

## ГЕНЕЗИС АЛМАЗОНОСНЫХ ПОРОД ИЗ КСЕНОЛИТОВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В КИМБЕРЛИТАХ

© 2020 г. Ю. А. Литвин<sup>а, \*</sup>, А. В. Кузюра<sup>а</sup>, А. В. Бовкун<sup>а, b</sup>, Д. А. Варламов<sup>а</sup>,  
Е. В. Лиманов<sup>а</sup>, В. К. Гаранин<sup>b</sup>

<sup>а</sup>Институт экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН,  
акад. Осипьяна, 4, Черноголовка, Московская обл., 142432 Россия

<sup>b</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет,  
Ленинские горы, Москва, 119991 Россия

\*e-mail: litvin@iem.ac.ru

Поступила в редакцию 12.02.2019 г.

После доработки 18.03.2019 г.

Принята к публикации 21.03.2019 г.

Условия генезиса алмазоносных ультрабазитовых и базитовых пород из ксенолитов в кимберлитах раскрыты при согласовании данных аналитических исследований их минеральных фаз с экспериментальными результатами изучения фазовых отношений при плавлении алмазообразующих минеральных систем верхней мантии. Впервые исследованы составы минералов в ряде образцов метасоматизированных алмазоносных эклогитов, которые ассоциированы с безалмазными эклогитами в кимберлитах трубки Удачная, Якутия. Полученные новые данные совместно с литературными использованы для обобщенных оценок генетически важных характеристик химических составов гранатов, Са-клинопироксенов и омфацитов алмазоносных перидотитов, пироксенитов и эклогитов. В результате обнаружилось, что достаточно “свежие” минералы алмазоносных пород имеют отличия типоморфного характера от подобных минералов безалмазных верхне-мантийных пород. В то же время показательно, что составы минералов алмазоносных пород и парагенных включений в алмазах тождественны. Эти особенности минералогии алмазоносных пород генетически значимы, что позволяет на основе мантийно-карбонатитовой теории происхождения алмазов и ассоциированных минеральных фаз обосновать физико-химически единое происхождение алмазов, минералов алмазоносных пород и парагенных включений в алмазах. В итоге сформулированы следующие выводы генетического плана: (1) в петрогенезисе алмазоносных ультрабазитовых и базитовых пород материнскими являются полностью смесимые силикат-(±оксид)-карбонатные расплавы с растворенным углеродом; (2) физико-химически согласованное образование алмазоносных пород и парагенных включений перидотитовых и эклогитовых минералов в алмазах происходило в общих алмазообразующих очагах-резервуарах материнских расплавов, при этом вмещающими породами мантии для таких очагов были безалмазные перидотиты, пироксениты и эклогиты; (3) генезис непрерывных серий алмазоносных перидотит-пироксенит-эклогитовых пород контролируется фракционной ультрабазит-базитовой эволюцией материнских расплавов с устранением оливина и ортопироксена в результате перитектических реакций; (4) восходящие потоки кимберлитовых магм разрушали материнские очаги с захватом в них алмазов с включениями, отдельных минералов и их сростков, алмазоносных ультрабазитовых и базитовых пород, а на входе и выходе из очагов они захватывали и дифференцированные безалмазные вмещающие породы мантии; (5) при дальнейшем подъеме из мантии в земную кору материал алмазообразующих очагов и безалмазной мантии, перемешиваясь в конвектирующей кимберлитовой магме, перемещался из мантии в кумулятивные камеры в коре; (6) кимберлитовые магмы постепенно затвердевали в стационарных кумулятивных камерах, выделяя сильно сжатые флюиды, которые с повышением давления до критического прорывали породы кровли, выбрасывая кимберлиты с ксенолитами алмазоносных и мантийных пород к поверхности и формируя трубки взрыва.

**Ключевые слова:** ксенолиты в кимберлитах, алмазоносные породы, породы мантии, включения в алмазах, алмазообразующие очаги, мантийно-карбонатитовая теория, силикат-карбонатные расплавы, ультрабазит-базитовая эволюция, кимберлитовый транспорт из мантии в кору, кумулятивные камеры, сжатые флюиды, трубки взрыва

DOI: 10.31857/S0016752520030085

## ВВЕДЕНИЕ

Алмазоносные породы обнаруживаются совместно с подобными безалмазными породами верхней мантии среди глубинных ксенолитов в кимберлитах. Сравнительный анализ химических составов одноименных минералов из обеих групп пород позволяет определить генетически важные характеристики составов минералов алмазоносных пород. В свою очередь, эти характеристики дают возможность раскрыть происхождение алмазоносных пород в рамках мантийно-карбонатитовой теории генезиса алмазов и ассоциированных фаз, основой которой является согласование данных аналитического изучения парагенных минеральных включений в алмазах с результатами исследования фазовых отношений при плавлении алмазообразующих минеральных систем в физико-химическом эксперименте (Litvin, 2017).

Ксенолиты пород верхней мантии из кимберлитовых трубок Якутии, Ю. Африки, С. Америки и др. регионов представлены ультрабазитовыми перидотит-пироксенитовыми и базитовыми эклогит-гроспидитовыми породами. При этом среди ксенолитов перидотиты преобладают по сравнению с эклогитами в отношении 95 : 5 об. % по статистическим оценкам (Mathias et al., 1970; Ringwood, 1975). Таким образом, ассоциация ксенолитов в кимберлитах свидетельствует, что верхняя мантия сильно дифференцирована и сложена главным образом перидотитами. Алмазоносные перидотиты и пироксениты, а также эклогиты и гроспидиты изредка встречаются среди ксенолитов подобных им безалмазных верхне-мантийных пород в кимберлитах. Аналитические данные минералогии (Соболев, 1974), петрологии (Маракушев, 1985) и геохимии (Galimov, 1991) документируют факты ультрабазит-базитовой эволюции как верхне-мантийных безалмазных, так и алмазоносных пород. С ними согласуются вариации изотопного состава углерода алмазов на гистограмме распределения  $\delta^{13}\text{C}$  в перидотит-эклогитовом интервале составов. В физико-химическом эксперименте раскрыты перитектические реакции ортопироксена и оливина (Литвин и др., 2016; Litvin, Kuzuyuga, 2018), которыми обеспечивается непрерывная ультрабазит-базитовая эволюция алмазообразующих и безалмазных пород верхней мантии в режиме фракционной кристаллизации.

Впервые ксенолит алмазоносного эклогита был обнаружен в кимберлите трубки Ньюлендс, Ю. Африка (Vonpey, 1899), но о составах его породообразующих минералов не сообщалось. Аналитические исследования алмазоносных пород начаты с эклогита из кимберлитовой трубки Мир, Якутия (Бобриевич и др., 1959). Более 300 образ-

цов алмазоносных эклогитов из кимберлитовых трубок Якутии изучено к 2015 г., в том числе биминеральных (Соболев и др., 1972; Соболев, 1974; Буланова и др., 1993; Specius, Taylor, 2008; Специус и др., 2015), а также их корунд- и кианит-содержащих разновидностей и гроспидитов (Пономаренко и др., 1976; Похиленко и др., 1982; Sobolev et al., 1994).

В первом сообщении о ксенолите алмазоносного перидотита из кимберлита Ю. Африки (Williams, 1932) сведения о составах минералов отсутствуют. Вначале данные о составах минералов были получены при изучении серпентинизированного алмазоносного перидотита из трубки Айхал, Якутия (Соболев и др., 1969). Затем были исследованы ксенолиты алмазоносных перидотитов из якутских трубок Мир (Соболев, 1974), Удачная (Илупин и др., 1982; Похиленко и др., 2014; Логвинова и др., 2015), Краснопресненская (Барашков, Зудин, 1997), Нюрбинская (Spetsius et al., 2008), а также из кимберлитов Ю. Африки (Dawson, Smith, 1975; Viljoen et al., 2004), США (McCallum, Egger, 1976) и Канады (Creighton et al., 2008; Aulbach et al., 2011). При этом обнаружили фрагменты неизмененных породообразующих оливинов (Griffin et al., 1993; Sobolev et al., 2008, 2009).

Количество найденных ксенолитов алмазоносных перидотитовых пород несколько больше, чем эклогитовых (Логвинова и др., 2015). Средний вес ксенолитов 50–70 г. Самые крупные – ксенолиты алмазоносных эклогитов весом 8.6 кг из трубки Робертс Виктор, Ю. Африка (Jacob, Jagoutz, 1994), а также весом 6.9 кг (Shatsky et al., 2008) и 8.8 кг (Степанов и др., 2008) из трубки Удачная, Якутия.

Алмазоносные перидотиты представлены дунитами, гарцбургитами и лерцолитами, пироксениты – гранатовыми вебстеритами и верлитами. Среди алмазоносных эклогитов преобладают биминеральные породы, реже встречаются корундовые, кианитовые и коэситовые эклогиты, а также гроспидиты. Для совместной парагенной кристаллизации алмазов и ассоциированных минералов алмазоносных пород и первичных включений в алмазах показательно сохранение в них первоначальных ростовых положений алмазов относительно минеральных фаз как породообразующих, так и включенных (Соболев, 1974), что детализировано в объеме образцов методом высокоразрешающей рентгеновской компьютерной томографии (Taylor et al., 2000).

Для однозначного решения проблемы генезиса алмазов критически значимы составы включений в них минеральных фаз перидотитового и эклогитового парагенезисов, а также “свежих” породооб-

разующих минералов алмазоносных перидотитов, пироксенитов, эклогитов и гроспидитов; такие исследования многочисленны (Harris, 1968; MacGregor, Carter, 1970; Meyer, Boyd, 1972; Соболев и др., 1972; Соболев, 1974; Navon et al., 1988; Griffin et al., 1988; Schrauder, Navon, 1994; Stachel et al., 1998; Pokhilenko et al., 2004; Taylor, Anand, 2004; Специс и др., 2006; Klein-BenDavid et al., 2007; Zedgenizov et al., 2007; Shatsky et al., 2008; Логвинова и др., 2015). Их обобщение дает достоверные данные об изменчивом составе алмазообразующих систем. Это позволяет определить граничные составы ультрабазитовых и базитовых алмазообразующих систем для их экспериментальных исследований на основе методов физической химии многокомпонентных многофазовых систем (Rhines, 1956; Палатник, Ландау, 1961; Захаров, 1985; Литвин, 1991). В результате выясняются фундаментальные закономерности генезиса алмазов и ассоциированных минералов, определяются реакционные отношения минералов и расплавов, механизмы алмазообразующих реакций, а также парагенезиса алмазов и ростовых включений. Согласование аналитических минералогических и экспериментальных физико-химических данных раскрывает движущие силы в происхождении алмазов и ассоциированных фаз и является основой мантийно-карбонатитовой теории генезиса природных алмазов (Литвин и др., 2016; Litvin, 2017).

Главные цели данной работы заключаются в том, чтобы раскрыть физико-химические условия происхождения алмазоносных ультрабазитовых и базитовых пород, а также причины их ассоциирования с подобными безалмазными породами в ассоциации верхне-мантийных ксенолитов в кимберлитах. Для достижения этих целей необходимо выполнение следующих исследований: (1) аналитическое изучение ряда образцов природных метасоматизированных алмазоносных эклогитов из кимберлитовой трубки Удачная, Якутия с интерпретацией результатов на современном уровне; (2) обобщение полученных и литературных данных по составам “свежих” минералов алмазоносных и безалмазных ксенолитов в кимберлитах, определение генетически важных характеристик составов минералов алмазоносных пород (в том числе при сопоставлении с парагенными минеральными включениями в алмазах); (3) приложение физико-химических механизмов парагенезиса алмазов и ассоциированных минералов к проблеме происхождения алмазоносных пород в рамках мантийно-карбонатитовой теории генезиса алмазов; (4) построение диаграммы сингенезиса алмазов и породообразующих минералов перидотитов и эклогитов в режиме фракционной кристаллизации на основе экспериментальных

данных; (5) обоснование концепции происхождения алмазоносных пород при согласовании данных аналитических исследований минералов алмазоносных пород с положениями экспериментально обоснованной мантийно-карбонатитовой теории происхождения алмазов и ассоциированных минеральных фаз верхней мантии.

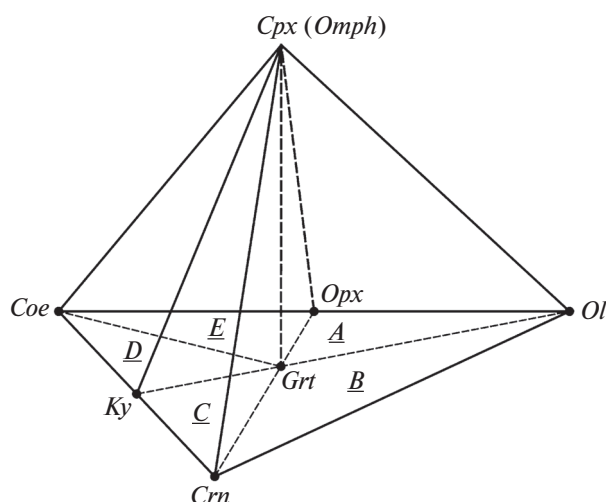
## МЕТОДЫ АНАЛИТИЧЕСКИХ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследуемые метасоматизированные алмазоносные эклогиты из кимберлитовой трубки Удачная, Якутия являются округло-овальными образцами крупно- и среднезернистых пород с массивной текстурой.

Электронно-зондовый микроанализ полированных образцов породообразующих и метасоматических минералов, включая получение изображения их текстуры с увеличениями от 8.5 до 2500 раз и рентгеноспектральный локальный микроанализ со средней погрешностью  $\pm 0.2$  мас. %. выполнялся при ускоряющем напряжении 20 кВ на сканирующем электронном микроскопе CamScan MV2300 (VEGA TS 5130MM) с электронным энергодисперсионным микроанализатором Link INCA Energy-350 в Институте экспериментальной минералогии РАН. Размер электронного зонда 115–140 нм, при сканировании до 60 нм, диаметр области возбуждения до 5 мкм. Стандарты – кварц, альбит, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, волластонит, металлы Mn, Cr, Ti и Fe.

Раман-спектры исследуемых образцов измерялись в геометрии обратного рассеяния на установке, состоящей из спектрографа Acton Spectra-Pro-2500i с охлаждаемым до  $-70^\circ\text{C}$  детектором CCD Pixis2K и микроскопом Olympus с непрерывным твердотельным одномодовым лазером с длиной волны излучения 532 нм и диодной накачкой в ИЭМ РАН. Лазерный пучок фокусировался на образец при помощи объектива Olympus 50' в пятно диаметром  $\sim 5$  мкм. Линия излучения лазера в рассеянном пучке подавлялась с помощью оптического супер-нотч фильтра с оптической плотностью OD = 6 и шириной полосы  $\sim 160$  см<sup>-1</sup>, а интенсивность возбуждения составляла  $\sim 0.7$  мВт.

Фазовые диаграммы политермических сечений многокомпонентных систем, используемые в настоящей работе, построены с использованием методики физико-химического эксперимента, детально охарактеризованной в работе (Литвин и др., 2008). Опыты проводились в аппарате высоких давлений и температур типа “наковальня с лункой-тороид” с изотермическим графитовым нагревателем при давлении 6 ГПа и температурах



**Рис. 1.** Диаграмма-комплекс вещества гранат-перидотитовой фации верхней мантии и ее симплексы: ультрабазитовые – перидотит-пироксенитовый *A* и оливин-корунд-эклогитовый *B*; базитовые – корунд-кианит-эклогитовый *C*, кианит-коэсит-эклогитовый *D* и коэсит-ортопироксен-эклогитовый *E*.

1200–1600°C. Стартовыми материалами служили гелевые смеси с составами определенных минеральных компонентов верхней мантии. Исследуемые образцы размещались в центральной части нагревателя и после выдержек в течение 30–60 мин. закаливались под давлением со скоростью 300°C/с. Погрешность определения давления  $\pm 0.25$  ГПа, температуры  $\pm 20^\circ\text{C}$ .

#### МЕТОДОЛОГИЯ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МНОГОКОМПОНЕНТНЫХ МАНТИЙНЫХ СИСТЕМ

Фундаментальные физико-химические свойства коренного верхне-мантийного вещества при его плавлении определяются системой оксидов  $\text{SiO}_2\text{--Al}_2\text{O}_3\text{--MgO--FeO--CaO--Na}_2\text{O}$ . Компоненты расплавов могут кристаллизоваться в виде оксидов  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  и их соединений  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ,  $\text{MgSiO}_3$ ,  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ ,  $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ,  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ , их твердых растворов  $(\text{Mg,Fe})\text{O}_{\text{ss}}$ ,  $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$  (оливин),  $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$  (ортопироксен),  $(\text{Ca,Na}_2)(\text{Mg,Fe})(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$  (Са-клинопироксен/омфациит),  $(\text{Mg,Fe,Ca})_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$  (гранат). Минералогическая информация позволяет объединить ультрабазитовые перидотит-пироксенитовые составы в диаграмме-тетраэдре оливин *Ol* – ортопироксен *Opx* – Са-клинопироксен *Cpx* – перидотитовый гранат *P-Grt*, а базитовые в тетраэдре омфациит *Omph* – экологитовый гранат *E-Grt* – корунд *Crn* – коэсит *Coe*. При соединении

ультрабазитового и базитового тетраэдров по общей границе ортопироксен *Opx*-клинопироксен/омфациит *Cpx/Omph*–корунд *Crn* создается общая диаграмма-тетраэдр *Ol–Cpx/Omph–Crn–Coe* (Литвин и др., 2016) для всех ультрабазит-базитовых составов вещества гранат-перидотитовой фации верхней мантии (рис. 1). В диаграмме-комплексе объединены тетраэдрические диаграммы-симплексы: ультрабазитовые – перидотит-пироксенитовый *A*, оливин-корунд-эклогитовый *B* и базитовые экологитовые – корунд-кианитовый *C*, кианит-коэситовый *D*, коэсит-ортопироксенитовый *E*.

