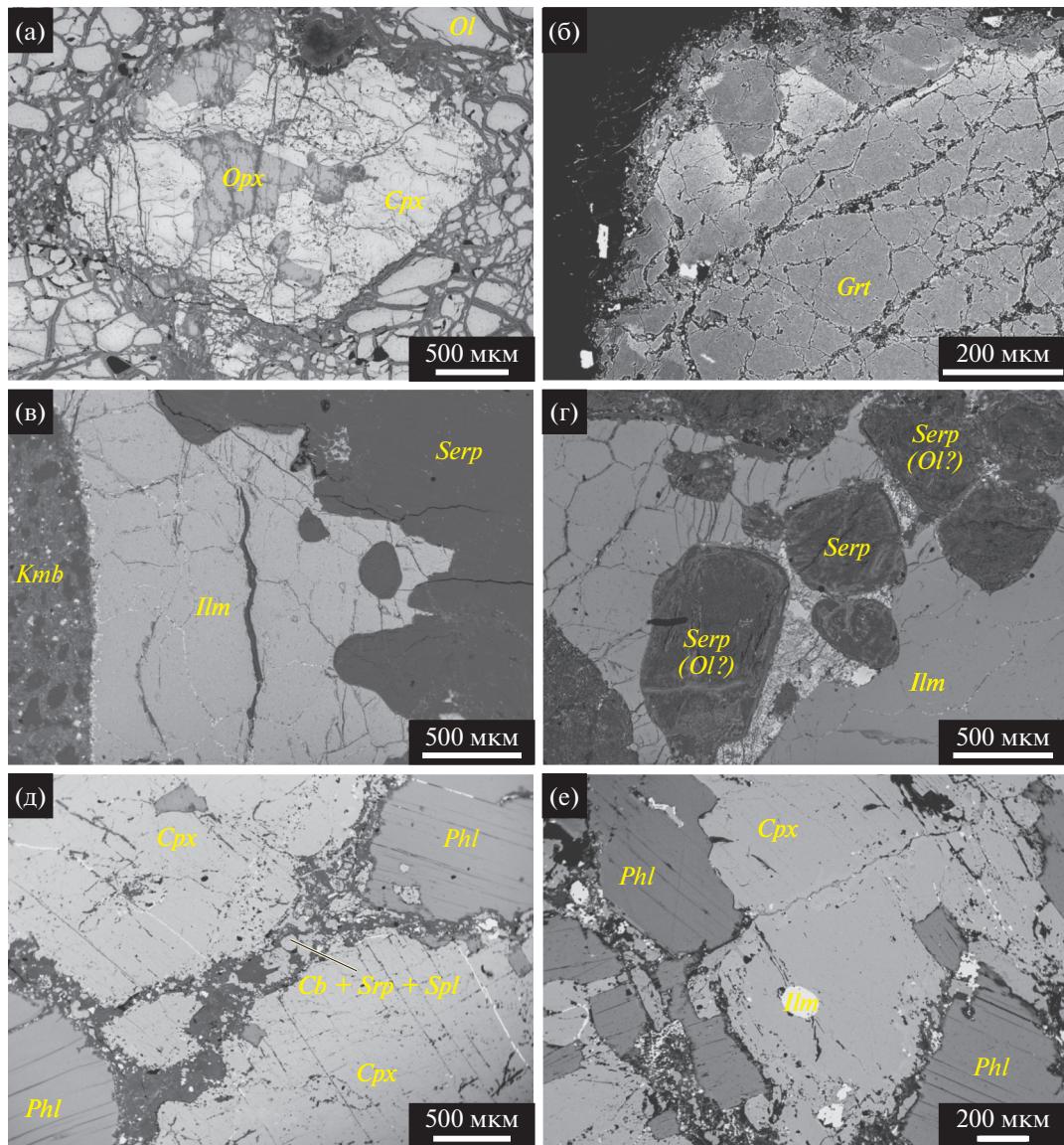


Рис. 4. Микрофотографии образцов деформированного лерцолита (а, б), ильменитовых перидотитов (в, г) и клинопироксен-флогопитовых ксенолитов (д, е) в обратно-рассеянных электронах. (а) – замещение клинопироксеноем (*Cpx*) порфиrokластов ортопироксена (*Opx*), реже оливина (*Ol*), обр. Gr106-644; (б) – зональное строение гранатовых порфиrokластов (*Grt*) с резкими границами между зонами, обр. Gr106-644; (в, г) – фрагмент ильменитового прожилка в перидотитовом ксенолите, где ильменит (*Ilm*) представлен полигональными кристаллами, от основного прожилка отходят небольшие апофазы, которые цементируют серпентинизированные зерна оливина, обр. Gr1-536 и Gr1-639; (д) – гранобластовая структура клинопироксен-флогопитового ксенолита, а также развитие поздних прожилков, выполненных кальцитом (*Cb*), флогопитом (*Phl*), шпинелем и серпентином (*Cb + Srp + Spl*), обр. Gr1-715; (е) – окружные включения Mg-ильменита в клинопироксене, обр. Gr1-715.

реже оливина (Kargin et al., 2017b), что указывает на его формирование после основного этапа деформаций и незадолго до захвата ксенолита кимберлитовым расплавом, поскольку сохраняются его неравновесные структуры. Порфиroklastы граната обладают резко выраженной зональностью в обратно-рассеянных электронах (рис. 4б). В единичном количестве присутствуют изометричные зерна ильменита, размером до 0.6 мм.

Обогащенные ильменитом перидотитовые ксенолиты, как правило, состоят из ильменита, содержание которого варьирует в широких пределах (до 60–70 об. %), серпентинизированных зерен оливина и ортопироксена (?) (Каргин и др., 2020). Как правило, в изученных ксенолитах отсутствует гранат, несмотря на то что ильменит-гранатовые сростки широко распространены среди ксенолитов в кимберлитах трубки им. В. Гриба. Полное заме-

щение силикатных минералов серпентином не позволяет достоверно отнести данные ксенолиты к перидотитам или дунитам. Ильменит обладает неправильной формой, часто формирует небольшие прожилки между силикатными минералами (рис. 4в). В таком случае агрегат ильменита состоит из полигональных зерен размером 100–500 мкм (рис. 4в–4г). Часто прожилки ильменита содержат округлые включения замещенного серпентином оливина (рис. 4г). Иногда от ильменитовых прожилков отходят небольшие апофизы, которые брекчируют зерна оливина. В целом структуры изученных ильменитовых ксенолитов схожи со структурами ксенолитов полимиктовых брекчий, широко распространенных среди кимберлитов Кимберли, Южной Африки (Giuliani et al., 2013, 2014), а также встречающихся среди ксенолитов в кимберлитах трубки Удачная, Якутия (Pokhilenko, 2009).

Клинопироксен-флогопитовые ксенолиты (Kargin et al., 2017а) обладают неравномерно-зернистой, от средне- к крупнозернистой, гранобластовой структурой (рис. 2). Эти породы состоят из клинопироксена, флогопита и в подчиненном количестве оливина, Cr-шпинели, ильменита, которые встречаются в виде включений в клинопироксene (рис. 4д, 4е). В некоторых ксенолитах доля оливина увеличивается, сохраняются крупные изометричные зерна граната, что позволяет классифицировать данные ксенолиты как флогопитовые верлиты или флогопит-гранатовые верлиты.

Большая часть изученных мантийных ксенолитов разбита многочисленными системами тонких трещин (до 0.2–0.3 мм), выполненных карбонатами, серпентином, флогопитом и шпинелью (рис. 4д). Вокруг прожилков происходит преобразование минералов ксенолитов: для клинопироксена характерно появление пористых структур, а гранат и флогопит, реже ортопироксен, характеризуются наличием тонких краевых зон, отчетливо различимых на изображениях в обратно-рассеянных электронах, что может свидетельствовать об изменении состава этих минералов. Часто на контакте с прожилками гранат испытывает замещение агрегатом флогопита, карбонатов и хромистой шпинели. В образцах с минимальными вторичными преобразованиями на контакте с гранатом также отмечаются новообразованные клинопироксен и ортопироксен, что может являться результатом взаимодействия мегакриста граната с кимберлитовым расплавом (Bussweiler et al., 2016). По всей вероятности, данные прожилки связаны с кимберлитовым расплавом, выносящим ксенолиты, а краевые зоны в минералах имеют реакционное происхождение.

Мегакристы

Мегакристы граната, клинопироксена, флогопита, ильменита, как правило, имеют окружную,

вытянутую форму и размеры до 2–3 мм (рис. 2). Кимберлиты трубки им. В. Гриба в большом количестве содержат дезинтегрированные фрагменты мегакристов, размером менее 0.5 мм, а также их сростки, среди которых были изучены сростки ильменит-гранатового и ортопироксен-ильменит-гранатового состава. Мегакристы граната часто обладают интенсивной фрагментацией и часто содержат моно- и полиминеральные включения различного состава (Lebedeva et al., 2020b). Крупные мегакристы ильменита могут содержать небольшие (менее 0.5 мм) окружные включения серпентина, представленные фрагментами мантийных пород перидотитового состава (Каргин и др., 2020). Так же как и изученные мантийные ксенолиты, мегакристы разбиты многочисленными вторичными прожилками, выполненными карбонатами, серпентином и шпинелью, происхождение которых аналогично прожилкам в мантийных ксенолитах и связано с воздействием выносящего мегакриста кимберлитового расплава (Kargin et al., 2017b).

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Детальное описание состава породообразующих минералов мантийных ксенолитов и мегакристов представлено в публикациях (Kargin et al., 2016, 2017а, 2017б, 2019; Каргин и др., 2020). В настоящей работе приводится обобщающая информация по составу изученных минералов. Составы минералов, используемые в настоящей работе, приведены в Supplementary, ESM_2.xlsx.

Главные элементы

Большая часть изученных минералов характеризуется широкой вариацией значений магнезиальности Mg# ($Mg/(Mg + Fe^{2+})$). При этом минералы гарцбургитового парагенезиса обладают более высокими значениями Mg# и низкими концентрациями TiO_2 , тогда как минералы из парагенезиса деформированного лерцолита – низкими значениями Mg# и Cr_2O_3 на фоне высоких концентраций TiO_2 . Минералы из ксенолитов гранатовых лерцолитов и мегакристовой ассоциации, как правило, имеют промежуточные значения Mg# и концентрации TiO_2 .

Ортопироксен. Состав ортопироксена хорошо иллюстрирует выше указанный тренд (рис. 5): при переходе от гранатовых гарцбургитов к деформированному лерцолитам значение Mg# в ортопироксene изменяется от 0.94 до 0.90, а концентрация TiO_2 варьирует от 0.04 ± 0.03 до 0.17 ± 0.03 мас. % ($n = 211$). Помимо этого, для ортопироксена характерны широкие вариации концентраций Cr_2O_3 и Al_2O_3 (рис. 5б, 5в). Ортопироксен в ассоциации с гранатом и ильменитом показывает составы, близкие к необластям ортопироксена из ксе-

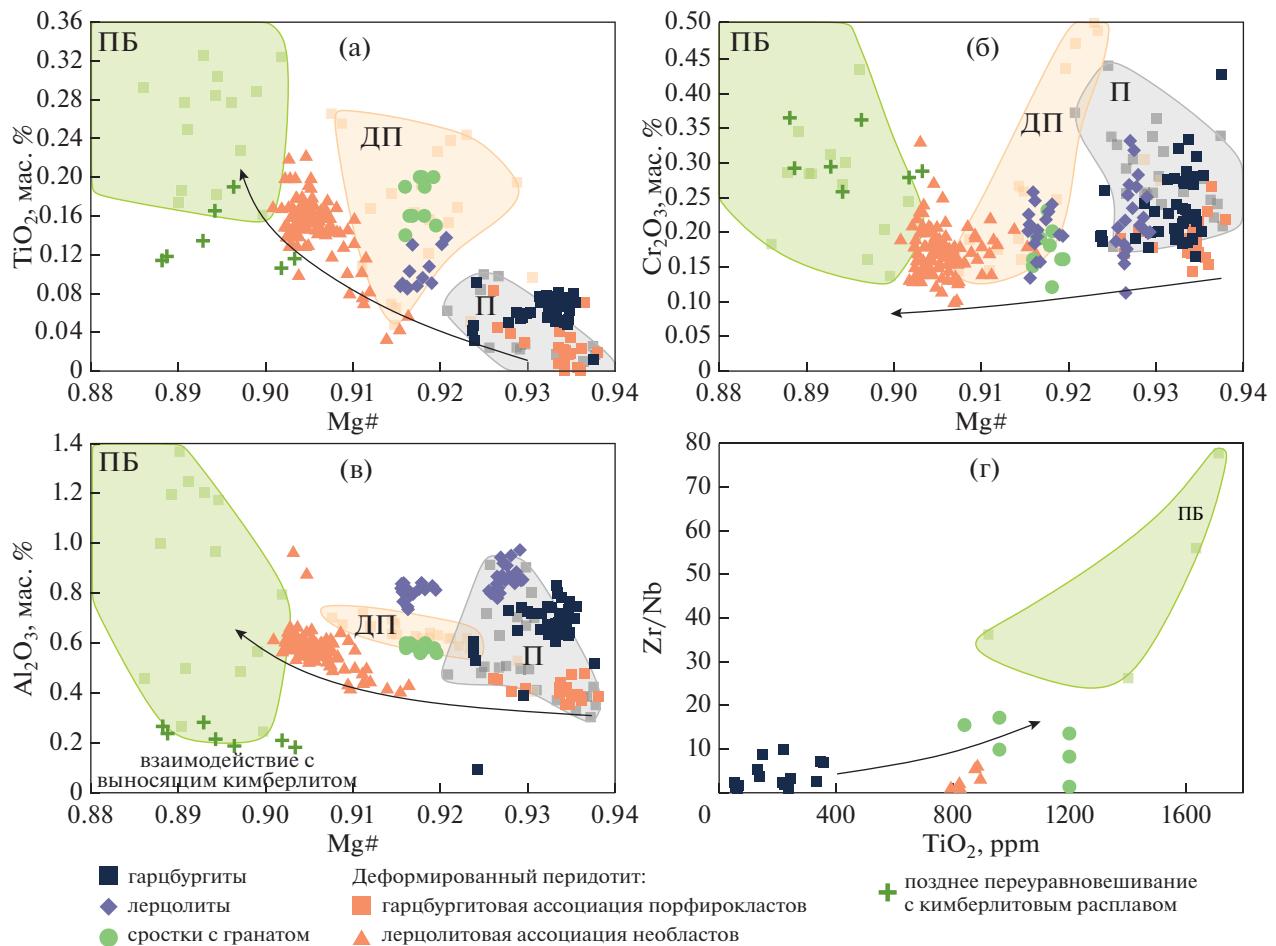


Рис. 5. Вариация состава ортопироксена из изученных мантийных ксенолитов трубки им. В. Гриба. Стрелки показывают тренд изменения состава ортопироксена в ходе мантийного метасоматоза (см. текст). Полями показаны составы ортопироксена из: ксенолитов полимиктовых брекчий (поле ПБ) из кимберлитов провинции Кимберли, Южная Африка (Giuliani et al., 2014), ксенолитов деформированных перидотитов (поле ДП) и гранатовых перидотитов (поле П) из трубки Удачная, Якутия (Ionov et al., 2010).

нолитов деформированных лерцолитов (рис. 5а–5в). Краевые зоны ортопироксена, которые были переурновешены с выносящим ксенолитами кимберлитовым расплавом, обладают самыми низкими значениями $\text{Mg}^{\#}$, а также высокими концентрациями TiO_2 и Cr_2O_3 на фоне низких Al_2O_3 (рис. 5а–5в). Наименее магнезиальные составы ортопироксена приближаются к составу ортопироксена из матрикса ксенолитов полимиктовых брекчий (рис. 5), которые представляют собой закристаллизовавшиеся на мантийных глубинах порции кимберлитового расплава (Pokhilenko, 2009; Giuliani et al., 2014).

