

# ПЕРИТЕКТИЧЕСКАЯ РЕАКЦИЯ ОЛИВИНА ПРИ 6 ГПа В СИСТЕМЕ ОЛИВИН–ЖАДЕИТ–ДИОПСИД–ГРАНАТ–(С–О–Н) КАК КЛЮЧЕВОЙ МЕХАНИЗМ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЗМА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ<sup>1</sup>

© 2021 г. Ю. А. Литвин<sup>а</sup>, \*, А. В. Кузюра<sup>а</sup>

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

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

Поступила в редакцию 10.09.2020 г.

После доработки 11.01.2021 г.

Принята к публикации 08.03.2021 г.

Фазовые отношения при плавлении системы оливин–жадеит–диопсид–гранат–(С–О–Н-флюид), отмеченные метасоматической CO<sub>2</sub>-карбонатизацией силикатов и растворением H<sub>2</sub>O в силикат-карбонатных расплавах, исследованы в физико-химическом эксперименте при 6 ГПа (условия верхней мантии). Установлено влияние (С–О–Н)-флюида (содержание 5.0 мас. % с эквимолекулярными количествами H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub>) на состав и температуру квазиинвариантной перитектической реакции оливина и жадеит-содержащего расплава с образованием граната. Эта реакция является главным элементом структуры ликвидуса силикат-флюидных магматических и силикат-карбонат-углерод-флюидных алмазообразующих систем. Это обусловлено тем, что этой реакцией контролируются завершающие эпизоды фракционной ультрабазит-базитовой эволюции магматических и алмазообразующих расплавов верхней мантии. Режим фракционной кристаллизации способствует возрастанию концентрации жадеитового и водно-флюидного компонентов в остаточных силикат-флюидных и силикат-карбонат-флюидных расплавах, чем определяется последовательное изменение общего состава данных систем. Значимость жадеитового компонента в общем составе многокомпонентной магматической системы изменяется с его фракционным накоплением от примесного в ультрабазитовых перидотитах до главного системообразующего в базитовых эклогитах. По экспериментальным данным перитектическая реакция оливина сохраняет свое первостепенное значение, так как (С–О–Н)-флюидные компоненты не вносят радикальные качественные изменения в фазовые отношения при плавлении ультрабазит-базитовой системы оливин–жадеит–диопсид–гранат–(С–О–Н-флюид) при 6 ГПа. Вместе с тем их участие в составе системы приводит к количественным топологическим изменениям параметров ее ликвидусной структуры – понижению температур солидусной и ликвидусной границ, соответственно, на 120 и ~60–80°C, а также смещению состава перитектической реакции оливина с возрастанием концентрации оливин-содержащего компонента на ~10 мас. %. Значение перитектической реакции оливина обсуждено в контексте общего сценария процессов ультрабазит-базитовой эволюции верхнемантийного магматизма и генезиса алмаза, при этом учитывается роль перитектической реакции ортопироксена на ее ранних ультрабазитовых этапах.

**Ключевые слова:** верхнемантийный магматизм, алмазообразующие расплавы, ультрабазит-базитовая эволюция, система оливин–жадеит–диопсид–гранат–(С–О–Н-флюид), перитектическая реакция оливина, роль флюида, фракционная кристаллизация, физико-химический эксперимент, высокие давления и температуры

DOI: 10.31857/S0016752521080045

## ВВЕДЕНИЕ

Физико-геохимические механизмы и закономерности эволюции магматических и алмазообразующих процессов верхней мантии заложены в строении ликвидуса их многокомпонентных си-

стем. Экспериментальные исследования фазовых отношений при плавлении способны раскрыть ликвидусные структуры силикатных магматических систем верхней мантии, если главные компоненты породообразующих минералов представительно воспроизведены в их граничных составах. В данном случае, дифференцированные коренные породы верхней мантии, ксенолиты которых в кимберлитах доступны для аналитических исследований, являются необходимым источ-

<sup>1</sup> Данная статья и две последующие работы (Томиленко с соавторами и Виноградовой с соавторами) завершают специальный выпуск “Геохимия мантии Земли: эксперимент и природные данные” (номер 8, 2021).

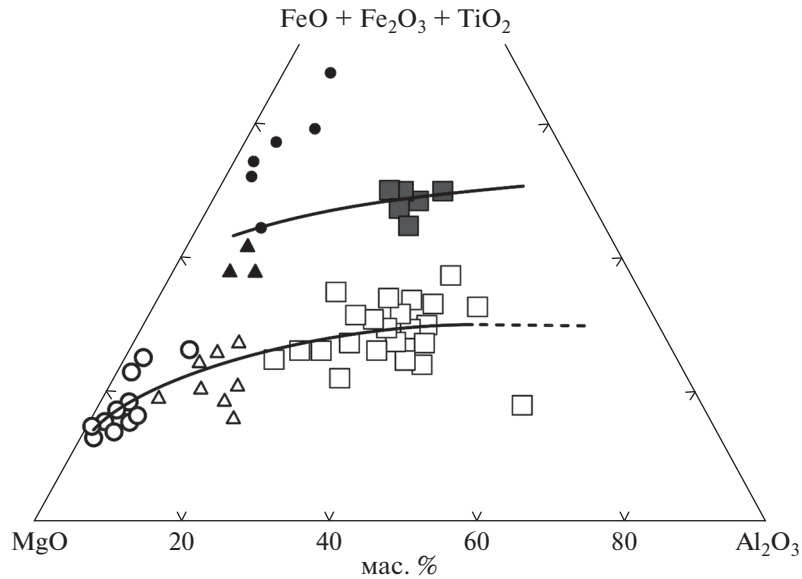
ником информации. Преимущественно ультрабазитовые оливин-содержащие перидотит-пироксенитовые породы (в основном, гранатовые дуниты, гарцбургиты, верлиты и лерцолиты) и менее 6% пироксенитов (гранат-оливиновых и гранатовых ортопироксенитов, вебстеритов и клинопироксенитов) транспортированы кимберлитовыми магмами из верхней мантии в трубки взрыва совместно с базитовыми кремнезем-насыщенными биминеральными омфацит-гранатовыми эклогитами, кианит-коэситовыми и коэсит-ортопироксеновыми эклогитами, а также гроспидитами (Бобриевич и др., 1960; MacGregor, Carter, 1970; Mathias et al., 1970; Соболев, 1970; Smith, Hatton, 1977; Dawson, 1980). В целом, ультрабазитовые перидотит-пироксенитовые породы среди ксенолитов, перемещенных кимберлитовыми магмами из верхней мантии в земную кору, являются более многочисленными (до 95%) по сравнению с базитовыми эклогит-гроспидитовыми породами (около 5%). Это позволило рассматривать совокупность ксенолитов в кимберлитах как свидетельство преимущественно перидотитового состава верхней мантии (Ringwood, 1975), тогда как эклогиты отнесены к достаточно распространенным, но количественно подчиненным породам. Вместе с тем повсеместное сосуществование ксенолитов перидотитов и эклогитов в кимберлитах показывает в отношении возможной ультрабазит-базитовой магматической эволюции коренного вещества верхней мантии.

Граничные составы алмазообразующих силикат-карбонатных систем определяются по герметическим минеральным включениям в алмазах, при этом минералы включений отнесены к ультрабазитовому перидотит-пироксенитовому и базитовому эклогит-гроспидитовому парагенезисам (Соболев, 1970; Prinz et al., 1975). К этим парагенезисам принадлежат также породообразующие минералы относительно немногочисленных ксенолитов алмазоносных перидотитов, пироксенитов, эклогитов и гроспидитов, обнаруживаемых совместно с коренными породами верхней мантии в кимберлитах (Бобриевич и др., 1969; Соболев и др., 1969, 1976, 2009; Reid et al., 1976; Rickwood, Mathias, 1970; Aulbach et al., 2011; Похиленко и др., 2014; Специус и др., 2015; Логвинова и др., 2015). Алмазы с парагенными минеральными включениями, как и алмазоносные породы, образованы в локализованных глубинных очагах материнских силикат-карбонат-углеродных расплавов в соответствии с мантийно-карбонатитовой теорией генезиса алмазов (Литвин и др., 2016, 2020; Litvin, 2017). При этом вмещающими для алмазообразующих очагов являются дифференцированные породы верхней мантии. В этой ситуации стал возможным вынос восходящими кимберлитовыми магмами содержимого разрушенных ими алмазообразующих очагов вместе с вмещающими коренными породами верхней мантии к поверхности

земной коры. Вместе с тем обосновано, что на ранней стадии формирования силикат-карбонат-углеродных алмазообразующих расплавов в их составы было вовлечено коренное силикатное вещество верхней мантии. Таким образом, минеральные включения в алмазах находятся в генетической связи с коренными минералами мантии и представляют собой их модальные аналоги. Немаловажно, что, подобно коренным породам верхней мантии, минеральные включения в алмазах и минералы алмазоносных пород также свидетельствуют о возможной ультрабазит-базитовой эволюции их материнских силикат-карбонат-углеродных расплавов.

Аналитические исследования ксенолитов пород верхней мантии в отношении взаимосвязанных концентрационных изменений компонентов системы  $MgO-(FeO + Fe_2O_3 + TiO_2)-Al_2O_3$  (Маракушев, 1984) установили постепенные переходы между составами ультрабазитовых и базитовых пород (рис. 1), что косвенно свидетельствует о возможном едином эволюционном развитии мантийного магматического процесса. Отмечено также постепенное изменение взаимосогласованного распределения железистости между клинопироксенами/омфацитами и гранатами включений перидотитового и эклогитового парагенезисов в алмазах (также с учетом данных для алмазоносных эклогитов) (Соболев, 1970). Эти соотношения позволяют предположить, что закономерности ультрабазит-базитовой эволюции алмазообразующих силикат-карбонат-углеродных расплавов определяются ведущей ролью их силикатной составляющей в формировании ликвидусной структуры гетерогенных ростовых расплавов алмазов и ассоциированных фаз.

Возможность ультрабазит-базитовой эволюции верхне-мантийных магм и происхождения эклогитов как дериватов ультрабазитовых перидотитов интенсивно исследовалось прежде (O'Hara, Yoder, 1967). Однако эволюционный механизм не мог быть раскрыт в отсутствие понимания, как могут исчезнуть оливин и ортопироксен из ассоциации минералов гранатового лерцолита, чтобы оставались только клинопироксен и гранат как основа эклогитовых пород (Yoder, 1976). В дальнейшем экспериментальные физико-химические исследования многокомпонентных многофазовых систем верхней мантии позволили раскрыть перитектические реакции ортопироксена и расплава с образованием клинопироксена (Литвин, 1991; Litvin, 2017), а также оливина и жадеит-содержащего расплава с образованием граната [Литвин и др., 2016, 2019, 2020] как главные механизмы ультрабазит-базитовой эволюции верхне-мантийных магм и алмазообразующих расплавов. Перитектическая реакция ортопироксена является определяющим физико-химическим механизмом на стадии фракционной ультрабазитовой эволюции магматических и алмазообразующих



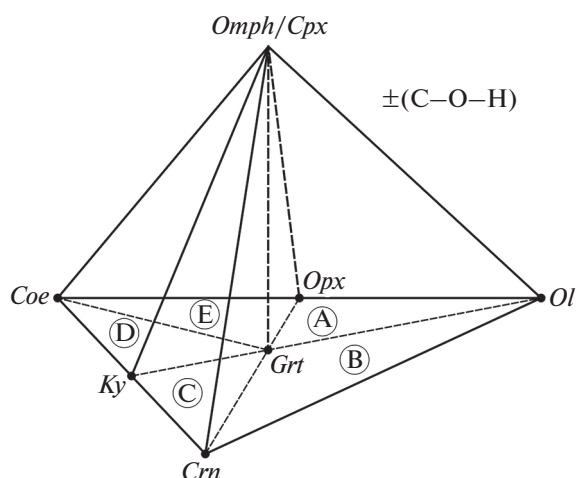
**Рис. 1.** Петрохимические отношения ультрабазитовых и базитовых пород верхней мантии по составам системы  $MgO-(FeO + Fe_2O_3 + TiO_2)-Al_2O_3$  (Маракушев, 1984). Светлые значки для Mg-Al-пород: кружки – гранатовые дуниты и перидотиты, треугольники – гранатовые пироксениты, квадраты – биминеральные и кианитовые эклогиты. Черные значки для Fe-Ti-пород: кружки – флогопит-ильменитовые перидотиты, треугольники – флогопит-ильменитовые пироксениты, квадраты – рутиловые эклогиты.

расплавов. Эта реакция создает также возможности для формирования ультрабазитовых оливин-нормативных эклогитов, которые, тем не менее, обнаруживаются в единичных случаях (O'Hara, 1968), в том числе и как ассоциированные минералы включений в алмазах (Wang, 1998). Вместе с тем, важная роль перитектической реакции оливина состоит в создании ключевого эпизода фракционной ультрабазит-базитовой эволюции магматических и алмазообразующих расплавов верхней мантии, включая генезис базитовых кремнезем-нормативных эклогитов и гроспидитов, вплоть до коэсит-содержащих разновидностей (Литвин и др., 2020). При этом, обе задачи эволюционного перехода для составов ультрабазитовых перидотитов как к ультрабазитовым, так и базитовым эклогитам нерешаемы на основе равновесных физико-химических систем.

Состав ультрабазит-базитовой системы верхней мантии как единого физико-геохимического объекта представлен на рис. 2 в виде координатного остова комплексной диаграммы составов многокомпонентной многофазовой системы оливин (*Ol*)–омфацит/клинопироксен (*Omph/Cpx*)–корунд (*Crn*)–коэсит (*Coe*) ± (C–O–H) (Литвин, 1991; Litvin, 2017). Диаграмма-комплекс состоит из простейших диаграмм-симплексов, в числе которых два ультрабазитовых: перидотит-пироксенитовый *Ol*–ортопироксен (*Opx*)–*Cpx*–гранат (*Grt*) и оливин-эклогитовый *Ol*–*Crn*–*Cpx*–*Grt*, а также три базитовых эклогитовых: *Crn* – кианит (*Ky*)–*Omph*–*Grt*, *Ky*–*Coe*–*Omph*–*Grt* и *Coe*–*Opx*–*Omph*–*Grt*. Данный координатный остов сохраняется и при уча-

стии в веществе верхней мантии (C–O–H)-летучих компонентов с содержаниями, по меньшей мере, менее 5.0 мас. %. При этом место пограничного раздела между симплексами с ультрабазитовыми и базитовыми составами занимает система *Opx-Omph/Cpx-Crn* ± (C–O–H).