Подобным образом оксидные компоненты определяют силикат-оксидную составляющую силикат-оксид-карбонат-углеродных материнских расплавов алмазов и ассоциированных парагенных фаз. Ее состав:  $\text{SiO}_2\text{--Al}_2\text{O}_3\text{--MgO--FeO--CaO--Na}_2\text{O--Carb}^*\text{--C}$ , где символом *Carb\** обозначена карбонатная составляющая ( $\text{Mg--Fe--Ca--Na--K}$ -карбонаты). В обобщенной диаграмме-комплексе алмазообразующих пород верхней мантии  $(\text{Ol, Carb}^*)\text{--}(Cpx/Omph, Carb^*)\text{--}(Crn, Carb^*)\text{--}(Coe, Carb^*)$  сохраняется соотношение ультрабазитовых и базитовых симплексов соответственно диаграмме состава безалмазных пород (рис. 1). В экспериментальном исследовании мантийных и алмазообразующих систем важна методология физической химии многокомпонентных многофазовых систем (Rhines, 1956; Палатник, Ландау, 1961; Захаров, 1985).

Диаграммы-комплексы составов коренных и алмазообразующих систем верхней мантии – главные объекты физико-химического эксперимента, позволяющего раскрыть фундаментальные закономерности, а также механизмы их плавления и ультрабазит-базитовой эволюции, образования алмазов и парагенных включений, генезиса алмазоносных пород. Каждый симплекс является носителем единственной 5-фазовой невариантной точки, определяющей его ликвидусное строение. В эксперименте эффективен метод двухмерных полтермических сечений, позволяющий получать информацию о фазовых отношениях при плавлении многокомпонентных систем в виде двухмерных фазовых диаграмм. Их топологическая корректность контролируется правилом фаз Райнза (Rhines, 1956; Палатник, Ландау, 1961) по соотношению числа фаз в сопряженных фазовых полях. В физико-химическом эксперименте (Литвин, 1991) определена перитектическая реакция ортопироксена и расплава с образованием клинопироксена, происходящая как в ультрабазитовом перидотит-пироксенитовом симплексе *A*, так и базитовом коэсит-ортопироксен-эклогитовом *E*. Эвтектическими являются системы ультрабазитового оливин-корунд-эклогитового *B*, а также базитовых эк-

логитовых симплексов — корунд-кианитового *C* и кианит-коэситового *D*. В равновесной поверхности ликвидуса ультрабазит-базитовых диаграмм-комплексов безалмазных и алмазообразующих пород верхней мантии важны моновариантные котектические кривые, которые с понижением температуры связывают невариантные перитектические и эвтектические точки смежных ультрабазитовых *A* и *B*, а также базитовых *E* и *D* симплексов. Необходимо обратить внимание на то, что подобная физико-химическая связь отсутствует между совокупностями ультрабазитовых и базитовых симплексов. Это обусловлено возникновением температурных максимумов (“термальных барьеров”) на соединяющих их котектических кривых в граничной плоскости  $Orx-Cpx/Omph-Crn$ . Это означает, что ультрабазит-базитовая эволюция мантийных магм и алмазообразующих расплавов невозможна в равновесных условиях. Следует понимать, что “термальные барьеры” обнаруживаются в диаграммах-комплексах верхне-мантийных и алмазообразующих равновесных систем. Однако в данном случае существование “термальных барьеров” противоречит аналитическим фактам минералогии, петрологии и геохимии (Соболев, 1974; Маракушев, 1985; Galimov, 1991) о реальности ультрабазит-базитовых изменений таких систем, что возможно исключительно в неравновесном режиме фракционной кристаллизации, когда состав системы испытывает последовательное изменение.

Данная проблема решается в физико-химическом эксперименте (Litvin, Kuzuzga, 2018) благодаря тому, что раскрыта перитектическая реакция оливина и жадеит-содержащего расплава с образованием граната. Значение этой реакции в том, что она обещивает ультрабазит-базитовый переход от перидотит-пироксенитовых пород к эклогитовым в режиме их фракционной магматической кристаллизации. Значение данного режима в том, что он способствует повышению концентрации жадеитового компонента в общем составе системы при фракционной кристаллизации остаточных ультрабазитовых расплавов.

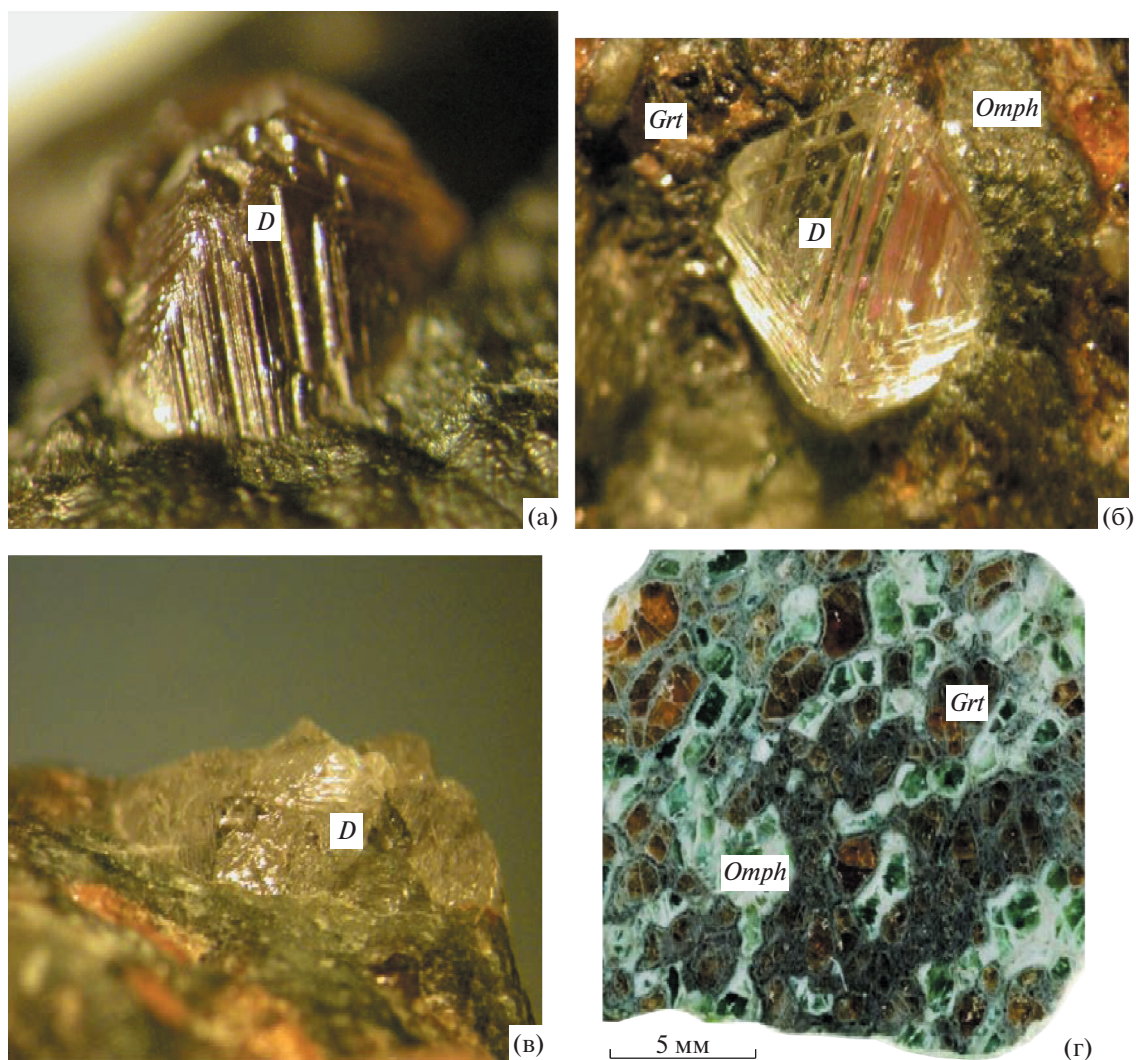
#### МИНЕРАЛЬНЫЕ ФАЗЫ МЕТАСОМАТИЗИРОВАННЫХ АЛМАЗОНОСНЫХ ЭКЛОГИТОВ

Исследуемые алмазоносные эклогиты сложены оранжевым гранатом (до 7 мм) и зеленым омфацитом (до 15 мм). Сравнительно крупные (до 1.1 мм) монокристаллические алмазы отличаются пластинчато-ступенчатым развитием октаэдрических граней (рис. 2а, 2в, 2г). Обнаруживается сохранность первичных контактов алмазов с породообразующими минералами (рис. 2б; 3а, 3б, 3н)

как результат их совместной кристаллизации в общей ростовой среде в *P-T*-условиях верхней мантии. Текстура исследуемых пород (рис. 3з, 3ш) усложнена продуктами метаморфических, а также метасоматических реакций породообразующих гранатов и омфацитов при взаимодействии с кимберлитовой магмой во время их перемещения из мантии в коровые трубки взрыва. Омфациты испытали интенсивные объемные метасоматические изменения с образованием губчатой текстуры (рис. 3ш), однако имеются их сохранившиеся фрагменты (рис. 3к, 3п, 3с). В гранатах обнаруживаются келифитовые каймы по периферии зерен (рис. 3и, 3л, 3о, 3р, 3ц, 3ч). Мелкие вторичные фазы приурочены к трещинам, кавернам (размером 50–100 мкм) и зонам контактов породообразующих минералов (рис 3б, 3в, 3г, 3о, 3п, 3у, 3х, 3ц).

Составы породообразующих минералов алмазоносных эклогитов приведены в табл. 1 и 2, метаморфических и метасоматических фаз — в табл. 3 и 4. Кианит  $Al_2SiO_5$  — первичный минерал алмазоносных кианитовых эклогитов. Гранаты однородны, содержат Na-мэйджоритовый компонент  $Na_2MgSi_3O_{12}$  (Bobrov, Litvin, 2011; Dymshits et al, 2013). В их келифитовых каймах — метаморфическая шпинель  $(Mg,Fe)Al_2O_4$  и метасоматический флогопит  $Phl (K,Na)(Mg,Fe,Ca)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$ . Образование шпинели *Spl* по гранату (рис. 3р) инициировано понижением давления при пересечении границы между гранат- и шпинель-перидотитовыми фациями верхней мантии во время высокотемпературного выноса ксенолитов к поверхности. С понижением давления связано и экссолуционное образование по гранату — рутила  $TiO_2$ , ильменита  $(Fe,Mg)TiO_3$ , кварца  $SiO_2$ , а по омфациту — ортопироксена  $Orx (Mg,Fe)SiO_3$ , рутила  $TiO_2$ , ильменита  $(Fe,Mg)TiO_3$  (Alifirova et al., 2012, 2015). Упорядоченные межзерновые ламели апатита  $Ca_5(PO_4)_3(F,Cl)$  в текстуре распада омфацита могли образоваться с участием кимберлитового метасоматоза. Кроме того, в образцах обнаружены: плагиоклаз *Pl*, хлорит *Chl*, кальцит *Cal*, содалит *Sod*, серпентин *Serp*, амфиболы *Amph*, калиевый полевой шпат *Kfs*, хлор-флогопит *Chl-Phl*, а также стекла различного состава *L*.

Первичные минералы алмазоносных эклогитов, их метаморфические фазы, включая экссолуционные, подвергались воздействию K-содержащих метасоматических агентов, генерированных кимберлитовыми магмами при их перемещении из консолидированных мантийных очагов в коровые кумулятивные камеры. В метасоматизированных алмазоносных эклогитах, как и в безалмазных, а также в гранатовых вебстеритах и пироксенитах из трубок Далдыно-Алакитского и Мало-Ботуобин-



**Рис. 2.** Метасоматизированные алмазоносные эклогиты из кимберлитовой трубки Удачная, Якутия: (а), (в), (г) общий вид; (б) – ростовой контакт монокристаллического алмаза с породообразующими минералами эклогита. Символы: *D* – алмаз, *Grt* – гранат, *Omph* – омфациит.

ского районов Якутии обнаружены межзерновые в основном высококальциевые закалочные стекла (табл. 5) среди метасоматических ассоциаций вторичных минералов по гранату и омфацииту (Hunter, Taylor, 1982; Sobolev et al., 1999; Spetsius, Taylor, 2002). Относительные содержания ассоциированных со стеклами вторичных минералов очень изменчивы, в их числе клинопироксен (с пониженным содержанием Na-компонента), плагиоклаз, Fe–Mg-шпинель, флогопит (с 8–12 мас. %  $K_2O$  и 0.7–3.2, иногда до 9.5 мас. %  $TiO_2$ ), реже гиперстеновый ортопироксен (с 26–29 мас. %  $MgO$ ) и амфибол, кальцит, калиевый полевой шпат (с высоким содержанием 8–13 мас. %  $K_2O$  и пониженным 1–5 мас. %  $Na_2O$ ), кварц, корунд  $Al_2O_3$  и муллит по кианиту, изредка Na–K–Cl-содалит и сульфид джерфшерит. Первичный омфациит замещается

смесью стекла с плагиоклазом, клинопироксеном. В случае граната обнаруживаются обогащенные K-компонентом стекла в ассоциации со шпинелью и флогопитом. Вероятно, стекла были образованы при закалочном затвердевании эвтектических расплавов легкоплавких минералов метасоматического происхождения.

В изученных нами образцах алмазоносных ксенолитов также встречены стекла, преимущественно силикатного состава, близкого к плагиоклазу (табл. 3, рис. 3г). В гранате стекла ассоциируют с флогопитом, оливином, содалитом и клинопироксеном. Стекла, приуроченные к омфацииту, сопровождаются кальцитом и клинопироксеном.

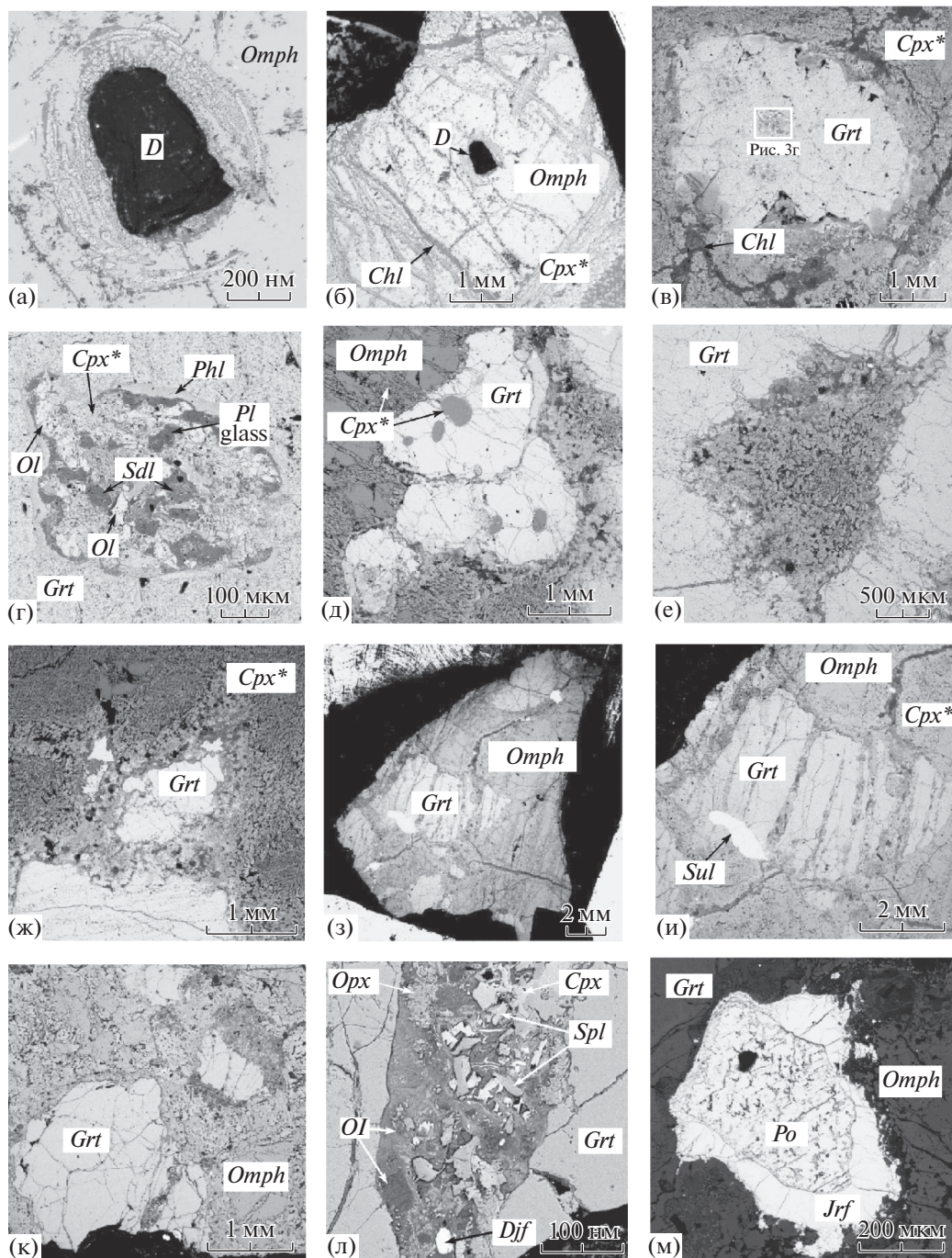
Таким образом, происхождение ассоциаций вторичных минералов с переохлажденным метастабильным K–Na-алюмосиликатным стеклом