Клинопироксен. Как и в случае с ортопироксеном, при переходе от гранатовых гарцбургитов к деформированным лерцолитам в клинопироксene происходит уменьшение $\text{Mg}^{\#}$ от 0.93 до 0.89 на фоне увеличения концентрации TiO_2 от 0.20 ± 0.03 до 0.35 ± 0.03 мес. % ($n = 65$) (рис. 6). При этом кли-

нопироксены из деформированных перидотитов близки по составу к клинопироксенам из мантийных ксенолитов типа PIC, которые могут представлять собой продукт преобразования литосферной мантии под воздействием кимберлитовых расплавов (Fitzpayne et al., 2018b) и перекрываются по составу с наиболее магнезиальными клинопироксенами из ксенолитов деформированных перидотитов трубки Удачная, Якутия (Ionov et al., 2010).

Крупные мегакристы клинопироксена отличаются от классических мегакристов за счет высоких значений $\text{Ca}^{\#}$, $\text{Mg}^{\#}$ и более низких концентраций TiO_2 (Kargin et al., 2017a) и соотносятся по своему составу с высокохромистыми мегакристами (Pivin et al., 2009; Bussweiler et al., 2016). По составу они полностью перекрываются с клинопироксеном из клинопироксен-флогопитовых ксенолитов из трубки им. В. Гриба и характеризуются умеренными значениями $\text{Mg}^{\#}$ (0.91–0.93) и понижен-

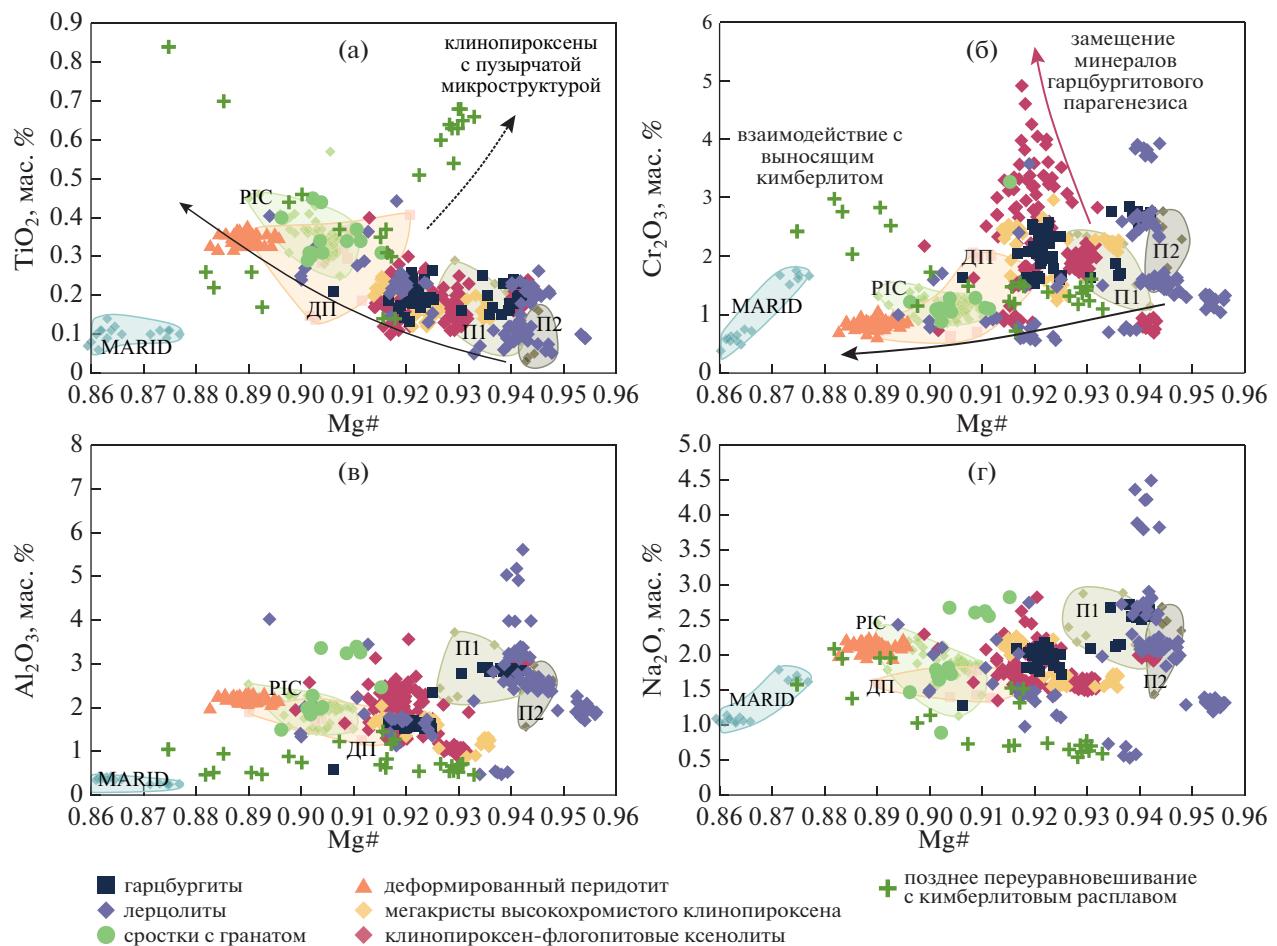


Рис. 6. Вариация состава клинопироксена из изученных мантийных ксенолитов и мегакристов трубки им. В. Гриба. Стрелки показывают тренд изменения состава клинопироксена в ходе мантийного метасоматоза (см. текст); пунктирная стрелка на рисунке (а) показывает изменение состава клинопироксена из поздних пузырчатых зон (Kargin et al., 2017a); розовая стрелка (верхняя) на рисунке (б) показывает изменение состава клинопироксена, развивающегося по трещинам в ортопироксене и оливине в ксенолитах гранатовых гарцибургитов. Полями показаны составы клинопироксена из: ксенолитов деформированных перидотитов (поле ДП) из трубки Удачная, Якутия (Ionov et al., 2010); ксенолитов флогопит-ильменит-клинопироксенового (поле PIC) и флогопит-амфибол-рутин-ильменит-клинопироксенового (поле MARID) состава из кимберлитов Южной Африки (Fitzpayne et al., 2018b); ксенолитов гранатовых перидотитов из трубки им. В. Гриба, испытавших силикатный (поле П1) и карбонатитовый (поле П2) метасоматоз, согласно (Шукина и др., 2015).

ными концентрациями TiO₂ (менее 0.25 мас. %), а также близки к клинопироксенам из ксенолитов гранатовых перидотитов из некоторых кимберлитовых провинций (Nimis et al., 2009; Pivin et al., 2009). Клинопироксены, кристаллизующиеся вдоль границ ортопироксена и оливина, а также по трещинам в этих минералах, показывают широкий разброс концентрации Cr₂O₃ при постоянных значениях величины Mg#, тогда как клинопироксен, образующий крупные кристаллы, петрографически уравновешенные с другими минералами перидотитов, имеет менее вариативные концентрации Cr₂O₃ (рис. 6б). Клинопироксен из сростков с мегакристами граната и включения в них показывают промежуточный состав между кли-

нопироксеном из ксенолитов деформированных перидотитов и крупных мегакристов трубки им. В. Гриба и перекрываются с составом клинопироксена из ксенолитов деформированных перидотитов других кимберлитовых объектов (рис. 6).

Клинопироксены с пористыми (губчатыми) микроструктурами отличаются от неизмененных частей кристаллов резким увеличением концентраций TiO₂ на фоне снижения Al₂O₃, Na₂O, Cr₂O₃ (рис. 6), что является типичным для мегакристов клинопироксена с подобными текстурами (Bussweiler et al., 2016). Поздние краевые зоны зональных кристаллов, которые были переуравновешены с выносящим ксенолиты кимберлитовым расплавом, характеризуются низкими

значениями Mg# и высокими концентрациями TiO_2 , что сближает их по составу с клинопироксеном из деформированных лерцолитов, но последние отличаются более низкими концентрациями Cr_2O_3 (рис. 6б). В некоторых ксенолитах гранатовых лерцолитов по границам зерен и трещинам отмечается увеличение концентраций Na_2O и Cr_2O_3 (рис. 6б, 6г). По всей видимости, такое изменение состава клинопироксена отражает взаимодействие ксенолита с поздним, обогащенным Na кимберлитовым расплавом.

Гранат. В отличие от пироксенов, гранат не показывает постепенного увеличения концентрации TiO_2 с уменьшением Mg# (рис. 7). Гранаты обладают широкой вариацией состава при содержании пиропового минала от 63 до 78 мол. %. На диаграмме $\text{CaO}-\text{Cr}_2\text{O}_3$ (рис. 7а) большая часть составов изученных гранатов попадает в поле граната из ксенолитов лерцолитового парагенезиса из кимберлитов Якутии (Sobolev, 1977), несмотря на то что часть гранатов была изучена из ксенолитов гранатовых гарцбургитов. Часть гранатов из ксенолитов гарцбургитов и верлитов обладает повышенными концентрациями CaO , что смещает их составы в область граната из ксенолитов верлитов. По содержанию TiO_2 все изученные гранаты могут быть разделены на две группы: (1) высокотитанистые гранаты (0.86 ± 0.13 мас. % TiO_2 , $n = 252$) из ксенолита деформированного лерцолита и мегакристы граната и их сростки с ильменитом с низкими концентрациями CaO и Cr_2O_3 , что является типичным для состава граната из ассоциации низкохромистых мегакристов (Griffin et al., 1999; Grütter et al., 2004); (2) низкотитанистые гранаты (0.12 ± 0.07 мас. % TiO_2 , $n = 451$) с широкими вариациями концентраций CaO и Cr_2O_3 , распространенные среди гранатов из ксенолитов гарцбургитов и лерцолитов (Pivin et al., 2009; Ziberna et al., 2013).

Отметим, что все изученные составы граната из ксенолитов гранатовых гарцбургитов не попадают в поле граната из подобных ксенолитов Якутской провинции (рис. 7а), а смещаются в поле граната из лерцолитов. Подобная эволюция состава граната отмечается в ксенолитах, претерпевших мантийный метасоматоз (Howarth et al., 2014). Последнее может указывать на то, что не всегда по составу отдельных дезинтегрированных зерен граната можно надежно диагностировать его мантийный источник.

Флогопит. Результаты детального изучения состава флогопита из различных мантийных ксенолитов и основной массы кимберлитов трубки им. В. Гриба показаны в работе (Kargin et al., 2019). В контексте данного обобщения выделим две основные группы флогопита (рис. 8а–8в): (1) высокомагнезиальные ($\text{Mg}^{\#} = 0.93$) флогопиты с низкими содержаниями TiO_2 (0.56 ± 0.06 мас. %, $n = 137$) и

Cr_2O_3 (0.56 ± 0.11 мас. %, $n = 137$) и (2) низкомагнезиальные ($\text{Mg}^{\#} = 0.91$) с высокими содержаниями TiO_2 (2.67 ± 0.36 мас. %, $n = 37$) и Cr_2O_3 (1.49 ± 0.23 мас. %, $n = 37$). Флогопиты первой группы встречаются в виде крупных дискретных зерен в ксенолитах гранатовых перidotитов, а также в ксенолитах клинопироксен-флогопитового состава и в виде крупных мегакристов. Флогопит второй группы обычно формирует краевые зоны высокомагнезиальных флогопитов и чаще всего встречается в ассоциации с высокотитанистыми гранатами. Данные флогопиты перекрываются по составу с флогопитами из ксенолитов полимиктовых брекчий, а также с высокотитанистыми флогопитами из кимберлитов других провинций (рис. 8). Флогопиты из матрикса кимберлитов и кимберлитовых оболочек пирокластов близки по составу к флогопитам из низкомагнезиальной группы и характеризуются уменьшением концентрации Cr_2O_3 на фоне увеличения содержаний Al_2O_3 (рис. 8в), FeO (рис. 8б), BaO (рис. 8г), что является типичным для флогопита, кристаллизующегося из кимберлитового расплава совместно с другими минералами кимберлитового матрикса (Mitchell, 1995).

Ильменит. Мегакристы ильменита и ильменит из ксенолитов безгранатовых перidotитов имеют схожий состав и характеризуются высокими концентрациями MgO (14.35 ± 0.49 мас. %, $n = 422$) (рис. 9а) при вариациях Cr_2O_3 от 1.34 до 3.16 мас. % (среднее 2.22 ± 0.41 мас. %, $n = 422$), $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.53 \pm 0.13$ мас. % и $\text{MnO} - 0.24 \pm 0.05$ мас. % ($n = 422$). Дискретные зерна ильменита из ксенолитов гранатовых лерцолитов, в том числе со структурами деформаций, не отличаются по составу от ильменита из ильменитовых перidotитов. В целом интервал вариации состава ильменита из кимберлитов трубки им. В. Гриба перекрывается по составу с ильменитом из мантийных ксенолитов типа PIC и ксенолитов полимиктовых брекчий из кимберлитов провинции Кимберли, Южная Африка (Giuliani et al., 2013; Fitzpayne et al., 2018b).

Редкие элементы

Было установлено несколько типов граната и клинопироксена, которые различаются по содержанию редкоземельных (РЗЭ) и других редких элементов-примесей (рис. 10). Дополнительные графики распределения нормированных к хондриту C1 и примитивной мантии редких элементов в изученных гранатах и клинопироксенах приведены в Supplementary, ESM_3.pdf.

Гранат. Среди изученных гранатов были выделены следующие типы:

(1) Мегакристы высокотитанистого граната и сростки граната с другими минералами мегакристной ассоциации обладают типичными для

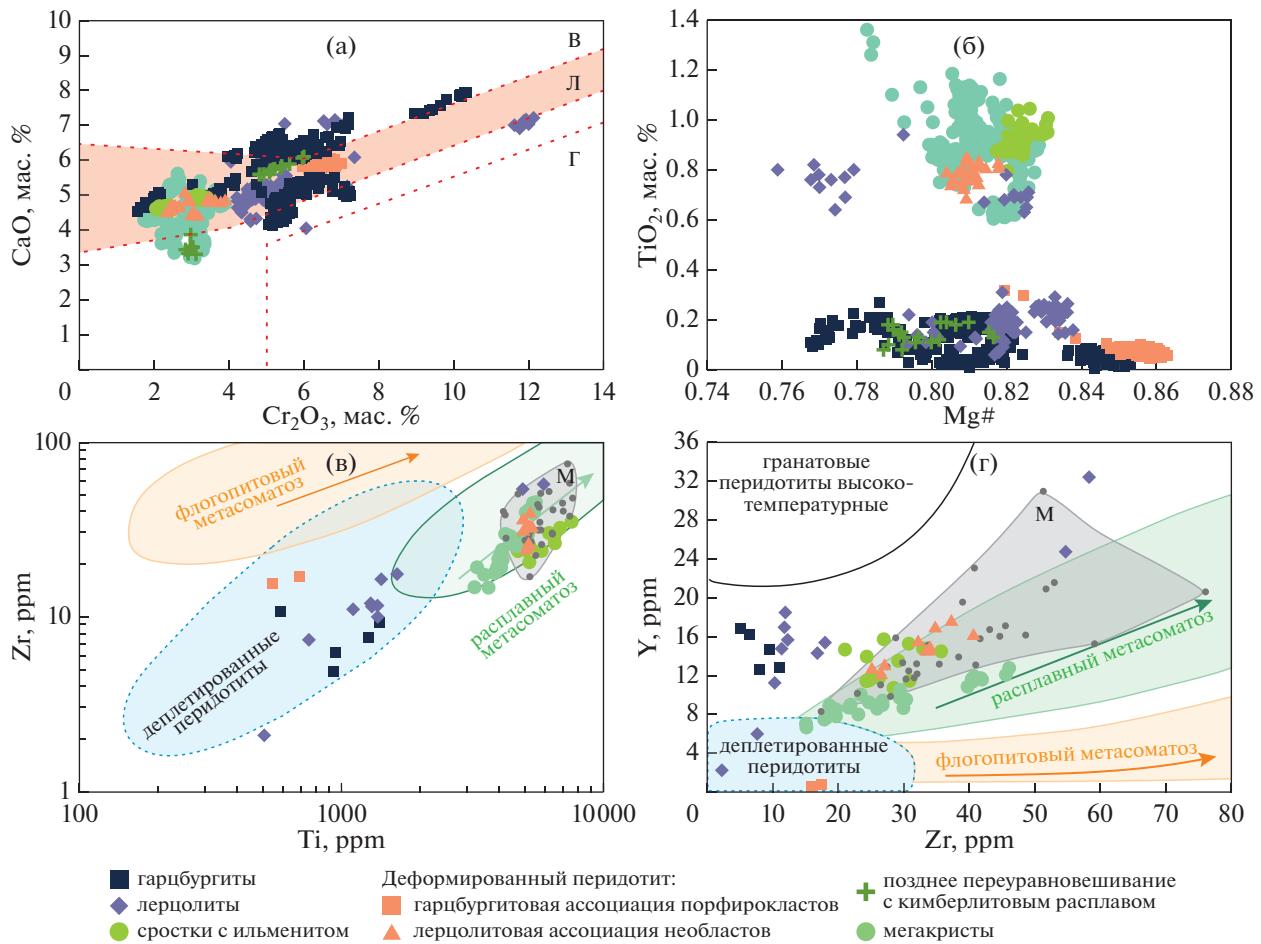


Рис. 7. Вариация состава граната из изученных мантийных ксенолитов и мегакристов трубы им. В. Гриба. Поля на классификационной диаграмме (а) обозначают составы граната, которые широко распространены в мантийных ксенолитах: В – верлитового, Л – лерцолитового и Г – алмазоносного гарнбургитового парагенезиса из кимберлитов Якутии (Sobolev, 1977). На рисунках (в, г) показаны поля состава граната из мантийных ксенолитов, претерпевших различный тип мантийного метасоматоза, согласно (Griffin et al., 1999), где стрелками показано изменение состава граната при переходе от центральных к краевым зонам. Серым полем (М) показаны составы мегакристов граната (серые точки) из (Kargin et al., 2016; Shchukina et al., 2017).