Равновесная структура ликвидуса комплексной диаграммы составов системы оливин *Ol*–омфацит/клинопироксен *Omph/Cpx*–корунд *Crn*–коэсит *Coe*, объединяющая структуры ликвидусов ультрабазитовых и базитовых симплексов, представлена на рис 3. Наиболее важным элементом равновесного ликвидуса в отношении механизма ультрабазит-базитовой эволюции является перитектическая точка ( $P_1$ )  $L + Ol + Opx + Cpx + Grt$  из-за реакционного исчезновения в ней ортопироксена (перидотит-пироксенитовый симплекс А). Перитектическая точка  $P_1$  сопряжена посредством регрессивной моновариантной котектики  $L + Ol + Cpx + Grt$  с эвтектической точкой  $E_1$  ( $L + Ol + Cpx + Grt + Crn$ ) смежного ультрабазитового оливин-корунд-эклогитового симплекса (В). Однако эволюционные изменений общего состава равновесной системы ограничены пределами единственного симплекса, т.е. равновесное перемещение фигуративной точки любого исходного состава от ортопироксеновой перитектики симплекса А вдоль регрессивной котектики  $L + Ol + Cpx + Grt$  до оливин-эклогитовой эвтектики симплекса В невозможно (своеобразный равновесный физико-химический барьер). Перитектическая точка  $P_1$  ( $L + Ol + Opx + Cpx + Grt$ ), в которой исчезает ортопироксен, ультрабазитового симплек-



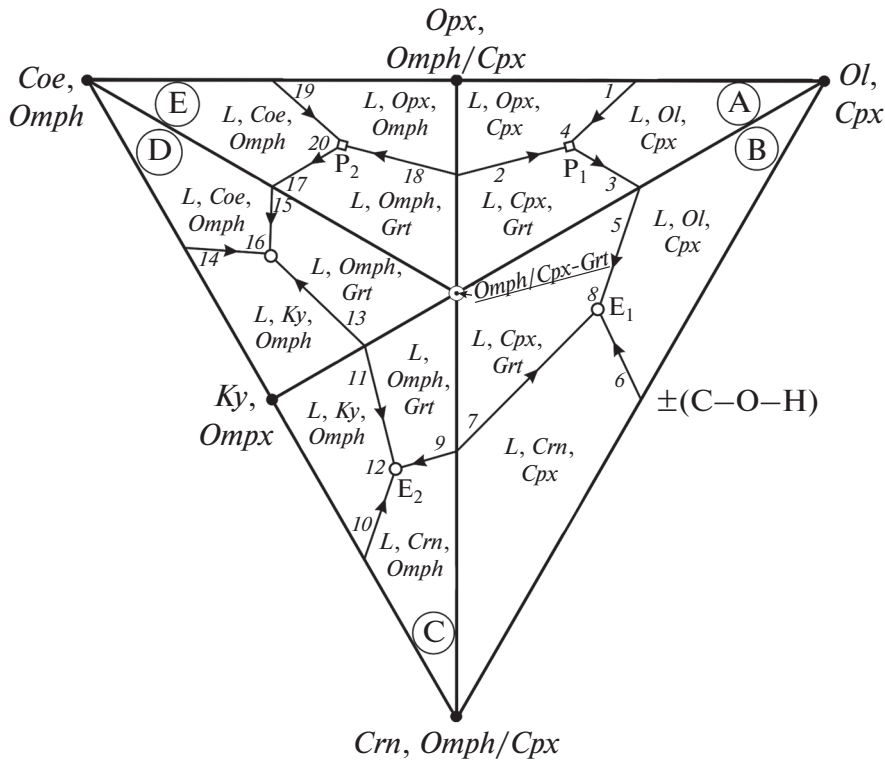
**Рис. 2.** Координатный остов диаграммы-комплекса составов многокомпонентной многофазовой системы верхней оливин  $Ol$ –(омфациит  $Omph \leftrightarrow$  клинопироксен  $Cpx$ )–корунд  $Crn$ –коэсит  $Coe \pm (C-O-H)$ -летучие (в равновесных условиях) и их элементарные симплексы – ультрабазитовые: (А) перидотит–пироксенитовый  $Ol-Opx-Cpx-Grt$ , (В) оливин–корунд–эклогитовый  $Ol-Crn-Cpx-Grt$ ; базитовые: (С) корунд–кианит–эклогитовый  $Crn-Ky-Omph-Grt$ , (D) кианит–коэсит–эклогитовый  $Ky-Coe-Omph-Grt$ ; (E) коэсит–ортопироксен–эклогитовый  $Coe-Opx-Omph-Grt$ . Внутренняя плоскость  $Opx-(Omph \leftrightarrow Cpx)-Grt$  диаграммы-комплекса представляет пограничный раздел между ультрабазитовыми и базитовыми составами. Координатный остов также приложим к равновесной системе  $Ol-(Omph \leftrightarrow Cpx)-Crn-Coe-(C-O-H)$ .

са А также сопряжена посредством моновариантной котектики  $L + Opx + Omph/Cpx + Grt$  с перитектической точкой  $P_2 (L + Coe + Opx + Omph + Grt)$  смежного базитового коэсит–ортопироксен–эклогитового симплекса Е. Однако в плоскости пограничной системы  $Opx-Omph/Cpx-Grt$  моновариантная котектика имеет высокотемпературный термальный максимум, известный как “эклогитовый барьер” (О’Нага, 1968). Это делает данное направление невозможным для ультрабазит–базитовой эволюции (к тому же, это препятствие совмещено с равновесным физико-химическим барьером на границе двух симплексов А и Е). Между тем, примечательно, что ультрабазитовые оливиновые эклогиты редки, тогда как базитовые кремнезем-насыщенные распространены повсеместно, что свидетельствует о преимущественном значении сценария ультрабазит–базитовой эволюции магматизма в условиях верхней мантии.

Показательно, что в равновесной структуре ликвидуса ультрабазит–базитовой системы оливин ( $Ol$ )–омфациит/клинопироксен ( $Omph/Cpx$ )–корунд ( $Crn$ )–коэсит ( $Coe$ )  $\pm (C-O-H)$  перитектическая реакция оливина отсутствует вообще, что делает невозможным ультрабазит–базитовую эволюцию в этих условиях. Между тем, экспериментальное открытие реакционного взаимодействия форстерита и жадеита при давлении более 4.5 ГПа с

образованием пироба в системах форстерит ( $Fo$ )–жадеит ( $Jd$ ), энстатит ( $En$ )–нефелин ( $Ne$ ) и форстерит–жадеит–диопсид ( $Di$ ) (Gasparik, Litvin, 1997; Литвин и др., 2000) инициировало интерес к экспериментальным исследованиям фазовых отношений при плавлении ультрабазит–базитовой системы оливин–жадеит–диопсид–гранат, в граничных составах которой повышено содержание жадеитового компонента (Литвин и др., 2019; Litvin et al., 2020). Это согласуется с аналитическими исследованиями составов природных минералов, которые показывают, что содержание  $Na_2O$  в клинопироксенах ультрабазитовых перидотитов и пироксенитов варьирует в пределах 1.5–4.5 мас. %, но существенно возрастает в омфацитах эклогитов (2.5–6.5 мас. %) и гроспидитов (4.5–9.9 мас. %) (Dawson, 1980). Еще выше содержание  $Na_2O$  в парагенных включениях омфацита в алмазах (6.4–10.7 мас. %) (Соболев, 1974). Это свидетельствует о значительном росте концентрации жадеитового компонента в ультрабазит–базитовой системе и его превращении из примесного компонента в клинопироксенах перидотитов в главный системообразующий компонент базитовых омфацитов. Такое существенное накопление жадеитового компонента может происходить в режиме фракционной кристаллизации, в результате чего формируется новый критически важный симплекс системы  $Ol-Jd-Di-Grt$ , который отсутствует в равновесной диаграмме (рис. 2 и 3). По существу, данный симплекс возникает в условиях фракционной кристаллизации в результате трансформации тройной пограничной ультрабазитовой системы  $Ol-Cpx-Grt$  в самостоятельный симплекс  $Ol-Cpx-Omph-Grt$  (в рамках системы  $Ol-Jd-Di-Grt$ ), преобразуя при этом равновесный координатный остов в фракционный. Исследование при 6 ГПа фазовых отношений при плавлении системы  $Ol-Jd-Di-Grt$  (рис. 4) позволило раскрыть перитектическую реакцию оливина и жадеит-содержащего расплава с образованием граната, которая определяет структуру ликвидуса данной системы как “физико-химического мостика” между ультрабазитовыми и базитовыми составами верхней мантии (Литвин и др., 2019). Таким образом, реализация всего физико-геохимического сценария эволюции мантийного магматизма на основе перитектических реакций ортопироксена и оливина осуществима только в условиях фракционной кристаллизации.

Первостепенное значение перитектической реакции оливина состоит в том, что с ее участием создается ключевой механизм магматизма верхней мантии, обеспечивающий фракционную эволюцию коренных магматических систем от ультрабазитовых к базитовым составам и, соответственно, генезис серий коренных перидотит–пироксенитовых и эклогит–гроспидитовых пород в едином магматическом цикле.

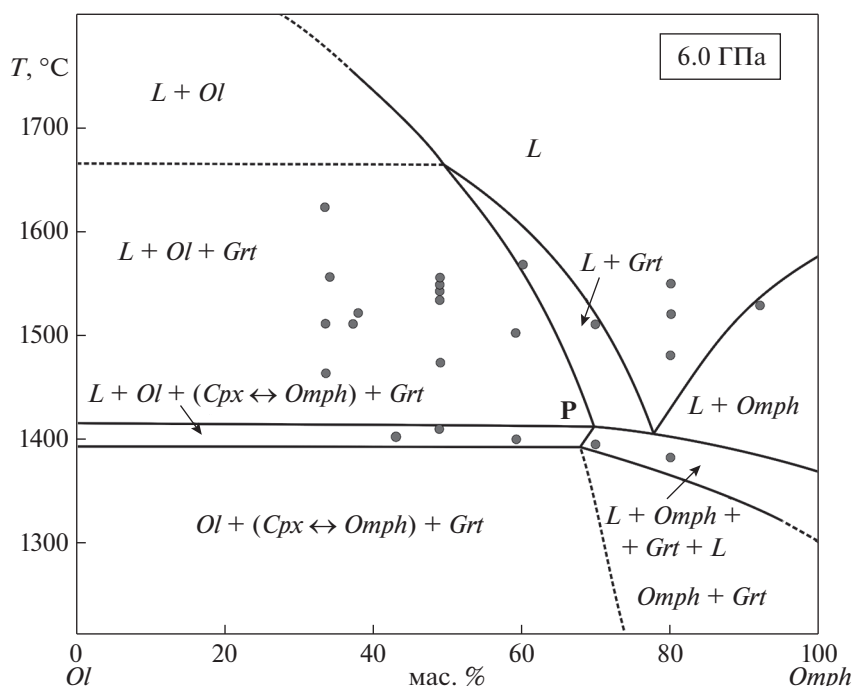


**Рис. 3.** Единое равновесное строение ликвидуса ультрабазит-базитовой системы верхней мантии  $Ol-Cpx/Omph-Crn-Coe$  в проекции из вершины  $Cpx$  по изотермическое горизонтальное сечение  $Ol, Cpx-Crn, Cpx/Omph-Coe, Omph$ ; вертикальная линия  $Cpx-Grt$ , пронизывающая сечение тетраэдра, обозначена маленьким кружком с центральной точкой внутри. Подобное равновесное строение ликвидуса свойственно условиям гранат-перидотитовой фации на глубинах верхней мантии 80–410 км в интервале давлений 3.2–14.0 ГПа (Соболев, 1974; Stachel et al., 2005), включая алмазообразующие системы. Символы для невариантных точек с ультрабазитовыми составами:  $P_1$  – перидотит-пироксенитовая перитектика  $L + Ol + Opx + Cpx + Grt$ ;  $E_1$  – оливин-эклогитовая эвтектика  $L + Ol + Crn + Cpx + Grt$ ; для базитовых составов:  $P_2$  – коэсит-эклогитовая перитектика  $L + Coe + Opx + Omph + Grt$ ;  $E_2$  – корунд-эклогитовая эвтектика  $L + Crn + Ky + Omph + Grt$ ;  $E_3$  – кианит-эклогитовая эвтектика  $L + Ky + Coe + Omph + Grt$ . Нумерация моновариантных кривых ультрабазитовых симплексов: [A] перидотит-пироксенитового – 1:  $L + Ol + Opx + Cpx$ , 2:  $L + Opx + Cpx + Grt$ , 3:  $L + Ol + Cpx + Grt$ , 4:  $L + Ol + Opx + Grt$  (как проекция снизу на точку  $P_1$ ); [B] оливин-эклогитового – 5:  $L + Ol + Cpx + Grt$ , 6:  $L + Ol + Cpx + Crn$ , 7:  $L + Crn + Cpx + Grt$ , 8:  $L + Ol + Crn + Grt$  (как проекция снизу на точку  $E_1$ ). Нумерация невариантных кривых базитовых симплексов: [C] корунд-эклогитового – 9:  $L + Crn + Omph + Grt$ , 10:  $L + Crn + Ky + Omph$ , 11:  $L + Ky + Omph + Grt$ , 12:  $L + Crn + Ky + Grt$  (как проекция снизу на точку  $E_2$ ); [D] кианит-эклогитового – 13:  $L + Ky + Omph + Grt$ , 14:  $L + Ky + Coe + Omph$ , 15:  $L + Coe + Omph + Grt$ , 16:  $L + Coe + Ky + Grt$  (как проекция снизу на точку  $E_3$ ); [E] коэсит-эклогитового – 17:  $L + Coe + Omph + Grt$ , 18:  $L + Coe + Opx + Omph$ , 19:  $L + Opx + Omph + Grt$ , 20:  $L + Coe + Opx + Grt$  (как проекция снизу на точку  $P_2$ ). Стрелками показаны направления понижения температуры вдоль моновариантных кривых. Данная ликвидусная структура также приложима к равновесной системе  $Ol-Cpx/Omph-Crn-Coe-(C-O-H)$ .

В процессах фракционной кристаллизации активизируются механизмы межфазового минерал-расплав распределения примесных компонентов, чем обусловлено постепенное возрастание их концентраций в определенных минералах и остаточных расплавах. Так, Na–Al-жадеитовый, а также Fe–Al-альмандиновый и Ca–Al-гроссуляровый компоненты, которые являются примесными, соответственно, в клинопироксенах и гранатах перидотитов, способны распределяться в остаточные расплавы и кристаллизующиеся минералы-хозяева. Повышение их концентраций на стадии фракционной ультрабазитовой эволюции согласуется с минералогическими наблюдениями (MacGregor, Carter, 1970; Соболев, 1974); этому способствует и фракционное удале-

ние оливина на ультрабазитовой стадии остаточных расплавов. На стадии фракционной базитовой эволюции жадеитовый, альмандиновый и гроссуляровый компоненты входят в число главных в составах, соответственно, омфацитов и гранатов эклогитовых и гроспидитовых пород.

В условиях фракционной кристаллизации можно также ожидать накопление (C–O–H)-летучих компонентов в остаточных расплавах, поскольку их растворимость в твердых минеральных фазах пренебрежимо мала в данном случае. В связи с этим, представляет интерес особенность перитектической реакции оливина, как ключевого механизма ультрабазит-базитовой магматической эволюции верхней мантии, в среде с (C–O–H)-флюидом. В PT-условиях верхней мантии мно-



**Рис. 4.** Экспериментальные фазовые отношения при плавлении для политермического сечения *Ol–Omph* ультрабазит-базитовой системы верхней мантии *Ol–Di–Jd* с реакционным *Grt* при 6 ГПа (Литвин и др., 2019). Примечание: стартовые *Ol* =  $Fo_{80}Fa_{20}$  и *Omph* =  $Jd_{62}Di_{38}$  (мас. %), экспериментальные точки показаны черными точками. Символы: *L* – фаза расплава, *Ol* – оливин, *Fo* – форстерит  $Mg_2SiO_4$ , *Fa* – фаялит  $Fe_2SiO_4$ , *Cpx* – клинопироксен, *Omph* – омфациит, *Jd* – жадеит  $NaAlSi_2O_6$ , *Di* – диопсид  $CaMgSi_2O_6$ , *Grt* – гранат. P – квазиинвариантная перитектика –  $L + Ol + Omph + Grt$ .

гокомпонентные составы магматических силикат-оксидных и алмазообразующих силикат-оксид-карбонат-углеродных систем включают (C–O–H)-летучие соединения, главным образом, воду  $H_2O$  и двуокись углерода  $CO_2$ . Об этом свидетельствуют жидкие  $H_2O$  и газообразные  $CO_2$  фазы, которые диагностированы при комнатной температуре в составе летучих соединений герметических включений в минералах коренных магматических пород верхней мантии (Green et al., 1987). Это находится в соответствии с тем, что вода и двуокись углерода, как летучие соединения, являются главными компонентами в составе вулканических газов (Symonds et al., 1994). Как жидкая вода, так и газообразная  $CO_2$  определены как самостоятельные фазы в герметических микровключениях в алмазах при комнатной температуре (Schrauder, Navon, 1994; Izraeli et al., 2001). Подобные включения особенно характерны для центральных зон волокнистых кубоидных и “оболочечных” кристаллов алмаза, но относительно редки в монокристаллических алмазах октаэдрического габитуса (Томиленко и др., 1997; Zedgenizov et al., 2004, 2007; Титков и др., 2006; Logvinova et al., 2008). Как в магматических, так и в алмазообразующих системах физико-химические реакции воды и двуокиси углерода специфичны. В *PT*-условиях плавления вещества верхней мантии вода и двуокись углерода в свободном состоянии долж-

ны существовать в однофазовом сверхкритическом флюидном состоянии, при этом они полностью смесимы. Водные компоненты  $H_2O$  сверхкритического флюида C–O–H должны быть полностью растворены как в силикатных, так и в силикат-карбонатных расплавах, поскольку вода неограниченно смесима с силикатными расплавами (Ellis, Wyllie, 1979; Keppler, Audetat, 2005) и, вероятно, силикат-карбонатными алмазообразующими расплавами (также полностью смесимыми между собой) (Litvin, 2017). По экспериментальным данным (Koziol, Newton, 1998) при давлениях 0.6–2.5 ГПа в ультрабазитовой среде двуокись углерода реагирует с оливином с образованием энстатита и магнетита.