Таблица 1. Химический состав гранатов из ксенолитов, мас. %

№ обр.	№ рис.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	FeO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
28	Зв, г, ш	40.05	0.51	21.38	0.00	13.88	15.31	0.04	5.86	0.13	0.00	97.16
		41.64	0.52	22.14	0.10	15.09	15.52	0.37	5.53	0.14	0.09	101.14
71	Зд, е, ж	39.79	0.50	21.29	0.06	12.17	16.67	0.19	8.06	0.28	0.08	99.31
		40.42	0.58	21.97	0.04	12.32	16.69	0.41	8.24	0.50	0.00	101.18
		41.22	0.56	22.12	0.02	12.29	16.32	0.52	8.12	0.31	0.10	101.58
91	Зи, к	42.49	0.57	22.87	0.15	18.60	13.33	0.49	3.00	0.22	0.06	101.86
		41.57	0.39	21.87	0.09	18.10	13.17	0.19	3.15	0.65	0.00	99.46
59	Зо	43.02	0.56	22.54	0.08	18.17	12.86	0.39	3.10	0.17	0.00	100.89
		37.79	0.82	20.10	0.03	7.32	23.21	0.44	9.03	0.37	0.04	100.15
26а	Зс, т	37.59	0.79	19.84	0.06	6.91	22.25	0.52	9.84	0.45	0.05	98.30
		37.34	0.76	19.75	0.04	7.17	22.08	0.50	9.66	1.78	0.06	99.14
		41.05	0.45	21.86	0.00	14.72	16.18	0.38	5.64	0.26	0.00	100.54
26b	Зф	42.71	0.90	23.17	0.12	17.66	12.94	0.44	5.06	0.34	0.00	103.34
		40.14	0.67	21.42	0.00	13.79	15.48	0.43	5.53	0.32	0.04	97.82
40b	Зх	39.74	0.47	22.36	0.00	19.74	13.18	0.50	5.40	0.97	0.25	102.61
		41.75	0.74	22.08	0.11	17.12	10.19	0.29	5.86	0.75	0.18	99.07
		40.24	0.45	22.22	0.09	10.04	12.75	0.26	14.89	0.16	0.02	101.12
		40.77	0.44	22.01	0.04	10.68	12.49	0.23	13.97	0.11	0.16	100.90

Таблица 2. Химический состав омфацитов из ксенолитов, мас. %

№ обр.	№ рис.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	FeO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	
28	За, б	55.96	0.65	9.33	0.16	9.41	5.10	0.00	12.78	5.75	0.04	99.18	
		54.93	0.48	9.11	0.06	9.71	5.23	0.10	13.49	5.75	0.05	98.91	
71	Зв	54.97	0.38	9.21	0.00	9.62	5.10	0.06	13.11	5.45	0.12	98.02	
		3г	55.35	0.53	9.64	0.00	9.51	4.28	0.21	13.28	6.10	0.16	99.06
		52.56	0.57	9.41	0.13	11.22	4.29	0.21	13.51	5.39	0.06	97.35	
91	Зз, к	55.96	0.46	6.32	0.23	13.83	5.99	0.03	12.32	4.27	0.11	99.52	
		54.03	0.48	6.78	0.12	13.51	5.26	0.26	12.12	4.18	0.12	96.86	
59	Зн	55.67	0.48	6.90	0.13	13.97	5.16	0.00	12.04	4.78	0.11	99.24	
		3п	54.06	0.58	6.58	0.00	8.82	9.03	0.10	15.52	3.99	0.09	98.77
		52.67	0.58	6.18	0.04	8.99	8.64	0.05	15.75	4.45	0.13	97.48	
26а	Зр	53.84	0.52	6.27	0.00	9.49	9.20	0.14	16.55	4.38	0.09	100.48	
		55.06	0.45	6.35	0.05	9.40	8.42	0.00	16.32	4.84	0.12	101.01	
		54.65	0.56	9.1	0.14	9.65	4.78	0.09	13.43	5.52	0.03	97.95	
26b	Зф	53.17	0.47	4.41	0.03	14.68	6.34	0.01	18.58	2.43	0.01	100.13	
		53.58	0.46	5.73	0.26	13.71	4.97	0.22	15.54	3.73	0.17	98.37	
40b	Зх	53.11	0.72	0.23	0.00	10.91	11.05	0.13	18.45	3.97	0.02	98.59	
		53.40	0.20	5.63	0.00	12.97	3.51	0.00	21.41	2.59	0.00	99.71	
		51.97	0.51	3.95	0.22	15.16	4.11	0.06	22.63	1.10	0.00	99.71	
		54.82	0.23	9.11	0.00	10.30	3.03	0.00	17.53	4.78	0.29	100.09	
		46.86	0.79	11.76	0.00	11.38	8.39	0.20	19.51	1.10	0.00	99.99	



**Рис. 3.** СЭМ снимки полированных образцов алмазоносных эклогитов, раскрывающие их текстуры и реакционные изменения породообразующих минералов в результате метаморфических и метасоматических превращений при выносе кимберлитовыми магмами из алмазобразующих очагов в земную кору. *Pl* – плагиоклаз, *Cpx* – Са-клинопироксен, *Cpx\** – губчатый клинопироксен с включениями различных вторичных минералов, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Chl* – хлорит, *Phl* – флогопит, *Sdl* – содалит, *Ol* – оливин, *Sul* – сульфид, *Dif* – джерфшерит, *Po* – пирротин, *Spl* – шпинель, *Cal* – кальцит, *Pl glass* – стекло плагиоклазового состава.

может быть объяснено как результат пространственно совмещенных метаморфических и метасоматических реакций породообразующих граната и омфациита на завершающем этапе кимберлитового транспорта алмазобразующих и безалмазных

пород. В сохранившихся фрагментах омфациитов концентрации  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  заметно понижены при повышенных содержаниях  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$ . Это показывает, что метасоматическое кимберлитовое воздействие могло изменять отношение концен-



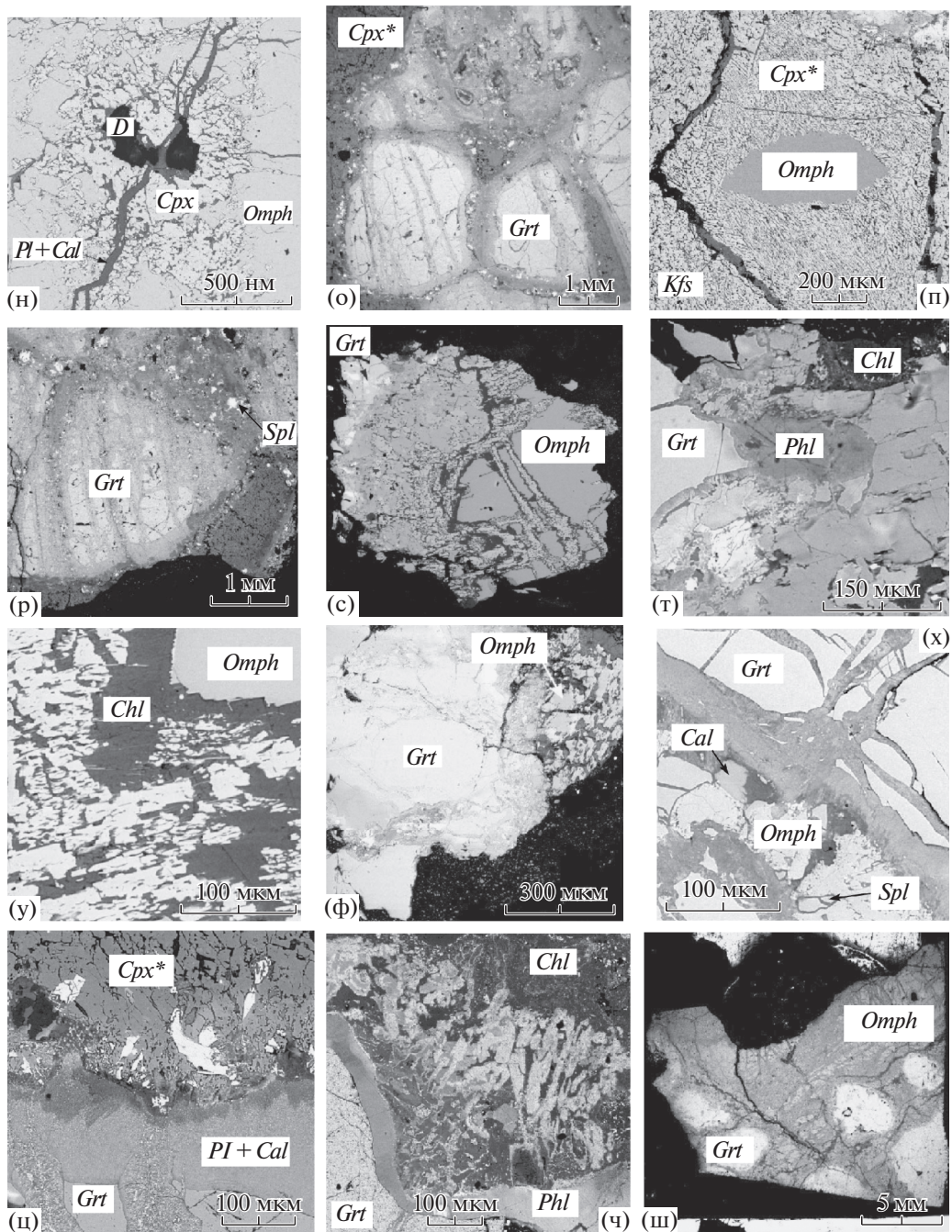


Рис. 3. Окончание

траций компонентов в неограниченных диопсид-жадеитовых твердых растворах от омфацитовых к Са-клинопироксеновым. Примечательно, что губчатый клинопироксен по омфациту обогащен межзерновым К–Na–Al-стеклом, образованным при метастабильном затвердевании низкотемпературной эвтектической смеси метасоматических фаз. Также в омфацитах (и в губчатых клинопироксенах) содержатся примеси компонентов  $TiO_2$

(до 0.43–0.62 мас. %), заимствованные омфацитами в алмазообразующих силикат-карбонатных расплавах. Для Mg–Fe–Ca–Na–K – карбонатной составляющей материнского расплава значения растворимости  $TiO_2$  экспериментально определены в пределах 0.28–1.31 мас. % (Литвин и др., 2018а). К продуктам метасоматических реакций омфацитов с компонентами транспортирующей кимберлитовой магмы могут быть отнесены не-

Таблица 3. Химический состав вторичных фаз по гранату из ксенолитов, мас. %

№ обр	№ фото	Фазы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	FeO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	NiO	ZnO	Cl	Сумма		
28	3г	<i>Ol</i>	37.52	0.08	0.20	0.17	32.32	28.21	0.36	0.25	0.19	0.06	0.10	0.23	0.00	0.00		
		<i>Sod</i>	37.21	0.00	29.70	0.09	0.75	1.06	0.04	0.42	23.03	0.26	0.03	0.00	6.66	99.69		
		<i>L</i>	35.91	0.11	27.05	0.00	0.59	0.56	0.00	12.51	3.11	0.20	0.00	0.00	0.06	99.49		
		<i>Cpx</i>	48.21	0.50	8.39	0.08	13.52	8.77	0.36	18.46	0.58	0.08	0.14	0.00	0.00	80.20		
		<i>Phl</i>	34.55	1.39	19.16	0.12	15.79	10.86	0.09	0.28	0.94	9.04	0.17	0.00	0.04	99.09		
71	3е	<i>Spl</i>	0.32	0.38	60.63	0.04	17.29	19.32	0.19	0.00	0.16	0.00	0.00	0.13	0.01	92.43		
		<i>Cpx</i>	53.50	0.70	7.10	0.01	12.47	5.05	0.00	17.49	2.82	0.04	0.01	0.00	0.00	98.47		
		<i>L</i>	46.69	0.00	24.77	0.10	0.08	0.16	0.05	0.07	14.02	0.13	0.00	0.17	0.05	99.29		
		<i>Chl</i>	30.75	0.29	17.54	0.15	23.95	1.01	0.87	1.30	0.17	0.19	0.00	0.00	0.29	86.31		
91	3ж	<i>Opх</i>	50.64	0.23	2.69	0.00	19.25	23.30	0.48	1.81	0.75	0.00	0.00	0.00	0.03	76.59		
		<i>Chl</i>	29.87	0.09	10.28	0.00	21.38	8.09	0.22	0.33	0.29	0.41	0.21	—	0.27	99.18		
	3з, и, к	<i>Chl</i>	34.40	0.23	11.23	0.03	24.83	7.90	0.17	0.14	0.18	0.53	0.13	—	0.25	71.44		
		<i>Spl</i>	0.23	0.00	61.02	0.60	16.41	18.39	0.15	0.00	0.00	0.18	0.00	—	0.06	97.62		
		<i>Spl</i>	0.70	0.13	60.96	0.35	19.09	17.09	0.16	0.18	0.11	0.00	0.09	—	0.03	98.89		
		<i>Spl</i>	0.17	0.12	60.17	1.09	18.17	17.38	0.04	0.08	0.00	0.00	0.41	—	0.16	97.79		
		<i>Ol</i>	38.50	0.00	0.01	0.00	38.98	21.29	0.00	0.32	0.41	0.01	0.00	—	0.02	97.79		
		<i>Ol</i>	39.84	0.00	0.01	0.00	39.48	21.76	0.51	0.00	0.50	0.13	0.00	—	0.00	99.54		
		<i>Amph</i>	47.74	0.40	10.63	0.00	11.99	7.72	0.41	18.68	0.89	0.01	0.00	—	0.11	98.58		
		<i>Amph</i>	48.55	0.73	7.61	0.15	25.57	12.40	0.63	1.45	0.13	0.12	0.25	—	0.08	97.67		
		<i>Grt</i>	43.02	0.56	22.54	0.08	18.17	12.86	0.39	3.10	0.17	0.00	0.00	—	0.16	101.27		
		<i>Serp</i>	43.24	0.00	1.83	0.00	22.30	9.57	0.51	0.51	0.01	1.00	0.29	—	0.16	79.42		
		<i>Serp</i>	43.48	0.00	1.25	0.06	20.37	13.29	0.08	0.35	0.00	0.55	0.00	—	0.19	79.62		
		59	3п	<i>Kfs</i>	63.15	0.00	17.84	0.03	0.49	0.51	0.07	0.43	1.07	16.68	0.08	0.03	0.03	100.41
				<i>Amph</i>	46.60	1.07	10.19	0.11	10.58	10.33	0.49	19.78	1.06	0.04	0.20	0.14	0.03	100.41
			3р	<i>Spl</i>	0.47	0.57	50.20	0.13	11.28	33.18	0.28	0.01	0.10	0.00	0.00	0.14	0.05	100.62
<i>Spl</i>	0.11			1.15	42.96	0.09	9.46	41.06	0.31	0.05	0.04	0.00	0.11	0.23	0.00	96.41		
<i>Phl</i>	35.68			4.03	15.26	0.00	14.54	13.62	0.11	0.00	0.33	9.77	0.10	0.00	0.09	95.57		
<i>Pl</i>	55.29			0.16	27.13	0.00	0.11	1.21	0.00	11.23	5.08	0.62	0.00	0.00	0.00	93.53		
<i>Sod</i>	37.16			0.00	29.73	0.05	0.04	1.19	0.00	2.21	23.50	0.43	0.00	0.00	6.72	100.83		
<i>Amph</i>	40.33	2.12	13.40	0.10	11.54	16.26	0.52	9.99	2.92	1.05	0.00	0.00	0.00	101.03				
26а	3и	<i>Phl</i>	42.20	0.54	10.73	0.26	23.74	5.08	0.11	0.23	0.07	10.71	—	—	0.00	93.67		
		<i>Spl</i>	3.95	0.54	43.12	0.17	14.74	33.56	0.26	0.07	0.06	0.00	—	—	0.01	96.47		
		<i>Amp</i>	41.42	0.71	15.31	0.00	15.75	9.98	0.18	9.56	3.26	0.71	—	—	0.05	96.88		
		<i>Amp</i>	47.76	0.89	9.68	0.20	14.86	12.78	0.07	13.79	1.25	0.00	—	—	0.00	101.28		
		<i>Spl</i>	1.74	0.39	58.99	0.01	15.38	22.37	0.35	0.27	0.00	0.01	—	—	0.00	99.51		
		<i>Chl</i>	32.48	0.42	15.23	0.00	22.55	10.67	0.54	0.62	0.20	0.45	—	—	0.74	83.48		
		<i>Chl</i>	30.01	0.03	24.29	0.06	26.83	1.19	0.16	0.07	0.05	0.00	—	—	0.17	82.69		
		40b	3х	<i>Chl+Cal</i>	27.20	0.37	16.91	0.00	14.11	15.54	0.79	6.54	0.31	0.08	—	—	0.98	83.13
<i>Chl</i>	22.97			0.39	20.27	0.01	10.35	15.46	0.69	10.82	0.07	0.05	—	—	0.88	82.87		