мегакристов спектрами распределения РЗЭ с обеднением легкими РЗЭ и постепенным обогащением средними и тяжелыми РЗЭ до уровня в 6–10 раз выше, чем концентрации в хондрите (рис. 10а). Также эти гранаты характеризуются положительными аномалиями высокозарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti) относительно РЗЭ (рис. 10б), а на диаграммах Zr-Ti и Y-Zr (рис. 7в, 7г) попадают в поле состава граната из ксенолитов мантийных перидотитов, испытавших высокотемпературный мантийный метасоматоз, согласно (Griffin et al., 1999). Подобными спектрами распределения редких элементов также обладают некоторые гранаты из ксенолитов лерцолитового состава.

(2) Низкотитанистые гранаты из ксенолитов гарнбургитов и лерцолитов с умеренно- до сильно синусоидальными спектрами распределения РЗЭ, которые характерны для граната из ксено-

литов лерцолитов и гарнбургитов соответственно, встречающихся в различных кимберлитовых проявлениях мира (рис. 10а). Как правило, данные гранаты характеризуются отсутствием положительных аномалий высокозарядных элементов (Zr, Hf и Ti) относительно РЗЭ (рис. 10б). На диаграммах Zr-Ti они (рис. 7в) попадают в поле состава граната из ксенолитов деплелированных мантийных перидотитов, а по содержанию Y (рис. 7г) занимают промежуточное положение между гранатами из деплелированных и высокотемпературных мантийных перидотитов (Griffin et al., 1999). Некоторые изученные гранаты имеют зональное строение: от центра к краевым зонами спектры распределения РЗЭ изменяются от сильно- к умеренно синусоидальным (Kargin et al., 2016).

(3) Часть низкотитанистых гранатов из ксенолитов лерцолитов обладает спектром распределе-

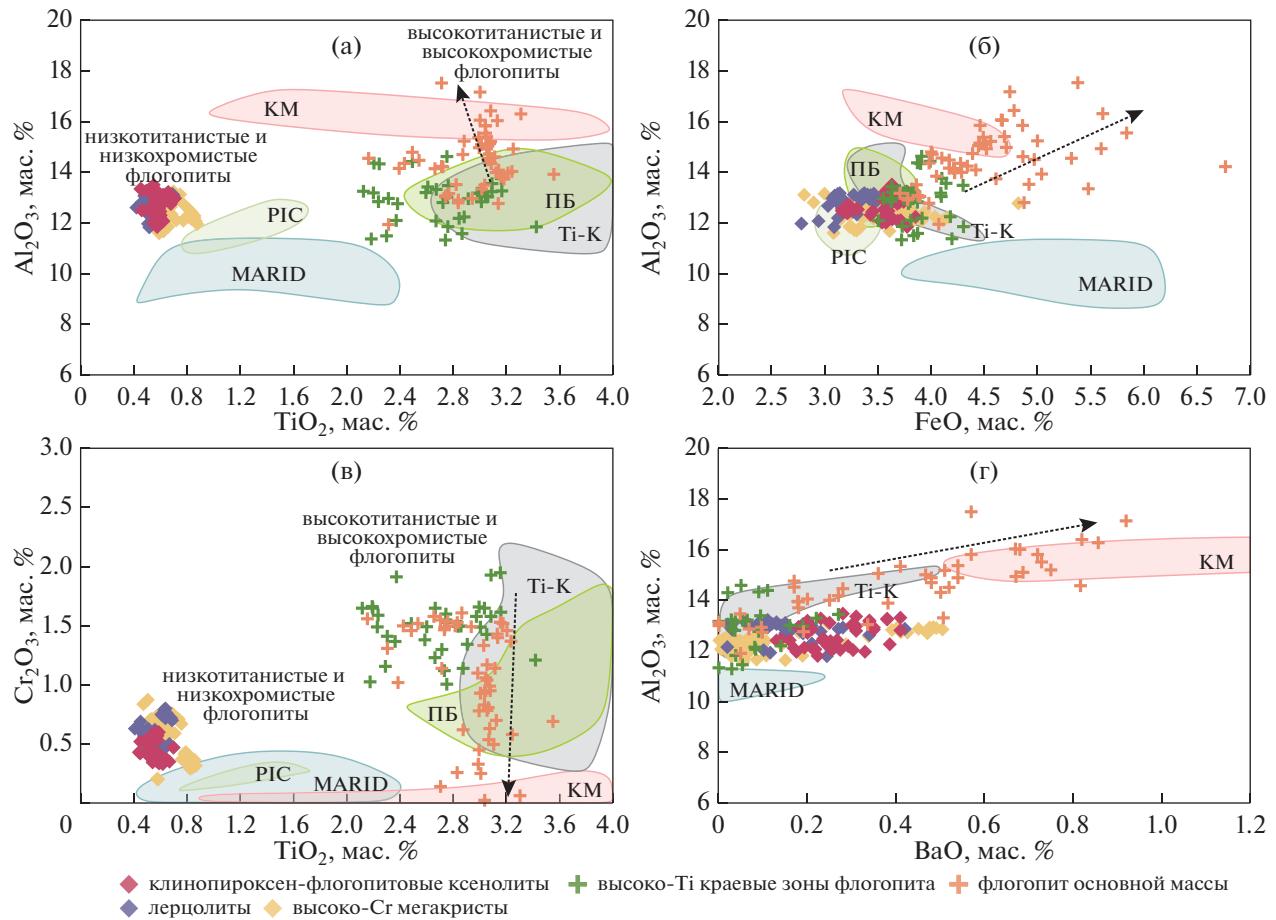


Рис. 8. Вариация состава флогопита из изученных мантийных ксенолитов и мегакристов трубы им. В. Гриба.

Полями показаны составы флогопита из: ксенолитов флогопит-ильменит-клинопироксенового (поле PIC) и флогопит-амфибол-рудил-ильменит-клинопироксенового (поле MARID) состава из кимберлитов Южной Африки (Giuliani et al., 2016; Fitzpayne et al., 2018b); ксенолитов полимиктовых брекчий (поле ПБ) из кимберлитов провинции Кимберли, Южная Африка (Giuliani et al., 2014); составы низкохромистых флогопитов из основной массы кимберлитов (поле KM) и состав высокотитанистых флогопитов (поле Ti-K) из кимберлитов Южной Африки (Giuliani et al., 2016). Пунктирной стрелкой показана эволюция состава флогопита из матрикса кимберлитов трубы им. В. Гриба, отражающая фракционирование кимберлитового расплава в ходе кристаллизации минералов матрикса (Kargin et al., 2019).

ния РЭЭ (рис. 10а), типичным для мегакристов граната, однако они отличаются от последних отсутствием положительной аномалии Ti при положительных аномалиях Zr и Hf относительно РЭЭ (рис. 10б). Также данные гранаты перекрывают поле мегакристовых гранатов по содержаниям Cr_2O_3 и CaO (рис. 7а).

(4) Высокотитанистый гранат из ксенолита деформированного лерцолита (краевые зоны крупных порфирокластов граната с гарцбургитовым типом распределения РЭЭ), обогащенный легкими РЭЭ (рис. 10а), Ti, Zr и Y (рис. 10б). При этом спектры распределения средних и тяжелых РЭЭ сопоставимы с таковыми для мегакристов граната (рис. 10а). На диаграммах Zr-Ti и Y-Zr (рис. 7в, 7г), так же как и другие высокотитанистые гранаты, они попадают в поле состава граната из ксенолитов мантий-

ных перidotитов, испытавших высокотемпературный мантийный метасоматоз, согласно (Griffin et al., 1999).

Клинопироксен. Аналогично гранату, клинопироксен из изученных ксенолитов также подразделяется на несколько групп по содержанию редких элементов (рис. 10в, 10г):

(1) клинопироксен из ксенолитов гранатовых перidotитов с низкотитанистым гранатом обладает фракционированным спектром РЭЭ и значениями $(\text{La}/\text{Sm})_n$ от 0.4 до 7.4 (рис. 10в). Мультиэлементные спектры обладают резкими отрицательными аномалиями Zr-Hf и умеренными отрицательными аномалиями Ti и Nb-Ta (рис. 10г).

(2) клинопироксен, равновесный с высокотитанистым гранатом из ксенолитов гранатовых перidotитов, обладает умеренно-фракционирован-

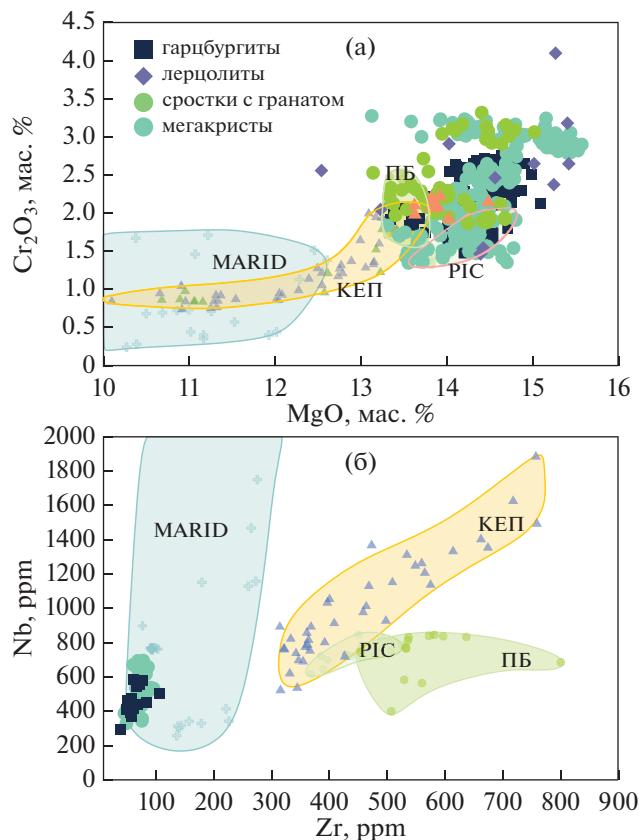


Рис. 9. Вариация состава ильменита из изученных мантийных ксенолитов и мегакристов трубы им. В. Гриба. Полями показаны составы флогопита из: ксенолитов флогопит-ильменит-клинопироксено-вого (поле PIC) и флогопит-амфибол-рутин-ильменит-клинопироксено-вого (поле MARID) состава из кимберлитов Южной Африки (Fitzprayne et al., 2018b); ксенолитов полимиктовых брекчий (поле ПБ) из кимберлитов провинции Кимберли, Южная Африка (Giuliani et al., 2013), из кимберлитов Кепинского поля (поле КЕП, трубки Степная и ЦНИГРИ-Архангельская), согласно (Каргин и др., 2020).

ными спектрами РЗЭ (рис. 10в) с повышенными концентрациями Nd, Sm, отрицательными аномалиями Zr и Hf по сравнению с РЗЭ, а также отсутствием аномалии Ti (рис. 10г). Степень фракционирования РЗЭ сопоставима с таковой для клинопироксенов из ксенолитов деформированных перидотитов (рис. 10в).

(3) клинопироксины из ксенолитов клинопироксен-флогопитовых пород, а также высокохромистые мегакристы обладают обогащенными легкими и средними РЗЭ спектрами РЗЭ с максимумом в области Pr-Nd и плоскими спектрами распределения в области легких РЗЭ (рис. 10в). Для этих клинопироксенов также характерны отрицательные аномалии высокозарядных элементов, таких как Nb, Ta, Zr, Hf и Ti относительно РЗЭ (рис. 10г).

Поздние губчатые клинопироксины обладают сильнофракционированными спектрами распределения РЗЭ (рис. 10в) и отрицательными аномалиями Zr-Hf и Ti относительно РЗЭ (рис. 10г).

Ильменит. Концентрации редких элементов, таких как Nb, Ta, Zr, Ni, Zn, V, широко варьируют в изученных ильменитах и коррелируют с содержанием MgO : при понижении MgO концентрации Nb, Ta, Zr, Zn, V увеличиваются, тогда как концентрация Ni – уменьшается (Каргин и др., 2020). Подобное поведение элементов-примесей в изученных ильменитах в целом сопоставимо с поведением данных элементов в Mg-ильменитах других мировых кимберлитовых проявлений (Moore et al., 1992; Castillo-Oliver et al., 2017). Отметим, что изученные ильмениты из кимберлитов трубы им. В. Гриба обладают в целом низкими концентрациями Zr (рис. 9б), по сравнению с ильменитами из кимберлитов Кепинского поля ААП и ильменитами из ксенолитов типа PIC и полимиктовых брекчий из кимберлитов провинции Кимберли, Южная Африка (Giuliani et al., 2013; Fitzprayne et al., 2018b).

Ортопироксен. По аналогии с гранатом ортопироксен показывает увеличение концентраций Zr и Y на фоне роста TiO_2 (см. Supplementary, ESM_2.xlsx), т.е. при переходе от ортопироксена из ксенолитов гранатовых гарцбургитов к необластям ортопироксена из ксенолита деформированного лерцолита. Также с повышением концентрации TiO_2 происходит увеличение значения отношения Zr/Nb, а на диаграмме TiO_2 -Zr/Nb составы необластов ортопироксена из ксенолита деформированного лерцолита и ортопироксена из сростков с гранатом занимают промежуточное положение между ортопироксенами из ксенолитов гранатовых перидотитов и ксенолитов полимиктовых брекчий (рис. 5г).

Таким образом, если рассматривать составы минералов мантийных перидотитов и мегакристов, то можно выделить два типа пород: (1) содержащие высокотитанистые, преимущественно низкомагнезиальные гранат и клинопироксен и (2) содержащие низкотитанистые, преимущественно высокомагнезиальные гранат и клинопироксен. С первым типом ксенолитов обычно также ассоциирует ильменит, когда как со вторым чаще встречается низкотитанистый и низкохромистый флогопит. В большинстве случаев увеличение магнезиальности положительно коррелирует с повышением концентрации Cr_2O_3 .