Главными задачами настоящей работы являются:

1. Экспериментальные исследования влияния (C–O–H)-летучих компонентов на фазовые отношения при плавлении системы оливин  $(Mg, Fe)_2SiO_4$ –жадеит  $NaAlSi_2O_6$ –диопсид  $CaMgSi_2O_6$ –гранат  $(Mg, Fe, Ca)Al_2Si_3O_{12}$ –летучие (C–O–H) при 6 ГПа с анализом физико-химических изменений в многокомпонентном веществе под воздействием (C–O–H)-флюида, которыми сопровождается перитектическая реакция оливина как ключевой механизм фракционной ультрабазит-базитовой эволюции магматизма верхней мантии.

2. Обоснование единого физико-геохимического сценария фракционной ультрабазит-базитовой эволюции магматизма верхней мантии на основе перитектических реакций ортопироксена и оливина по данным минералогии дифференцированных пород верхней мантии, а также экспериментальных исследований фазовых отношений при плавлении многокомпонентной системы  $MgO-FeO-CaO-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-(C-O-H)$  для ее многофазовых составов  $Ol-(Cpx/Omph)-Crn-Coe-(C-O-H)$ .

3. Интерпретация природы генетического параллелизма в фракционной ультрабазит-базитовой эволюции магматических и алмазообразующих процессов верхней мантии как показательных процессов глобального значения в формировании как коренных пород мантии Земли, так и очагов-резервуаров материнских расплавов алмазов и генетически ассоциированных минеральных фаз среди них.

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Физико-геохимический эксперимент направлен на решение генетических задач минералогии, петрологии и геохимии. Объектами исследования становятся многокомпонентные многофазовые системы, составы которых приближены к реальному веществу минералов, пород и компонентов летучих соединений.

#### Экспериментальные методы

Стартовыми материалами при экспериментальном исследовании фазовых отношений при плавлении системы оливин-жадеит-диопсид-гранат-(C-O-H) ( $=H_2O-CO_2$ ) служили смеси аморфных гелей оливина  $(Mg_2SiO_4)_{80}(Fe_2SiO_4)_{20}$ , жадеита  $NaAlSi_2O_6$  и диопсида  $CaMgSi_2O_6$  (гранат появляется в системе как реакционный продукт). В качестве источника  $H_2O$  и  $CO_2$  использовалась реакция диспропорционирования гидратированной щавелевой кислоты  $C_2H_2O_4 \cdot 2H_2O \rightarrow 2CO_2 + 2H_2O + H_2$ . Щавелевая кислота (5.0 мас. %) в составе стартовой смеси с силикатными компонентами (95 мас. %) размещалась в герметических платиновых контейнерах с толщиной стенок 0.2 мм (рис. 5). При нагревании в условиях эксперимента при 6 ГПа происходило разложение щавелевой кислоты, при этом свободный водород терялся, диффундируя сквозь стенки платиновых контейнеров. Компоненты  $H_2O$  и  $CO_2$  создавали полностью смесимую сверхкритическую флюидную фазу (C-O-H) с их эквимолекулярным соотношением.

Термин “флюид” в настоящей работе отвечает его физическому определению: состояние вещества на *PT*-фазовой диаграмме выше критической температуры при данном давлении. Однако, в геологической литературе термин “флюид” ха-

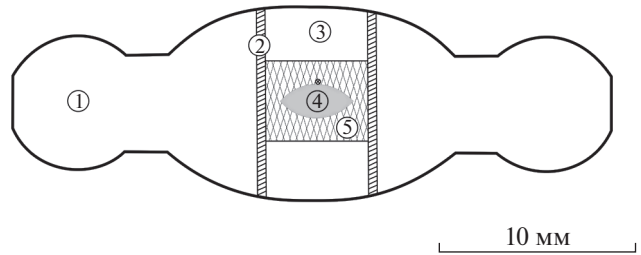


Рис. 5. Схематическое изображение экспериментальной сжимаемой ячейки аппарата наковальня-с-лункой (тороид). Элементы конструкции: 1 – контейнер (литографский камень), 2 – трубчатый нагреватель (графит), 3 – термоизолятор (литографский камень, пирофилит), 4 – стартовый образец в металлической капсуле (Pt, Pt<sub>70</sub>Rh<sub>30</sub>), 5 – изоляция капсулы (смесь MgO и гексагонального BN), крестик у капсулы обозначает место спая термопары (Pt<sub>70</sub>Rh<sub>30</sub>/Pt<sub>96</sub>Rh<sub>04</sub>).

рактеризует любое мобильное состояние вещества, независимо от его состава и состояния, – в виде жидкости, расплава, газа или сверхкритического флюида. Например, по определению в словаре геологических терминов (Bates, Jackson, 1983): “флюид–любое вещество, способное течь, – жидкость или газ”. Поэтому использование термина “флюид” в таком понимании при физико-химических исследованиях геологического вещества и интерпретации их результатов неоправдано. К примеру, фазовые состояния жидкой воды, газобразной углекислоты или силикатного магматического расплава, охарактеризованные как “флюидные”, теряют характерные признаки, заложенные в физических терминах – жидкость, расплав, газ, сверхкритический флюид.

Жидкие и газовые фазы  $H_2O$  и  $CO_2$  выше их критических точек, соответственно, 374°C при 0.022 ГПа (Saul, Wagner, 1989) и 31°C при 0.0074 ГПа превращаются выше 300–400°C (в зависимости от давления) в сверхкритические флюидные фазы, которые неограниченно смесимы между собой (Kerrick, Jacobs, 1981; Aranovich, Newton, 1999), т.е. система C-O-H является однофазовой при достижении смесью  $H_2O$  и  $CO_2$  критической температуры. Критическая точка однофазовой бинарной смеси рассчитывается как среднее арифметическое от индивидуальных значений, в данном случае для смеси  $H_2O$  и  $CO_2$  она соответствует 252.5°C при 0.0147 ГПа. Таким образом, бинарная смесь  $H_2O$  и  $CO_2$ , которая создается в условиях данного эксперимента при разложения водосодержащего реактива щавелевой кислоты  $C_2O_2H_4 \cdot H_2O$  в герметической Pt ампуле, находится в состоянии сверхкритического флюида. Также обнаруживалось (Walther, Orville, 1983), что степень растворения силикатов в сверхкритическом C-O-H-флюиде заметно понижается с возрастанием в нем доли  $CO_2$ -компонента.

Экспериментальные исследования фазовых отношений при плавлении многокомпонентной

системы  $MgO-FeO-CaO-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-(C-O-H)$  в области представительных переходных ультрабазит-базитовых составов  $Ol-Jd-Di-Grt-(C-O-H)$  выполнены при давлении 6.0 ГПа в интервале температур 1000–1700°C в аппарате “наковальня с лункой – тороид” высоких давлений и температур и расположением герметической ампулы с исследуемым веществом в изотермической зоне графитового нагревателя (рис. 5) (Литвин, 1991). Точность определения давления  $\pm 0.25$  ГПа, температуры  $\pm 20^\circ C$ . Закалка экспериментального образца осуществлялась со скоростью  $300 \pm 50^\circ C/c$ .

#### Аналитические методы

Микроаналитические рентгеноспектральные исследования экспериментальных образцов на их полированных поверхностях с получением изображений их текстуры (увеличение 8.5–2500) проведены при ускоряющем напряжении 20 кВ с использованием электронного микроскопа CamScan MV2300 (VEGA TS 5130MM) с энергодисперсионным микроанализатором Link INCA Energy-350 в Институте экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН. Размер электронного зонда 115–140 нм и до 60 нм в режиме сканирования при области возбуждения диаметром до 5 мкм. В качестве стандартных материалов использованы кварц, альбит,  $MgO$ ,  $Al_2O_3$ , волластонит, металлы Mn, Cr, Ti и Fe. Анализы выполнены с участием Д.А. Варламова (ИЭМ РАН).

#### Методы физико-химических исследований

Методология физической химии многокомпонентных многофазовых систем является эффективной при экспериментальных исследованиях магматических и алмазообразующих систем верхней мантии (Rhines, 1956; Палатник, Ландау, 1961). Физико-химический эксперимент делает возможным раскрыть фундаментальные закономерности, как и механизмы плавления и ультрабазит-базитовой эволюции природных систем, включая образование алмазов и их парагенных включений, а также генезис алмазоносных пород. Каждый симплекс диаграммы со сложным природным составом является носителем единственной 5-фазовой инвариантной точки, контролирующей его ликвидусную структуру. Метод двумерных политермических сечений, раскрывающий информацию о фазовых отношениях при плавлении многокомпонентных систем, является эффективным в экспериментальных исследованиях. Топологическая корректность фазовых диаграмм при плавлении контролируется правилом фаз Райнза (Rhines, 1986; Палатник, Ландау, 1961) по соотношению числа фаз в сопряженных фазовых полях.

При построении равновесных диаграмм фазовых отношений при плавлении эксперименталь-

ных систем, раскрывающих строение ликвидуса многокомпонентного вещества верхней мантии, важны критическая оценка аналитического изучения продуктов опытов и последовательное использование правила фаз Райнза. Среди экспериментальных продуктов, представляющих собой тесную смесь стабильных и закалочных фаз, важно определить стабильные в условиях эксперимента, поскольку расплавы могут закаливаться в виде смеси стекла, твердых объемных и дендритных фаз.

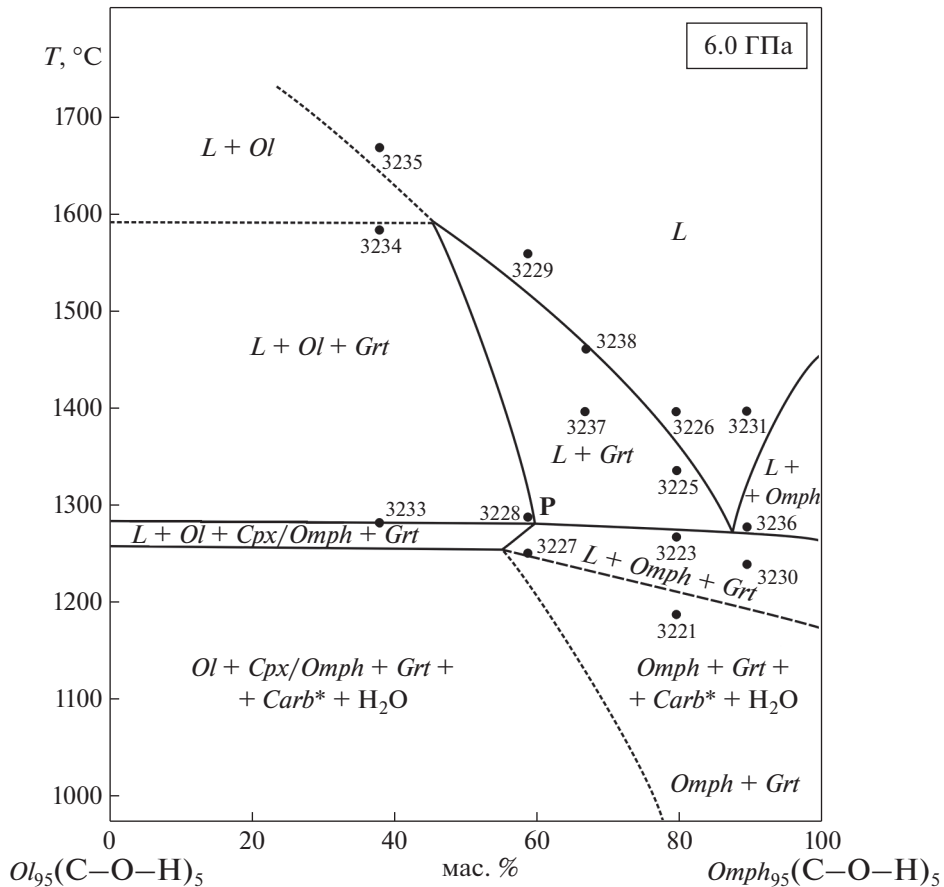
#### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Исследование в физико-химическом эксперименте при 6 ГПа строения ликвидуса системы оливин  $(Mg,Fe)_2SiO_4$ –жадеит  $NaAlSi_2O_6$ –диопсид  $CaMgSi_2O_6$ –летучие  $(C-O-H)$  с реакционным гранатом  $(Mg,Fe,Ca)Al_2Si_3O_{12}$  выполнено в ее политермическом сечении  $Ol_{95.0}(H_2O)_{2.5}(CO_2)_{2.5}$ – $Omph_{95.0}(H_2O)_{2.5}(CO_2)_{2.5}$  (мас. %), при этом состав оливина соответствует  $(Mg_2SiO_4)_{80}(Fe_2SiO_4)_{20}$ , омфацита  $-(NaAlSi_2O_6)_{62}(CaMgSi_2O_6)_{38}$  (мас. %). В целом заданное содержание в системе ультрабазит-базитовой минеральной вещества равно 95 мас. %, а  $(C-O-H)$ -летучих 5.0 мас. % при эквивалентных количествах  $H_2O$  и  $CO_2$ . Экспериментальные данные представлены в табл. 1 и 2, а также на рис. 6, 7 и 8.

При анализе экспериментальных образцов после закалки обнаружилось, что расплавные фазы как при полном, так и частичном плавлении закаливаются в твердые метастабильные фазы, а не в стеклообразные метастабильные состояния, несмотря на достаточно высокие скорости закалки ( $\sim 300 \pm 50^\circ C/c$ ). Составы экспериментальных минералов, которые отнесены к термодинамически стабильным, представлены в табл. 1. Составы метастабильных твердых фаз, продуктов закалки расплавов исследуемой системы, размещены в табл. 2. Рис. 7 демонстрирует электронномикроскопические картины полированных экспериментальных образцов для ультрабазитовых составов системы, а рис. 8 – для базитовых.

Для ультрабазитовых оливин-нормативных составов (рис. 7) закалочные продукты их полных расплавов представлены дендритами с чередующимися светлыми клинопироксеновыми и темносерыми ортопироксеновыми веточками, среди дендритов обнаруживаются также обособленные зерна ортопироксенового состава (рис. 7б, 7в, обр. 3235, табл. 2). О карбонатизации компонентов ультрабазитовых расплавов с участием растворяющихся в них летучих  $CO_2$ -компонентов сверхкритического флюида  $C-O-H$  свидетельствуют мелкие зерна закалочных карбонатов натрия ( $Na_2CO_3$ ). Тестирование обнаруживает мельчайшие зерна примесных карбонатов Ca, Mg и Fe в смеси с закалочными ортопироксенами, при





**Рис. 6.** Экспериментальные фазовые отношения при плавлении в политермическом сечении  $Ol_{95}(C-O-H)_5 - Omph_{95}(C-O-H)_5$  ультрабазит-базитовой системы верхней мантии  $Ol-Jd-Di-(C-O-H)$  с реакционным  $Grt$  при 6 ГПа. Примечание: Стартовые  $Ol = Fo_{80}Fa_{20}$  и  $Omph = Jd_{62}Di_{38}$  (мас. %), экспериментальные точки показаны черными точками с номерами опытов. Символы: как для рис. 4 и  $Carb^*$  – все карбонаты. P – квазиинвариантная перитектика  $L + Ol + Omph + Grt$ . Аналитические данные в табл. 1 и 2.