Таблица 4. Химический состав вторичных фаз по омфакиту из ксенолитов, мас. %

№ обр	№ рис.	Фазы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	FeO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	NiO	ZnO	F	Cl	Сумма		
28	3а	<i>Cpx</i>	53.28	0.64	4.63	0.19	6.32	0.14	13.52	18.55	2.35	0.14	0.06	0.00	0.00	0.05	99.87		
		<i>Chl</i>	37.71	0.06	6.42	0.00	2.32	0.20	33.21	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.72	0.44	81.23		
		<i>Cpx</i>	52.78	0.43	3.92	0.01	6.09	0.22	15.14	18.50	1.90	0.00	0.08	0.00	0.16	0.00	99.23		
	3б	<i>Chl</i>	28.33	0.00	21.24	0.00	1.87	0.19	26.61	0.18	0.06	0.00	0.00	0.00	0.51	0.50	79.49		
		<i>Cpx</i>	54.74	0.34	4.84	0.04	5.63	0.02	13.54	18.88	2.51	0.00	0.22	0.00	0.00	0.00	100.76		
	3ч	<i>Phl</i>	42.07	0.87	8.58	0.05	15.14	0.25	16.18	0.15	0.23	9.14	0.00	0.00	0.00	0.00	92.66		
		<i>Phl</i>	40.58	0.29	11.72	0.10	7.96	0.10	22.43	0.28	0.17	8.63	0.00	0.27	0.00	0.22	92.75		
		<i>Chl-Phl</i>	38.43	2.97	16.40	0.00	11.77	0.77	9.45	0.42	0.07	5.45	0.00	0.18	0.00	0.08	85.99		
	71	3д, е, ж	<i>Spl</i>	0.15	0.44	59.51	0.31	20.89	0.00	14.59	0.00	0.10	0.00	0.00	0.21	0.00	0.05	96.25	
<i>Cal</i>			1.81	0.08	0.80	0.00	0.08	0.00	1.80	50.89	0.29	0.01	0.03	0.44	0.00	0.07	56.30		
<i>L</i>			45.06	0.15	24.76	0.00	0.25	0.20	0.00	0.11	13.69	0.11	0.11	0.00	0.81	0.00	96.11		
<i>L</i>			27.75	0.01	25.62	0.00	1.45	0.73	22.99	0.40	0.11	0.04	0.00	0.00	0.00	0.29	79.39		
<i>Cpx</i>			51.79	0.81	4.09	0.11	6.36	0.04	13.76	20.66	1.44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	99.06		
<i>L</i>			48.25	0.28	23.05	0.00	1.72	0.22	1.29	2.29	12.64	0.23	0.00	0.00	0.13	0.02	90.12		
<i>L</i>			29.87	0.13	16.80	0.15	0.60	0.97	24.57	0.43	0.25	0.09	0.00	0.05	0.00	0.69	74.60		
<i>Cpx</i>			53.50	0.66	4.58	0.12	5.20	0.19	14.69	21.25	1.89	0.00	0.00	0.00	0.29	0.08	102.45		
<i>Cal</i>			0.07	0.00	0.14	0.00	0.22	0.06	0.08	56.55	0.00	0.19	0.00	0.05	0.33	0.00	57.69		
<i>Cpx</i>			54.19	1.09	1.71	0.00	7.60	0.16	14.35	20.82	1.76	0.00	0.01	0.33	0.00	0.06	102.08		
<i>Grt</i>			39.54	0.81	21.45	0.17	15.98	0.24	13.55	7.72	0.23	0.00	0.16	0.00	0.16	0.00	100.01		
<i>Spl</i>			0.53	0.50	54.77	0.00	26.01	0.22	13.62	0.10	0.02	0.05	0.07	0.00	0.00	0.02	95.91		
<i>Spl</i>			0.53	0.61	58.88	0.20	18.13	0.12	18.04	0.09	0.00	0.06	0.30	0.00	0.00	0.00	96.96		
<i>Kfs</i>			60.18	0.14	16.18	0.16	1.89	0.07	0.83	1.86	0.17	16.24	0.00	0.00	0.05	0.00	97.77		
<i>Chl</i>			36.32	0.03	29.02	0.15	0.43	0.00	0.15	13.73	3.03	0.23	0.07	0.00	0.26	0.05	83.47		
<i>Phl</i>			34.79	5.24	14.80	0.18	16.81	0.00	12.45	0.16	0.53	10.23	0.09	0.00	0.01	0.06	95.35		
<i>Pl</i>			54.56	0.26	24.79	0.00	0.65	0.07	0.17	9.18	4.86	1.24	0.00	0.17	0.16	0.00	96.11		
91			3н	<i>Cpx</i>	53.67	0.69	3.28	0.28	5.19	0.27	17.42	16.07	1.52	0.00	—	0.43	0.68	0.18	85.25
				<i>Cpx</i>	54.14	0.32	3.35	0.30	5.02	0.00	16.89	15.62	1.89	0.00	—	0.00	0.00	0.02	99.68
				<i>Chl</i>	31.89	0.75	13.36	0.00	3.82	0.32	27.11	1.09	0.23	0.67	—	0.07	0.53	0.58	97.55
№ обр	№ рис.	Фазы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	FeO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	NiO	ZnO	Cl	Сумма			
59	3о, п, р	<i>Cpx</i>	51.47	0.70	4.67	0.11	10.16	0.12	11.26	19.80	1.99	0.02	0.24	0.00	0.00	—	100.55		
		<i>Chl</i>	30.39	0.00	24.50	0.01	1.20	0.00	25.80	0.18	0.12	0.08	0.01	0.00	0.07	—	82.93		
		<i>Kfs</i>	63.44	0.25	17.32	0.00	0.34	0.09	0.18	0.82	0.12	17.16	0.09	0.07	0.04	—	100.04		
		<i>Cpx</i>	52.48	0.45	1.47	0.09	10.34	0.03	12.37	22.48	0.63	0.00	0.31	0.22	0.00	—	100.87		
		<i>Chl</i>	36.12	0.00	17.53	0.00	1.94	0.48	29.92	0.54	0.00	0.16	0.04	0.00	0.58	—	87.62		
		<i>Kfs</i>	61.48	0.12	17.78	0.00	0.51	0.00	1.91	1.90	0.08	16.18	0.11	0.00	0.00	—	100.25		
		<i>Serp</i>	32.38	0.24	10.21	0.13	6.00	0.55	29.08	0.08	0.31	0.01	0.04	0.05	0.64	—	79.80		
		<i>Cpx</i>	53.84	0.64	3.68	0.04	6.67	0.25	14.59	19.72	1.67	0.04	—	—	0.00	—	101.14		
26б	3ф	<i>Amph</i>	49.21	1.11	4.31	0.00	15.55	0.23	14.16	7.78	2.35	4.94	—	—	0.02	—	99.64		
		<i>Serp</i>	36.60	0.00	2.23	0.02	1.14	0.23	34.94	0.18	0.00	0.03	—	—	0.81	—	75.37		
		<i>Chl</i>	34.73	0.16	13.62	0.10	1.01	0.05	31.07	0.07	0.06	0.04	—	—	0.80	—	80.91		
		<i>Serp</i>	41.44	0.33	8.62	0.01	3.66	0.44	27.60	1.32	1.40	1.42	—	—	0.78	—	86.24		
		<i>Chl</i>	28.32	0.02	20.52	0.06	1.25	0.24	27.06	0.20	0.09	0.03	—	—	1.49	—	77.79		
40б	3х	<i>Spl</i>	0.35	0.08	62.22	0.26	22.16	0.09	14.92	0.18	0.06	0.00	—	—	0.00	—	100.32		
		<i>Cal</i>	0.14	0.00	0.00	0.05	0.44	0.08	0.16	56.88	0.00	0.06	—	—	0.02	—	57.83		
		<i>Chl</i>	36.14	0.07	13.20	0.00	5.31	0.96	26.55	0.76	0.20	0.05	—	—	0.16	—	83.40		
		<i>Cpx</i>	51.66	0.06	2.77	0.11	3.39	0.02	15.60	22.91	0.69	0.00	—	—	0.06	—	97.27		
		<i>Chl</i>	27.33	0.00	21.02	0.00	5.25	0.55	22.24	0.69	0.01	0.00	—	—	0.45	—	77.54		
		<i>Cpx</i>	53.39	0.17	5.01	0.11	3.72	0.20	14.47	22.43	1.38	0.00	—	—	0.03	—	100.91		

**Таблица 5.** Составы стекол – переохлажденных высокощелочных расплавов в ассоциации с метасоматическими флогопитом, амфиболом, клинопироксеном и шпинелью (Spetsius, Taylor, 2002)

№ анализа	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	FeO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
1	U-170	48.40	0.03	31.50	0.03	0.13	0.41	<0.03	14.80	2.89	0.38	98.57
2	4B-2	52.10	0.92	21.30	0.07	1.86	4.23	0.12	5.98	5.97	3.22	95.87
3	4B-3	52.30	0.89	21.20	<0.03	1.40	4.96	0.21	5.98	5.97	3.22	96.13
4	4D-2	55.30	0.48	21.80	0.13	1.46	2.35	0.25	4.65	5.99	3.16	95.57
5	6D-2	57.50	0.37	22.00	0.23	2.48	1.78	0.06	4.44	6.33	2.29	97.48
6	U-5/91	61.10	0.04	21.80	<0.03	0.98	0.44	0.03	5.12	7.14	3.46	100.11
7	U-51/3	58.40	0.31	24.40	<0.03	0.49	1.37	<0.03	0.34	7.47	0.18	98.96
8	4 B-3	52.30	0.89	21.20	<0.03	1.40	4.96	0.21	4.65	5.99	3.16	94.76

Примечания. Анализы по литературным данным: 1 (Spetsius, Taylor, 2002), 2–5 (Hunter, Taylor, 1982), 6–8 (Sobolev et al., 1999).

фелин (Na,K)AlSiO<sub>4</sub>, жадеит (Na,K)AlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>, альбит NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>, анортит CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>.

В ксенолитах безалмазных эклогитов трубки Робертс Виктор (Ю. Африка) отмечены процессы прогрессивного метасоматизма (Huang et al., 2014). В породообразующих пироп-гроссуляр-альмандиновых гранатах установлено последовательное возрастание концентрации пиропового компонента от 0.49 до 0.70% между достаточно “свежими” центральными зонами зерен до периферийных, а также понижение концентрации альмандина от 0.38 до до 0.04%. При этом в акмит–жадеит–Са-чермакит–геденбергит–энстатит–ферросилитовых омфацитах содержание компонента MgO повышается от центра к периферии, тогда как жадеитового – уменьшается от 0.34 до 0.13%. Составы метасоматических агентов трубок Робертс Виктор и Кимберли (Ю. Африка) обоснованы как относительно изменчивые карбонатит-кимберлитовые флюидизированные расплавы с высокими содержаниями MgO, а также LREE и LILE. В “свежих” центральных зонах породообразующих гранатов и омфацитов нет вторичных минералов (флогопит, рутил, сульфиды) и включений метасоматических агентов в виде флюидизированных карбонат-содержащих расплавов, но их количество растет от центра к периферии минералов. Метасоматические воздействия на безалмазные и алмазоносные эклогиты (породы с различной генетической историей) подобны из-за их совместного транспорта кимберлитовой магмой.

Показательно, что в герметических включениях в алмазах обнаруживаются карбонатные минералы и карбонат-содержащие закалочные расплавы (Schrauder, Navon, 1994; Zedgenizov et al., 2009; Klein-BenDavid et al., 2009), сообщалось о

включении CaCO<sub>3</sub> в алмазе образца алмазоносного эклогита (Shatsky et al., 2008). В целом среди первичных включений в алмазах идентифицированы компоненты карбонатов Mg, Fe, Ca, Na и K, чем раскрывается общий состав карбонатной составляющей алмазообразующих расплавов в верхне-мантийных алмазообразующих очагах. Высокая алмазообразующая эффективность Mg–Fe–Ca–Na–K-карбонатных расплавов с растворенным углеродом, а также силикат-карбонатных расплавов-растворов углерода с их участием установлена экспериментально для всех глубин мантии (Литвин, Жариков, 2000; Litvin, 2017).

Участие карбонатных компонентов и состав карбонатных составляющих в расплавах, материнских для алмазообразующих пород, не может быть подтверждено аналитическими минералогическими исследованиями первичных породообразующих и вторичных метаморфических и метасоматических минералов. Во-первых, при выносе из мантии в кору карбонатные фазы и компоненты алмазообразующих расплавов MgCO<sub>3</sub> и FeCO<sub>3</sub> разлагаются на оксиды при температурах в интервале 800–1550°C и давлениях ниже 2.6 и 0.4 ГПа, соответственно, тогда как CaCO<sub>3</sub> сохраняется до затвердевания кимберлитов (Литвин и др., 2018б). Во-вторых, минералы алмазообразующих пород открыты для воздействия метасоматических агентов кимберлитовых расплавов. Щелочные компоненты алмазообразующих расплавов Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> и K<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, которые плавятся конгруэнтно при 1250 и 1400°C в условиях алмазообразования при 6 ГПа, отличаются высокой реакционной способностью и могут полностью расходоваться в реакциях с компонентами и фазами кимберлитовых расплавов.

Главный интерес вызывают карбонаты мантийного происхождения, прежде всего, железистый магнезит  $(\text{Mg,Fe})\text{CO}_3$ , который установлен в виде первичных включений в алмазах (Kaminsky, 2019) и других глубинных минералах, например, в пироповых гранатах (McGetchin, Besancon, 1973). В исследуемом метасоматизированном алмазоносном эклогите в метасоматическом веществе нередко обнаруживается кальцит  $\text{CaCO}_3$  как минерал кимберлита. Железистый магнезит обнаружен в ассоциации с первичными пороодообразующим гранатом и кианитом  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ , экссолюционным ортопироксеном  $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$  по гранату, а также кальцитом. Состав карбонатного вещества (мас. %):  $\text{MgO}$  14.7–16.8,  $\text{FeO}$  17.0–18.6,  $\text{MnO}$  0.5–0.7,  $\text{CaO}$  11.9–12.0,  $\text{Na}_2\text{O}$  1.4–2.1,  $\text{K}_2\text{O}$  1.8–2.0,  $\text{CO}_2$  49.4–50.6, что может соответствовать смеси железистого магнезита и кальцита с примесными карбонатами Na и K и ассоциироваться с  $\text{Mg-Fe-Ca-Na-K}$ -карбонатной составляющей силикат-карбонатных материнских расплавов алмазов и ассоциированных парагенных минералов. При этом магнезит мог сохраниться, будучи сильно прижатым и защемленным в глубокой трещине в гранате с экраном из смеси стабильных кальцита, кианита и ортопироксена. Не исключено, что первоначально магнезит вместе с кальцитом оказался в трещине, как во включении, в близосолидусных РТ-условиях кристаллизации алмазообразующего силикат-карбонатного расплава в материнском очаге. При последующем перемещении алмазоносного эклогита из мантии в кору кимберлитовой магмой давление выше 2.6 ГПа в глубине трещины сохранялось при затвердевании магмы в кумулятивном центре.

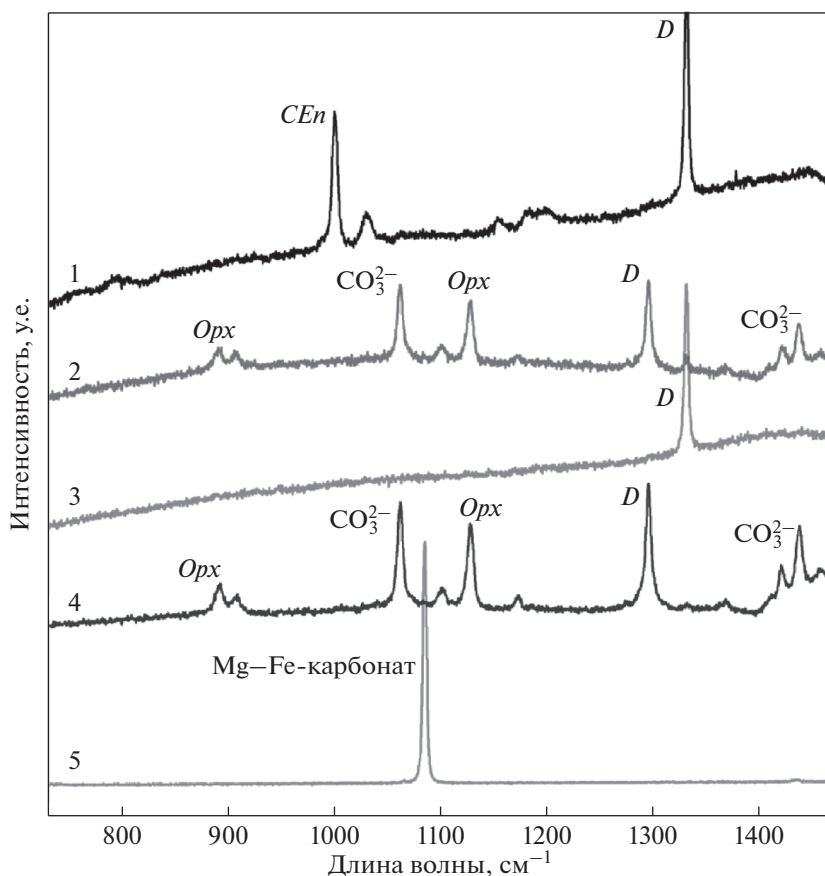
При использовании метода Раман-спектроскопии для идентификации веществ внутри пор, каверн и зон контактов между пороодообразующими минералами (рис. 4) был идентифицирован  $\text{Mg-Fe}$ -магнезит совместно с алмазом и ортопироксеном. На Раман-спектрах наблюдаются интенсивные четкие пики от монокристаллов алмаза (спектры 1–4) и  $\text{Mg-Fe}$ -карбоната – магнезита (спектр 5). В группе менее интенсивных и несколько размытых спектров, характеризующих мелкозернистое вещество в межзерновых контактах, также присутствуют пики  $\text{Mg-Fe}$ -карбоната (спектры 2 и 4).

В алмазоносных эклогитах присутствуют сульфидные включения, главным образом, пирротина  $\text{FeS}$  и никелистого пирротина  $(\text{Fe,Ni})\text{S}$ , пентландита  $(\text{Fe,Ni,Co})_9\text{S}_8$ , халькопирита  $\text{CuFeS}_2$ , а также джерфишерита  $\text{K}_6(\text{Cu,Fe,Ni})_{23}\text{S}_{26}\text{Cl}$ , идентифицированного по измеренному составу (мас. %): K – 10.02, Cu – 1.90, Fe – 31.37, Ni – 9.76, S –

45.75, Cl 1.2. Интересно, что джерфишерит, судя по каплевидной форме его затвердевшего зерна (рис. 3и, 3м), должен быть захвачен как ксеногенный расплав, несмесьимый с полностью смесимым материнским, в данном случае, эклогит–карбонат–углеродным расплавом. Эффекты несмесьимости сульфидных расплавов с силикат-карбонатными алмазообразующими расплавами обоснованы в физико-химических экспериментах (Shushkanova, Litvin, 2008).