ОЦЕНКА Р-T УСЛОВИЙ

Была проведена оценка давлений (P) и температур (T) для ксенолитов перидотитов и клинопироксен-флогопитовых пород, а также для мегакристов клинопироксена и сростков гранат-ильменит-кли-

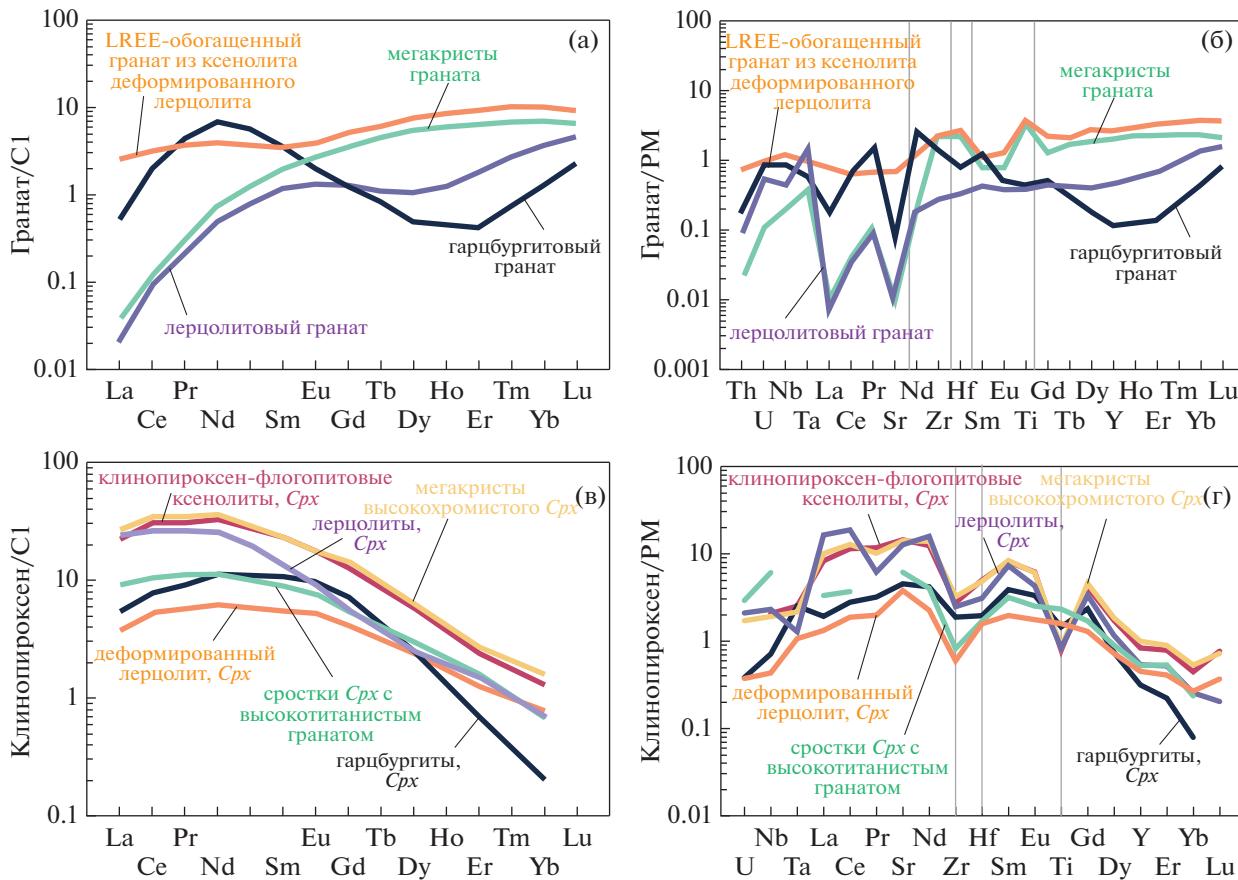


Рис. 10. Нормализованные к хондриту C1 и примитивной мантии (PM) (McDonough, Sun, 1995) спектры распределения РЭЭ и редких элементов для средних составов граната, клинопироксена из различных мантийных ксенолитов и мегакристов. LREE – легкие РЭЭ.

нопироксенового состава (см. Supplementary, ESM_2.xlsx, табл. S6). Данные были рассчитаны с использованием геотермометра (Brey, Köhler, 1990; Taylor, 1998) с корректировкой температуры согласно (Nimis, Grütter, 2010); с использованием геобарометров (MacGregor, 1974; Nickel, Green, 1985). P - T условия равновесия мегакристов высокохромистого клинопироксена и клинопироксена из клинопироксен-флогопитовых ксенолитов рассчитаны с использованием термобарометра (Nimis, Taylor, 2000). Детальные результаты представлены в работах (Kargin et al., 2016, 2017a, 2017b).

Для лерцолитового парагенезиса ксенолита деформированного лерцолита были получены самые высокие значения: $P = 7$ ГПа и $T = 1220^\circ\text{C}$. Ксенолиты гранатовых перидотитов, содержащих низкотитанистые гранаты, показывают более широкий P - T интервал: 2.2–5.0 ГПа и 730–1070°C. Рассчитанные для мегакристов высокохромистого клинопироксена и клинопироксена из клинопироксен-флогопитовых ксенолитов P - T параметры варьируют в пределах 3.6–4.7 ГПа и 760–920°C, что соответствует условиям формирования ксеноли-

тов гранатовых перидотитов с низкотитанистым гранатом. Для ксенолита ортопироксен-ильменит-гранатового состава получены следующие P - T оценки равновесия: 4.4 ± 0.3 ГПа и $\sim 1020^\circ\text{C}$. Условия формирования мегакристов высокотитанистых гранатов были оценены как 5.5 ГПа и $1150^\circ\text{C} \pm 30$ (Lebedeva et al., 2020b).

В целом полученные данные (рис. 11) соответствуют опубликованным ранее P - T параметрам для ксенолитов и мегакристов из кимберлитов трубки им. В. Гриба (Kostrovitsky et al., 2004; Голубкова и др., 2013; Щукина и др., 2015) и демонстрируют, что большая часть изученных ксенолитов была вынесена из промежуточной части литосферной мантии с глубин от 90 до 150 км, а значения температур лежат между геотермами 35 и 40 мВ/м² (Pollack, Chapman, 1977).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изучение мантийных ксенолитов и мегакристов из кимберлитов трубки им. В. Гриба позволило предположить, что литосферная мантия ААП

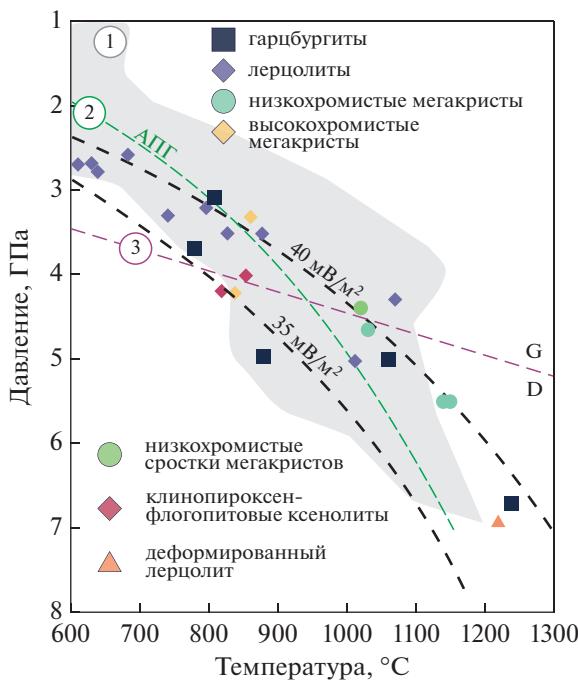


Рис. 11. P - T параметры равновесия минеральных фаз из изученных мантийных ксенолитов. Линия 2 (АПГ) – мантийная геотерма ААП (Afanasiev et al., 2013), линия 3 – G/D граница перехода графит–алмаз. Поле 1 согласно (Afanasiev et al., 2013).

претерпела несколько стадий метасоматических преобразований. Наиболее распространенный тип метасоматоза выражается в геохимическом обогащении (фертилизации) деглектированных гранатовых гарцбургитов и их преобразовании в гранатовые лерцолиты (рис. 12). Подобный тип мантийного метасоматоза широко распространен среди мантийных ксенолитов из различных проявлений кимберлитовых месторождений мира (Griffin et al., 1999; Burgess, Harte, 2004; O'Reilly, Griffin, 2013). Степень вовлечения деглектированной мантии в метасоматический процесс (соответствует в общем отношению флюид/порода) зависит от удаленно-

сти рассматриваемого объема мантии от канала с потоком метасоматического агента и может определять широкую вариацию состава мантийных ксенолитов по содержанию граната и клинопироксена (Bussweiler et al., 2018). Дальнейшее преобразование мантийных перidotитов приводит к формированию флогопитовых перidotитов и клинопироксен–флогопитовых пород (O'Reilly, Griffin, 2013).

Анализ опубликованных данных по изучению мантийных ксенолитов и ксенокристов из кимберлитов различных мировых провинций позволяет выделить два различных подхода к интерпретации этих данных. Согласно первому подходу, считается, что подавляющее большинство мантийных ксенолитов, выносимых кимберлитами, а также минералы мегакристовой ассоциации были сформированы ранее, до образования кимберлитовых расплавов, либо при участии расплавов другого состава. Этот подход позволяет произвести реконструкцию строения литосферной мантии, которая существовала на момент формирования кимберлитов. Самые кимберлитовые расплавы не оказывают существенного воздействия на мантийные ксенолиты, а выступают в качестве сред, транспортировавших дезинтегрированные фрагменты литосферной мантии. Для ксенолитов из кимберлитов трубки им. В. Гриба было предложено многоэтапное преобразование литосферной мантии за счет нескольких эпизодов мантийного метасоматоза, вызванного различными метасоматическими агентами, которые отличались по составу от кимберлитов (Щукина и др., 2015). Комплексные результаты исследования ксенолитов из кимберлитовых объектов ААП позволили построить разрез литосферной мантии под ААП (Саблюков и др., 2000; Sablukova et al., 2004) и предсказать большую мощность литосферной мантии (210–180 км) под промышленно-алмазоносными и убого-алмазоносными кимберлитами провинции.

Второй подход предполагает, что формирование и подъем с мантийных глубин кимберлитовых расплавов является многостадийным процес-

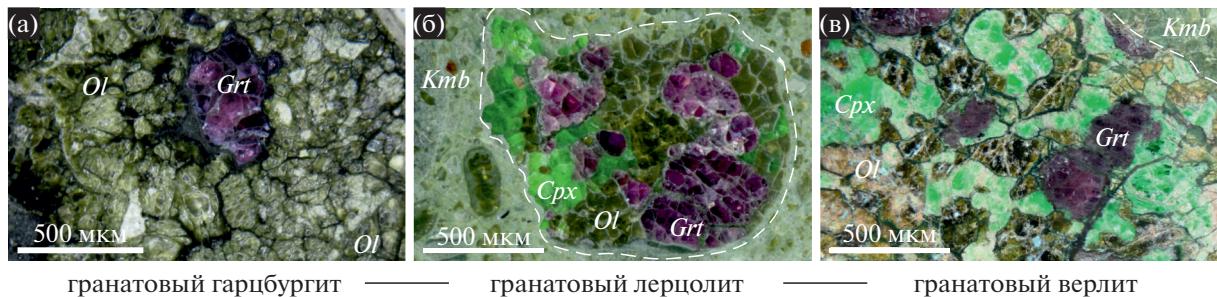


Рис. 12. Фотографии изученных перidotитовых ксенолитов, демонстрирующие увеличение доли клинопироксена, что отражает процесс обогащения деглектированных гарцбургитов (а) и их трансформацию в гранатовые лерцолиты (б, в). Cpx – клинопироксен, Grt – гранат, Ol – оливин, Kmb – кимберлитовая основная масса.

сом, в ходе которого первые порции кимберлитовых расплавов могут не дойти до поверхности, закристаллизовавшись в мантии (Giuliani et al., 2016). Соответственно, последовательные порции кимберлитовых расплавов будут прогрессивно метасоматизировать литосферную мантию, формируя при этом более геохимически равновесную кимберлитовым расплавам проникаемую зону – магматический канал. В этом случае кимберлитовые расплавы будут подниматься к поверхности по механизму их просачивания через породы литосферной мантии (например, Harte, 1983), сопровождаясь процессами фракционной кристаллизации минералов мегакристной ассоциации и метасоматозом окружающих литосферных пород. Последние будут метасоматически преобразовываться из деплетированных гранатовых гарцбургитов в обогащенные гранатовые лерцолиты (например, Bussweiler et al., 2018). Согласно такой интерпретации, большая часть выносимых кимберлитами мантийных ксенолитов будет являться фрагментами стенок мантийного канала, по которому кимберлитовые расплавы достигнут поверхности (Bussweiler et al., 2018), и, соответственно, такие ксенолиты не могут представительно отражать состав литосферной мантии. Аналогичные выводы были сделаны по результатам изучения мантийных ксенолитов гранатовых перидотитов и клинопироксен-флогопитовых пород из кимберлитов трубы им. В. Гриба (Kargin et al., 2016, 2017a, 2017b).

Изучение метасоматического преобразования мантийных пород включает также вопросы происхождения минералов мегакристной ассоциации. Мегакристы могут быть генетически связанными с кимберлитовыми или протокимберлитовыми расплавами (Moore, Lock, 2001; Moore, Belousova, 2005; Kopylova et al., 2007) или образоваться в ходе фракционной кристаллизации преимущественно силикатных расплавов, как правило астеносферной природы, которые существовали до образования кимберлитовых расплавов и являлись некой подготовительно стадией для последующей генерации кимберлитов (Burgess, Harte, 2004; Solov'eva et al., 2008).

Происхождение минералов мегакристной ассоциации из кимберлитов трубы им. В. Гриба остается дискуссионным. С одной стороны, согласно химическому составу мегакристов граната, гранат должен был кристаллизоваться из силикатного расплава, состав которого близок к щелочным пикритам ААП (Mahotkin et al., 2000; Shchukina et al., 2017). С другой стороны, учитывая геохимические и изотопно-геохимические характеристики мегакристов ильменита (Голубкова и др., 2013), клинопироксена и флогопита (Kargin et al., 2019) из кимберлитов трубы им. В. Гриба, можно предположить, что данные минералы находились в равновесии с кимберлитовыми расплавами. В работе

(Kostrovitsky et al., 2004) рассматривается происхождение мегакристов из кимберлитов трубы им. В. Гриба как продукта взаимодействия протокимберлитовых расплавов, имеющих астеносферную природу, с веществом литосферной мантии.

Рассмотрим природу и особенности мантийного метасоматоза литосферной мантии ААП, а также его связь с кимберлитовыми или протокимберлитовыми расплавами и минералами мегакристной ассоциации.

Особенности мантийного метасоматоза

Изучение мантийных ксенолитов из кимберлитов позволило выделить несколько типов мантийного метасоматоза (O'Reilly, Griffin, 2013): (1) модальный (*modal*), проявленный в образовании новых, нетипичных для перидотитового парагенезиса минералов, например флогопита, амфибола, карбонатов, ильменита, апатита и др. (Harte, 1983); (2) скрытый (*cryptic*), приводящий к изменению состава существующих минеральных фаз, например химическая зональность минералов или лерцоловый состав граната в ксенолитах гарцбургитов. При этом если процесс метасоматоза происходил незадолго до захвата ксенолитов кимберлитовыми расплавами, то изменение главных и редких элементов не всегда будет комплементарным (например, Howarth et al., 2014). (3) скрытый или обманчивый (*stealth*), предложенный (O'Reilly, Griffin, 2013), предполагающий добавление новых минеральных фаз, типичных для мантийных перидотитов, т.е. граната и клинопироксена.