этом суммы анализов  $Orx$  понижены в пределах до 70–90%. Вероятно, что карбонатные вещества синтезируются в расплавленном состоянии и сразу же становятся компонентами образующихся полностью смешимых силикатно-карбонатных расплавов (преобладающе силикатных). В результате состав растворенного в них сверхкритического  $(C-O-H)$ -флюида по мере карбонатизации должен смещаться в сторону повышения содержания компонентов состава  $H_2O$ . Обособленные стеклообразные закалочные фазы с повышенными содержаниями Са-компонента свидетельствуют об умеренной арагонитовой карбонатизации в условиях эксперимента. Они представляют собой редкие продукты, которые образовались при закалочном затвердевании полностью смешимых силикат-карбонатных расплавов с растворенными флюидными компонентами. Летучие компоненты  $H_2O$  выделяются в самостоятельную водную фазу после полного последовательного затвердевания расплавов с кристаллизацией силикатных и карбонатных фаз (рис. 7г, 7д, обр. 3234, табл. 2).

В близосолидусных условиях равновесные фазы оливина и граната включены в матрицу закалочных ортопироксена и клинопироксена с низкими содержаниями Na–Al–жадеитового компонента (рис. 7е, 7ж, обр. 3228, табл. 2). На солидусе определяющей является квазиинвариантная перитектическая ассоциация  $L + Ol + Cpx/Omph + Grt$  с клинопироксеном, отличающимся повышенным содержанием жадеитового компонента (рис. 7и, обр. 3233, табл. 1). Таким образом, карбонатные и  $H_2O$  компоненты полностью растворены в фазе расплава  $L$ . Субсолидусная ассоциация представлена как  $Ol + Cpx/Omph + Grt + Carb^* + H_2O$ . В символе  $Carb^*$  обобщены все карбонатные фазы, кристаллизующиеся последними с условиях субсолидуса. Для их образования полностью израсходованы летучие компоненты состава  $CO_2$ , тогда как летучие компоненты состава  $H_2O$  при температурах выше ~400–600°C (при 6 ГПа) находятся в состоянии сверхкритического флюида, а ниже этой температуры вплоть до комнатной являются жидкими.

**Таблица 1.** Условия экспериментов при 6.0 ГПа, химические составы равновесных экспериментальных фаз и фазовые составы минеральных ассоциаций системы оливин–жадеит–диопсид–(С–О–Н–флюид)

Эксп. №	Стартовый состав	T, °C	τ, мин	Фазовая ассоциация	Фаза	Состав экспериментальных фаз						
						SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сум.
<b>УЛЬТРАОСНОВНЫЕ СОСТАВЫ</b>												
3235	$Ol_{57}Omph_{38}(COH)_{55}$	1660	66	L	L*	40.16	—	10.53	47.29	0.12	0.13	98.36
3234		1575	22	L + Ol + Grt	L*	41.05	0.29	10.11	47.65	—	0.12	99.30
					Grt	41.69	22.81	10.21	19.98	3.65	0.02	98.36
					Grt	43.00	23.38	12.35	19.06	4.17	0.22	102.20
3233		1290	90	L + Ol + Cpx/Omph + Grt	L*	53.09	6.70	3.28	13.82	13.32	4.35	94.56
					Ol	40.87	0.39	10.71	45.41	0.03	0.11	97.52
					Ol	40.16	—	10.53	47.29	0.12	0.26	98.36
					Cpx/Omph	55.80	12.37	1.91	11.55	8.73	7.61	97.98
					Cpx/Omph	57.07	11.66	2.50	12.00	9.32	6.89	99.44
					Grt	43.26	22.07	8.98	20.16	4.48	0.19	99.14
					Grt	42.42	22.80	9.90	19.50	3.90	0.20	98.73
2328	$Ol_{38}Omph_{57}(COH)_{05}$	1300	60	L + Ol + Grt	L*	42.50	0.22	54.79	1.64	0.02	0.16	99.33
					Ol	43.87	—	56.64	0.57	0.15	0.02	101.24
					Grt	44.24	22.67	24.46	2.48	6.01	0.37	100.19
					Grt	44.05	23.46	23.84	2.65	5.48	0.23	99.74
<b>ОСНОВНЫЕ СОСТАВЫ</b>												
3229	$Ol_{58}Omph_{57}(COH)_{05}$	1550	60	L	L*	57.29	11.28	14.15	0.43	11.21	5.45	99.81
3227		1260	60	L + Omph + Grt	L*	56.18	11.43	13.17	0.40	11.56	5.62	98.36
					Omph	43.38	24.50	25.57	0.69	4.69	0.21	99.15
					Grt	44.98	24.35	26.49	0.65	4.70	0.02	101.19
3228	$Ol_{28.5}Omph_{66.5}(COH)_{05}$	1460	60	L + Grt	L*	44.50	10.15	0.53	9.70	31.50	0.65	97.03
					Grt							

Таблица 1. Окончание

Эксп. №	Стартовый состав	T, °C	τ, мин	Фазовая ассоциация	Фаза	Состав экспериментальных фаз						
						SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сум.
3237		1400	60	L + Grt	L*	Твердые закалочные фазы, см. табл. 2						
					Grt	41.97	21.72	7.66	21.16	2.46	0.29	95.26
					Grt	42.50	22.22	6.99	22.04	2.72	0.41	96.88
3226	Ol <sub>19</sub> Omph <sub>78</sub> (CON) <sub>05</sub>	1400	60	L	L*	Твердые закалочные фазы, см. табл. 2						
3225		1340	60	L + Grt	L*	Твердые закалочные фазы, см. табл. 2						
					Grt	43.32	21.22	10.76	20.38	2.40	0.22	101.14
					Grt	40.75	21.90	12.35	16.54	8.34	0.16	100.05
3223		1280	60	L + Omph + Grt	L*	Твердые закалочные фазы, см. табл. 2						
					Omph	56.54	9.42	0.10	14.18	13.47	5.32	99.04
					Omph	57.05	10.15	0.16	15.12	11.65	5.45	99.58
					Grt	43.28	23.58	0.36	25.42	5.05	0.15	97.84
					Grt	44.70	24.41	0.76	25.66	4.90	0.23	100.67
3221		1200	60	Omph + Grt + Carb + H <sub>2</sub> O	Omph	59.76	16.58	7.12	0.23	10.00	8.73	102.43
					Omph	57.77	14.88	10.13	0.02	7.43	8.15	98.39
					Grt	43.77	23.28	25.77	0.89	5.08	0.22	99.01
					Grt	44.92	22.38	26.63	0.85	4.44	0.23	99.45
					Carb	3.99	0.90	0.07	2.41	47.38	0.61	55.36
3231	Ol <sub>09.5</sub> Omph <sub>85.5</sub> (CON) <sub>05</sub>	1400	60	L	L*	Твердые закалочные фазы, см. табл. 2						
3226		1290	60	L + Omph	L*	Твердые закалочные фазы, см. табл. 2						
					Omph	55.16	7.14	19.43	0.37	9.76	3.31	95.47
					Omph	56.58	8.47	21.02	0.40	8.63	3.38	98.50
3230		1260	60	L + Omph + Grt	L*	Твердые закалочные фазы, см. табл. 2						
					Omph	59.36	13.31	13.18	2.53	4.09	7.88	100.34
					Omph	58.33	13.06	13.67	2.61	3.77	7.89	99.32
					Grt	42.69	22.13	23.13	7.34	1.84	0.41	97.54
					Grt	42.91	23.30	23.15	6.93	1.94	0.35	98.58

Примечание. Символом \* отмечены неравновесные фазы, образующиеся при закалке расплавов.

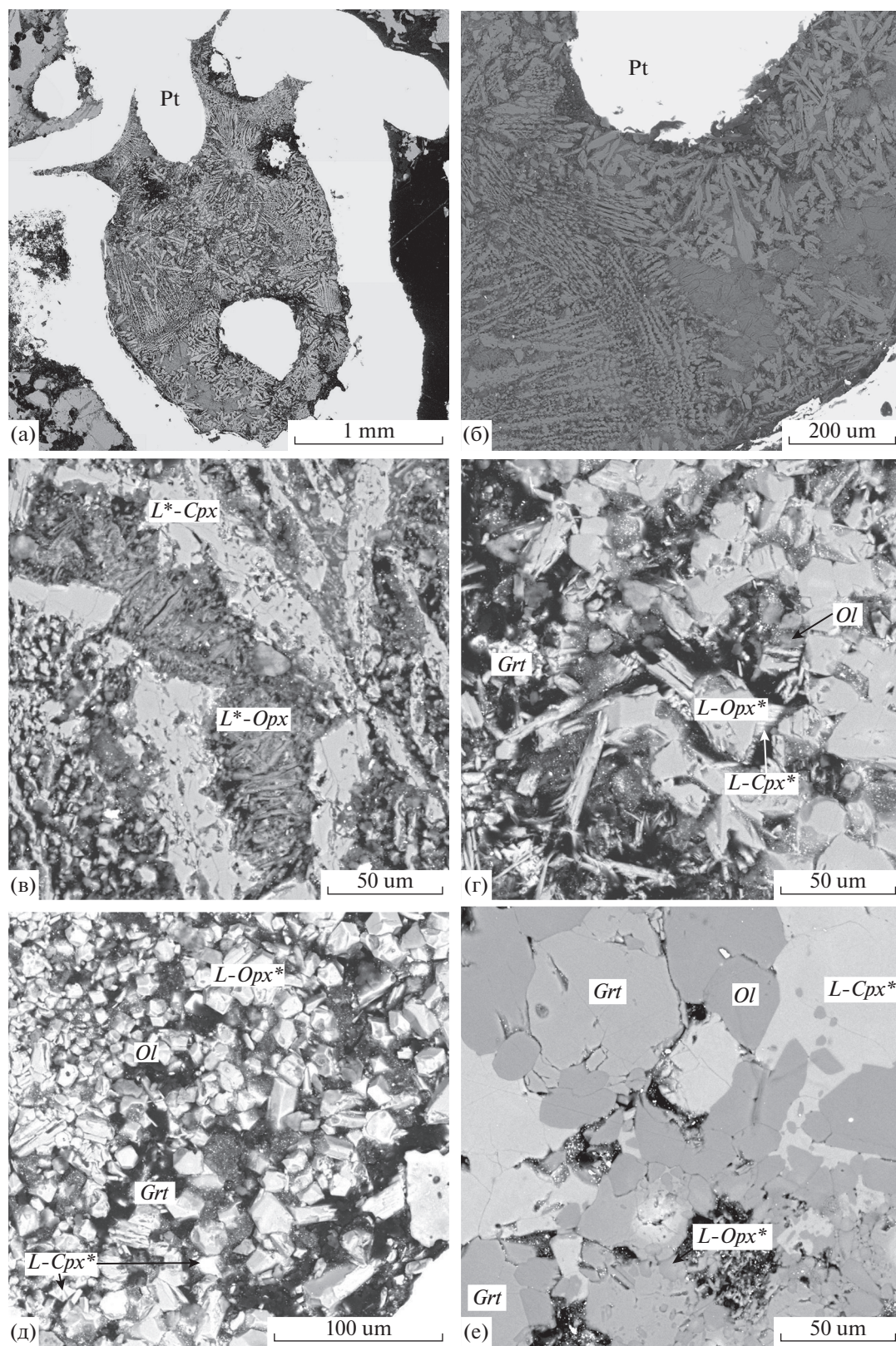
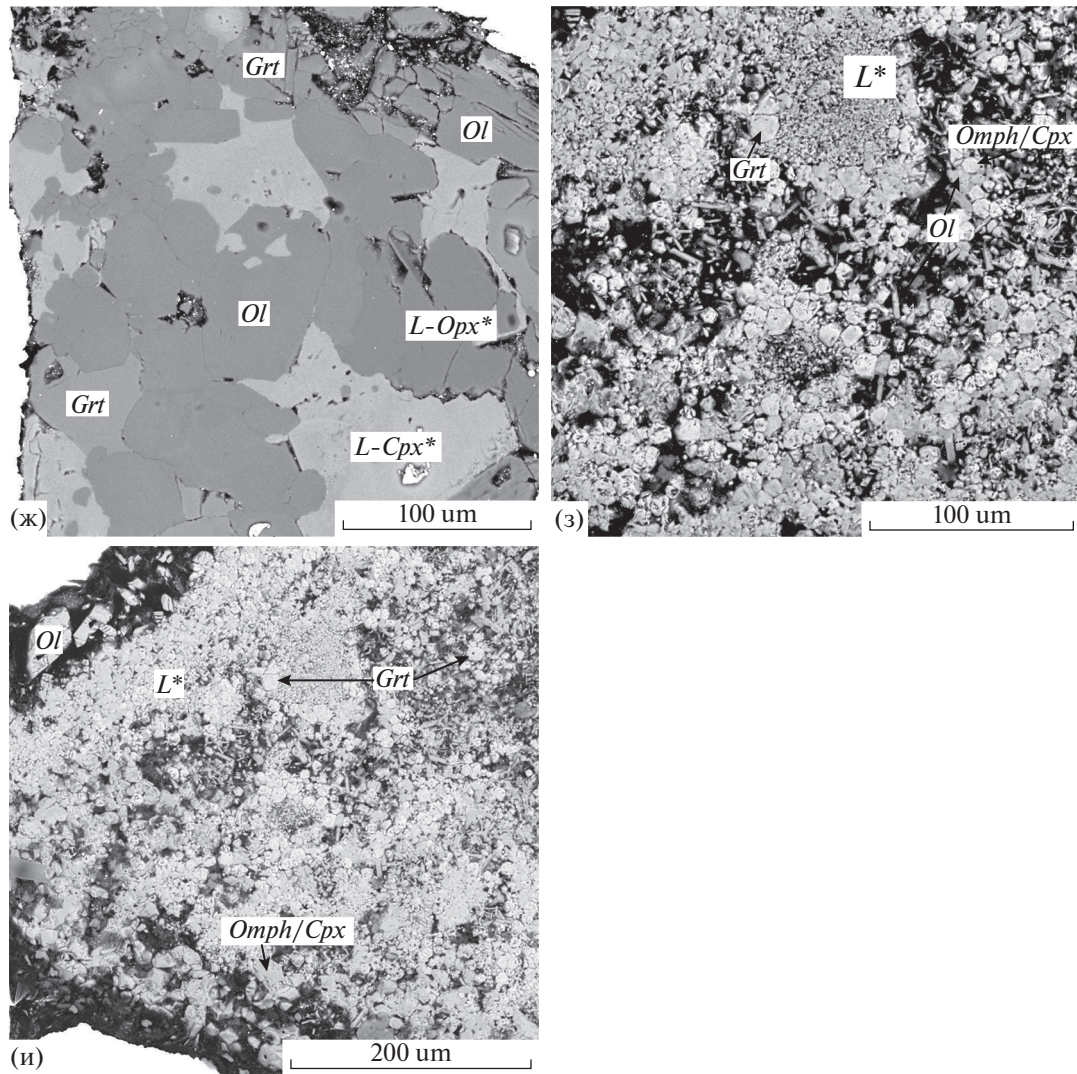


Рис. 7.



**Рис. 7.** Экспериментальные полностью и частично расплавленные образцы ультрабазитового вещества, образовавшиеся при давлении 6 ГПа и высокой температуре, после закалки и полировки: (а) – закалочный образец #3235 внутри деформированной Pt капсулы; (б, в) – закалочный образец *L* после полного плавления (образец #3235, 1650°C); (г, д, е, ж) – частично расплавленная ассоциация *L + Ol + Grt* после закалки (образцы #3234, 1580°C и #3228, 1330°C); (з, и) – частично расплавленная солидусная ассоциация *L + Ol + Cpx + Grt* после закалки (образец #3233, 1300°C).