#### ТОЖДЕСТВЕННОСТЬ СОСТАВОВ МИНЕРАЛОВ-ВКЛЮЧЕНИЙ В АЛМАЗАХ И ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ АЛМАЗОНОСНЫХ ЭКЛОГИТОВ

Тождественность составов первичных минеральных включений в алмазах и пороодообразующих минералов в “свежей” алмазоносной породе (табл. 6) впервые установлена для граната *Grt-1* и омфацита *Omph-1* алмазоносного эклогита из трубки Мир, Якутия (Соболев и др., 1972) и подтверждена также для граната *Grt-2* и омфацита *Omph-2* алмазоносных эклогитов из трубки Удачная (Shatsky et al., 2008). Тождественность составов можно рассматривать как ключевое свидетельство, что алмазы, минералы включений и пороодообразующие минералы алмазоносных пород являются продуктами единого алмазообразующего процесса в общем очаге-резервуаре материнских расплавов. Это отвечает требованиям экспериментально обоснованного критерия сингенезиса алмазов и ассоциированных фаз к составу и физико-химическим свойствам их материнской среды (Litvin, 2007, 2017). Пониженные содержания  $\text{FeO}$  на 10.5% в гранате и на 9.3% в омфаците алмазоносного эклогита трубки Мир в сравнении с минералами включений в алмазах могли быть вызваны тем, что при перемещении из мантии в кору пороодообразующие минералы были открыты к контактам с кимберлитовыми расплавами или флюидами, тогда как внешние воздействия исключались для минералов герметических включений в алмазах. Составы минералов алмазоносных эклогитов и включений в алмазах трубки Удачная практически тождественны, что свидетельствует о большей сохранности составов пороодообразующих минералов, в большей степени экранированных от воздействий метасоматических агентов кимберлитовых магм. Расширенные аналитические исследования пороодообразующих гранатов, клинопироксенов и омфацитов в алмазоносных перидотитах и эклогитах, а также первичных включений этих минералов в алмазах показывают близкое статистическое подобие их составов для пород, минимально затронутых вторичными



**Рис. 4.** Рамановские спектры веществ из межзерновых контактов и трещин породообразующих минералов алмазных эклогитов. 1 – образец № 59. Пики 1000 и 1029  $\text{см}^{-1}$  соответствуют клиноэнстатиту (*CEn*), 1333  $\text{см}^{-1}$  – пик монокристаллического алмаза; 2 – образец № 79. Группа пиков 889, 908, 1100, 1129  $\text{см}^{-1}$  соответствуют колебаниям силикатной группы в ортопироксене, пики 1102 и 1420, 1437, 1458  $\text{см}^{-1}$  – пики внутренних колебаний группы  $\text{CO}_3^{2-}$  в Mg,Fe – карбонате-магнезите, 1295  $\text{см}^{-1}$  – пик алмаза (смещен, по-видимому, из-за значительных внутренних деформаций в кристалле); 3 – образец № 59. Пик 1331  $\text{см}^{-1}$  соответствует монокристаллическому алмазу; 4 – образец № 59. Пики 889 и 908, а также 1100, 1129  $\text{см}^{-1}$  соответствуют колебаниям силикатной группы в ортопироксене, пики 1102 и 1420, 1437, 1458  $\text{см}^{-1}$  – пики внутренних колебаний группы  $\text{CO}_3^{2-}$  в Mg-Fe-магнезите, 1295  $\text{см}^{-1}$  – пик алмаза; 5 – Образец № 40. Пик 1085  $\text{см}^{-1}$  соответствует монокристаллическому Mg,Fe-карбонату – магнезиту.

метасоматическими процессами (Taylor, Anand, 2004; Spetsius, Taylor, 2008). Последующие метасоматические воздействия необратимо изменяют породообразующие минералы, разрушая их сходство по составам с аналогичными включениями.

Нарушение тождественности составов минералов алмазоносных пород и ростовых включений в их алмазах могло происходить и без участия метасоматических агентов в процессах их парагенезиса при постепенном охлаждении материнских расплавов с понижением температуры в алмазообразующих очагах-резервуарах из-за теплоотвода во вмещающие породы мантии. Отдельные кристаллы алмазов и ассоциированных минералов, обра-

зованные при более высоких температурах, перемещаясь в маловязких ростовых расплавах, могли входить в составы алмазоносных пород, формирующихся в условиях понизившихся температур очагов. При этом составы минералов, включенных в алмазы при более высоких температурах, сохранялись. Составы же включений в алмазах и минералов в породах, образующихся при пониженных температурах, закономерно изменялись. Такое изменение соответствовало перемещению фигуративных точек их составов по поверхностям ликвидусов ультрабазитовых или базитовых систем согласованно с температурным режимом. При этом вероятность участия алмазов с более высокотемпературными включениями в форми-

**Таблица 6.** Тождественность составов минералов включений в алмазах и породообразующих минералов алмазоносных эклогитов

Фаза	Место включения	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	FeO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
<i>Grt-1</i>	В алмазе	40.00	0.46	22.00	0.04	9.02	20.90	0.52	8.18	0.17	–	101.29
	В породе	39.70	0.43	21.50	0.07	9.79	18.70	0.39	8.53	0.17	–	99.28
<i>Omph-1</i>	В алмазе	54.80	0.48	9.79	0.05	8.97	4.94	0.07	13.10	6.70	0.30	99.20
	В породе	55.50	0.56	9.39	0.06	8.96	4.48	0.04	12.70	6.82	0.08	98.59
<i>Grt-2</i>	В 1-фаз. вкл.	41.87	0.31	23.26	0.08	20.90	8.89	0.41	3.42	0.08	–	99.30
	В 1-фаз. вкл.	41.93	0.09	23.40	0.04	20.89	8.59	0.44	3.96	0.08	–	99.42
	В 2-фаз. вкл.	42.35	0.08	23.20	0.09	19.72	9.76	0.16	4.01	0.02	–	99.40
	В 2-фаз. вкл.	41.88	0.07	23.16	0.11	20.06	9.83	0.19	3.88	0.03	–	100.43
	В породе	42.40	0.12	23.30	0.10	20.50	10.20	0.53	3.18	0.10	–	100.43
<i>Omph-2</i>	В 1-фаз. вкл.	56.27	0.33	4.84	0.07	15.30	3.17	0.11	16.42	2.61	0.54	99.65
	В 1-фаз. вкл.	56.62	0.41	5.90	0.04	13.61	2.47	0.12	17.06	2.91	0.81	99.85
	В 2-фаз. вкл.1	55.73	0.42	5.29	0.09	15.14	2.75	0.10	16.52	2.68	0.73	99.44
	В 2-фаз. вкл.2	55.42	0.25	5.63	0.03	14.80	2.58	0.09	17.04	3.07	0.64	99.56
	В породе	56.40	0.19	4.91	0.11	14.60	2.64	0.13	17.60	2.68	0.60	99.86

рования алмазоносных пород при более низких температурах достаточно высокая. Таким образом, различие физических условий генезиса минералов алмазоносных пород могут привносить заметные отличия в составы минералов, включенных в алмазы, и породообразующих минералов. Для однозначного вывода о парагенном формировании минералов включений в алмазах и породообразующих приоритетно значима тождественность их составов.

Отличия составов породообразующих минералов алмазоносных и безалмазных пород из ассоциации верхне-мантийных ксенолитов в кимберлитах свидетельствуют о разных условиях их происхождения. Аналитическими исследованиями (Соболев, 1974) установлены типоморфные различия минералов для обеих групп пород. Так, магнезиальные гранаты алмазоносных перидотитов в отличие от безалмазных отличаются повышенными концентрациями Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (4.91–14.1 мас. %), вносимыми кноррингитовым компонентом Mg<sub>3</sub>Cr<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub>, при пониженных содержаниях CaO. С другой стороны, гранаты из алмазоносных эклогитовых ассоциаций по сравнению с безалмазными характеризуются повышенными содержаниями Na<sub>2</sub>O (0.10–0.22 мас. %), создаваемыми примесным Na-мэйджоритовым компонентом Na<sub>2</sub>MgSi<sub>5</sub>O<sub>12</sub>,

по данным экспериментальных исследований (Vobrov, Litvin, 2011). Подобные соотношения характерны для гранатов из включений в алмазах и парагенных сростков с алмазами.

#### ФИЗИКО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГЕНЕЗИСА АЛМАЗОНОСНЫХ ПОРОД

##### Ростовые среды и физико-химические механизмы со-кристаллизации алмазов и породообразующих минералов алмазоносных пород

Происхождение алмазоносных пород раскрывается на основе мантийно-карбонатитовой теории генезиса алмазов и ассоциированных фаз (Литвин и др., 2016). В ее основе – согласование аналитических данных о составах первичных включений в алмазах и результатов исследований фазовых отношений при плавлении многокомпонентных алмазообразующих систем в физико-химическом эксперименте (Litvin, 2017). Природные ростовые среды алмазов и включений обоснованы как силикат-(±оксид)-карбонатные расплавы с растворенным углеродом (Литвин, Жариков, 2000; Литвин, 2009; 2012), что отвечает требованиям критерия сингенезиса к их составам и физико-химическим свойствам (Litvin, 2007). Образование мантийных очагов – резервуаров мате-

ринских расплавов-растворов проходит через этапы метасоматической карбонатизации коренных дифференцированных пород мантии (Литвин, 1998), а затем растворения в образовавшихся при этом карбонатных расплавах твердых фаз углерода и минералов перидотитов и эклогитов.

В результате создаются полностью смесимые силикат-(±оксид)-карбонат-углеродные расплавы, которые физико-химически способны обеспечить со-кристаллизацию алмазов и парагенных силикатных, оксидных и карбонатных минералов, захватываемых частично растущими алмазами как герметические включения. Способность к совместному генезису алмазов и включений определяется не только главными граничными фазами и компонентами природных алмазообразующих расплавов-растворов, в числе которых силикаты (оливин, ортопироксен, Са-клинопироксен, гранат, жадеит, кианит), оксиды (коэсит, корунд), карбонаты Mg, Fe, Са, Na, К и углерод (метастабильный графит, алмаз, растворенные формы углерода), но и их физико-химическими свойствами – конгруэнтным плавлением карбонатов, полной жидкостной смесимостью силикатных, оксидных и карбонатных расплавов, высокой растворимостью элементарного углерода в полностью смесимых силикат-оксид-карбонатных расплавах. Таким образом, многокомпонентные силикат-(±оксид)-карбонатные расплавы с растворенным углеродом обеспечивают парагенную кристаллизацию алмазов и порообразующих минералов алмазоносных пород.

Второстепенные фазы и компоненты материнских расплавов-растворов не вносят качественные изменения в алмазообразующие процессы из-за недостаточно высоких концентраций или присущим им физико-химическим свойствам. Среди них как парагенные, растворимые в силикат-карбонатных материнских расплавах (оксиды Fe, силикаты Zr, Cr, Na, фосфат Са, хлориды Na, R, Са, карбонаты Ba, Sr, летучие H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub> др.), так и ксеногенные, нерастворимые и несмесимые с материнскими полностью смесимыми силикат-карбонатными расплавами (сульфиды, металлы, титанаты и др.).

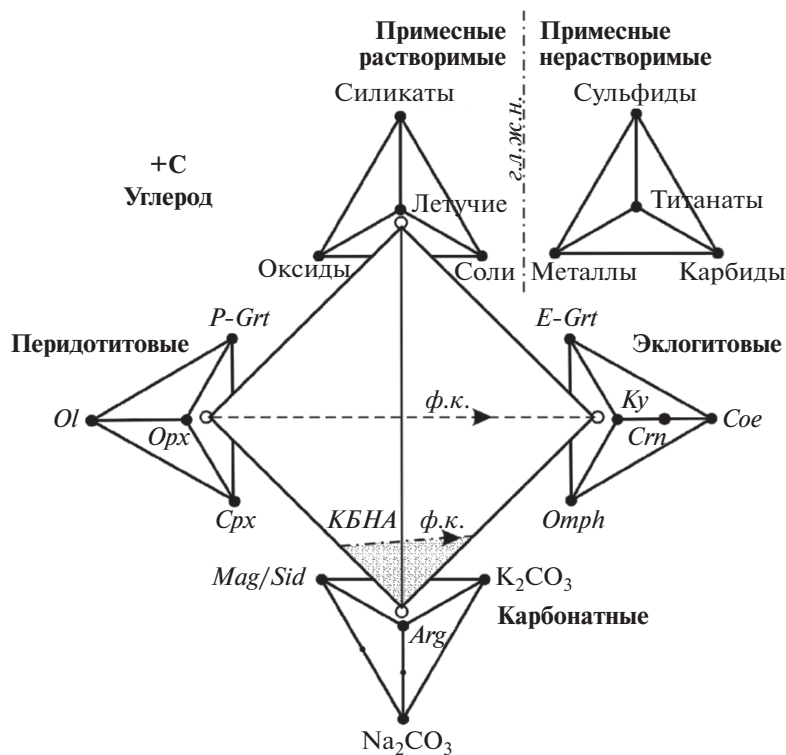
Составы многокомпонентных материнских сред алмазов и ассоциированных фаз обобщены в диаграмме (рис. 5), учитывающей генетическую роль главных и второстепенных (парагенных и ксеногенных) фаз и компонентов. При этом наглядны соотношения составов алмазоносных и безалмазных пород и физические границы области алмазообразующих расплавов. Отражена необходимость в режиме фракционной кристаллизации, а также обозначено направление измене-

ния составов в условиях ультрабазит-базитовой эволюции алмазообразующих расплавов и мантийных магм.

В обобщенной диаграмме составы алмазообразующих и безалмазных систем сосредоточены в главном тетраэдре (светлые кружки в вершинах). С его вершинами контактируют тетраэдры граничных составов (черные кружки в вершинах). В эксперименте общий состав исследуемой системы может быть изменен соответственно перемещению фигуративных точек по поверхности и в объеме граничных тетраэдров. В природных условиях общие составы магматических и алмазообразующих систем могут изменяться в режиме фракционной кристаллизации. Однако любое изменение общих составов детерминировано дивариантными, моновариантными и нонвариантными элементами поверхности ликвидуса физико-химической системы, а любые вариации ее фазовых отношений определяются изменениями граничных составов при фракционном удалении из расплавов кристаллизующихся фаз.

Граничные составы в обобщенной диаграмме составов определены на основе данных аналитической минералогии. Символ углерода как компонента, общего для всех вспомогательных тетраэдров, вынесен за пределы диаграммы для ее упрощения. Тетраэдр ксеногенных компонентов отделен условной границей полной жидкостной несмесимости (*г.п.ж.н.*) от главного. Поле материнских расплавов алмазов и парагенных минералов, в которых происходит генезис алмазоносных перидотитов и эклогитов, принадлежит к тройной граничной системе перидотит-эклогит-карбонат и примыкает к карбонатитовому вспомогательному тетраэдру. В Mg–Fe–Ca–Na–K-карбонатной составляющей алмазообразующих расплавов учтены составы затвердевших включений природных материнских расплавов (Schrauder, Navon, 1994). Линия концентрационного барьера нуклеации алмаза КБНА определена экспериментально (Литвин и др., 2008), она ограничивает поле материнских расплавов в сторону повышения в них концентрации силикатных компонентов. Это обусловлено тем, что силикатные компоненты алмазообразующих систем являются ингибиторами нуклеации алмаза, т.е. с повышением их концентрации в силикатно-карбонатных материнских расплавах понижается плотность нуклеации алмаза вплоть до полного ее прекращения на границе КБНА. В обобщенной диаграмме отражены также факты ультрабазит-базитовой эволюции алмазообразующих расплавов с формированием парагенных с алмазами минералов, включая алмазоносные породы (пунктирная линия со стрелкой и обозначением *ф.к.* на границе материн-





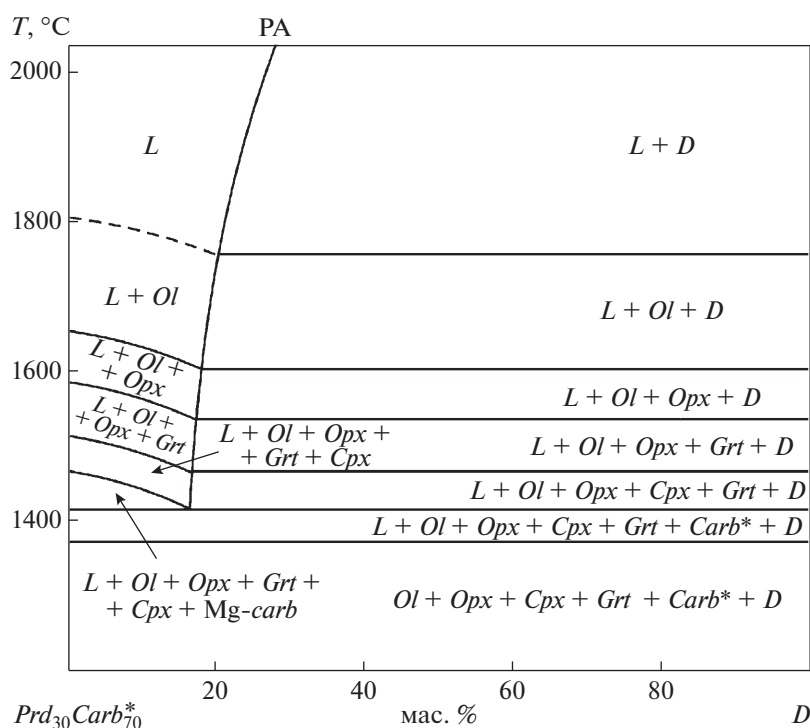
**Рис. 5.** Обобщенная диаграмма составов ростовых расплавов алмазов и ассоциированных минералов алмазообразующих очагов верхней мантии. Условные обозначения: *Opx* – ортопироксен, *Cpx* – клинопироксен, *P-Grt* – гранат перидотитового парагенезиса, *Omph* – омфациит, *E-Grt* – гранат эклогитового парагенезиса, *Crn* – корунд, *Ky* – кианит, *Coe* – коэсит, *Mag* – магнезит, *Arg* – арагонит, *Sid* – сидерит, *КБНА* – концентрационный барьер нуклеации алмаза, *г.п.ж.н.* – граница полной жидкостной несмесимости, *ф.к.* – фракционная кристаллизация, направление которой обозначено стрелкой.

ских расплавов). Вместе с тем пунктирная линия со стрелкой и обозначением *ф.к.* между “перидотитовой” и “эклогитовой” вершинами главного тетраэдра обозначает направление ультрабазит-базитовой эволюции коренных магматических систем с образованием безалмазных пород верхней мантии.

Физико-химические механизмы со-кристаллизации алмазов и породообразующих минералов алмазоносных пород раскрываются экспериментальными диаграммами сингенезиса алмазов и породообразующих минералов, которые приложимы к генезису алмазоносных перидотитов и эклогитов. Это диаграммы политермических сечений, соответственно, тройных систем перидотит-карбонатит-алмаз (рис. 6) и эклогит-карбонатит-алмаз (рис. 7), а также четверной системы эклогит-карбонатит-сульфид-алмаз (рис. 8). Детали их экспериментальных исследований при 7.0 ГПа показаны в работах (Литвин 2012, 2013; Литвин и др., 2012, 2016). В стартовых составах пород верхней мантии (табл. 7) представлены главные компоненты представительных породообразующих минералов гранатовых перидотитов и биминеральных эклогитов из ксенолитов в кимберли-

тах. Диаграммы сингенезиса раскрывают физико-химические механизмы совместной с алмазами кристаллизации как парагенных минералов, так и ксеногенных, в данном случае сульфидов (рис. 8).