Изученные мантийные ксенолиты из кимберлитов трубы им. В. Гриба позволяют диагностировать все вышеуказанные типы мантийного метасоматоза. Модальный мантийный метасоматоз в изученных ксенолитах проявлен в формировании флогопита, агрегатов клинопироксен-флогопитового состава и ильменита (рис. 3, 4). Результатом этого метасоматоза являются ксенолиты флогопитовых перидотитов, клинопироксен-флогопитовых пород, а также ильменитовых перидотитов (дунитов).

Наблюдаемые среди изученных мантийных ксенолитов такие структурно-текстурные характеристики как: (1) образование клинопироксена, реже граната, вдоль границ между зернами оливина и ортопироксена, а также по краям и трещинам в этих минералах в ксенолитах гранатовых гарцбургитов (рис. 3а–3в); (2) замещение оливина и ортопироксена клинопироксеном по трещинам и границам зерен; замещение необластов этих минералов клинопироксеном в ксенолитах деформированных лерцолитов (рис. 3а–3г и рис. 4а); (3) включения оливина в новообразованных зернах клинопироксена (рис. 3г); (4) резкая химическая зональность минералов, наблюдаемая в обратно-от-

раженных электронах (рис. 3е) — могут свидетельствовать о неравновесном состоянии основных миnergальных фаз мантийных перidotитов, главным образом клинопироксена. Последнее позволяет предположить, что лерцолитизация деплетированных перidotитов произошла незадолго до захвата ксенолитов кимберлитовыми расплавами. Sr-Nd изотопный состав граната, клинопироксена и ортопироксена из гранатовых лерцолитов, гранатовых гарцбургитов и деформированных гранатовых лерцолитов из кимберлитов трубы им. В. Гриба согласуется с изотопным смещением между изотопно-контрастными компонентами: древней метасоматизированной мантией и кимберлитовыми расплавами (Lebedeva et al., 2020a).

Широкая вариация химического состава изученных минералов мантийных перidotитов может быть использована для идентификации процессов скрытого метасоматоза. Ортопироксен при переходе от ксенолитов гранатовых гарцбургитов к необластам из деформированного лерцолита и ортопироксена из сростков с высокотитанистым гранатом и ильменитом характеризуется постепенным увеличением концентрации TiO_2 на фоне уменьшения магнезиальности (рис. 5, 13а). Корреляция r между TiO_2 и $Mg\#$ составляет -0.79 ($n = 211$). Подобной тенденцией обладают также и клинопироксены (рис. 13б, 13в).

В ходе процесса геохимического обогащения (реферилизации) мантийных перidotитов концентрации главных и редких элементов в гранате также будут контролироваться процессами скрытого метасоматоза (Kargin et al., 2016): с одной стороны, в гранатах происходит уменьшение концентраций CaO и Cr_2O_3 , что согласуется с наблюдаемым равновесием граната с клинопироксеном, т.е. лерцолитовый тренд состава граната (рис. 7а); с другой стороны, спектры распределения РЗЭ изменяются от резко синусоидальных, типичных для гранатов из гарцбургитовых ксенолитов (Griffin et al., 1999), к слабо синусоидальным, характерным для граната из лерцолитов (Lazarov et al., 2009), до спектров, типичных гранатовым мегакристам (рис. 10).

Непрерывный тренд изменения состава минералов на диаграммах $Mg\# - TiO_2$ может быть интерпретирован как показатель отношения флюид/порода, т.е. вариация доли метасоматического агента к литосферной мантии, поскольку при взаимодействии с литосферной мантией будет увеличиваться магнезиальность расплава (обзор в Giuliani et al., 2020). В таком случае повышение магнезиальности указывает на увеличение этого отношения или на удаление от источника метасоматоза. Например, обогащенные TiO_2 низкомагнезиальные пироксены из ксенолита деформированного лерцолита находились в равновесии с метасоматическим агентом, тогда как высокомагнезиальные пироксены с низкой концентраци-

ей TiO_2 предполагали низкое отношение флюид/порода, т.е. больший вклад деплетированного литосферного материала. Подобная метасоматическая зональность может быть объяснена взаимодействием щелочно-ультраосновных расплавов (непосредственно кимберлитовых или неопределеных протокимберлитовых — ранних порций кимберлитовых расплавов, которые могли отличаться по составу от таковых, сформировавших кимберлитовое тело) с окружающей литосферной мантией, что привело бы к формированию минералов мегакристов (высоко- и низкохромистой ассоциаций), а также образованию новых клинопироксена и граната в мантийных перidotитах, как это было предложено для кимберлитов Канады (Bussweiler et al., 2018). В ходе этого взаимодействия кимберлитовые расплавы могли не дойти до поверхности и закристаллизоваться непосредственно в литосферной мантии с образованием богатых ильменитом полимиктовых брекчий (Giuliani et al., 2014; Pokhilenko, 2009; Bussweiler et al., 2018) и/или могли являться источником мантийного метасоматоза, способствующего образованию ильменита и ассоциации типа PIC (Gregoire et al., 2002, 2003; Fitzpayne et al., 2018b).

Таким образом, петрографические и минералогические особенности изученных ксенолитов показывают, что в ходе мантийного метасоматоза литосферной мантии ААП происходит геохимическое обогащение деплетированных перidotитов с преобразованием их от гранатовых гарцбургитов к гранатовым лерцолитам, флогопит-гранатовым верлитам и клинопироксен-флогопитовым породам (рис. 12). Данный тип метасоматоза широко распространен среди ксенолитов, выносимых кимберлитами (обзор в O'Reilly, Griffin, 2013).

Взаимосвязь мантийного метасоматоза с мегакристами

Изучение состава мегакристов клинопироксена и флогопита из кимберлитов трубы им. В. Гриба показывает их близость к составу высокохромистых мегакристов из различных кимберлитовых провинций (Kargin et al., 2017а, 2019). Мегакристы клинопироксена также сопоставимы по составу с клинопироксенами из некоторых ксенолитов гранатовых лерцолитов (Щукина и др., 2015) и изученных клинопироксен-флогопитовых ксенолитов (рис. 6, 10б). Флогопитовые мегакристы имеют состав, аналогичный “первичным” флогопитам из перidotитовых ксенолитов различных кимберлитовых провинций мира (Carswell, 1973) и флогопиту из изученных клинопироксен-флогопитовых ксенолитов (рис. 8). Мегакристы ильменита (рис. 9) также по составу аналогичны ильменитам из безгранатовых перidotитовых ксенолитов из кимберлитов трубы им. В. Гриба (Каргин и др.,

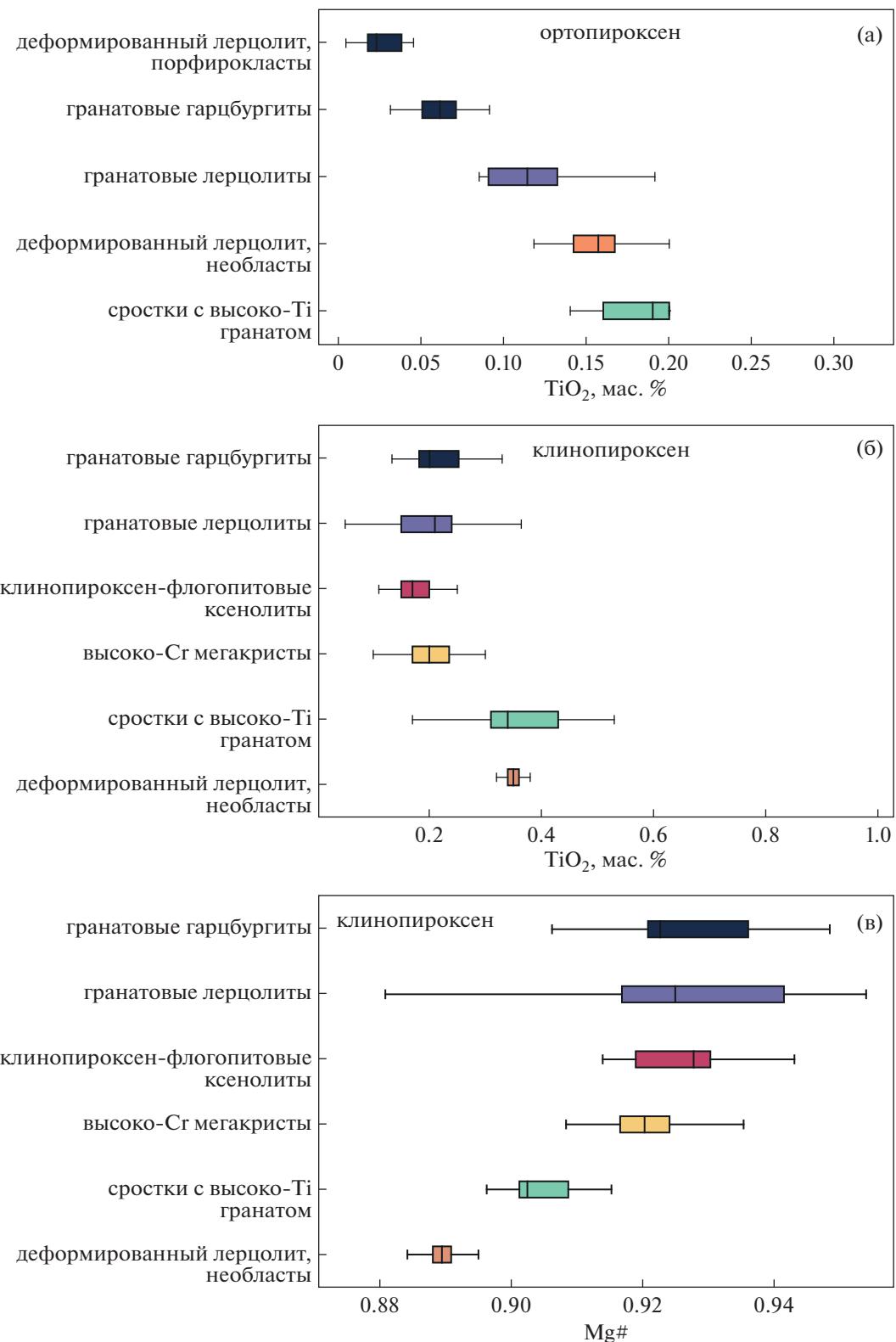


Рис. 13. Статистическое распределение концентраций TiO_2 (а, б) и значений величины $\text{Mg}^{\#}$ (в) в ортопироксене и клинопироксene из изученных ксенолитов, которые показаны в порядке возрастания доли метасоматического агента/литосферной мантии.

2020). Аналогичные по составу высокотитанистым мегакристам гранаты реже встречаются в перидотитовых ксенолитах, чем низкотитанистые разновидности (Kargin et al., 2016). Высокотитанистые мегакристы граната наиболее близки по своему составу к новообразованному гранату из ксенолитов деформированных лерцолитов (рис. 7), а содержащиеся в этих ксенолитах клинопироксены — к мегакристам низкохромистого клинопироксена. В целом сходство состава минералов деформированных перидотитов с низкохромистыми мегакристами отмечается для ксенолитов из кимберлитов других провинций (например, Moore, Lock, 2001; Костровицкий и др., 2013).

Наблюдаемое сходство состава мегакристов и минералов из перидотитовых и других ксенолитов позволяет предположить, что мегакристы являются дезинтегрированными фрагментами крупнозернистых разновидностей этих пород, и формирование мегакристов и преобразование мантийных перидотитов происходило в близких условиях в ходе единого петрологического процесса. Последнее согласуется с моделью (Bussweiler et al., 2018), согласно которой формирование мегакристов происходит при просачивании кимберлитовых расплавов через деплетированную литосферную мантию в основном канале, а на удалении от основного канала, обеспечивающего подъем кимберлитовых расплавов, происходит обогащение деплетированных перидотитов с формированием граната и клинопироксена.

Полученные результаты показывают, что мегакристы, как и минералы из мантийных ксенолитов, могут быть подразделены не только на группы по содержанию Cr (высоко- и низкохромистые), как это принято для мегакристов из многих кимберлитовых провинций (Moore, Belousova, 2005), но и на высокотитанистые низкомагнезиальные и низкотитанистые высокомагнезиальные группы (рис. 5–8). Различие по содержанию титана и железа может быть связано с процессами формирования ильменита, ильменитовых прожилков или ильменитсодержащих парагенезисов в литосферной мантии в ходе отделения Fe-Ti жидкостей (или расплавов, обогащенных этими элементами) от исходного метасоматического агента или с особенностями его эволюции (Giuliani et al., 2014; Соловьева и др., 2019).

Эволюция состава метасоматического агента

Один из широко применяемых подходов к оценке состава метасоматического агента и его эволюции является пересчет состава минералов, образованных в ходе этого процесса, на состав равновесных расплавов, используя коэффициенты распределения (Kd) минерал/расплав. Результаты таких расчетов напрямую зависят от выбора коэффициентов распределения, что, в свою оче-

редь, определяется предполагаемым составом родоначальных расплавов. В случае изучения эволюции кимберлитообразующих систем нет определенной ясности в выборе коэффициентов распределения, поскольку вопросы, связанные с составом как кимберлитовых расплавов, которые могли участвовать в мантийном метасоматозе, так и расплавов, которые могли отвечать за преобразование мантийных пород и формирование мегакристов, остаются дискуссионными (см. Введение), а сами расплавы могут эволюционировать от карбонатитовых до щелочно-ультраосновных (например, Giuliani et al., 2020). В пользу выбора той или иной среды минералообразования можно использовать особенности геохимического равновесия существующих минеральных фаз, например граната и клинопироксена в изученных мантийных ксенолитах и мегакристах, рассчитанные как отношение концентрации элемента i в гранате и клинопироксene (C_i^{Grt} / C_i^{Cpx}). Наиболее показательны отношения РЗЭ (Ziberna et al., 2013), которые были рассчитаны для граната и клинопироксена из каждой группы ксенолитов (рис. 14а). На данный момент существует целый ряд экспериментальных определений коэффициентов распределения как для силикатных, так и карбонатных расплавов, что может быть использовано для расшифровки мегакристов и минералов ксенолитов, которые были равновесны с теми или иными расплавами. Сравнение природных данных C_i^{Grt} / C_i^{Cpx} с экспериментальными (Kd_i^{Grt} / Kd_i^{Cpx}) позволит оценить условия равновесия минералов в природных средах.

Низкотитанистый гранат и клинопироксен из ксенолитов гранатовых перидотитов обладают C_i^{Grt} / C_i^{Cpx} наиболее сопоставимыми значениями с Kd_i^{Grt} / Kd_i^{Cpx} , полученными для граната и клинопироксена, равновесных силикатным щелочно-ультрамафическим расплавом при $P \sim 3$ ГПа и $T \sim 1000^\circ\text{C}$ (Johnson, 1998; Burgess, Harte, 2004). В свою очередь высокотитанистый гранат, обогащенный легкими РЗЭ, из ксенолита деформированных лерцолитов и сосуществующий клинопироксен обладают значениями C_i^{Grt} / C_i^{Cpx} (рис. 14а), которые более характерны для этих минералов, равновесных карбонатитовым расплавам (Dasgupta et al., 2009).