Полные базитовые расплавы в процессе закалки также формируют дендриты с чередованием светлых клинопироксеновых и темносерых ортопироксеновых веточек, но среди них обнаруживаются зерна ортопироксенового состава (рис. 8б, обр. 3229, табл. 2), а иногда и аналитические признаки карбонатизации силикатных компонентов. Расплавы, наиболее обогащенные жадеитовым компонентом, при закалке создают звездообразные узоры из пластинчатых продолговатых зерен клинопироксенов с высокими содержаниями жадеитового компонента (рис. 8в, обр. 3231, табл. 2). Ликвидусными минеральными фазами при плавлении базитовых составов являются железистый гранат (рис. 8г, 8д, обр. 3238; рис. 8е, обр. 3237; все в табл. 1) и омфациит (рис. 8ж,

обр. 3236, табл. 1). Фазовые отношения при плавлении базитовых составов системы *Ol–Jd–Di* с реакционным *Grt* определяются моновариантной ассоциацией *L + Omph + Grt* (рис. 8з, обр. 3227, табл. 1; рис. 8и, обр. 3223, табл. 1, 2); рис. 8к, обр. 3221, табл. 1, 2). Обнаружено также влияние примесных в данном случае компонентов воды и карбонатов на кинетику роста монокристаллов гранатов, образующихся как реакционные фазы по оливину. В ряде поисковых опытов в окрестности солидуса при 1250–1300°C в образцах с базитовым составом  $(Ol_{20}Omph_{80})_{95}(C-O-N)_5$  обнаружился рост относительно крупных монокристаллов граната порядка 300–350 мк во флюидсодержащих базитовых расплавах в зоне градиента температур вблизи контакта эксперименталь-

**Таблица 2.** Химические составы метастабильных твердых фаз, образующихся из равновесных экспериментальных расплавов при их закалке со скоростью  $300 \pm 50^\circ\text{C}/\text{с}$  в системе оливин—жадеит—(С—О—Н-флюид)

Эксп. №	Стартовый состав	T, °C	τ, мин	Фазовая ассоциация	Фаза	Состав экспериментальных фаз						
						SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сум.
<b>УЛЬТРАОСНОВНЫЕ СОСТАВЫ</b>												
3235	$Ol_{57}Omph_{38}(\text{CON})_{05}$	1660	66	L	L- <i>Opx</i> *	55.79	6.79	1.96	32.03	1.25	1.14	98.88
					L- <i>Cpx</i> *	56.56	2.03	0.39	19.21	22.38	1.24	90.02
					L- $\text{Na}_2\text{CO}_3$ *	0.86	0.11	0.06	0.48	0.03	11.94	13.48
					L- $\text{NaAlSiO}_x$ *	57.57	6.89	0.33	0.48	0.39	9.47	75.13
					L- $\text{AlSiO}_x$	40.54	32.33	0.46	0.10	0.04	0.15	73.60
3234		1575	22	L + <i>Ol</i> + <i>Grt</i>	L- <i>Id-Opx</i> *	50.06	6.54	1.16	23.19	0.30	3.42	85.09
3233		1290	90	L + <i>Ol</i> + <i>Cpx/Omph</i> + <i>Grt</i>	L- <i>Opx</i> *	58.60	1.75	6.10	34.09	0.46	0.72	101.72
3228	$Ol_{38}Omph_{57}(\text{CON})_{05}$	1350	60	L + <i>Ol</i> + <i>Grt</i>	L- <i>Opx</i> *	56.28	9.79	2.72	12.71	9.06	6.42	97.98
					L- <i>Cpx</i> *	58.23	0.67	5.44	36.85	0.46	0.29	101.93
					L- <i>Opx</i> *	59.92	0.83	0.42	37.15	0.80	0.26	99.38
					L- <i>Cpx</i> *	57.09	1.20	0.71	22.00	18.73	0.74	100.54
<b>ОСНОВНЫЕ СОСТАВЫ</b>												
3229		1550	60	L	L- <i>Opx</i> *	56.66	6.35	0.26	34.04	1.45	0.78	99.54
3227	$Ol_{38}Omph_{57}(\text{CON})_{05}$	1260	60	L + <i>Omph</i> + <i>Grt</i>	L- <i>Cpx</i> *	54.12	8.99	0.43	21.04	12.14	3.59	100.31
3238	$Ol_{28.5}Omph_{66.5}(\text{CON})_{05}$	1455	60	L + <i>Grt</i>	L- <i>Opx</i> *	57.60	4.28	0.81	35.63	0.69	0.76	99.78
					L- <i>Opx</i> *	58.31	5.86	0.46	32.26	1.17	1.18	99.24
					L- <i>Cpx</i> *	55.45	9.82	0.36	21.81	8.05	3.25	98.74
3237		1400	60	L + <i>Grt</i>	L- <i>Carb</i> *	0.07	—	1.09	34.40	4.18	0.15	39.88
3226	$Ol_{17}Omph_{78}(\text{CON})_{05}$	1400	60	L + <i>Grt</i>	L- <i>Opx</i> *	57.89	2.52	2.38	38.93	1.36	0.54	98.63
3225		1335	60	L + <i>Grt</i>	L- <i>Cpx</i> *	56.07	6.14	0.81	18.47	14.28	3.01	98.78
					L- <i>Opx</i> *	59.97	3.07	0.66	37.48	0.59	0.43	102.20
3223		1280	60	L + <i>Omph</i> + <i>Grt</i>	L- <i>Opx</i> *	58.87	1.07	3.47	36.99	0.42	0.14	100.97
3231	$Ol_{9.5}Omph_{85.5}(\text{CON})_{05}$	1260	60	L	L- <i>Cpx</i> *	55.11	2.05	1.76	18.13	21.50	1.38	99.92
3136		1285	60	L + <i>Omph</i>	L*	53.11	14.32	0.05	8.59	12.43	6.97	95.48
3230		1255	60	L + <i>Omph</i> + <i>Grt</i>	L- <i>Omph</i> *	56.72	16.95	—	12.08	4.15	9.58	99.48
					L- <i>Carb</i> *	37.64	0.23	0.15	0.19	0.16	7.06	45.43
					L- <i>Carb</i> *	41.18	0.48	0.08	0.58	0.18	9.02	51.50

Примечание. Символом \* отмечены неравновесные фазы, образующиеся при закалке расплава.

ного образца с платиновой капсулой (рис. 8л, 8м, обр. 3221). Вероятно, это обусловлено влиянием водно-карбонатных продуктов флюида, растворенных в ростовых расплавах, на кинетику монокристаллического роста граната в условиях температурного градиента. Необходимо отметить, что в центральных изотермических зонах ампул при множественной спонтанной кристаллизации реакционных гранатов в ультрабазитовых флюид-содержащих расплавах размеры их монокристаллических зерен около 25–50 мк (рис. 7е, 7ж, обр. 3228), в базитовых – до 80–100 мк (рис. 8е, обр. 3237).

Компоненты  $H_2O$  в состоянии сверхкритического флюида, а также карбонаты, в составе которых связана  $CO_2$ , были полностью растворены в полных или частичных расплавах, т.е. в экспериментальных условиях обособленная самостоятельная сверхкритическая флюидная фаза (С–О–Н) не существовала. В процессе закалки при затвердевании силикатной составляющей системы летучие компоненты выделялись в виде самостоятельной фазы, о чем свидетельствуют характерные каплеобразные отпечатки-углубления на твердых закалочных фазах расплавов (рис. 8д, обр. 3238 и др.). В базитовом субсолидусе представлены силикатные минералы омфациит (*Omph*) и гранат (*Grt*), карбонатные *Carb\** (рис. 8к, обр. 3221, табл. 1) и фаза  $H_2O$  при температурах выше ~400–600°C в состоянии сверхкритического флюида, а ниже – как водная жидкость.

В условиях полного и частичного плавления при 6 ГПа системы оливин–жадеит–диопсид–гранат (С–О–Н) компоненты воды и формирующихся карбонатов, которые связывают компоненты  $CO_2$  сверхкритического флюида, полностью растворены в силикатном расплаве. Самостоятельная газво-флюидная фаза не может образоваться в силу ее полной смесимости как с силикатными, так и силикатно-карбонатными расплавами. В условиях субсолидуса существуют самостоятельная фаза  $H_2O$  и карбонатная фаза (ее символ *Carb\** объединяет все возможные карбонатные фазы). На рис. 9 представлена диаграмма фазовых отношений при плавлении системы *Ol–Jd–Di–(C–O–H)* с реакционным *Grt* в политермическом сечении  $Ol_{95}(C–O–H)_5–Omph_{95}(C–O–H)_5$ , соответственно,  $Ol_{95,0}(H_2O)_{2,5}(CO_2)_{2,5}–Omph_{95,0}(H_2O)_{2,5}(CO_2)_{2,5}$  (мас. %) при 6 ГПа в интервале 1200–1700°C (рис. 6). В данной диаграмме совмещены области химических и фазовых составов ультрабазитовы оливин-содержащих и базитовых кремнезем-насыщенных омфациит-гранатовых минеральных ассоциаций. Главными фазами при частичном плавлении являются *L*, *Ol*, *Grt* и *Omph*, при этом как водные компоненты, так и карбонатные компоненты, связавшие  $CO_2$ , полностью растворены в расплаве *L*. Оливин *Ol* является ликвидусной фазой. При дальнейшем понижении температуры

появляется гранат *Grt*, как реакционная фаза, в поле  $L + Ol + Grt$ . Таким образом, в структуре ликвидуса политермического сечения обнаруживается реакционное взаимодействие оливина и жадеит-содержащего расплава с образованием граната, которое завершается в квазиинвариантной перитектике Р с фазовым составом  $L + Ol + (Cpx \leftrightarrow Omph) + Grt$ . Специфической топологической особенностью диаграммы плавкости политермического сечения является то, что фазовый состав квазиинвариантной перитектической точки Р продолжает существовать в узком сопряженном поле солидусной ассоциации. Это нуждается в объяснении, так как при всей эффективности методология политермических сечений многокомпонентных многофазовых систем еще недостаточно активно используется в минералогических и петрологических экспериментальных исследованиях.

Вспомогательной для понимания топологических особенностей диаграммы плавления политермического сечения (рис. 6 и 9) служит диаграмма структуры ликвидуса системы *Ol–Jd–Di–Grt–(C–O–H)* с реакционным гранатом (рис. 10), построенная на основе экспериментальных данных настоящей работы и литературных данных для системы *Ol–Jd–Di* с реакционным гранатом при 6 ГПа (Литвин и др., 2019). Для псевдобинарной граничной системы *Ol–Jd–(C–O–H)* при 6 ГПа характерно появление реакционного граната как ликвидусной и субсолидусной фазы. Плавление граничной системы *Ol–Di–(C–O–H)* эвтектическое. В субсолидусе граничной системе *Jd–Di–(C–O–H)* жадеитовый и диопсидовый компоненты образуют неограниченные твердые растворы, к которым принадлежат минералы клинопироксен *Cpx* (обогащенный диопсидовым компонентом) и омфациит *Omph* (обогащенный жадеитовым компонентом); расплавы *Jd* и *Di* полностью смесимы. Структура ликвидуса псевдотройной системы *Ol–Jd–Di–(C–O–H)* с реакционным гранатом определяется неинвариантной перитектической точкой  $L + Ol + (Cpx \leftrightarrow Omph) + Grt$  и тремя моновариантными котектиками ( $L + Ol + Grt$ ), ( $L + Ol + Cpx$ ) и ( $L + Omph + Grt$ ).

В политермическом сечении *Ol–Omph–(C–O–H)* системы *Ol–Di–Jd–(C–O–H)* с реакционным гранатом, т.е. многокомпонентной системы  $MgO–FeO–CaO–Na_2O–Al_2O_3–SiO_2–(C–O–H)$ , перитектическая реакция оливина и жадеит-содержащего расплава изображена коротким отрезком моновариантной кривой, что соответствует реальной ситуации в объеме составов многокомпонентной системы и согласуется с правилом фаз Райнза (Rhines, 1956). В данном случае используется более привычная терминология – “квазиинвариантная точка”, не искажающая физический смысл. Изображение в виде короткого отрезка распространяется и на смежное одноименное узкое поле в политермическом сечении (рис. 6), которое