Ключевая роль в диаграммах сингенезиса принадлежит кривой равновесной растворимости алмаза (*РА*) в граничных полностью смесимых силикат-карбонатных расплавах, которая делит фазовые диаграммы на области составов расплаво-растворов углерода, ненасыщенных (слева) и насыщенных (справа) по отношению к алмазу. С повышением температуры растворимость алмаза возрастает, при температурах полного плавления силикат-карбонатной составляющей кривая растворимости определяет ликвидусную границу первичной кристаллизации алмаза. По предварительным экспериментальным оценкам (Литвин и др., 2016) в субликвидусе растворимость алмаза близка к 20–22 мас. % углерода. Кривая растворимости имеет положительный наклон, что позволяет контролировать процессы возникновения неравновесных состояний пересыщения по отношению к алмазу, обеспечивающих его кристаллизацию. При понижении температуры фигуративная



**Рис. 6.** Диаграмма сингенезиса алмаза и ассоциированных фаз системы  $Prd_{30}Carb_{70} - D$  при 7 ГПа. Условные обозначения: *Prd* – перидотит, *Carb* – карбонатный состав  $(K_2CO_3)_{25}(MgCO_3)_{50}(CaCO_3)_{25}$  (мас. %), *Carb\** – карбонатные минералы, *L* – расплав, *PA* – кривая растворимости алмаза.

точка любого состава расплава-раствора углерода на кривой растворимости должна ее покинуть и переместиться в область насыщенных растворов. При пониженной температуре в этой области раствор углерода, насыщенный при более высокой температуре, автоматически становится термодинамически неустойчивым, метастабильно пересыщенным к алмазу и стремится возвратиться на кривую равновесия с меньшей растворимостью алмаза. В результате избыточный пересыщенный углерод кристаллизуется как алмаз. Этот механизм работает до полного затвердевания материнских расплавов-растворов на солидусе алмазообразующей силикат-карбонатной системы.

Физико-химическое поведение силикат-карбонат-сульфидных систем (Литвин и др., 2012) представляет интерес в том отношении, что: во-первых, сульфидные минералы являются сингенетическими фазами с природными алмазами, их включениями, а также с породообразующими минералами алмазоносных пород; во-вторых, сульфидные расплавы полностью несмесимы с полностью смесимыми силикат-карбонатными материнскими расплавами алмазов и ассоциированными с ними силикатными и карбонатными минералами; в-третьих, сульфидные расплавы с растворенным

углеродом являются достаточно эффективными алмазообразующими средами (Литвин и др., 2002). Однако сульфид-углеродные алмазообразующие системы не отвечают требованиям критерия сингенезиса, поскольку со-кристаллизация с алмазами практически нерастворимых в них силикатных, оксидных, карбонатных и других парагенных минералов невозможна. Вместе с тем, сульфидные минералы и расплавы, будучи нерастворимыми в материнских силикат-карбонат-углеродных расплавах алмазов и парагенных минералов, т.е. ксеногенными, могут механически проникать в них, свободно перемещаться и быть захваченными растущими алмазами и парагенными минералами (что обнаруживается также в алмазоносных породах). Немаловажно, что равновесная растворимость в них алмаза выше, чем в полностью смесимых силикат-карбонатных. Поэтому в условиях их сосуществования с источником углерода состояние насыщения и пересыщения углеродом по отношению к алмазу, вызывающего его кристаллизацию, создается раньше в силикат-карбонатных расплавах. В результате сульфидные расплавы остаются ненасыщенными растворенным углеродом и поэтому не способны к кристаллизации алмаза в присутствии силикат-карбонатных материнских расплавов.

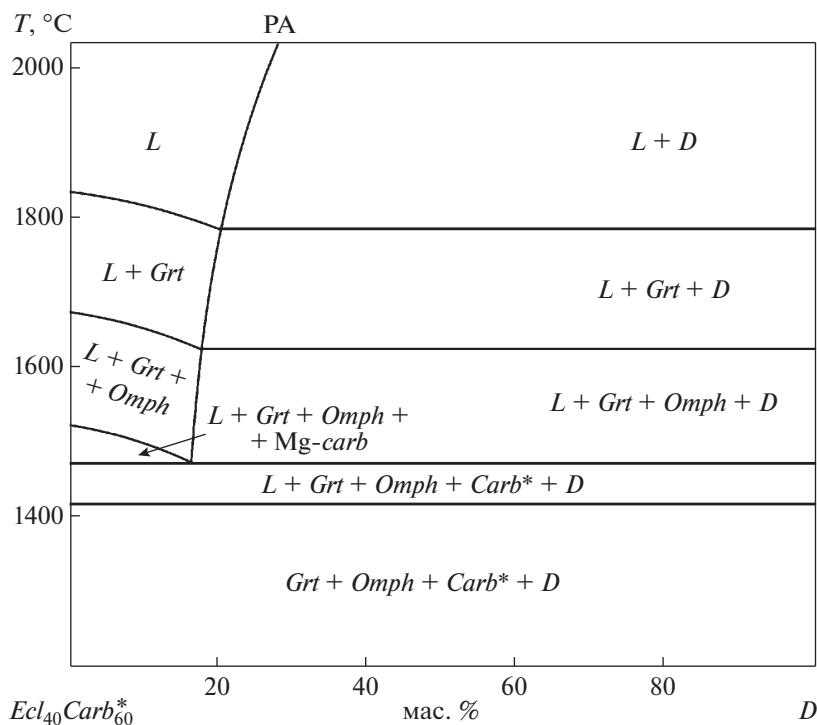


Рис. 7. Диаграмма сингенезиса алмаза и ассоциированных фаз системы  $Ecl_{40}Carb_{60} - D$  при 7 ГПа. Условные обозначения: *Ecl* – эклогит, *Omph* – омфациит.

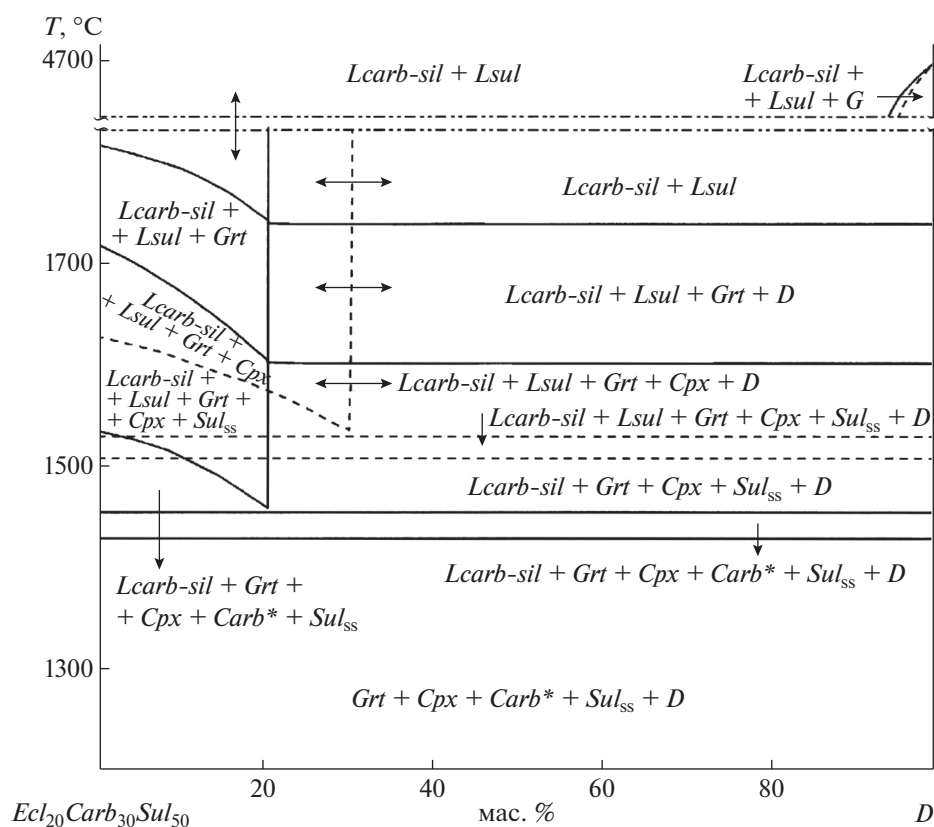
**Перитектические реакции породообразующих минералов во фракционном ультрабазит-базитовом переходе от перидотитовых составов к эклогитовым**

Ультрабазит-базитовая изменчивость составов проявлена как в алмазоносных породах, генезис которых связан с мантийными очагами-резервуарами алмазообразующих силикат-карбонатных расплавов с растворенным углеродом, так и в безалмазных коренных породах верхней мантии.

В физико-химическом эксперименте раскрыты перитектические реакции с устранением ортопироксена (Литвин, 1991) и оливина (Litvin, Kuzyra, 2018), чем создается возможность фракционной ультрабазит-базитовой эволюции как силикатных магм, так и силикат-оксид-карбонатных алмазообразующих расплавов. В результате создаются физико-химические условия для образованием непрерывных серий перидотит-пироксенит-эклогитовых пород как коренных верхне-мантий-

Таблица 7. Составы граничных фаз (в мас. %) перидотитовой и эклогитовой систем (Литвин, 1991) в экспериментах по фазовым отношениям при плавлении

Фазы	Оксиды					
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	FeO	CaO	Na <sub>2</sub> O
Перидотитовая система <i>Ol-Opx-Cpx-Grt</i>						
<i>Ol</i>	40.02	—	45.63	14.35	—	—
<i>Opx</i>	57.80	0.49	33.34	7.28	0.81	0.30
<i>Cpx</i>	55.90	4.28	16.88	4.68	15.66	2.60
<i>Grt</i>	42.55	24.07	20.93	8.48	3.97	—
Эклогитовая система <i>Omph-Grt</i>						
<i>Omp</i>	56.31	9.32	8.50	6.40	12.09	7.41
<i>Grt</i>	39.23	22.19	8.51	24.08	5.98	—



**Рис. 8.** Диаграмма сингенезиса алмаза и ассоциированных фаз гетерогенной алмазообразующей системы эклогит–карбонат–сульфид–алмаз  $Ecl_{20}Carb_{30}Sul_{50} - D$  при 7 ГПа (штрих-пунктиром изображен разрыв диаграммы в области высоких температур). Фазовое поле подсистемы эклогит – карбонат – алмаз (сплошные линии) разделено кривой растворимости алмаза (около 20–22 мас. % алмаза) в полностью смешиваемых силикат-карбонатных расплавах, слева от нее – ненасыщенные к алмазу расплавы-растворы углерода (образование алмаза невозможно), справа – насыщенные (область алмазообразования при создании пересыщения к алмазу). В фазовом поле сульфидной подсистемы пирротин–пентландит–халькопирит–алмаз (пунктирные линии) кривая растворимости алмаза в сульфидных расплавах при 30–32 мас. % углерода, сульфидные расплавы полностью несмешиваемы с силикат-карбонатными. Область насыщенных к алмазу силикат-карбонатных расплавов частично перекрыта областью ненасыщенных углеродом сульфидных расплавов, поэтому пересыщение к алмазу образуется раньше в силикат-карбонатном расплаве, чем инициируется его кристаллизация, но сульфидные расплавы остаются ненасыщенными, и кристаллизация алмаза в них невозможна.

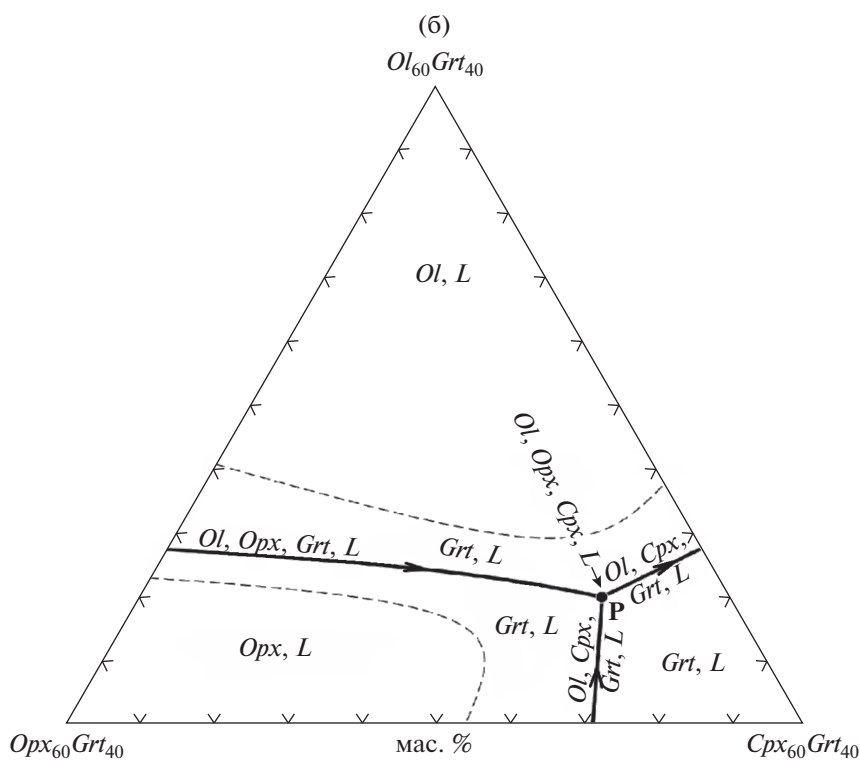
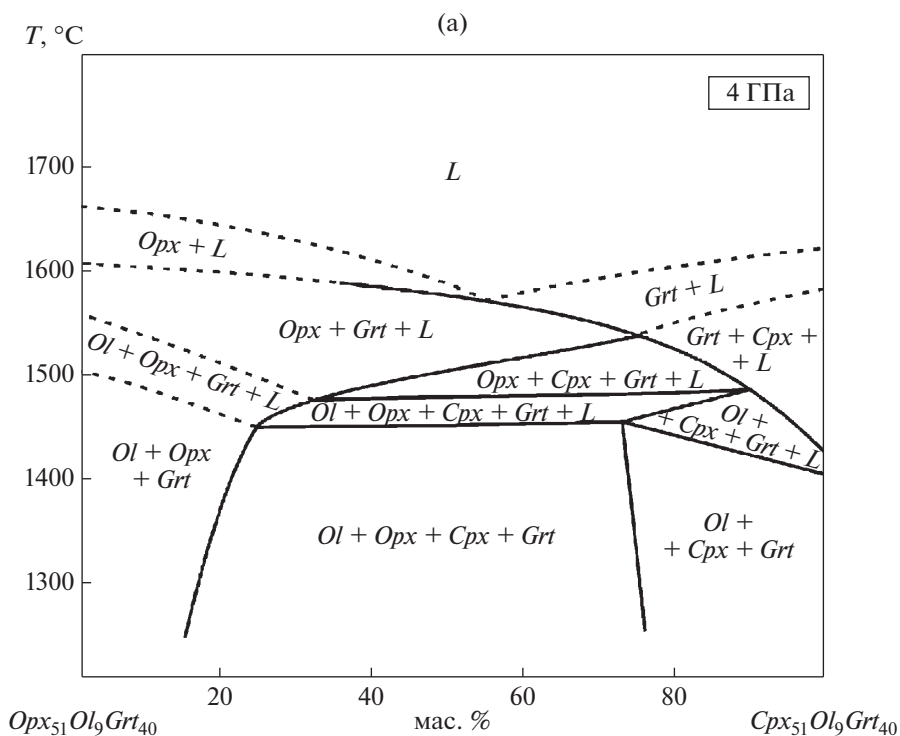
ных, так и алмазоносных (Литвин и др., 2016; Litvin, 2017).

Объяснить генезис эклогитовых пород фракционной ультрабазит-базитовой кристаллизацией мантийных магм, выплавленных из гранатовых лерцолитов, не удалось (O’Hara and Yoder, 1967). Причина в отсутствии физико-химических данных, раскрывающих “каким образом кристаллизация продуктов частичного плавления гранатового перидотита сопровождается исчезновением двух главных фаз – оливина и ортопироксена с образованием эклогитовых граната и клинопироксена” (Йодер, 1979).