Значения C_i^{Grt} / C_i^{Cpx} для мегакристов высокотитанистых гранатов и мегакристов высокохромистых клинопироксенов не соответствуют линиям равновесия этих минералов в силикатной и карбонатной средах. Главные отличия связаны с уменьшением значений C_i^{Grt} / C_i^{Cpx} для РЗЭ и несответствий по Ti, Nb и другим редким элементам (см. Supplementary, ESM_3.pdf), что не позволяет рассматривать эти мегакристы в равновесии меж-

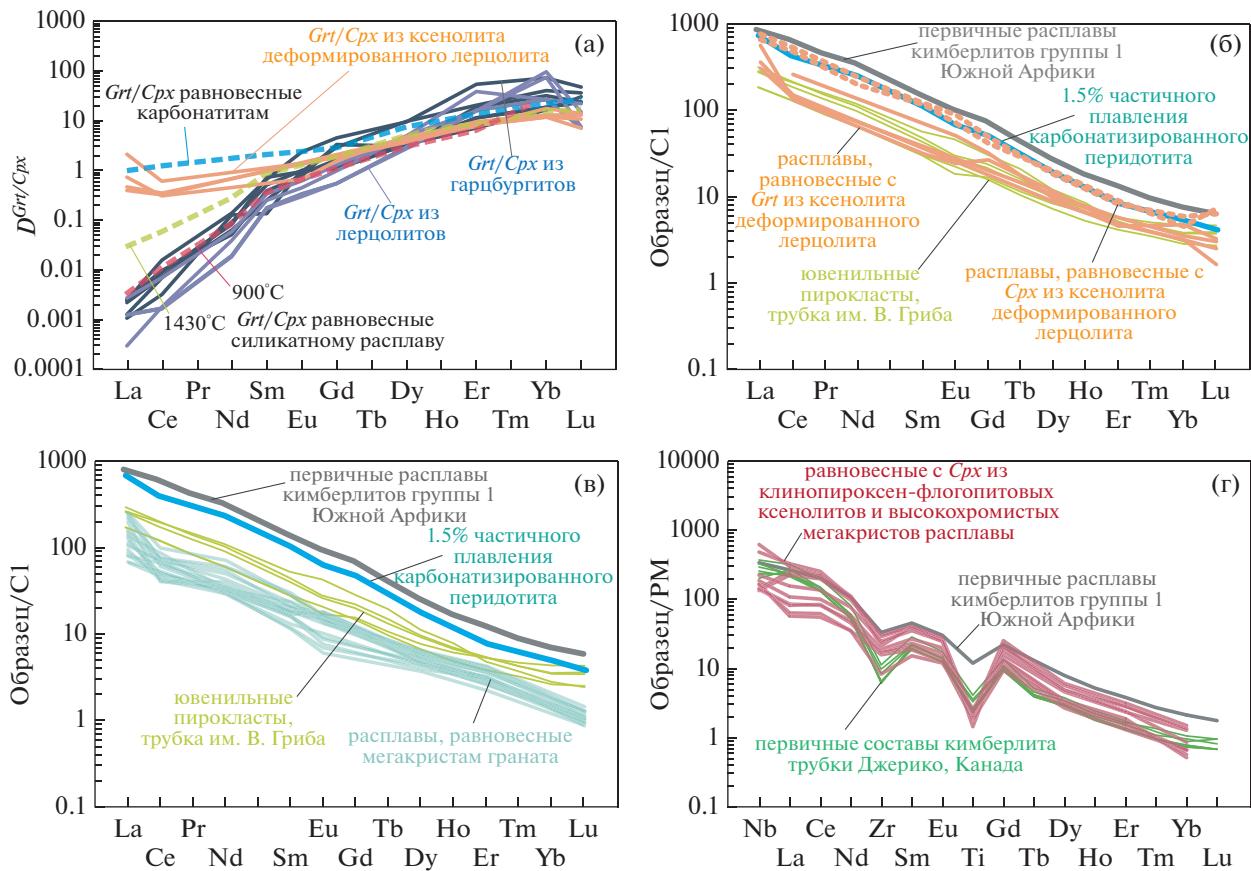


Рис. 14. (а) – вариация значений отношения $D^{Grt/Cpx} = C_i^{Grt} / C_i^{Cpx}$ для РЗЭ в перидотитовых ксенолитах из кимберлитов трубы им. В. Гриба в сравнении с экспериментальными данными для карбонатитовых (Dasgupta et al., 2009) и щелочно-основных расплавов при температурах 900°C (Burgess, Harte, 2004) и 1430°C (Johnson, 1998); (б, в) – нормализованные к хондриту C1 (McDonough, Sun, 1995) модельные составы расплавов, которые могли находиться в равновесии с: (б) – высокотитанистым гранатом и клинопироксеном из ксенолита деформированного лерцолита, рассчитанные с использованием коэффициентов распределения минерал/расплав согласно (Dasgupta et al., 2009), (в) – с мегакристами граната, рассчитанные с использованием коэффициентов распределения минерал/расплав согласно (Burgess, Harte, 2004); (г) – нормированные к составу примитивной мантии (PM) (McDonough, Sun, 1995) спектры распределения редких элементов в модельных расплавах, которые могли находиться в равновесии с высокохромистыми мегакристами клинопироксена, рассчитанные с использованием коэффициентов распределения минерал/расплав согласно (Dasgupta et al., 2009). Состав ювелирных пирокластов из кимберлитов трубы им. В. Гриба нанесен после (Голубева и др., 2006). Оценочные составы первичных порций кимберлитовых расплавов из трубы Джерико, Канада и кимберлитов группы 1 Южной Африки согласно (Price et al., 2000) и (Becker, Roex Le, 2006) соответственно.

ду собой. Вероятнее всего, данные минералы формировались на различных стадиях эволюции кимберлitoобразующей системы.

Модельные составы расплавов, равновесные с высокотитанистым гранатом и клинопироксеном из ксенолита деформированного лерцолита, рассчитанные с использованием коэффициентов распределения минерал/карбонатит, согласно (Dasgupta et al., 2009), обладают сильным фракционированием РЗЭ элементов (рис. 14б) и близки по составу к модельному составу 1.5% выплавки из карбонатизированной деплетированной мантии, согласно (Grassi, Schmidt, 2011), которые по своему составу близки к карбонатитам. Это подтверждает предположение, что равновес-

ный с высокотитанистым гранатом и клинопироксеном из ксенолита деформированного лерцолита расплав, вероятно, представлял собой обогащенный карбонатной составляющей щелочно-ультраосновной расплав (Kargin et al., 2017b).

Мегакристы высокотитанистого граната имеют меньшие концентрации легких РЗЭ, чем высокотитанистые гранаты из ксенолита деформированного лерцолита, образованные на больших глубинах, что может быть обусловлено увеличением доли силикатной компоненты в равновесном расплаве или метасоматическом агенте (Burgess, Harte, 2004) при подъеме расплава через литосферную мантию (Giuliani et al., 2020 и ссылки в ней). Составы равновесных с мегакристами гра-

ната расплавов, с использованием Kd для преимущественно силикатных расплавов астеносферной природы (Burgess, Harte, 2004), наиболее близки к составам кимберлитовых пирокластов из трубы им. В. Гриба (рис. 14в), которые являются раскристаллизованным кимберлитовым расплавом (Голубева и др., 2006). Последнее предполагает, что мегакристы граната могли находиться в равновесии с кимберлитовым расплавом.

Модельный состав расплавов, равновесных с мегакристами высокохромистого клинопироксена (Kargin et al., 2017а), рассчитанный с использованием коэффициентов распределения (Burgess, Harte, 2004), перекрывается с оценочными составами первичных кимберлитовых расплавов на примере кимберлитов трубы Джерико, Канада (Price et al., 2000) и в меньшей степени с оценками для кимберлитов группы 1 Южной Африки (Becker, Roex Le, 2006).

Таким образом, проведенные расчеты показывают, что в основании литосферной мантии (давление около 7 ГПа) равновесный с высокотитанистым гранатом и клинопироксеном из ксенолита деформированного лерцолита метасоматический агент имел силикатно-карбонатный состав, тогда как в средних горизонтах литосферной мантии (давление от 5 до 3.5 ГПа) равновесный с мегакристами высокотитанистого граната и высокохромистого клинопироксена расплав имел преимущественно силикатный щелочно-ультраосновной состав. Базируясь на предположении о том, что метасоматические преобразования происходили незадолго до захвата ксенолитов кимберлитовым расплавом и могли наступить на стадии формирования магматического канала кимберлитовых расплавов, можно предположить, что таким метасоматическим агентом выступал кимберлитовый или протокимберлитовый расплав, который менял свой состав при продвижении через литосферную мантию. Полученные выводы согласуются с изотопно-геохимическим равновесием ильменита из кимберлитов трубы им. В. Гриба с кимберлитовым расплавом (Голубкова и др., 2013), а эволюция кимберлитового расплава не противоречит ранее предложенной модели образования мегакристов из кимберлитов трубы им. В. Гриба в ходе взаимодействия астеносферных протокимберлитовых расплавов с литосферной мантией (Kostrovitsky et al., 2004).

Мантийный метасоматоз при формировании кимберлитовых расплавов

Выявленная генетическая связь между кимберлитовыми расплавами и процессами мантийного метасоматоза и формирование мегакристов позволяют рассматривать эти процессы в контексте единого эпизода эволюции кимберлиообразующей системы (Костровицкий и др., 2013; Kargin

et al., 2017а; Bussweiler et al., 2018; Соловьева и др., 2019). На основе полученных данных предложена последовательность метасоматических преобразований литосферной мантии в ходе формирования проводящего кимберлитовые расплавы магматического канала (рис. 15).

1. Взаимодействие в основании литосферной мантии под ААП (на глубине 180–210 км) ранних порций кимберлитовых расплавов, имеющих обогащенный легкими РЗЭ, Fe-Ti компонентой карбонатно-силикатный состав, с окружающими мантийными деплетированными гарцбургитами. В качестве природного примера таких расплавов могут служить расплавы щелочно-ультрамафических лампрофиров ряда айликит–карбонатит. На этой стадии происходит метасоматическое преобразование деформированных перидотитов с новообразованием низкомагнезиальных и высокотитанистых необластов ортопироксена и оливина, а также высокотитанистых гранатов и низкомагнезиального клинопироксена (Kargin et al., 2017б). Температура и давление этой стадии составляли ~1220°C и 7 ГПа (рис. 15, стадия I).

2. В ходе продвижения через литосферную мантию от ее основания до глубин порядка 150–120 км кимберлитовые расплавы продолжали взаимодействие с окружающими мантийными породами. На этой стадии произошло формирование обогащенных железом и титаном мегакристов граната и клинопироксена, ильменита и сростков этих минералов. Новообразованные минералы обладают составом, близким к таковому низкохромистых мегакристов, широко распространенных в кимберлитах различных мировых провинций (рис. 15, стадия II). На данной стадии происходит уменьшение доли карбонатной компоненты в расплаве, связанное с его взаимодействием с веществом литосферной мантии (например, Russell et al., 2012; Giuliani et al., 2020). P - T параметры этой стадии составляли: $T = 1000–1100^\circ\text{C}$ и $P = 4–5$ ГПа (Саблюков и др., 2009; Lebedeva et al., 2020б). Возможно, на этой стадии происходит формирование большего объема ильменитсодержащих перидотитов (Каргин и др., 2020) за счет отделения Fe-Ti расплава (Соловьева и др., 2019) или непосредственной кристаллизации кимберлитовых расплавов в мантии с образованием полимиктовых брекчий (Pokhilenko, 2009; Giuliani et al., 2014).

3. После формирования Fe-Ti минералов состав кимберлитовых расплавов становится обеднен этими элементами. Дальнейшее прохождение таких порций кимберлитового расплава через литосферную мантию ведет к преобразованию деплетированных перидотитов в гранатовые лерцолиты с образованием низкотитанистого граната лерцолитового парагенезиса и клинопироксена, аналогичного высокохромистым мегакристам из кимберлитов мировых провинций (Kargin et al.,

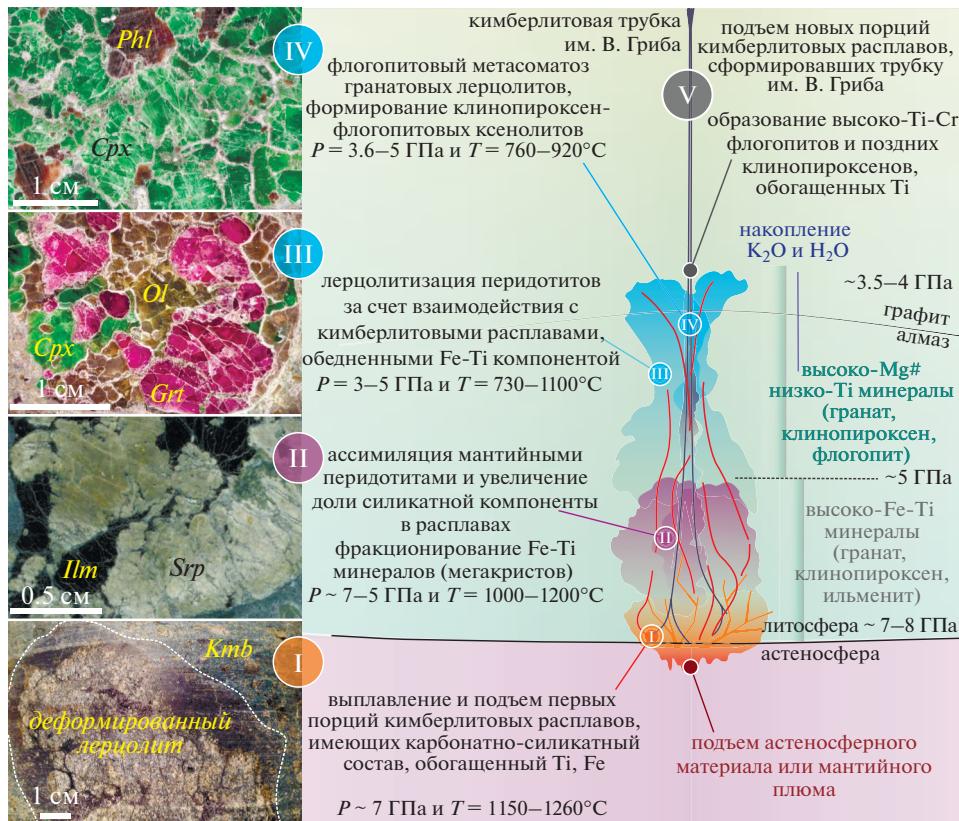


Рис. 15. Схематическая последовательность метасоматических преобразований литосферной мантии во время формирования и эволюции кимберлитовых расплавов. Пояснения см. в тексте.

2017a). Метасоматические преобразования данной стадии происходили при 730–1070°C и 3–5 ГПа (рис. 15, стадия III). Также такой метасоматоз проявлялся на расстоянии от основного магматического канала с увеличением вклада литосферного материала, что согласуется с увеличением магнезиальности и высокой вариацией содержания Cr_2O_3 в клинопироксene (рис. 6).

4. Метасоматоз гранатовых лерцолитов с образованием флогопитовых перидотитов, клинопироксен-флогопитовых пород и мегакристов низкохромистого флогопита (Kargin et al., 2019) под воздействием остаточных после образования граната и клинопироксена расплавов, обогащенных K и $\text{H}_2\text{O} \pm \text{CO}_2$ (рис. 15, стадия IV). Формирование флогопита сопровождается интенсивным замещением граната (рис. 3e), что способствует трансформации гранатовых лерцолитов во флогопитовые верлиты и клинопироксен-флогопитовые породы (Kargin et al., 2017a, 2019). Rb-Sr изотопная система флогопита показывает, что минерал был в изотопно-геохимическом равновесии с расплавом, который по своим изотопным характеристикам был аналогичен кимберлитам трубки им. В. Гриба (Kargin et al., 2019).

5. Подъем новых порций кимберлитовых расплавов по метасоматизированному более ранними порциями расплава магматическому каналу способствует захвату мантийных ксенолитов и мегакристов с образованием обогащенных Ti краевых зон во флогопите, пироксene, а также формированию в мегакристах граната полифазных включений (Lebedeva et al., 2020b).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение особенностей состава граната, клинопироксена, ортопироксена, флогопита и ильменита из мантийных ксенолитов гранатовых перидотитов, ильменитовых перидотитов (дунитов), клинопироксен-флогопитовых пород, мегакристов этих минералов, а также изучение петрографических особенностей этих ксенолитов позволили установить взаимосвязь мантийного метасоматоза со щелочно-ультраосновными расплавами типа кимберлитов и проследить их эволюцию при формировании магматического канала.