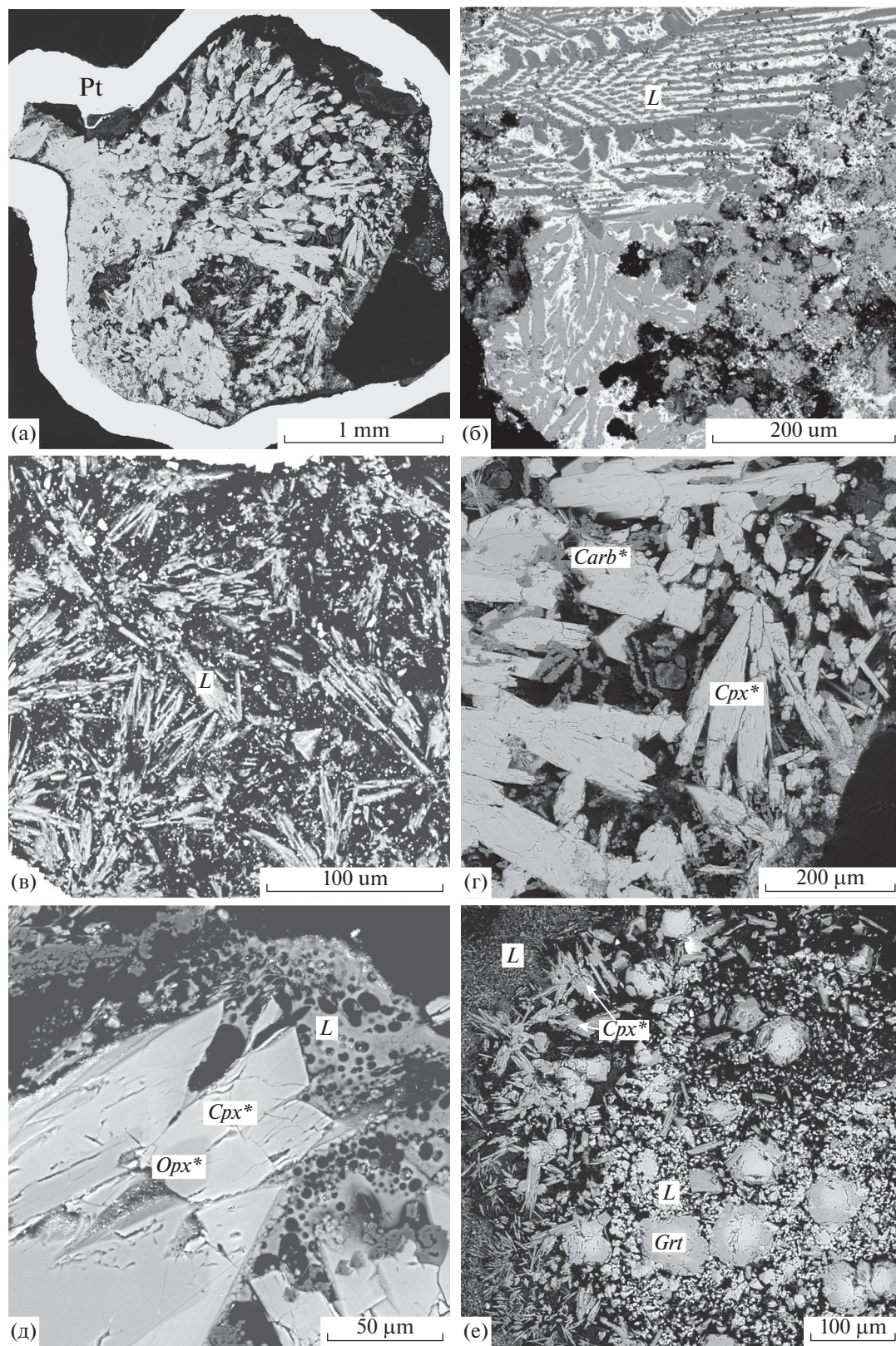
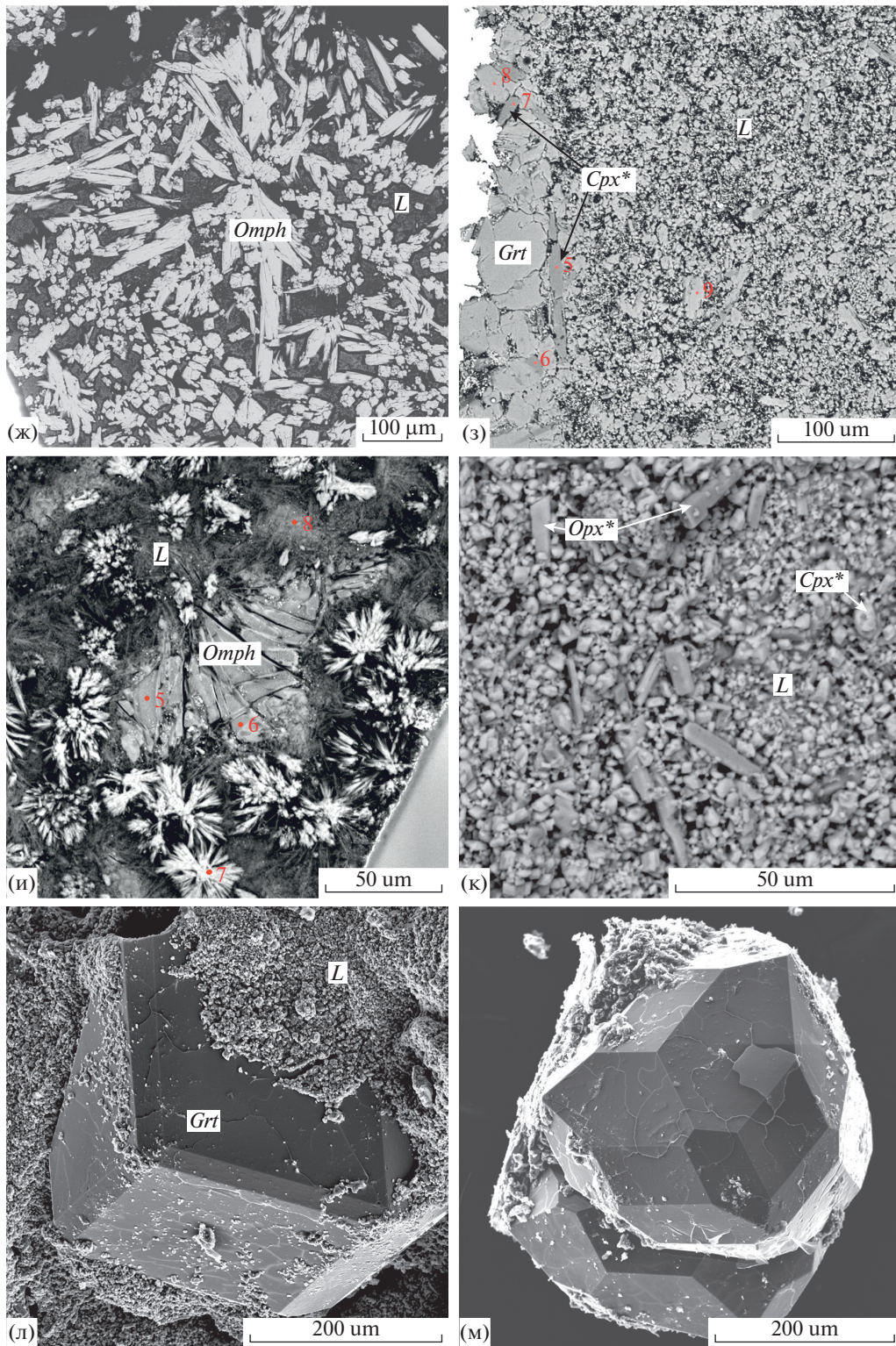
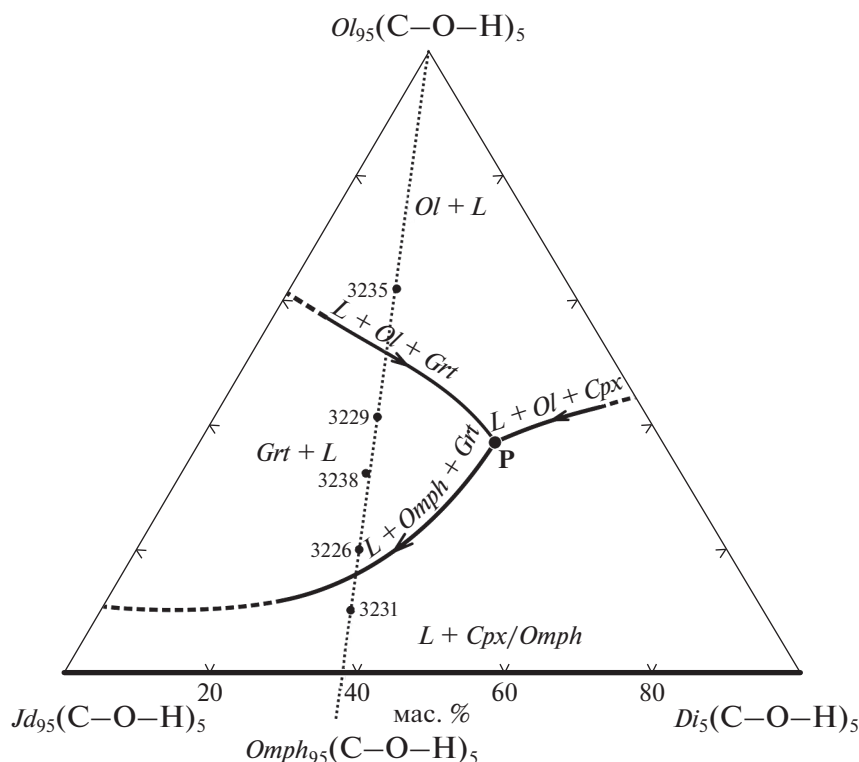


Рис. 8.





**Рис. 8.** Экспериментальные полностью и частично расплавленные образцы базитового вещества, образовавшиеся при давлении 6 ГПа и высокой температуре, после закалки и полировки: (а) – закалочный образец #3238 внутри деформированной Pt капсулы; (б) – закалочный образец *L* после полного плавления (образец # 3229, 1540°C); (в) – закалочный образец *L* после полного плавления (образец # 3231, 1400°C); (г, д) – закалочный образец *L* после полного плавления (образец #3238, 1450°C); (е) – частично расплавленная ассоциация *L* + *Grt* после закалки (образец #3237, 1400°C); (ж) – частично расплавленная ассоциация *L* + *Omph* после закалки (образец #3236, 1300°C); (з) – частично расплавленная ассоциация *L* + *Omph* + *Grt* после закалки (образец #3227, 1270°C); (и) – частично расплавленная ассоциация *L* + *Omph* + *Grt* после закалки (образец #3223, 1290°C); (к) – субсолидусная ассоциация *Omph* + *Grt* + *Carb*\* + H<sub>2</sub>O (образец 3233, 1200°C); (л, м) – крупный монокристалл граната (образец 3221, >1200°C).



**Рис. 9.** Строение ликвидуса системы  $Ol-Jd-Di-(C-O-H)$  с реакционным  $Grт$ . Позиция политермического сечения  $Ol(=Fe_{80}Fa_{20})_{95}(C-O-H)_5 - Omph(=Jd_{62}Di_{38})_{95}(C-O-H)_5$  по рис. 6 отмечена пунктирной линией. Позиция данного политермического сечения с номерами экспериментальных точек полного плавления показаны их проекциями на ликвидусную поверхность.

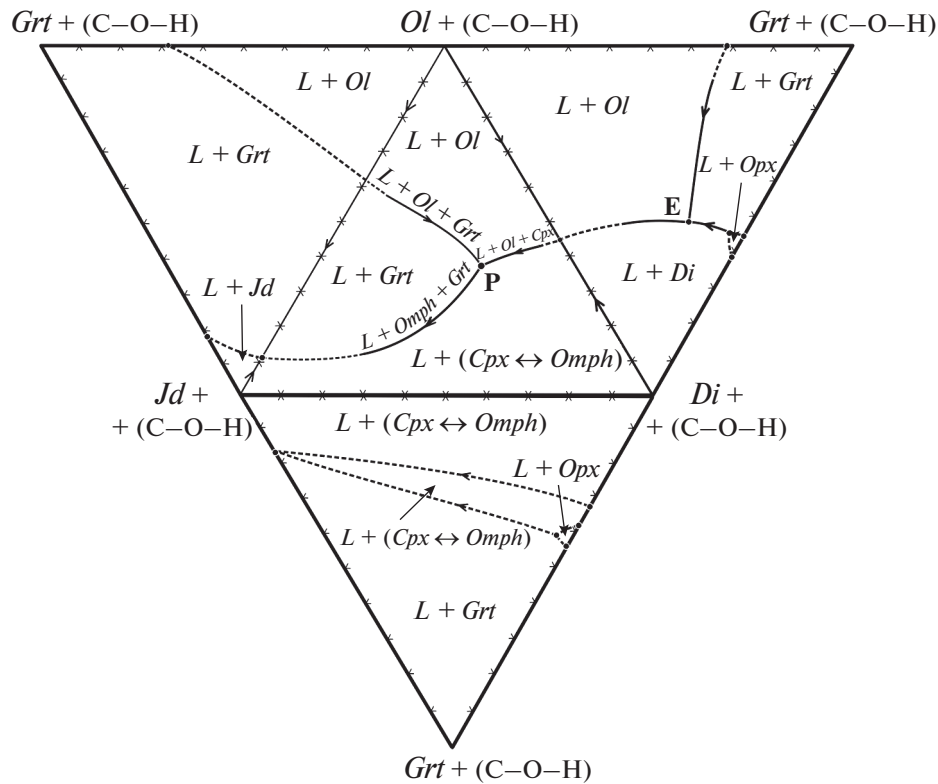
представляет собой повторяющееся изображение короткого отрезка “квазиинвариантной точки”, возникающее при передвижении фигуративной точки состава системы вдоль ее политермического сечения. На диаграмме структуры ликвидуса системы  $Ol-Jd-Di-(C-O-H)$  с реакционным гранатом (рис. 9 и 10) перитектическая реакция оливина и жадеит-содержащего расплава с образованием граната изображается точкой. Таким образом, политермическое сечение (рис. 6) — это эффективный метод исследования многокомпонентных систем, тогда как диаграмма фазовых отношений при плавлении — это наглядный физико-химический результат (рис. 9).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

**Вводные замечания.** Ультрабазит-базитовая эволюция силикатного магматизма гранат-перидотитовой фации верхней мантии в условиях фракционной кристаллизации контролируется изменчивой структурой ликвидуса системы  $MgO-FeO-CaO-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-(C-O-H)$  с перитектическими реакциями ортопироксена и оливина. По экспериментальным данным поведение компонентов сверхкритического  $(C-O-H)$ -флюида в условиях перитектической реакции оливина различно: если  $H_2O$  растворим в распла-

вах, то в реакции  $CO_2$  и силикатных компонентов образуются карбонатные компоненты, также растворимые в силикатных расплавах. Растворенные компоненты  $H_2O$  и карбонатов не изменяют структуру ликвидуса, но понижают ликвидусные и солидусные температуры, появляясь как самостоятельные фазы в субсолидусе. Роль перитектической реакции оливина как ключевого механизма эволюции магматизма верхней мантии иллюстрируется диаграммой фазовых отношений при плавлении ультрабазит-базитовой системы оливин-(клинопироксен → омфацит)-корунд-коэзит- $(C-O-H)$ , которая складывается в режиме фракционной кристаллизации. Перитектические реакции ортопироксена и оливина определяют также фракционную ультрабазит-базитовую эволюцию алмазообразующих силикат-карбонат-углеродных расплавов-растворов, о чем свидетельствует модальная аналогия коренных минералов алмазоносных пород верхней мантии и ростовых включений в алмазах.

**Влияние сверхкритического  $(C-O-H)$ -флюида на структуру ультрабазит-базитового ликвидуса вещества верхней мантии.** Экспериментальным изучением при 6 ГПа установлено топологическое подобие ликвидусных структур системы  $Ol-Jd-Di-$ (реакционный  $Grт$ )- $(C-O-H)$  с 2.5 мас. %  $H_2O$  и 2.5 мас. %  $CO_2$  (рис. 8), принадлежащей к системе



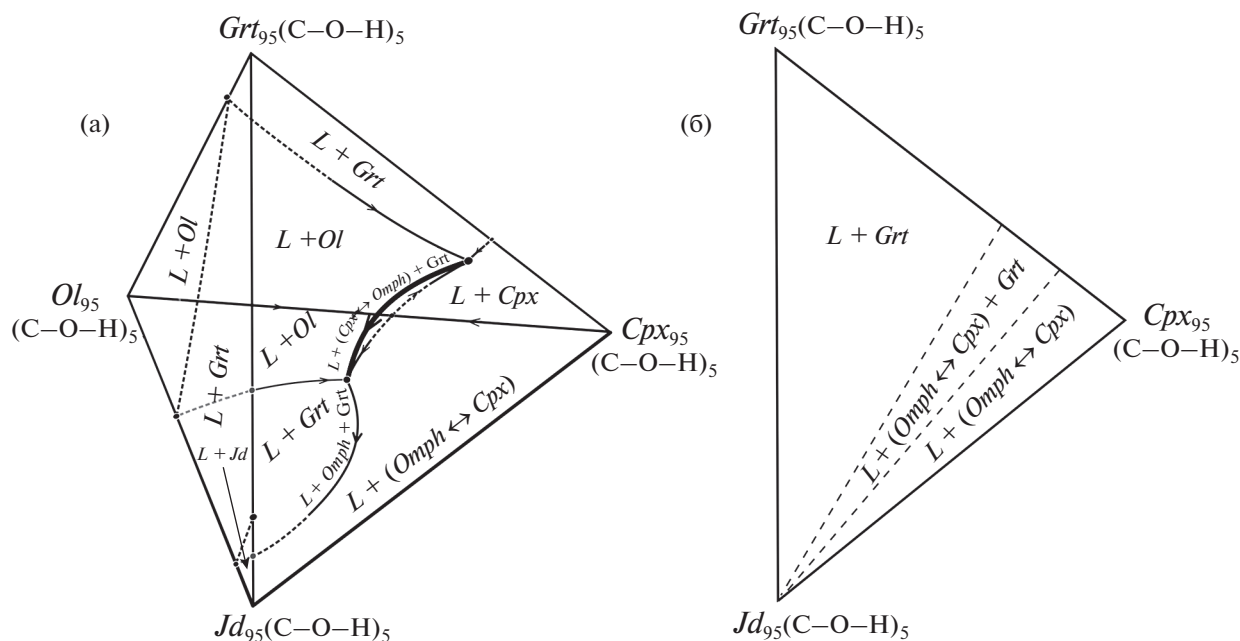
**Рис. 10.** Диаграмма-развертка тетраэдрической диаграммы-симплекса составов системы  $Ol-Jd-Di-Gr \pm (C-O-H)$ , на которой показаны элементы ликвидуса ее граничных систем. Диаграмма построена на основе экспериментальных результатов при 6 ГПа в политермическом сечении  $Ol-Omph-(C-O-H)$  (табл. 1 и 2) и литературных данных для бинарных граничных систем  $Ol-Jd$  (Gasparik, Litvin, 1997; Литвин и др., 2000),  $Di-Gr$  (Davis, 1964),  $Di-Jd$  (Bell, Davis, 1969) и  $Ol-Di$  (Davis, Shairer, 1965). Субсолидусные ассоциации не представлены.

$MgO-FeO-CaO-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-(C-O-H)$ , а также системы  $Ol-Jd-Di$  с реакционным  $Gr$  без летучих (Литвин и др., 2019). При полном и частичном плавлении силикатного вещества двуокись углерода  $CO_2$  реагирует с силикатными компонентами расплавов и минералов с образованием карбонатов в расплавленном состоянии, которые полностью смесимы с силикатными расплавами. При этом  $H_2O$  также растворяется в образовавшихся силикат-карбонатных расплавах, поэтому расплавная фаза ( $L$ ) — это преимущественно силикатный расплав с растворенными в нем примесными компонентами карбонатов и  $H_2O$ . В субсолидусной ассоциации представлены карбонаты  $Carb^*$ , которые в твердом состоянии полностью несмесимы с силикатами, а также водная фаза  $H_2O$  (при 6 ГПа и выше  $\sim 400-600^\circ C$  как сверхкритический флюид, ниже — как жидкая вода). Таким образом, компонент  $CO_2$  практически не представлен в магматических системах верхней мантии как индивидуальное соединение (и самостоятельная фаза) вследствие карбонатизации и его примесной концентрации.