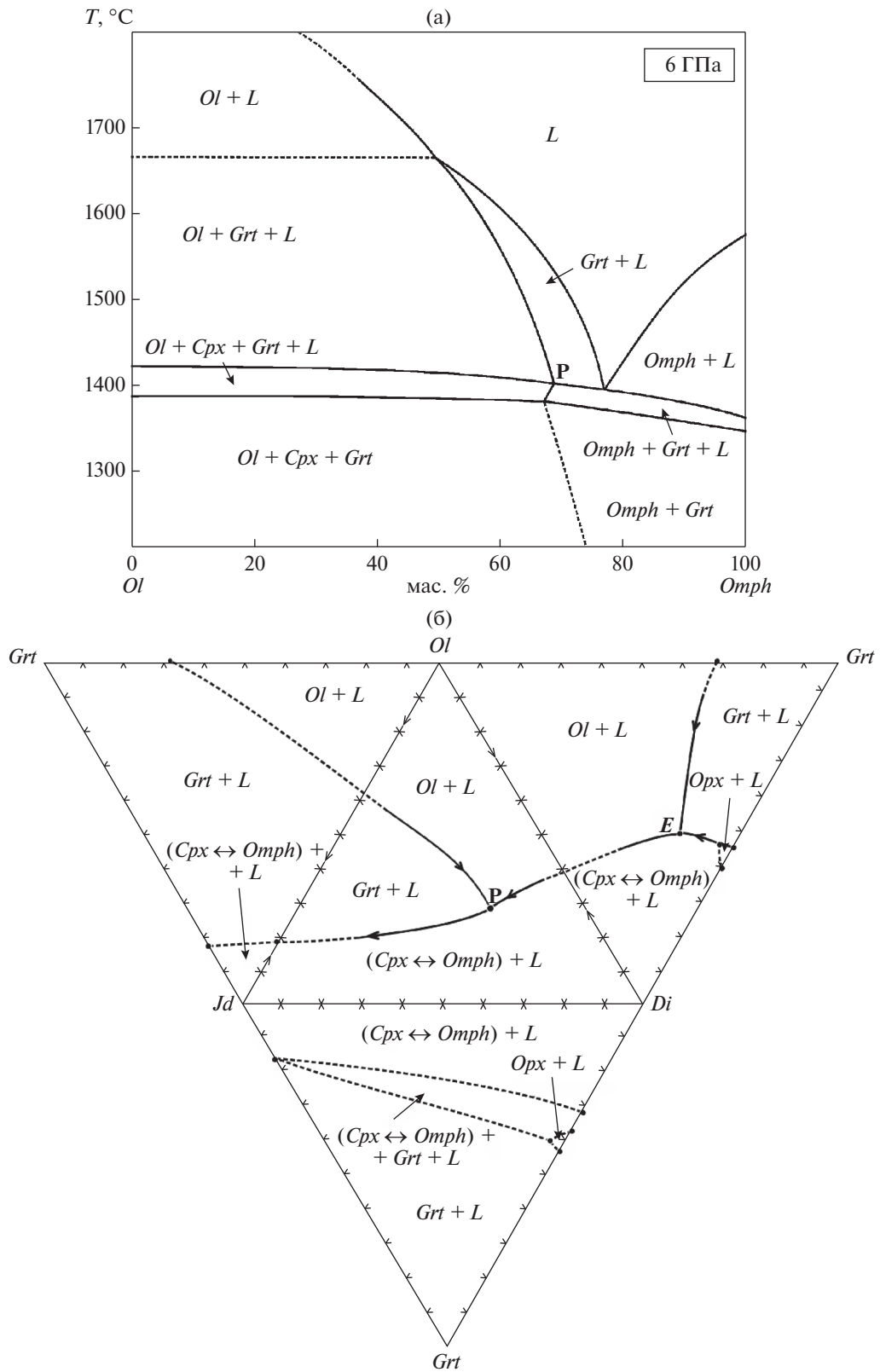
В физико-химическом эксперименте установлено, что ортопироксен исчезает в перитектической реакции с расплавом, в результате образуется клинопироксен (Литвин, 1991), а оливин – в перитектической реакции с расплавом, содержа-

щим жадеитовый компонент (Litvin, Kuzyura, 2018), с образованием граната. Эти реакции раскрыты при изучении фазовых отношений при плавлении в политермических сечениях многокомпонентных систем – ультрабазитовой оливин-ортопироксен-Са-клинопироксен-гранат при 4 ГПа (рис. 9а, 9б) и ультрабазит-базитовой оливин-Са-клинопироксен-омфацит при 6 ГПа (рис. 10а, 10б). Состав оливина соответствует  $Fo_{80}Fa_{20}$ , омфацита –  $Di_{38}Jd_{62}$ .

В реализации ультрабазит-базитовой эволюции расплавы принципиально значим не только режим фракционной кристаллизации, но и межфазовое распределение их компонентов. При полном плавлении системы ее исходный состав сохраняется в образующемся расплаве. В перитектической системе последовательность равновесной кристаллизации расплава при понижении



**Рис. 9.** Перитектическая реакция ортопироксена  $\text{Opx} + \text{L} \rightarrow \text{Cpx}$  в ультрабазитовой перидотит-пироксенитовой системе оливин–ортопироксен–клинопироксен–гранат при 4 ГПа: (а) в политермическом сечении  $\text{Opx}_{51}\text{Ol}_9\text{Grt}_{40}$ – $\text{Cpx}_{51}\text{Ol}_9\text{Grt}_{40}$ ; (б) в поверхности ликвидуса во внутреннем тройном сечении  $\text{Ol}_{60}\text{Grt}_{40}$ – $\text{Cpx}_{60}\text{Grt}_{40}$ – $\text{Opx}_{60}\text{Grt}_{40}$ . Составы граничных фаз в табл. 7.



**Рис. 10.** Перитектическая реакция оливина  $Ol + Jd-L \rightarrow Grt$  в ультрабазит-базитовой системе оливин-диопсид/клинопироксен-жадеит/омфацит-гранат при 6 ГПа: (а) в политермическом сечении  $Ol-Omph$ ; (б) в проекции на поверхность ликвидуса граничной тройной системы  $Ol-Di-Jd$  системы в развертке системы  $Ol-Di-Jd-Grt$ . Условные обозначения минеральных фаз и невариантных точек:  $Fo$  – форстерит,  $Fa$  – фаялит,  $Di$  – диопсид,  $Jd$  – жадеит,  $P$  – перитектика,  $E$  – эвтектика.

температуры контролируется элементами ее поверхности ликвидуса – дивариантным полем (расплав<sub>1</sub> + одна твердая фаза), моновариантной котектикой (расплав<sub>2</sub> + две твердые фазы), инвариантной перитектикой (расплав<sub>3</sub> + три твердых фазы). При этом составы кристаллизующихся расплавов изменяются, однако общий состав системы сохраняется постоянным и равным исходному. При температуре перитектики система полностью затвердевает, и ее общий состав должен соответствовать стартовому. Таким образом, фигуративная точка состава равновесной системы занимает исходное положение во всех эпизодах плавления-кристаллизации.

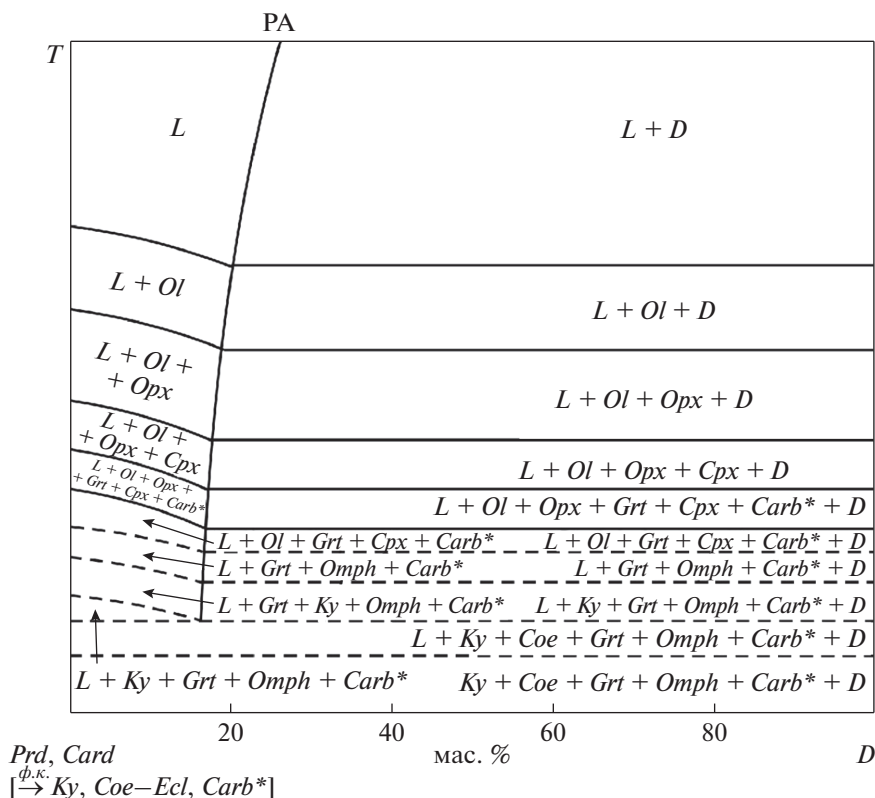
Принципиальным отличием фракционной кристаллизации является ее необратимость. В перитектической системе последовательность фракционной кристаллизации расплава при понижении температуры контролируется теми же элементами ликвидуса, что при равновесной кристаллизации, вплоть до перитектической точки. Однако в идеальном случае безвозвратное удаление кристаллизующихся твердых фаз из расплавов создает остаточные расплавы, составы которых непрерывно изменяются. Естественно, при этом непрерывно изменяется и общий состав системы, становясь равным составам остаточных расплавов. В перитектической точке происходит реакционное исчезновение одной из фаз, и фракционная кристаллизация продолжается с понижением температуры вдоль образовавшейся и сопряженной моновариантной котектики.

Коэффициенты межфазового распределения компонентной системы MgO–FeO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–CaO–Na<sub>2</sub>O–SiO<sub>2</sub> влияют на составы остаточных расплавов в условиях их фракционной кристаллизации. При кристаллизации ультрабазитовых расплавов легкоплавкий жадеитовый компонент NaAlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub> распределяется в клинопироксен *Cpx*, ортопироксен *Opx* и расплав *L* и не распределяется в оливин *Ol* и гранат *Grt*. Повышается железистость остаточных расплавов и кристаллизующихся фаз. С фракционным удалением *Ol* и *Grt*, а затем и *Opx* в результате перитектической реакции концентрация компонента NaAlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub> в остаточных расплавах *L* и *Cpx* (и в общем составе системы) непрерывно повышается. Фракционная кристаллизация повышает содержание жадеитового компонента в *Cpx* и остаточных расплавах, кристаллизация которых контролируется моновариантной котектикой *Ol* + *Cpx* + *Grt* + *L*. В итоге появляется самостоятельная ультрабазит-базитовая система *Ol* – (*Di* × *Jd*)<sub>ss</sub> – *Grt*, в которой граничной фазой (*Di* × *Jd*)<sub>ss</sub> представлены непрерывные твердые растворы системы *Di*–*Jd* с переходом от Са-

клинопироксенов к омфацитам. В результате жадеит из примесного компонента Са-клинопироксенов перидотитов превращается в компонент породообразующего минерала базитовых эклогитов. Это документируется аналитическими минералогическими данными, поскольку содержание жадеитового компонента в омфацитах достигает более 70 мас. % (Доусон, 1983), а концентрация Na<sub>2</sub>O – более 6.6 мас. % (Соболев, 1974), что существенно выше, чем в Са-клинопироксенах перидотитов (до 2.5 мас. %). Вместе с тем, экспериментально при 6.5 ГПа в системе форстерит-жадеит открыта реакция ее компонентов с образованием пиропы (Gasparik, Litvin, 1997).

Фазовые отношения при плавлении ультрабазит-базитовой системы *Ol*–*Di* (*Cpx*)–*Jd* (*Omph*)–*Grt* (рис. 10а) исследованы в физико-химическом эксперименте при 6 ГПа (Litvin, Kuzyura, 2018). В результате перитектической реакции оливина с расплавом, обогащенным жадеитовым компонентом, образуется гранат. При этом на ликвидусной поверхности исследуемой системы (рис. 10б) моновариантные котектики *Ol* + *Cpx* + *L* и *Ol* + *Grt* + *L* сходятся в инвариантной перитектике *Ol* + (*Cpx* → → *Omph*) + *Grt* + *L*, после реакционного исчезновения *Ol* в которой возникает моновариантная котектика *Omph* + *Grt* + *L*. В результате происходит ультрабазит-базитовое изменение общего состава системы с переходом от ультрабазитовых составов к базитовым.

Необходимо отметить, что принципиально важное значение имеет ультрабазит-базитовая эволюция верхне-мантийных силикатных магм, выплавленных из гранатовых лерцолитов, с образованием непрерывных серий дифференцированных перидотит-пироксенит-эклогитовых пород. Эти процессы обеспечиваются сочетанием фракционной кристаллизации, непрерывно корректирующей общий состав системы по составам остаточных магматических расплавов, и перитектических реакций оливина и ортопироксена с образованием гранатов, клинопироксенов и омфацитов. В результате между ультрабазитовыми и базитовыми составами обобщенной верхне-мантийной системы оливин-клинопироксен-гранат-корунд преодолевается термальный барьер, непреодолимый в условиях равновесной кристаллизации. Эти механизмы также эффективны в алмазообразующих силикат-(оксид)-карбонат-углеродных алмазообразующих системах, что позволяет построить фазовую диаграмму сингенезиса алмазов и ассоциированных перидотитовых и эклогитовых минералов в режиме фракционной кристаллизации (рис. 11). В диаграмме сингенезиса раскрывается закономерная последовательность формирования серий алмазоносных перидотитовых и эклогитовых по-



**Рис. 11.** Диаграмма фракционной ультрабазит-базитовой эволюции расплавов системы  $(Prd, Carb)–D$  в алмазообразующих очагах верхней мантии, раскрывающая физико-химические закономерности генезиса алмазоносных перидотитовых и эклогитовых пород с сопряженным захватом растущими алмазами парагенных включений – фрагментов их породообразующих минералов. В символике граничного состава  $(Prd, Carb)[\rightarrow Ky, Coe-Ecl, Carb^*]$  определены стартовый ультрабазитовый состав перидотита  $(Prd, Carb)$ , испытывающий фракционную кристаллизацию (символизируется стрелкой), а также прогнозируемый итог – субсолидусный минеральный состав базитового кианит-коэситового эклогита. Поля фазовой диаграммы соответствуют элементам поверхности ликвидуса единой ультрабазит-базитовой системы, включая перитектические реакции, которыми устраняются ортопироксен и оливин. РА – кривая растворимости алмаза.

род (а также алмазов с первичными включениями минералов перидотитов эклогитов), обоснованная в физико-химическом эксперименте и согласующаяся с аналитическими минералогическими данными.

Таким образом, перидотит-пироксенитовые и эклогит-гроспидитовые парагенезисы включений в алмазах и породообразующих минералов – продукты ультрабазит-базитовой изменчивости составов их материнских расплавов.

#### **Кимберлитовый транспорт с “маскирующим” перемешиванием алмазоносных пород из материнских очагов и безалмазных вмещающих пород верхней мантии**

Ксенолиты алмазоносных и безалмазных пород находятся в перемешанном состоянии в кимберлитах, что приводило к предположениям об их общем генезисе. Анализ происхождения алмазоносных пород на основе мантийно-карбонатито-

вой теории генезиса алмазов и ассоциированных минеральных фаз приводит к заключению, что алмазоносные породы и алмазы с включениями образованы совместно в очагах-резервуарах материнских расплавов, а вмещающими для очагов служили безалмазные дифференцированные породы верхней мантии. Восходящие потоки кимберлитовых магм, проникая в очаги консолидированных силикат-(±оксид)-карбонатных материнских сред, разрушали их и захватывали продукты их кристаллизации, в том числе алмазоносные породы, а вне очагов – и безалмазные породы верхней мантии. Вне очагов из вмещающей мантии в кимберлитовые магмы попадали ксенолиты безалмазных пород, перемешиваясь с алмазоносными. Совместный вынос ксенолитов алмазоносных и безалмазных пород завершался в коровых стационарных кумулятивных камерах, где кимберлитовые магмы затвердевали, выделяя сильно сжатую флюидную фазу. С созданием критического давления флюидная фаза разрушала



кровлю камеры со взрывным выносом ее содержимого в формирующуюся кимберлитовую трубку.

Таким образом, алмазоносные и безалмазные перидотиты, пироксениты и эклогиты могли перемешиваясь в конвектирующих кимберлитовых магмах при выносе в коровые кумулятивные центры, а затем и при формировании трубок взрыва (Литвин и др., 2018б).

### ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ И ВЫВОДЫ

Ксенолиты дифференцированных пород верхней мантии в кимберлитовых трубках преимущественно безалмазными перидотитами, пироксенитами, эклогитами и гроспидитами. Изредка среди них встречаются подобные им алмазоносные породы. Обе группы пород могут быть изменены в одинаковой степени метаморфическими и метасоматическими реакциями в условиях кимберлитового транспорта. Достаточно “свежие” пороодообразующие минералы алмазоносных и безалмазных пород обнаруживают типоморфные различия. Вместе с тем показательна тождественность составов гранатов и клинопироксенов (или омфацитов) как первичных включений в алмазах, так и пороодообразующих минералов общей алмазоносной породы. Единство процессов происхождения алмазоносных перидотитов и эклогитов и первичных включений перидотитового и эклогитового парагенезисов в алмазах раскрывается мантийно-карбонатитовой теорией генезиса алмазов и ассоциированных фаз, основой которой является согласование данных аналитической минералогии алмазов и их включений с результатами экспериментальных физико-химических исследований многокомпонентных алмазообразующих систем, граничные составы которых обоснованы данными аналитической минералогии. Генезис алмазов и пороодообразующих минералов, фрагментарно захватываемых растущими алмазами как парагенные включения, осуществлялся в верхне-мантийных очагах-резервуарах материнских силикат-оксид-карбонатных расплавов-растворов углерода. Подобные безалмазные породы верхней мантии были вмещающими для очагов. Естественное остывание очагов за счет теплоотвода во вмещающие породы контролировало понижение температуры алмазообразующих процессов, инициировало физико-химические механизмы нуклеации алмазов и их фракционной кристаллизации с парагенными минералами (с перитектическими механизмами устранения оливина и ортопироксена для реализации ультрабазит-базитовой эволюции состава алмазообразующих расплавов). В результате в

маловязких силикатно-карбонатных расплавах происходил единый процесс формирования отдельных алмазов и последовательно парагенных ультрабазитовых и базитовых минералов, первичных включений в алмазах и алмазоносных перидотитовых, пироксенитовых, эклогитовых и гроспидитовых пород. Безалмазные силикатные породы верхней мантии, вмещающие для очагов, могли испытать процессы фракционной ультрабазит-базитовой эволюции магм с подобными перитектическими реакциями (видимо, до появления очагов силикатно-карбонатных алмазообразующих расплавов). Перемешивание алмазоносных и безалмазных ксенолитов в условиях их выноса кимберлитовыми магмами из мантии в кору, а затем единообразное воздействие на них метаморфических и метасоматических факторов могло “маскировать” на исторически начальных этапах аналитических исследований различные условия их генезиса. Так, в мантийных версиях прослеживаются предположения о совместном происхождении алмазоносных и безалмазных эклогитов как продуктов глубинного *in situ* магматизма (Соболев, 1974; Griffin, O'Reilly, 2007). Вместе с тем, в субдукционных версиях предполагается, что алмазоносные и безалмазные породы являются общими производными вещества океанических плит при их погружении в мантию (Aulbach et al., 2007; Smart et al., 2009).

*Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН I.08.П и тематического проекта ИЭМ РАН АААА-А18-118020590140-7.*

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барашков Ю.П., Зудин Н.Г. (1997) Состав гранатов с включениями алмазов из кимберлитовой трубки Краснопресненская, Якутия. *Геология и геофизика* **38**(2), 353-357.
- Бобриевич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А., Красов Л.М., Смирнов Г.И., Юркевич Р.К. (1959) *Алмазоносные месторождения Якутии*. Москва: Госгеолтехиздат. 526 с.
- Буланова Г.П., Барашков Ю.П., Тальникова С.Б., Смелова Г.П. (1993) *Природный алмаз – генетические аспекты*. Новосибирск: Наука. 165 с.
- Доусон Дж. (1983) *Кимберлиты и ксенолиты в них*. М.: Мир, 300 с.
- Захаров А.М. (1985) *Многокомпонентные металлургические системы с промежуточными фазами*. М.: Металлургия, 134 с.
- Илупин И.П., Ефимова Э.С., Соболев Н.В., Усова Л.В., Саврасов Д.И., Харьков А.Д. (1982) Включения в алмазе из алмазоносного эклогита. *ДАН СССР* **264**(2), 454-456.
- Йодер Х.С. (1979) *Образование базальтовой магмы*. М.: Мир, 248 с.

- Литвин Ю.А. (1991) *Физико-химические исследования плавления глубинного вещества Земли*. М.: Наука, 312 с.
- Литвин Ю.А. (1998) Горячие точки мантии и эксперимент до 10 ГПа: щелочные реакции, карбонатизация литосферы, новые алмазообразующие системы. *Геология и геофизика* **39**(12), 1772-1779.
- Литвин Ю.А. (2009) Экспериментальные исследования физико-химических условий образования алмаза в мантийном веществе. *Геология и геофизика* **50**(12), 1530-1546.
- Литвин Ю.А. (2012) Экспериментальные исследования физико-химических условий образования природного алмаза на примере системы эклогит-карбонатит-сульфид-алмаз. *Геология рудных месторождений* **54**(6), 523-539.
- Литвин Ю.А. (2013) Физико-химические условия сингенезиса алмаза и гетерогенных включений в карбонатно-силикатных материнских расплавах (экспериментальное исследование). *Минералогический журнал* **35**(2), 5-24.
- Литвин Ю.А., Жариков В.А. (2000) Экспериментальное моделирование генезиса алмаза: кристаллизация алмаза в многокомпонентных карбонат-силикатных расплавах при 5–7 ГПа и 1200–1570°C. *ДАН* **372**(6), 808-811.
- Литвин Ю.А., Литвин В.Ю., Кадик А.А. (2008) Особенности кристаллизации алмаза в расплавах мантийных силикат-карбонат-углеродных систем по данным экспериментов при 7.0–8.5 ГПа. *Геохимия* (6), 579-602.
- Litvin Yu.A., Litvin V.Yu., Kadik A.A. (2008) Experimental characterization of diamond crystallization in melts of mantle silicate-carbonate-carbon systems at 7.0–8.5 GPa. *Geochem. Int.* **46**(6), 531-553.
- Литвин Ю.А., Васильев П.Г., Бобров А.В., Окоемова В.Ю., Кузюра А.В. (2012) Материнские среды природных алмазов и первичных минеральных включений в них по данным физико-химического эксперимента. *Геохимия* (9), 811-847.
- Litvin Yu.A., Vasiliev P.G., Bobrov A.V., Okoemova V.Yu., Kuzyura A.V. (2012) Parental media of natural diamonds and primary mineral inclusions in them: evidence from physicochemical experiment. *Geochem. Int.* **50**(9), 726-759.
- Литвин Ю.А., Спивак А.В., Кузюра А.В. (2016) Основы мантийно-карбонатитовой концепции генезиса алмаза. *Геохимия* (10), 873-892.
- Litvin Yu.A., Spivak A.V., Kuzyura A.V. (2016) Fundamentals of mantle carbonatite concept of diamond genesis. *Geochem. Int.* **54**(10), 839-857.
- Литвин Ю.А., Бовкун А.В., Гаранин В.К. (2018a) Взаимодействие минералов титана и их расплавов с алмазообразующими средами (опыты при 7–8 ГПа). *Геохимия* (2), 160-174.
- Litvin Yu.A., Bovkun A.V., Garanin V.K. (2018) Interaction of titanium minerals and their melts with diamond-forming media (experiments at 7–8 GPa). *Geochem. Int.* **56**(2), 148-161.
- Литвин Ю.А., Кузюра А.В., Варламов Д.А., Бовкун А.В., Спивак А.В., Гаранин В.К. (2018b) Взаимодействие кимберлитовой магмы с алмазами при подъеме из верхней мантии в земную кору. *Геохимия* (9), 848-868.
- Litvin Yu.A., Kuzyura A.V., Varlamov D.A., Bovkun A.V., Spivak A.V., Garanin V.K. (2018) Interaction of kimberlite magma with diamonds upon lift from the upper mantle to the Earth's crust. *Geochem. Int.* **56**(9), 881-900.
- Маракушев А.А. (1985) Нодули перидотитов в кимберлитах как показатели глубинного строения литосферы. *Доклады советских геологов на XXVII сессии Международного геологического конгресса*. Петрология. М.: Наука, Вып. 13, 5-13.
- Логвинова А.М., Тэйлор Л.А., Федорова Е.Н., Елисеев А.П., Вирт Р., Ховарт Дж., Реутский В.Н., Соболев Н.В. (2015) Уникальный ксенолит алмазоносного перидотита из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия): роль субдукции в образовании алмазов. *Геология и геофизика* **56**(1–2), 397-415.
- Палатник Л.С., Ландау А.И. (1964) *Фазовые равновесия в многокомпонентных системах*. Харьков: ХГУ, 454 с.
- Пономаренко А.И., Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Лаврентьев Ю.Г., Соболев В.С. (1976) Алмазоносный гроспидит и алмазоносные дистеновые эклогиты из кимберлитовой трубки Удачная, Якутия. *ДАН СССР* **226**(4), 927-930.
- Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Ефимова Э.С. (1982) Ксенолит катаклазированного алмазоносного дистенового эклогита из трубки Удачная (Якутия). *ДАН СССР* **266**(10), 212-216.
- Похиленко Л.Н., Мальковец В.Г., Кузьмин Д.В., Похиленко Н.П. (2014) Новые данные по минералогии мегакристаллических пироповых перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная, Сибирский кратон, Якутская алмазоносная провинция. *ДАН* **454**(5), 583-589.
- Соболев В.С., Най Б.С., Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н. (1969) Ксенолиты алмазоносных пироповых серпентинитов из трубки "Айхал", Якутия. *ДАН СССР* **188**(5), 1141-1143.
- Соболев В.С., Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г. (1972) Включения в алмазе из алмазоносного эклогита. *ДАН СССР* **207**(1), 164-167.
- Соболев Н.В. (1974) *Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии*. Новосибирск: Наука, 264 с.
- Специус З.В., Богуш И.Н., Ковальчук О.Е. (2015) ИК-картирование алмазных пластин из ксенолитов эклогитов и перидотитов трубки Нюрбинская (Якутия): генетические следствия. *Геология и геофизика* **6**(1–2), 442-454.
- Степанов А.С., Шатский В.С., Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л. (2008) Особенности химической неоднородности в ксенолите алмазоносного эклогита из кимберлитовой трубки Удачная. *ДАН* **418**(5), 817-820.
- Специус З.В., Иванов А.С., Митюхин С.И. (2006) Алмазоносные ксенолиты и мегакристы из кимберлитовой трубки Нюрбинская (Накынское поле, Якутия). *ДАН* **409**, 779-783.
- Тэйлор Л.А., Специус З.В., Уизли Р., Спикуцца М., Вэлли Д.У. (2005) Океанические протолиты алмазоносных перидотитов: свидетельство их корового происхождения на примере якутских кимберлитов. *Геология и геофизика* **46**(12), 1198-1206.

- Alifirova T.A., Pokhilenko L.N., Korsakov A.V. (2015) Apatite, SiO<sub>2</sub>, rutile and orthopyroxene precipitates in minerals of eclogite xenoliths from Yakutian kimberlites, Russia. *Lithos* **226**, 31-49.
- Alifirova T.A., Pokhilenko L.N., Ovchinnikov Y.I., Donnelly C.L., Riches A.J.V., Taylor L.A. (2012) Petrologic origin of exsolution textures in mantle minerals: evidence in pyroxenitic xenoliths from Yakutian kimberlites. *Int. Geol. Rev.* **54**(9), 1071-1092.
- Aulbach S., Pearson N.J., O'Really (2007) Origins of xenolithic eclogites and pyroxenites from the central Slave Craton, Canada. *J. Petrol.* **48**(10), 1843-1873.
- Aulbach S., Stachel T., Heaman L.M., Carlson J.A. (2011) Microxenoliths from the Slave Craton: Archives of diamond formation along fluid conduits. *Lithos* **126**, 419-434.
- Bobrov A.V., Litvin Yu.A. (2011) Mineral equilibria of diamond-forming carbonate-silicate systems. *Geochem. Int.* **49**(13), 1267-1363.
- Bonney T.G. (1899) The parent rock of the diamond in South Africa. *Geol. Mag.* **6**, 309-321.
- Galimov E.M. (1991) Isotope fractionation related to kimberlite magmatism and diamond formation. *Geochim. Cosmochim. Acta* **55**, 1697-1708.
- Gasparik T., Litvin Yu.A. (1997) Stability of Na<sub>2</sub>Mg<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub> and melting relations on the forsterite-jadeite join at pressures up to 22 GPa. *Eur. J. Mineral.* **9**(2), 311-326.
- Griffin W.L., O'Reilly S.Y. (2007) Cratonic lithospheric mantle: is anything subducted? *Episodes* **30**(1), 43-53.
- Griffin W.L., Sobolev N.V., Ryan C.G., Pokhilenko N.P., Win T.T., Yefimova E.S. (1993) Trace elements in garnets and chromites: diamond formation in the Siberian lithosphere. *Lithos* **29**, 235-256.
- Huang J.-X., Griffin W.L., Creau Y., Pearson N.J., O'Reilly, Cliff J., Martin L. (2014) Unmasking xenolithic eclogites: Progressive metasomatism of a key Roberts Victor sample. *Chem. Geol.* **364**, 56-65.
- Hunter R.H. and Taylor L.A. (1982) Instability of garnet from the mantle: Glass as evidence of metasomatic melting. *Geology* **10**, 617-620.
- Creighton S., Stachel T., McLean H., Muechlenbachs K., Simonetti A., Eichenberg D., Luth R. (2008) *Contr. Mineral. Petrol.* **155**, 541-554.
- Dawson J.B., Smith J.V. (1975) Occurrence of diamond in a mica-garnet lherzolite xenoliths from kimberlite. *Nature* **254**, 580-581.
- Dymshits A.M., Bobrov A.V., Bindi L., Litvin Yu.A., Litasov K.D., Shatsky A.F., Ohtani E. (2013) Na-bearing majoritic garnet in the Na<sub>2</sub>MgSi<sub>5</sub>O<sub>12</sub>-Mg<sub>2</sub>Al<sub>2</sub>Si<sub>5</sub>O<sub>12</sub> join at 11-20 GPa: phase relations, structural peculiarities and solid solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta* **105**, 1-13.
- Griffin W.L., Jaques A.L., Sie S.H., Ryan C.G., Coursens D.R., Suter G.F. (1988) Conditions of diamond growth: a proton microprobe study of inclusions in West Australian diamonds. *Contrib. Mineral. Petrol.* **88**, 143-158.
- Harris J.W. (1968) The recognition of diamond inclusions. Pt. 1: Syngenetic inclusions. *Ind. Diamond Rev.* **28**, 402-410.
- Huang J.-X., Griffin W.L., Greau Y., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Cliff J., Martin L. (2014) Unmasking xenolithic eclogites: Progressive metasomatism of a key Roberts Victor sample. *Chem. Geol.* **364**, 56-65.
- Jacob D., Jagoutz E., Lowry D., Matthey D., Kudrjavtseva G. (1994) Diamondiferous eclogites from Yakutia, Siberia: remnants of Archean oceanic crust. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**, 5191-5207.
- Kaminsky F.V. (2019) *The Earth's Lower Mantle. Composition and Structure*. Heidelberg: Springer, 331 p.
- Klein-BenDavid O., Logvinova A.M., Shrauder M., Spetsius Z.V., Weiss Ya., Hauri E.H., Kaminsky F.V., Sobolev N.V., Navon O. (2009) High-Mg carbonatitic microinclusions in some Yakutian diamonds – a new type of diamond-forming fluid. *Lithos* **112S**, 648-659.
- Litvin Yu.A. (2007) High-pressure mineralogy of diamond genesis. *Advances in High-Pressure Mineralogy* (Eds. Eiji Ohtani). Geological Society of America Special paper (121), 83-103.
- Litvin Yu.A. (2017) *Genesis of Diamonds and Associated Phases*. Heidelberg: Springer, 137 p.
- Litvin Yu.A., Kuzrya A.V. (2018) Fractional ultrabasic-basaltic evolution of the upper mantle magmas: role of olivine and orthopyroxene peritectic reactions by experimental evidence. In *Proceedings of 35 International Conference "Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits" (ICEMRSM-35)*, Moscow: Geokhi, 188-192.
- Maaloe S. (1985) *Principles of Igneous Petrology*. Berlin: Springer, 374 p.
- MacGregor I.D., Carter J.L. (1970) The chemistry of clinopyroxenes and garnets of eclogites and peridotite xenoliths from the Roberts Victor mine, South Africa. *Phys. Earth Planet. Int.* (3), 391-397.
- Mathias M., Siebert J.C., Rickwood P.C. (1970) Some aspects of the mineralogy and petrology of ultramafic xenoliths in kimberlite. *Contrib. Mineral. Petrol.* **26**, 75-123.
- McCallum M.E., Eggler D.H. (1976) Diamonds in upper mantle peridotite nodule from kimberlite in Southern Wyoming. *Science* **192**, 253-256.
- McGetchin T.R., Besancon J.R. (1970) Carbonate inclusions in mantle-derived pyropes. *Earth Planet. Sci. Lett.* **18**, 408-410.
- Meyer H.O.A., Boyd F.R. (1972) Composition and origin of crystalline inclusions in natural diamonds. *Geochim. Cosmochim. Acta* **36**, 1255-1273.
- Navon O., Hutcheon I.D., Rossman G.R., Wasserburg G.J. (1988) Mantle-derived fluids in diamonds micro-inclusions. *Nature* **335**, 784-79.
- O'Hara M.J., Yoder H.S. (1967) Formation and fractionation of basic magma at high pressures. *Scot. J. Geol.* (3), 67-117.
- Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Reutsky V.N., Hall A.E., Taylor L.A. (2004) Crystalline inclusions and C isotope ratios in diamonds from the Snap Lake-King Lake kimberlite dyke system: evidence of ultradeep and enriched lithospheric mantle. *Lithos* **77**, 57-67.
- Rhines F.N. (1956) *Phase Diagrams in Metallurgy: Their Development and Application*. New York: McGraw-Hill, 348 p.
- Ringwood A.E. (1975) *Composition and Petrology of the Earth's Mantle*. New York: McGraw-Hill, 618 p.

- Shatsky S., Ragozin A., Zedgenizov D., Mityukhin S. (2008) Evidence for multistage evolution of diamond-bearing eclogite from the Udachnaya kimberlite pipe. *Lithos* **105**, 289-300.
- Shrauder M., Navon O. (1994) Hydrous and carbonatitic mantle fluids in fibrous diamonds from Jwaneng, Botswana. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**(2), 761-771.
- Shushkanova A.V., Litvin Yu.A. (2008) Experimental evidence for liquid immiscibility in the model system CaCO<sub>3</sub>-pyrope-pyrrhotite at 7.0 GPa. *Canad. Mineral.* **46**, 991-1005.
- Smart K.A., Heaman I.M., Chasco T. (2009) The origin of high-MgO diamond eclogites from the Jericho kimberlite, Canada. *Earth Planet. Sci. Lett.* **284**(3-4), 527-537.
- Sobolev V.N., Taylor L.A., Snyder G.A., Sobolev N.V. (1994) Diamondiferous eclogites from the Udachnaya pipe, Yakutia. *Int. Geol. Rev.* **36**, 42-64.
- Sobolev V.N., Taylor L.A., Snyder G.A., Jerde E.A., Neal C.R., Sobolev N.V. (1999). Quantifying the effect of metasomatism in mantle xenoliths: Constraints from secondary chemistry and mineralogy in Udachnaya eclogites, Yakutia. *Int. Geol. Rev.* **41**, 391-416.
- Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Pokhilenko N.P., Kuzmin D.V., Sobolev A.V. (2008) Olivine inclusions in Siberian diamonds: high-precision approach to minor elements. *Eur. J. Miner.* **28**, 305-315.
- Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Pokhilenko N.P., Malygina E.V., Kuzmin D.V., Sobolev A.V. (2009) Petrogenetic significance of minor elements in olivines from diamonds and peridotite xenoliths from kimberlites of Yakutia. *Lithos* **112S**, 701-713.
- Spetsius Z.V., Taylor L.A. (2002) Partial melting in mantle eclogite xenoliths: Connections with diamond paragenesis. *Int. Geol. Rev.* **44**(11), 973-987.
- Spetsius Z.V., Taylor L.A. (2008) *Diamonds of Siberia. Photographic Evidence for their Origin.* Lenoir City: Tranquility Base Press, 278 p.
- Spetsius Z.V., Taylor L.A., Valley J.W., Dingelis M.T., Spicuzza M., Ivanov A.S., Banzeruc V.I. (2008) Diamondiferous xenoliths from crustal subduction: garnet oxygen isotopes from the Nyurbinskaya pipe, Yakutia. *Eur. J. Mineral.* **20**, 375-385.
- Stachel T., Viljoen K.S., Brey G., Harris J.W. (1998) Metasomatic processes in lherzolitic and harzburgitic domains of the diamondiferous lithospheric mantle: REE in garnets from xenoliths and inclusions in diamonds. *Earth Planet. Sci. Lett.* **159**, 1-12.
- Taylor L.A., Anand M. (2004) Diamonds: time capsules from the Siberian mantle. *Chemie der Erde-Geochim.* **64**, 1-74.
- Williams A.F. (1932) The genesis of the diamond. London: Ernest Benn Ltd, 2 V, 636 p.
- Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., Shatsky V.S., Araujo D., Griffin W.L., Kagi H. (2009) Mg- and Fe-rich carbonate-silicate high-density fluids in cuboid diamonds from the Internationalnaya kimberlite pipe (Yakutia). *Lithos* **112S**, 638-647.