1. Петрографические особенности образцов перидотитовых ксенолитов показывают, что мантийный метасоматоз деплетированных гранатовых гарцбургитов приводит к их геохимическому обогащению и преобразованию в гранатовые лер-

цолиты, флогопит-гранатовые верлиты и клинопироксен-флогопитовые породы. Данный процесс происходил незадолго до захвата этих ксенолитов кимберлитовыми расплавами.

2. Расчеты модельных составов расплавов, которые могли находиться в равновесии с гранатом и клинопироксеном из различных типов мантийных ксенолитов и мегакристов показывают, что деформированные лерцолиты в основании литосферной мантии испытали мантийный метасоматоз под воздействием кимберлитовых расплавов щелочно-карбонатно-силикатного состава или их аналогов, например расплавов типа айликитовых. Формирование высокотитанистых мегакристов граната и высокочромистых мегакристов клинопироксена в средней части литосферной мантии и основной объем лерцолитизации деплелированных гарцбургитов происходили в равновесии с кимберлитовыми расплавами, в которых возрастила доля силикатной компоненты, а также уменьшение Fe-Ti. Изменение состава равновесного расплава может быть связано с его взаимодействием с мантийными перидотитами во время прохождения/подъема расплава через них.

3. Значительные вариации содержания TiO_2 и значений величины Mg# в пироксенах, с образованием непрерывных трендов на бинарных диаграммах, могут свидетельствовать в пользу зависимости их состава от отношения метасоматического агента/литосферной мантии (флюид/порода), отражающего удаление от основного канала подъема метасоматизирующих расплавов.

4. Сходство состава мегакристов граната, клинопироксена, флогопита, ильменита с составами минералов из перидотитовых ксенолитов предполагает, что мегакристы являются либо дезинтегрированными фрагментами наиболее крупнозернистых разновидностей этих ксенолитов, либо формировались при тех же условиях, которые существовали при мантийном метасоматозе этих пород, либо кристаллизовались непосредственно из метасоматического агента.

Таким образом, литосферная мантия под ААП от ее основания (глубины около 180–210 км) до глубин, соответствующих давлению 3.5 ГПа (около 100–120 км), испытала интенсивный мантийный метасоматоз под воздействием щелочно-ультраосновных расплавов, которые могли быть кимберлитовыми по составу или их ранними порциями, отвечающими за формирование магматических каналов, по которым впоследствии поднимались основные порции кимберлитовых расплавов, достигая поверхности земли. В ходе взаимодействия расплава с литосферной мантией при формировании магматического канала происходит эволюция состава расплава от обогащенно-го РЗЭ, Ti, Fe и карбонатной компонентой протокимберлитовых расплавов к существенно силикат-

ным, ультраосновным кимберлитовым расплавам, обедненным Fe-Ti. Соотношение этих крайних составов может определяться степенью проработки мантийного канала, по которым поднимались исходные кимберлитовые расплавы.

Было установлено, что мантийные ксенолиты, обнаруженные среди кимберлитов трубы им. В. Гриба, были сформированы в несколько стадий мантийного метасоматоза, которые были связаны с несколькими импульсами прохождения кимберлитовых расплавов. При этом более поздние порции кимберлитовых расплавов могли взаимодействовать с литосферной мантией, испытавшей метасоматоз, при прохождении более ранних порций расплавов. Такая сложная история взаимодействия кимберлитовых/протокимберлитовых расплавов привела к формированию в нижней части литосферной мантии магматических каналов, стенки которых были максимально уравновешены с кимберлитовыми расплавами.

Несомненно, установленное в настоящей работе интенсивное преобразование литосферной мантии под воздействием кимберлитовых расплавов не было единственным эпизодом мантийного метасоматоза литосферной мантии, а часть ксенолитов из трубы им. В. Гриба, вынесенных за рамки настоящих исследований, позволяет предполагать более древний, чем кимберлитовый магматизм, мантийный метасоматоз (Щукина и др., 2015). Проведенное изучение Rb-Sr, Sm-Nd и кислородной изотопных систем минералов мантийных ксенолитов из кимберлитов трубы им. В. Гриба позволило установить возраст предшествующих этапов мантийного метасоматоза в литосфере Архангельской алмазоносной провинции. Возрасты этих этапов совпадают с неопротерозойскими тектоно-термальными событиями в Фенноскандии, проявленными в связи с распадом Родинии (610–550 млн лет) и эпизодом щелочного ультраосновного магmatизма в Карелии и Восточной Финляндии ~1.2–1.0 млрд лет (Lebedeva et al., 2020a).

Благодарности. Автор благодарит И.С. Сагайдака и других сотрудников ТФГИ по СЗ ФО, г. Архангельск, руководство ОАО “Севералмаз” и лично А.С. Галкина, И.С. Зезина, А.Н. Гудина за разрешение и содействие в отборе образцов кимберлитов. Микрозондовые исследования ильменита выполнены благодаря Е.В. Ковальчук (ИГЕМ РАН). Автор признателен А.А. Носовой, Л.В. Сазоновой, В.В. Третяченко, Н.М. Лебедевой за проведение совместных исследований, конструктивное обсуждение и критику данной работы. Автор также выражает признательность О.Г. Сафонову, А.А. Арзамасцеву и анонимному рецензенту, комментарии которых позволили качественно улучшить публикацию.

Источники финансирования. Исследования поддержаны грантом РНФ № 19-17-00024. Исследование парагенезиса высокотитанистых минералов из изученных мантийных ксенолитов были поддержаны грантом Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых МК-57.2019.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арзамасцев А.А.,** *By Ф.-Я. U-Pb геохронология и изотопная (Sr, Nd) систематика минералов щелочно-ультраосновных массивов Кольской провинции // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 496–515.*
<https://doi.org/10.7868/S0869590314050021>
- Веричев Е.М., Саблуков С.М., Саблукова Л.И. и др.** Новый тип алмазоносных кимберлитов Зимнего берега (Архангельская алмазоносная провинция) // Докл. АН. 1999. Т. 368. № 2. С. 226–229.
- Веричев Е.М., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П.** Геология, состав, условия образования и методика разведки месторождений алмазов – кимберлитовой трубы им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция) // Геология рудн. месторождений. 2003. Т. 45. № 5. С. 387–414.
- Голубева Ю.Ю., Первов В.А., Кононова В.А.** Петрогенезис автолитов из кимберлитовых брекчий трубы им. В. Гриба (Архангельская область) // Докл. АН. 2006. Т. 410. № 6. С. 789–794.
- Голубкова А.Б., Носова А.А., Ларионова Ю.О.** Мегакристы Mg-ильменита из кимберлитов Архангельской провинции (Россия): генезис и взаимодействие с кимберлитовым расплавом и посткимберлитовым флюидом // Геохимия. 2013. Т. 2013. № 5. С. 396–427.
<https://doi.org/10.7868/S0016752513030035>
- Каргин А.В., Носова А.А., Сазонова Л.В. и др.** Состав ильменита как индикатор условий формирования промышленно-алмазоносных и безрудных кимберлитов Архангельской алмазоносной провинции // Петрология. 2020. Т. 28. № 4. С. 341–369.
<https://doi.org/10.31857/S0869590320040056>
- Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Богатиков О.А. и др.** Алмазоносность кимберлитов Зимнебережного поля (Архангельская область) // Геология рудн. месторождений. 2007. Т. 49. № 6. С. 483–505.
<https://doi.org/10.7868/S0869590313020052>
- Костровицкий С.И., Соловьева Л.В., Яковлев Д.А. и др.** Кимберлиты и мегакристальная ассоциация минералов, изотопно-геохимические исследования // Петрология. 2013. Т. 21. № 2. С. 143–162.
<https://doi.org/10.7868/S0869590316040026>
- Ларионова Ю.О., Сазонова Л.В., Лебедева Н.М. и др.** Возраст кимберлитов Архангельской провинции: Rb-Sr, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопно-геохронологические и минералогические данные для флогопита // Петрология. 2016. Т. 24. № 4. С. 607–639.
<https://doi.org/10.7868/S0869590316040026>
- Носова А.А., Дубинина Е.О., Сазонова Л.В. и др.** Геохимия и изотопный состав кислорода оливинов из кимберлитов Архангельской провинции (Россия): вклад мантийного метасоматоза // Петрология. 2017. Т. 25. № 2. С. 135–167.
<https://doi.org/10.7868/S086959031701006X>
- Похilenko Н.П., Агаев А.М., Литасов К.Д. и др.** Взаимоотношение карбонатитового метасоматоза деплетированных перidotитов литосферной мантии с алмазообразованием и карбонат-кимберлитовым магматизмом // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 1. С. 361–383.
<https://doi.org/10.15372/GiG20150120>
- Саблуков С.М., Саблкова 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.
- Саблуков С.М., Саблкова Л.И., Гриффин В.Л.** Распределение редких элементов в глубинных минералах кимберлитов как признак плюмовых процессов на Севере Русской платформы // Глубинный магматизм, его источники и плюмы. IX Международный семинар. Под ред. Н.В. Владыкина. Миасс, Иркутск: Ин-т географии СО РАН, 2009. С. 135–170.
- Сазонова Л.В., Носова А.А., Каргин А.В. и др.** Оливин кимберлитов трубок Пионерская и им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция): типы, состав, происхождение // Петрология. 2015. Т. 23. № 3. С. 251–284.
<https://doi.org/10.7868/S086959031503005X>
- Соловьева Л.В., Костровицкий С.И., Калашникова Т.В. и др.** Природа флогопит-ильменитовых и ильменитовых парагенезисов в мантийных ксенолитах из трубы Удачная // Докл. АН. 2019. Т. 486. № 2. С. 223–227.
<https://doi.org/10.31857/S0869-56524862223-227>
- Третяченко В.В.** Литолого-фациальная характеристика и палеографические условия формирования раннекаменноугольных промежуточных коллекторов Зимнебережного алмазоносного района // Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях: материалы конференции, посвященной 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК “АЛРОСА”. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2008. С. 125–131.
- Щукина Е.В., Агаев А.М., Костровицкий С.И. и др.** Метасоматические изменения литосферной мантии в районе кимберлитовой трубы им. В. Гриба, Архангельская алмазоносная провинция // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 12. С. 2153–2172.
<https://doi.org/10.15372/GiG20151204>
- Afanasiev V.P., Ashchepkov I.V., Verzhak V.V. et al.** *P-T conditions and trace element variations of picroilmenites and pyropes from placers and kimberlites in the Arkhangelsk region, NW Russia // J. Asian Earth Sci.* 2013. V. 70–71. № 1. P. 45–63.
<https://doi.org/10.1016/j.jseas.2013.03.002>
- Becker M., Roex A.P. Le.** Geochemistry of South African on- and off-craton, group I and group II kimberlites: Petrogenesis and source region evolution // *J. Petrol.* 2006. V. 47. № 4. P. 673–703.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egi089>
- Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Garetsky R.G.** EUROPE|East European Craton // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Amsterdam: Elsevier, 2016. P. 1–18.
- Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G. et al.** Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1997.

- V. 128. № 2–3. P. 228–246.
<https://doi.org/10.1007/s004100050305>
- Brey G.P., Köhler T.* Geothermobarometry in four-phase Iherzolites, II: New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // *J. Petrol.* 1990. V. 31. № 6. P. 1353–1378.
<https://doi.org/10.1093/petrology/31.6.1353>
- Burgess S.R., Harte B.* Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9–G10 garnets in peridotite xenoliths, II: REE chemistry // *J. Petrol.* 2004. V. 45. № 3. P. 609–633.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egg095>
- Bussweiler Y., Stone R.S., Pearson D.G. et al.* The evolution of calcite-bearing kimberlites by melt-rock reaction: evidence from polymineralic inclusions within clinopyroxene and garnet megacrysts from Lac de Gras kimberlites, Canada // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2016. V. 171. № 7. P. 1–25.
<https://doi.org/10.1007/s00410-016-1275-3>
- Bussweiler Y., Pearson D.G., Stachel T. et al.* Cr-rich megacrysts of clinopyroxene and garnet from Lac de Gras kimberlites, Slave Craton, Canada – implications for the origin of clinopyroxene and garnet in cratonic Iherzolites // *Mineral. Petrol.* 2018. V. 112. № S2. P. 583–596.
<https://doi.org/10.1007/s00710-018-0599-2>
- Carswell D.A.* Primary and secondary phlogopites and clinopyroxenes in garnet Iherzolite xenoliths // International Conference on Kimberlites (Extended Abstracts). Eds. A.J. Ahrean, L.H., Duncan, A.R., Erlank. Cape Town, South Africa. Oxford: Pergamon Press, 1973. P. 417–429.
- Castillo-Oliver M., Melgarejo J.C., Galí S. et al.* Use and misuse of Mg- and Mn-rich ilmenite in diamond exploration: A petrographic and trace element approach // *Lithos.* 2017. V. 292–293. P. 348–363.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.09.021>
- Dasgupta R., Hirschmann M.M., McDonough W.F. et al.* Trace element partitioning between garnet Iherzolite 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. № 1–2. P. 57–77.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.02.004>
- Fitzpayne A., Giuliani A., Hergt J. et al.* New geochemical constraints on the origins of MARID and PIC rocks: Implications for mantle metasomatism and mantle-derived potassie magmatism // *Lithos.* 2018a. V. 318–319. P. 478–493.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.08.036>
- Fitzpayne A., Giuliani A., Phillips D. et al.* Kimberlite-related metasomatism recorded in MARID and PIC mantle xenoliths // *Mineral. Petrol.* 2018b. P. 1–14.
<https://doi.org/10.1007/s00710-018-0573-z>
- Fitzpayne A., Giuliani A., Hergt J. et al.* Isotopic analyses of clinopyroxenes demonstrate the effects of kimberlite melt metasomatism upon the lithospheric mantle // *Lithos.* 2020. V. 370–371. P. 105595.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105595>
- Foley S.F.* Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassie alkaline magmas // *Lithos.* 1992. V. 28. № 3–6. P. 435–453.
[https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90018-T](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90018-T)
- Giuliani A., Kamenetsky V.S., Kendrick M.A.A. et al.* Oxide, sulphide and carbonate minerals in a mantle polymict breccia: Metasomatism by proto-kimberlite magmas, and relationship to the kimberlite megacrystic suite // *Chem. Geol.* 2013. V. 353. P. 4–18.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.09.025>
- Giuliani A., Phillips D., Kamenetsky V.S. et al.* Petrogenesis of mantle polymict breccias: Insights into mantle processes coeval with kimberlite magmatism // *J. Petrol.* 2014. V. 55. № 4. P. 831–858.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egu008>
- Giuliani A., Phillips D., Kamenetsky V.S. et al.* Constraints on kimberlite ascent mechanisms revealed by phlogopite compositions in kimberlites and mantle xenoliths // *Lithos.* 2016. V. 240–243. P. 189–201.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.11.013>
- Giuliani A., Pearson D.G., Soltys A. et al.* Kimberlite genesis from a common carbonate-rich primary melt modified by lithospheric mantle assimilation // *Sci. Adv.* 2020. V. 6. № 17. P. eaaz0424.
<https://doi.org/10.1126/sciadv.aaz0424>
- Grassi D., Schmidt M.W.* The melting of carbonated pelites from 70 to 700 km depth // *J. Petrol.* 2011. V. 52. № 4. P. 765–789.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egr002>
- Gregoire M., Bell D.R., Roex A.P. Le.* Trace element geochemistry of phlogopite-rich mafic mantle xenoliths: their classification and their relationship to phlogopite-bearing peridotites and kimberlites revisited // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. V. 142. P. 603–625.
<https://doi.org/10.1007/s00410-001-0315-8>
- Gregoire M., Bell D.R., Roex A.P. Le.* Garnet Iherzolites from the Kaapvaal craton (South Africa): Trace element evidence for a metasomatic history // *J. Petrol.* 2003. V. 44. № 4. P. 629–657.
<https://doi.org/10.1093/petrology/44.4.629>
- Griffin W.L., Shee S.R., Ryan C.G. et al.* Harzburgite to Iherzolite and back again: Metasomatic processes in ultramafic xenoliths from the Wesselton kimberlite, Kimberley, South Africa // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. V. 134. № 2–3. P. 232–250.
<https://doi.org/10.1007/s004100050481>
- Grütter H.S., Gurney J.J., Menzies A.H. et al.* An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers // *Lithos.* 2004. V. 77. № 1–4. Spec. Iss. P. 841–857.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.012>
- Harte B.* Mantle peridotites and processes the kimberlite samples // *Continental Basalts and Mantle Xenoliths.* Eds. C. Hawkesworth, M. Norry. Nantwich, Cheshire, UK: Shiva Publishing Ltd., 1983. P. 46–91.
- Howarth G.H., Barry P.H., Pernet-Fisher J.F. et al.* Superplume metasomatism: Evidence from Siberian mantle xenoliths // *Lithos.* 2014. V. 184–187. P. 209–224.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.09.006>
- Ionov D.A., Chazot G., Chauvel C. et al.* Trace element distribution in peridotite xenoliths from Tok, SE Siberian craton: A record of pervasive, multi-stage metasomatism in shallow refractory mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2006. V. 70. № 5. P. 1231–1260.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.11.010>
- Ionov D.A., Doucet L.S., Ashchepkov I.V.* Composition of the lithospheric mantle in the siberian craton: New constraints from fresh peridotites in the Udachnaya-East kimberlite // *J. Petrol.* 2010. V. 51. № 11. P. 2177–2210.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egq053>