Двуокись углерода  $CO_2$  является высокоактивным метасоматическим агентом сверхкритического флюида верхней мантии. Ее реакции с сили-

катными компонентами породообразующих минералов в расплавах ведут к образованию карбонатов  $Mg, Fe, Ca$  и  $Na$ . В эксперименте при 6 ГПа все они плавятся конгруэнтно, так как сингулярные точки их разложения на оксиды и  $CO_2$  находятся при относительно невысоких давлениях: для магнезита  $MgCO_3 - 2.6$  ГПа и  $1550^\circ C$  (Irving, Wyllie, 1975; Solopova et al., 2014), сидерита  $FeCO_3 - 0.4$  ГПа и  $1400^\circ C$  (Weidner, 1972), кальцита  $CaCO_3 - 0.004$  ГПа и  $\sim 1240^\circ C$  (Irving, Wyllie, 1975). Щелочной карбонат  $Na_2CO_3$  плавится конгруэнтно до  $850^\circ C$  при нормальном давлении (Шатский и др., 2014). Таким образом, в ксенолитах пород верхней мантии, испытывавших высокотемпературное химическое воздействие кимберлитовой магмы при значительном понижении давления за время их транспорта в земную кору, могут сохраняться только кальцит  $CaCO_3$  и, возможно, щелочной карбонат  $Na_2CO_3$  (если он не израсходован в реакциях с кимберлитовыми компонентами).

Сверхкритический флюид  $H_2O$  и карбонатные компоненты в составе расплава при 6 ГПа понижают на  $100-120^\circ C$  температуры ликвидуса и перитектического солидуса системы  $Ol-Jd-Di-(C-O-H)$  с реакционным  $Gr$  (рис. 6 и 9), не нарушая механизм перитектической реакции оливина



**Рис. 11.** Схематическая диаграмма системы  $Ol-Jd-Cpx-Grt-(C-O-H)$  как ультрабазит-базитовый “физико-химический мостик” (в основе диаграмма-развертка на рис. 10): (а) диаграмма трехмерной структуры ликвидуса системы  $[Ol-(C-O-H)]-[Jd-(C-O-H)]-[Cpx-(C-O-H)]-[Grt-(C-O-H)]$  при 6 ГПа; (б) элементы структуры ликвидуса тройной граничной системы  $[Jd-(C-O-H)]-[Cpx-(C-O-H)]-[Grt-(C-O-H)]$ , вычлененной из основной диаграммы на Рис. 11а для удобного восприятия строения ее ликвидуса.

и в целом структуру ликвидуса исследуемой системы по сравнению с системой без летучих. Отмечается также смещение квазиинвариантной перитектической точки оливина в системе с летучими на 10 мас. % в сторону ультрабазитовых составов.

**Фракционное возникновение системы  $Ol-Jd-Di-Grt-(C-O-H)$  как “физико-химического мостика” между ультрабазитовым и базитовым магматизмом верхней мантии.** На рис. 10 представлена развертка тетраэдрической диаграммы составов системы  $Ol-Jd-Di-Grt-(C-O-H)$ , которая демонстрирует ликвидусные элементы ее граничных диаграмм. В ее построении использованы экспериментальные результаты при 6 ГПа по фазовым отношениям при плавлении в политермическом сечении  $Ol-Omph$  (рис. 6), а также литературные данные по бинарным граничным системам  $Ol-Jd$  (Gasparik, Litvin, 1997),  $Di-Grt$  (Davis, 1964),  $Di-Jd$  (Bell, Davis, 1969) и  $Ol-Di$  (Davis, Shairer, 1965). Ликвидусные элементы граничных систем позволяют определить объемную структуру ликвидуса для системы  $Ol-Jd-Cpx-Grt-(C-O-H)$  (рис. 11) как “физико-химического мостика”, создающего ключевой механизм ультрабазит-базитовой эволюции магматизма на глубинах верхней мантии. Необходимо обратить внимание, что карбонатные и водные компоненты, производные  $(C-O-H)$ -флюида, полностью растворены в расплавах  $L$  и не существуют как самостоятель-

ные фазы в ликвидусной структуре исследуемой системы.

В условиях фракционной кристаллизации реализация этого механизма начинается с повышения концентрации жадеитового компонента в  $Cpx$  моновариантной котектики  $L + Ol + Cpx + Grt$ , которая возникает после исчезновения ортопироксена в перитектической точке  $L + Ol + Opx + Cpx + Grt$  ультрабазитовой системы  $Ol-Opx-Cpx-Grt-(C-O-H)$ . Фракционное повышение концентрации жадеитового компонента в остаточных расплавах и, соответственно, в общем составе системы вводит моновариантную котектику  $L + Ol + Cpx + Grt$  в объем диаграммы  $Ol-Jd-Di-Grt-(C-O-H)$  с протыканием плоскости составов граничной системы  $Ol-Di(Cpx)-Grt-(C-O-H)$ . Затем моновариантная котектика направляется к квазиинвариантной перитектической точке  $L + Ol + (Cpx/Omph) + Grt$ , в которой происходит реакционное исчезновение оливина. В дальнейшем эволюция магматического расплава контролируется базитовой моновариантной котектикой  $L + Omph + Grt$  граничной системы  $Ol-Jd-Di-(C-O-H)$ . Таким образом, с реакционной потерей  $Ol$  завершается этап ультрабазитовой эволюции и происходит переход к моновариантной котектике  $L + Omph + Grt$ , с чем начинается этап базитовой эволюции верхне-мантийного магматизма. Необходимо отметить конструктивное значение в этом сценарии полной смеси-

мости жадеитового и диопсидового компонента ( $Cpx \leftrightarrow Omph$ ) в граничной бинарной системе  $Jd-Di$ , чем обеспечивает непрерывное изменение состава минералов от  $Cpx$  к  $Omph$ .

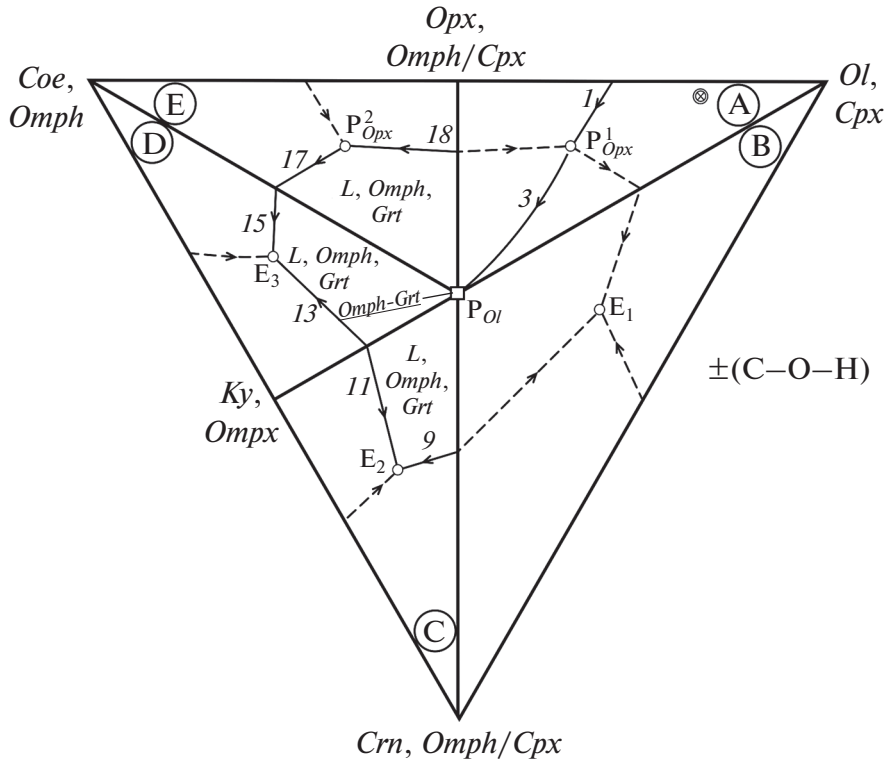
**Физико-геохимический сценарий ультрабазит-базитовой фракционной магматической эволюции верхней мантии на основе перитектических реакций ортопироксена и оливина.** В режиме фракционной кристаллизации многокомпонентной системы  $MgO-FeO-CaO-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-(C-O-H)$  формируется структура ликвидуса многофазовой системы минералов верхней мантии  $Ol-(Cpx \rightarrow Omph)-Crn-Coe-(C-O-H)$ , которая эффективно контролирует ультрабазит-базитовую эволюцию магматизма верхней мантии на основе перитектических реакций ортопироксена и оливина. При этом полезные в данном случае элементы равновесной структуры ликвидуса преобразуются, адаптируясь к изменчивому ликвидусу в условиях фракционирования магм. Рис. 12 позволяет на основе равновесной структуры ликвидуса ультрабазит-базитовой системы  $Ol-(Cpx/Omph)-Crn-Coe-(C-O-H)$  обсудить изменения, которые происходят с ним при формировании фракционной ликвидусной структуры. Необходимо отметить топологическое подобие ей структуры ликвидуса системы  $Ol-(Cpx \rightarrow Omph)-Crn-Coe$  без участия  $(C-O-H)$ -летучих компонентов. Главной целью является обсуждение физико-геохимических механизмов, которыми обеспечивается фракционная ультрабазит-базитовая эволюция магм, генерированных при плавлении гранатового лерцолита и его химического аналога пиролита (Ringwood, 1975), и, соответственно, генезис непрерывных серий перидотит-эклогитовых пород верхней мантии. В данном случае изменчивые физико-химические механизмы фракционной эволюции магматизма контролируются цепочками ликвидусных дивариантных, моновариантных и невариантных элементов, движение вдоль которых фигуративной точки изменяющегося общего состава магматической системы регулируется понижением температуры.

Гранатовые лерцолиты с более высокими содержаниями  $Ol$  и  $Opx$  по отношению к  $Cpx$  и  $Grt$  являются преобладающими ультрабазитовыми породами верхней мантии (Mathias et al., 1970; Ringwood, 1975). Эти породы принадлежат к перидотит-пироксенитовому симплексу  $Ol-Opx-Cpx-Grt-(C-O-H)$ , который характеризуется невариантной перитектической точкой  $P_1 (L + Ol + Opx + Cpx + Grt)$ , из которой после реакционной потери  $Opx$  исходит ретроградная моновариантная котектика  $L + Ol + Cpx + Grt$ . Составы гранатовых лерцолитов расположены ближе к граничной системе  $Ol-Opx-(C-O-H)$ , как показано крестиком в двойном кружке на рис. 12. В равновесных условиях частичного плавления фигуративная точка их расплава оказывается на моновариантной котектике  $L + Ol + Opx + Cpx$  и пе-

ремещается с понижением температуры в перитектическую точку  $P_{Opx} (L + Ol + Opx + Cpx + Grt)$ . В перитектике происходит реакционная потеря  $Opx$  и возникновение ретроградной моновариантной котектики  $L + Ol + Cpx + Grt$ , которая направлена к своему одноименному продолжению в смежном ультрабазитовом оливин-эклогитовом симплексе  $Ol-Cpx-Grt-Crn-(C-O-H)$ . Однако, несмотря на благоприятную структуру ликвидуса, в равновесном режиме изменение состава в смежный оливин-эклогитовый симплекс невозможно. Этому препятствует требование, чтобы общий состав равновесной системы оставался постоянным от начала до окончания ее фазовых превращений, т.е. в данном случае перемещение фигуративной точки любого состава за пределы перидотит-пироксенитового симплекса не может происходить. В связи с этим показательно, что для ксенолитов верхней мантии в кимберлитах характерна ассоциация ультрабазитовых перидотит-пироксенитовых пород с базитовыми эклогитами от биминеральных до коэсит-содержащих разновидностей, тогда как оливиновые эклогиты практически отсутствуют.

В режиме фракционной кристаллизации происходит непрерывное повышение концентрации жадеитового компонента в клинопироксенах и остаточных расплавах (и, соответственно, в общем составе системы, который изохимичен с остаточными расплавами). Это является причиной переориентации ретроградной моновариантной котектики  $L + Ol + Cpx + Grt$  в направлении к базитовым эклогитам, при этом оставаясь в пределах перидотит-пироксенитового симплекса (рис. 12). Фракционное динамическое накопление жадеитового компонента в общем составе системы перестраивает ее ликвидусную структуру, создавая на основе моновариантной котектики  $L + Ol + Cpx + Grt$  новую диаграмму  $Ol-Jd-Di/Cpx-Grt-(C-O-H)$  (рис. 11) как "физико-химический мостик" между ультрабазитовым и базитовым магматизмом верхней мантии. В результате в объеме новой диаграммы происходит дальнейшее перемещение моновариантной котектики  $L + Ol + Cpx + Grt$  (с повышающимся содержанием  $Jd$ -компонента в  $Cpx$ ) с выходом к его псевдо-тройной граничной системе  $Ol-Jd-Cpx-(C-O-H)$  (с реакционным  $Grt$ ) с невариантной перитектикой  $L + Ol + (Cpx \rightarrow Omph) + Grt$ . В результате перитектической реакции оливина и жадеит-содержащего расплава образуется гранат. После потери  $Ol$  формируется моновариантная котектика  $L + Omph + Grt$ , и открывается путь в область базитовых эклогитов.

С потерей ортопироксена и оливина в перитектических реакциях в условиях фракционной кристаллизации складывается единый сценарий ультрабазит-базитовой магматической эволюции верхней мантии с использованием следующих цепочек элементов ликвидусной структуры системы  $Ol-(Cpx/Omph)-Crn-Coe-(C-O-H)$  (рис. 12):



**Рис. 12.** Единое строение фракционного ликвидуса ультрабазит-базитовой системы верхней мантии  $Ol-(Omph/Cpx)-Crn-Coe \pm (C-O-H)$  в проекции из вершины  $Omph \pm (C-O-H)$  на горизонтальное изотермическое сечение  $Ol, Cpx-Crn, (Omph/Cpx)-Coe, Omph [\pm(C-O-H)]$ . Положение вертикальная линии  $Omph-Grt$ , пронизывающей данное сечение тетраэдра, обозначено небольшим квадратом вместе с  $P_{Ol}$  (перитектическая точка оливина). Подобная фракционная ликвидусная структура свойственна также алмазообразующим системам верхней мантии. Обозначения симплексов: А – Е (как на рис. 2 и 3). Символы для невариантных точек:  $P_{Opx}^1$  и  $P_{Opx}^2$  – соответственно, ультрабазитовая  $L + Ol + Opx + Cpx + Grt$  и базитовая  $L + Coe + Opx + Omph + Grt$  перитектики ортопироксена,  $P_{Ol}$  – перитектика оливина,  $E_1-E_3$  – эвтектики. Возможное положение стартового состава ультрабазитовой магмы отмечено косым крестом в двойном кружке в симплексе А. Эффективные элементы ликвидусной структуры для фракционной эволюции представлены сплошными линиями со стрелками. Пунктирные линии со стрелками символизируют ликвидусные элементы, не эффективные для фракционной эволюции. Возможные цепочки фракционной ультрабазит-базитовой эволюции ультрабазитовой магмы: 1-ая – стартовый состав в симплексе А  $\rightarrow I \rightarrow P_{Opx}^1 \rightarrow 3 \rightarrow P_{Ol}$   $\rightarrow$  в симплексе Е: по дивариантному полю к  $P_{Opx}^2$  (прямо или через 18)  $\rightarrow 17$  (или прямо к 17)  $\rightarrow 16 \rightarrow E_3$ ; 2-ая – стартовый состав в симплексе А  $\rightarrow I \rightarrow P_{Opx}^1 \rightarrow 3 \rightarrow P_{Ol}$   $\rightarrow$  в симплексе D: по дивариантному полю к  $E_3$  (прямо или через 15 или через 13); 3-я – стартовый состав в симплексе А  $\rightarrow I \rightarrow P_{Opx}^1 \rightarrow 3 \rightarrow P_{Ol}$   $\rightarrow$  в симплексе С: по дивариантному полю к  $E_2$  (прямо или через 9 или через 11).