- Ionov D.A., Carlson R.W., Doucet L.S. et al.* The age and history of the lithospheric mantle of the Siberian craton: Re-Os and PGE study of peridotite xenoliths from the Obnazhennaya kimberlite // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. V. 428. P. 108–119.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.007>
- Ionov D.A., Doucet L.S., Xu Y. et al.* Reworking of Archean mantle in the NE Siberian craton by carbonatite and silicate melt metasomatism: Evidence from a carbonate-bearing, dunite-to-websterite xenolith suite from the Obnazhennaya kimberlite // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2018. V. 224. № 2018. P. 132–153.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.12.028>
- Ionov D.A., Liu Z., Li J. et al.* The age and origin of cratonic lithospheric mantle: Archean dunites vs. Paleoproterozoic harzburgites from the Udachnaya kimberlite, Siberian craton // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2020. V. 281. P. 67–90.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.05.009>
- Johnson K.T.M.* Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet, and basaltic melt at high pressures // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 133. № 1–2. P. 60–68.
<https://doi.org/10.1007/s004100050437>
- Kamenetsky V.S., Golovin A.V., Maas R. et al.* Towards a new model for kimberlite petrogenesis: Evidence from unaltered kimberlites and mantle minerals // *Earth Sci. Rev.* 2014. V. 139. P. 145–167.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.09.004>
- Kamenetsky V.S., Yaxley G.M.* Carbonate-silicate liquid immiscibility in the mantle propels kimberlite magma ascent // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2015. V. 158. P. 48–56.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.03.004>
- Kamenetsky V.S.* Comment on: “The ascent of kimberlite: Insights from olivine” by R.C. Brett et al. [Earth Planet. Sci. Lett. 424 (2015) 119–131] // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2016. V. 440. P. 187–189.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.02.014>
- Kargin A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A. et al.* Composition of garnet and clinopyroxene in peridotite xenoliths from the Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk diamond province, Russia: Evidence for mantle metasomatism associated with kimberlite melts // *Lithos.* 2016. V. 262. P. 442–455.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.07.015>
- Kargin A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A. et al.* Cr-rich clinopyroxene megacrysts from the Grib kimberlite, Arkhangelsk province, Russia: Relation to clinopyroxene–phlogopite xenoliths and evidence for mantle metasomatism by kimberlite melts // *Lithos.* 2017a. V. 292–293. P. 34–48.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.08.018>
- Kargin A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A. et al.* Sheared peridotite xenolith from the V. Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk Diamond Province, Russia: Texture, composition, and origin // *Geosci. Front.* 2017b. V. 8. № 4. P. 653–669.
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.03.001>
- Kargin A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A. et al.* Phlogopite in mantle xenoliths and kimberlite from the Grib pipe, Arkhangelsk province, Russia: Evidence for multi-stage mantle metasomatism and origin of phlogopite in kimberlite // *Geosci. Front.* 2019. V. 10. № 5. P. 1941–1959.
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.12.006>
- Kopylova M.G., Matveev S., Raudsepp M.* Searching for parental kimberlite melt // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2007. V. 71. № 14. P. 3616–3629.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.05.009>
- Kopylova M.G.M.G., Nowell G.M., Pearson D.G. et al.* Crystallization of megacrysts from protokimberlitic fluids: Geochemical evidence from high-Cr megacrysts in the Jericho kimberlite // *Lithos.* 2009. V. 112. April 2009. P. 284–295.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.06.008>
- Kostrovitsky S.I., Malkovets V.G., Verichev E.M. et al.* Megacrysts from the Grib kimberlite pipe (Arkhangelsk Province, Russia) // *Lithos.* 2004. V. 77. № 1–4. Spec. Iss. P. 511–523.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.014>
- Lazarov M., Brey G.P., Weyer S.* Time steps of depletion and enrichment in the Kaapvaal craton as recorded by subcalcic garnets from Finsch (SA) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 279. № 1–2. P. 1–10.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.015>
- Lebedeva N.M., Nosova A.A., Kargin A.V. et al.* Sr-Nd-O isotopic evidence of variable sources of mantle metasomatism in the subcratonic lithospheric mantle beneath the Grib kimberlite, northwestern Russia // *Lithos.* 2020a. V. 376–377. P. 105779.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105779>
- Lebedeva N.M., Nosova A.A., Kargin A.V. et al.* Evolution of kimberlite melt as inferred from inclusions in garnet megacrysts in the Grib kimberlite (Arkhangelsk Region, Russia) // *Mineral. Petrol.* 2020b.
<https://doi.org/10.1007/s00710-020-00704-0>
- MacGregor I.D.* The system MgO-Al₂O₃-SiO₂: Solubility of Al₂O₃ in spinel and garnet peridotite compositions // *Amer. Mineral.* 1974. V. 59. P. 110–119.
- Mahotkin I.L., Gibson S.A., Thompson R.N. et al.* Late Devonian Diamondiferous Kimberlite and Alkaline Picrite (Proto-kimberlite?) Magmatism in the Arkhangelsk Region, NW Russia // *J. Petrol.* 2000. V. 41. № 2. P. 201–227.
<https://doi.org/10.1093/petrology/41.2.201>
- McDonough W.F., Sun S.S.* The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. № 3–4. P. 223–253.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Mitchell R.H.* Kimberlites, orangeites, and related rocks. Boston, MA: Springer US, 1995. 410 p.
- Moore A.E., Belousova E.* Crystallization of Cr-poor and Cr-rich megacryst suites from the host kimberlite magma: Implications for mantle structure and the generation of kimberlite magmas // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. V. 149. № 4. P. 462–481.
<https://doi.org/10.1007/s00410-005-0663-x>
- Moore A.E., Lock N.P.* The origin of mantle-derived megacrysts and sheared peridotites—evidence from kimberlites in the northern Lesotho – Orange Free State (South Africa) and Botswana pipe clusters // *South African J. Geol.* 2001. V. 104. № 1. P. 23–38.
<https://doi.org/10.2113/104.1.23>
- Moore R.O., Griffin W.L., Gurney J.J. et al.* Trace element geochemistry of ilmenite megacrysts from the Monastery kimberlite, South Africa // *Lithos.* 1992. V. 29. № 1–2. P. 1–18.
[https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90031-S](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90031-S)
- 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. № 1. P. 158–170.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(85\)90043-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(85)90043-3)
- Nimis P., Grüter H.S.* Internally consistent geothermometers for garnet peridotites and pyroxenites // Contrib. Mineral. Petrol. 2010. V. 159. № 3. P. 411–427.
<https://doi.org/10.1007/s00410-009-0455-9>
- Nimis P., Taylor W.R.* Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 139. № 5. P. 541–554.
<https://doi.org/10.1007/s004100000156>
- Nimis P., Zanetti A., Dencker I. et al.* Major and trace element composition of chromian diopsides from the Zagadochnaya kimberlite (Yakutia, Russia): Metasomatic processes, thermobarometry and diamond potential // Lithos. 2009. V. 112. № 3–4. P. 397–412.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.03.038>
- Nosova A.A., Sazonova L.V., Narkisova V.V. et al.* Minor elements in clinopyroxene from paleozoic volcanics of the Tagil Island Arc in the Central Urals // Geochemistry. 2002. V. 40. № 3. P. 219–233.
- O'Reilly S.Y., Griffin W.L.* Mantle Metasomatism // Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock SE-8. Eds. D.E. Harlov, A. Håkon. Berlin, Heidelberg: Springer, 2013. P. 471–533.
- Pivin M., Féménias O., Demaiffe D.* Metasomatic mantle origin for Mbuji-Mayi and Kundelungu garnet and clinopyroxene megacrysts (Democratic Republic of Congo) // Lithos. 2009. V. 112. P. 951–960.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.03.050>
- Pokhilenko N.P.* Polymict breccia xenoliths: Evidence for the complex character of kimberlite formation // Lithos. 2009. V. 112. P. 934–941.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.06.019>
- Pollack H.N., Chapman D.S.* On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness // Tectonophysics. 1977. V. 38. № 3–4. P. 279–296.
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(77\)90215-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(77)90215-3)
- Price S.E., Russell J.K., Kopylova M.G.* Primitive Magma From the Jericho Pipe, N.W.T., Canada: Constraints on Primary Kimberlite Melt Chemistry // J. Petrol. 2000. V. 41. № 6. P. 789–808.
<https://doi.org/10.1093/petrology/41.6.789>
- Russell J.K., Porritt L.A., Lavallée Y. et al.* Kimberlite ascent by assimilation-fuelled buoyancy // Nature. 2012. V. 481. № 7381. P. 352–356.
<https://doi.org/10.1038/nature10740>
- Sablukov S.M., Sablukova L.I.* Asthenospheric effect on the mantle substrate and diversity of kimberlite rocks in Zimni Bereg (Arkhangelsk province) // 9th International Kimberlite Conference. Frankfurt. 2008. P. 9IKC-A-00162.
- Sablukova L., Sablukov S., Verichev E. et al.* Mantle xenoliths of the Grib pipe, Zimny Bereg Area, Russia // 8th International Kimberlite Conference. 2004. P. FLA_0060: 1–5 p.
- Shchukina E.V., Agashev A.M., Pokhilenko N.P.* Metasomatic origin of garnet xenocrysts from the V. Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk region, NW Russia // Geosci. Front. 2017. V. 8. № 4. P. 641–651.
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.08.005>
- Sobolev N.V.* Deep-seated inclusions in kimberlites and the problem of the composition of the upper mantle // Amer. Geophys. Union, Washington. 1977. 279 p.
- Solov'eva L.V., Lavrentev Y.G., Egorov K.N. et al.* The genetic relationship of the deformed peridotites and garnet megacrysts from kimberlites with asthenospheric melts // Russ. Geol. Geophys. 2008. V. 49. № 4. P. 207–224.
<https://doi.org/10.1016/j.rgg.2007.09.008>
- Soltys A., Giuliani A., Phillips D.* A new approach to reconstructing the composition and evolution of kimberlite melts: A case study of the archetypal Bultfontein kimberlite (Kimberley, South Africa) // Lithos. 2018. V. 304–307. № 2018. P. 1–15.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.01.027>
- Stamm N., Schmidt M.W.* Asthenospheric kimberlites: Volatile contents and bulk compositions at 7 GPa // Earth Planet. Sci. Lett. 2017. V. 474. P. 309–321.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.06.037>
- Sun J., Liu C.Z., Tappe S. et al.* Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: Insights from *in situ* U-Pb and Sr-Nd perovskite isotope analysis // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. V. 404. P. 283–295.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.039>
- Tappe S., Pearson D.G., Nowell G. et al.* A fresh isotopic look at Greenland kimberlites: Cratonic mantle lithosphere imprint on deep source signal // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. V. 305. № 1–2. P. 235–248.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.03.005>
- Tappe S., Brand N.B., Stracke A. et al.* Plates or plumes in the origin of kimberlites: U/Pb perovskite and Sr–Nd–Hf–Os–C–O isotope constraints from the Superior craton (Canada) // Chem. Geol. 2016. V. 455. October. P. 57–83.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.08.019>
- Taylor W.R.* An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of fertile Iherzolite and garnet websterite // N. Jb. Min. Abh. 1998. V. 172. № 2–3. P. 381–408.
<https://doi.org/10.1127/njma/172/1998/381>
- Yaxley G.M., Green D.H., Kamenetsky V.S.* Carbonatite metasomatism in the southeastern Australian lithosphere // J. Petrol. 1998. V. 39. № 11–12. P. 1917–1930.
<https://doi.org/10.1093/petroj/39.11-12.1917>
- Yaxley G.M., Berry A.J., Rosenthal A. et al.* Redox preconditioning deep cratonic lithosphere for kimberlite genesis – evidence from the central Slave craton // Sci. Rep. 2017. V. 7. № 1. P. 30.
<https://doi.org/10.1038/s41598-017-00049-3>
- Ziberna L., Nimis P., Zanetti A. et al.* Metasomatic processes in the Central Siberian cratonic mantle: Evidence from Garnet Xenocrysts from the Zagadochnaya Kimberlite // J. Petrol. 2013. V. 54. № 11. P. 2379–2409.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egt051>

Multistage Mantle Metasomatism During the Generation of Kimberlite Melts: Evidence from Mantle Xenoliths and Megacrysts of the Grib Kimberlite, Arkhangelsk, Russia

A. V. Kargin^{1,2}

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

²*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

In this contribution, a model for mantle metasomatism and megacryst generation, including the evolution of kimberlite melts is presented. Major and trace element compositions of garnet, clinopyroxene, orthopyroxene, phlogopite and ilmenite from mantle-derived xenoliths of garnet peridotite (both lherzolite and harzburgite), ilmenite-bearing peridotite or clinopyroxene-phlogopite rock, as well as megacrysts of these minerals from the Grib kimberlite, Arkhangelsk diamond province, Russia have been analyzed. The lithospheric mantle beneath the study area at a depth of ~100–120 km (corresponding to a pressure of 35 kbar) experienced extensive metasomatism along the main kimberlite melt channel. Petrography of the peridotite xenoliths indicates progressive refertilisation of depleted harzburgite into garnet lherzolite, phlogopite-garnet wehrlite and clinopyroxene-phlogopite rocks. Metasomatic refertilisation occurred shortly before xenolith capture by the kimberlite melt. The model melt compositions calculated from garnet-clinopyroxene equilibria in different types of xenoliths and megacrysts show that alkaline-carbonate-ultramafic kimberlite melt acted as the metasomatic agent in the sheared peridotite at the base of the lithospheric mantle. High-Ti garnet and high-Cr clinopyroxene megacrysts, as well as the main volume of garnet lherzolite xenoliths, formed in geochemical equilibrium with the kimberlite melt, characterised by increasing silicate components and fractionation of Fe-Ti phases. The increasing silicate components in the melt could be due to the interactions of carbonate-rich protokimberlite melts with the surrounding lithospheric mantle. The similarities in the compositions of megacrysts of garnet, clinopyroxene, phlogopite, ilmenite and peridotite in the Grib kimberlite suggest that these megacrysts are disintegrated fragments of metasomatised garnet lherzolite, ilmenite-bearing peridotite and clinopyroxene-phlogopite mantle rocks or the megacrysts formed under similar conditions that these xenoliths or directly crystallised from metasomatic melts.

Keywords: Arkhangelsk diamond province, kimberlite, mantle metasomatism, megacrysts