моновариантная котектика (1)  $L(\ll Jd) + Ol + Opx + Cpx \rightarrow$  невариантная перитектика  $P_{Opx}^1 L(<Jd) + Ol + Opx + Cpx + Grt \rightarrow$  моновариантная котектика (3)  $L(>Jd) + Ol + Cpx + Grt$  (в перидотит-пироксенитовом симплексе с переходом к новой ультрабазит-базитовой диаграмме) (рис. 11)  $\rightarrow$  невариантная перитектика ( $P_{Ol}$ )  $L(\gg Jd) + Ol + Cpx/Omph + Grt \rightarrow$  моновариантная котектика  $L(\gg Jd) + Omph + Grt$  (в новой ультрабазит-базитовой диаграмме) с переходом к дивариантному полю  $L + Opx + Grt$  (рис. 12)  $\rightarrow$  моновариантные котектики (9)  $L + Crn + Omph + Grt$  или (11)

$L + Ky + Omph + Grt \rightarrow$  невариантная эвтектика ( $E_2$ )  $L + Crn + Ky + Omph + Grt$  (в корунд-кианит-эклогитовом симплексе С) или моновариантные котектики (13)  $L + Ky + Omph + Grt$  или (15)  $L + Coe + Omph + Grt \rightarrow$  моновариантная эвтектика  $E_3 L + Ky + Coe + Omph + Grt$  (в кианит-коэситовом эклогитовом симплексе D) или моновариантная котектика (18)  $L + Opx + Omph + Grt$  или невариантная перитектика  $L_{Opx}^2 L + Coe + Opx + Omph + Grt$  или моновариантная котектика (17)  $L + Coe + Omph + Grt$  (в коэсит-ортопироксен-эклогитовом симплексе Е). При завершении магма-

тических процессов во всех случаях субсолидусные ассоциации дополняются фазами *Carb\** и  $H_2O$ .

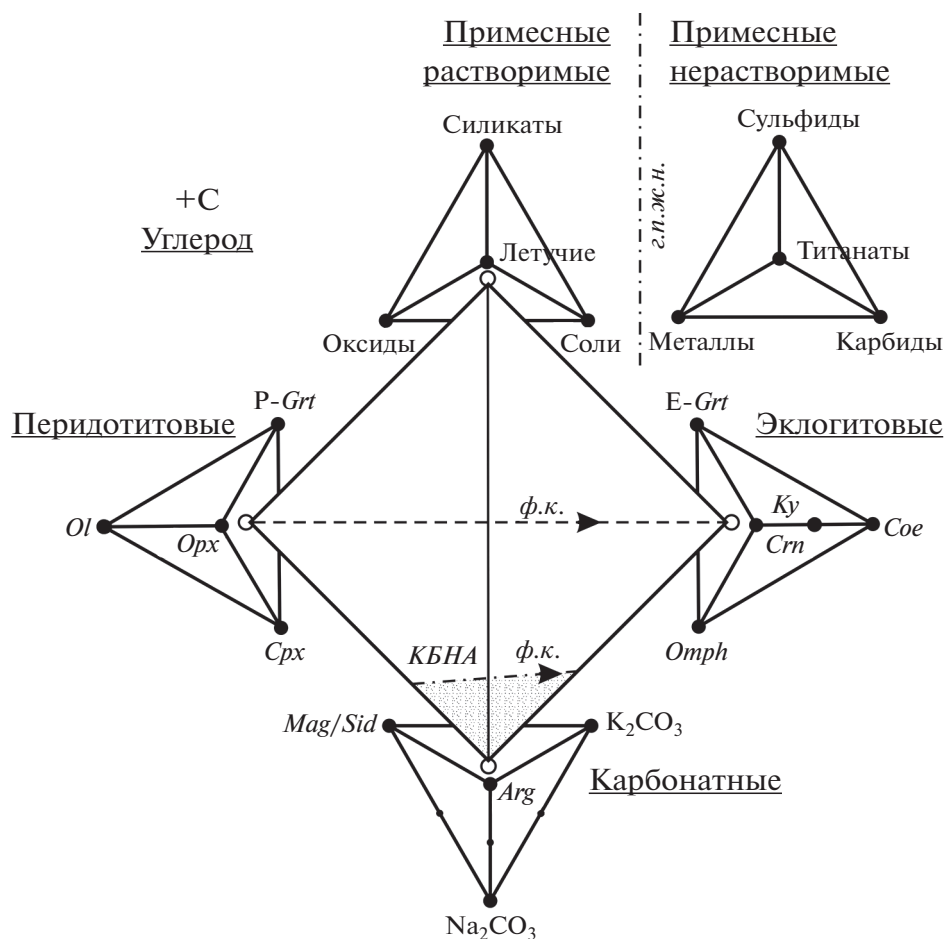
Таким образом, в отличие от реакции ортопироксена, которая в режиме фракционной кристаллизации обеспечивает эволюцию магматизма в границах ультрабазитовых составов, реакция оливина является физико-химическим механизмом, благодаря которому происходит фракционный эволюционный переход от оливин-насыщенных составов магмы к кремнезем-насыщенным. Первостепенное значение перитектической реакции оливина состоит в том, что с ее участием создается ключевой механизм магматизма верхней мантии, обеспечивающий фракционную эволюцию коренных магматических систем от ультрабазитовых к базитовым составам и, соответственно, генезису серий перидотит-пироксенитовых и эклогит-гроспидитовых пород в едином магматическом цикле.

**О физико-геохимическом параллелизме в ультрабазит-базитовой эволюции мантийных магм и алмазообразующих расплавов.** Минералогическое подобие породообразующих минералов ультрабазитовых и базитовых силикатных пород верхней мантии с ростовыми включениями перидотитового и эклогитового парагенезисов в алмазах свидетельствует об аналогичных особенностях в физико-химических механизмах их генезиса. В мантийно-карбонатитовой теории генезиса алмазов (Litvin, 2007, 2017), основанной на критерии сингенезиса алмазов и ассоциированных фаз, раскрываются силикат-карбонат-углеродные составы ростовых сред алмазов и включений в системе  $MgO-FeO-CaO-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-MgCO_3-FeCO_3-CaCO_3-Na_2CO_3-K_2CO_3-C \pm (C-O-H)$ , а также физико-химические расплав-растворные механизмы их генезиса. Карбонатная составляющая алмазообразующих сред получила обоснование в физико-химическом эксперименте (Litvin, Zharikov, 2000), когда была установлена алмазообразующая эффективность полностью смешанных карбонатно-силикатных расплавов, воспроизводящих составы включений закалочных расплавов в природных алмазах (Navon et al., 1988). Вместе с тем рассматриваются условия формирования алмазообразующих сред с использованием карбонатов метасоматического происхождения (с ведущей ролью  $CO_2$  в карбонатизации вещества мантии), в которых растворяются породообразующие минералы коренных пород мантии. Обоснована также роль фракционной кристаллизации на основе перитектических реакций ортопироксена и оливина в ультрабазит-базитовой эволюции алмазообразующих расплавов с последовательным формированием перидотитовых и эклогитовых парагенезисов включений в алмазах, а также алмазоносных пород (Литвин и др., 2020). Главные аспекты проблемы генезиса алмазов и ассоциированных фаз согласованы на

рис. 13 в обобщенной диаграмме составов алмазообразующих расплавов верхней мантии (Литвин и др., 2016). В ее основе — главный тетраэдр составов, который вершинами опирается на вспомогательные тетраэдры граничных составов — перидотитов, эклогитов, карбонатов и примесных растворимых соединений. Минеральные фазы и компоненты граничных тетраэдров согласованы с аналитическими данными для пород и минералов верхней мантии, а также сингенетических включений в алмазах. Также имеется тетраэдр примесных нерастворимых фаз, в основном, это сульфиды, титанаты и металлы, расплавы которых несмесимы с алмазообразующими полностью смешанными силикатно-карбонатными расплавами-растворами углерода, что символизируется условной границей полной жидкостной несмесимости (г. п. ж. н.). Углерод — общий компонент всех граничных составов. Поэтому его символ расположен за пределами диаграммы для ее упрощения.

Симптоматично, что в обобщенной диаграмме использованы ультрабазитовые перидотиты и базитовые эклогиты, как коренные породы верхней мантии, при этом учитывается их ультрабазит-базитовая магматическая эволюция в режиме фракционной кристаллизации (ф.к.). Алмазообразующие силикат-карбонатные среды алмазов и ассоциированных минералов включений образуются при растворении минералов перидотитов и/или эклогитов в карбонатных расплавах, при этом в расплавленном состоянии все компоненты полностью смесимы. Расплавы, концентрация растворенного элементарного углерода в которых обеспечивает пересыщение к алмазу, достаточное для его спонтанной нуклеации, ограничены границей концентрационного барьера нуклеации алмаза (КБНА). В условиях фракционной кристаллизации (ф.к.) происходит ультрабазит-базитовая эволюция алмазообразующих расплавов, о чем свидетельствуют не только перидотитовые и эклогитовые парагенезисы минералов-включений в алмазах, но и ксенолиты алмазоносных пород. Физико-химические механизмы эволюции алмазообразующих расплавов, как и структура ликвидуса силикат-карбонатных систем при плавлении определяются их силикатными компонентами на основе перитектических реакций ортопироксена и оливина подобно тому, как это происходит в мантийных магмах. Об этом свидетельствует также модальная аналогия коренных минералов верхней мантии и ростовых включений в алмазах. Таким образом, наблюдается определенный физико-геохимический параллелизм в ультрабазит-базитовой эволюции мантийных магм и алмазообразующих расплавов.

**О природе ультрабазит-базитовой гетерогенности, характерной как для коренных пород, так и минеральных ассоциаций, ассоциированных с алмазами, в условиях верхней мантии.** Согласование дан-



**Рис. 13.** Обобщенная диаграмма многокомпонентных составов материнских силикат-карбонат-углеродных расплаво-растворов алмазов и ассоциированных фаз-включений. Также демонстрируется генетический параллелизм ультрабазит-базитовых магм с алмазообразующими расплавами. Символы минералов: *OI* – оливин; *Opх* – ортопироксен; *Срх* – клинопироксен; *P-Grt* – гранат перидотитовой ассоциации; *Омф* – омфацит; *E-Grt* – гранат эклогитовой ассоциации; *Crn* – корунд; *Ку* – кианит; *Coe* – коэсит; *Mag* – магнетит; *Sid* – сидерит. Сокращения: *КБНА* – концентрационный барьер нуклеации алмаза; *г.п.ж.н.* – граница полной жидкостной несмесимости; *ф.к.* – фракционная кристаллизация.

ных минералогических исследований и физико-геохимического эксперимента приводит к заключению (Литвин и др., 2019), что алмазы, минералы алмазоносных пород и парагенные включения в алмазах формировались в очагах материнских расплаво-растворов, вмещающими для которых служили коренные породы верхней мантии. Общими материнскими средами служили полностью смесимые силикат-карбонатные алмазообразующие расплавы с растворенным углеродом (Litvin, 2017). Дифференцированные породы верхней мантии формировались в эпоху фракционной ультрабазит-базитовой кристаллизации глобального магматического океана, составы которого близки к пиролитовым (Ringwood, 1975). Данные о ксенолитах пород верхней мантии в кимберлитах совместимы с преимущественно перидотитовым составом ее вещества, в котором систематически распределены дифференциаты эклогитов. Силикат-карбонатные алмазообразующие очаги формирова-

лись позже в дифференцированном веществе верхней мантии, при этом важное конструктивное значение имели первичные процессы его частичной метасоматической карбонатизации. В большинстве случаев алмазообразующие очаги возникали в ультрабазитовых перидотит-пироксенитовых породах с относительно некрупными выделениями эклогитов и гроспидитов (Бобривич и др., 1960; MacGregor, Carter, 1970; Mathias et al., 1970; Соболев, 1970; Smith, Hatton, 1977; Dawson, 1980). Это сопоставимо для большинства кимберлитовых трубок со статистическими оценками относительного количества ксенолитов ультрабазитовых перидотит-пироксенитовых (~95%) и базитовых эклогит-гроспидитовых (~5%) пород (Mathias et al., 1970). Однако алмазообразующие очаги могли возникнуть в дифференцированном ультрабазитовом веществе с преобладанием пироксенитов, как в трубке Матсоку, Лесото (Dawson, 1968; Mathias, Rickwood, 1969). Известны случаи формирования



алмазобразующих очагов в преимущественно эклогитовых областях пород верхней мантии, о чем свидетельствуют ксенолиты, например, в трубках Боббейн и Ритфонтейн (ЮАР), Орапа (Ботсвана), Гарнет-Ридж и Мозес-Рок (США) (Dawson, 1980), Загадочная (Россия) (Бобриевич и др., 1960; Соболев, 1970). Самым высоким содержанием ксенолитов эклогитовых пород (~80%) отличается трубка Робертс Виктор, ЮАР (MacGregor, Carter, 1970). Таким образом, процессы образования коренных пород верхней мантии и алмаз-содержащих минеральных ассоциаций в виде алмазонасных пород и минеральных включений не совпадают во времени. Это означает, что способность вещества верхней мантии к ультрабазит-базитовой эволюции, заложенная изначально в ликвидусной структуре многокомпонентной силикатной системы  $MgO-FeO-CaO-Na_2O-Al_2O_2-SiO_2(C-O-H)$  коренных пород верхней мантии, передалась ликвидусной структуре  $MgO-FeO-CaO-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-MgCO_3-FeCO_3-CaCO_3-Na_2CO_3-K_2CO_3-C \pm H_2O$  минеральных ассоциаций, ассоциированных с алмазами, при растворении породообразующих силикатных минералов в первичных карбонатных расплавах на стадии формирования алмазобразующей системы.

Существенно также то, что минеральные включения в алмазах находятся в генетической связи с коренными минералами мантии и представляют собой их модальные аналоги. В периоды активизации кимберлитового магматизма восходящие магматические потоки проникали в консолидированные алмазобразующие очаги и захватывали в них алмазы, ассоциированные с ними минералы и алмазонасные породы. Вместе с тем на выходе из разрушенных очагов кимберлитовые магмы получали возможность захватывать также ксенолиты коренных верхнемантийных пород, которые были вмещающими для алмазобразующих очагов. В итоге осуществлялся совместный вынос дифференцированных коренных пород мантии, алмазов с включениями и алмазонасных пород из верхней мантии в кимберлитовые трубки у поверхности земной коры.

### ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Магматические породы гранат-перидотитовой фации верхней мантии доступны для аналитических исследований как ксенолиты в кимберлитах. Они представлены сильно дифференцированными ультрабазитовыми перидотитами и пироксенитами в ассоциации с базитовыми эклогитами и гроспидитами. По химическим составам главных породообразующих минералов породы верхней мантии принадлежат к многокомпонентной системе  $MgO-FeO-CaO-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2$ , по модальным составам, соответственно, к многофазовой системе оливин *Ol*–(твердые растворы

клинопироксен *Cpx* ↔ омфацит *Omph*)–корунд *Crn* – коэзит *Coe*. Фундаментальные закономерности ультрабазит–базитовой эволюции мантийного магматизма заложены в структурах ликвидуса этих систем, которые определяются фазовыми отношениями при плавлении, но зависят и от физических условий эволюции – равновесных или фракционных.

Модальные составы пород верхней мантии показывают, что ультрабазит–базитовая магматическая эволюция может быть осуществлена при реакционной потере перидотитовыми ассоциациями *Ol + Opx + Cpx + Grt* двух главных породообразующих минералов *Ol* и *Opx* с переходом к эклогитовой ассоциации *Omph + Grt* определяющего значения. Экспериментально установлена перитектическая реакция ортопироксена *Opx* и расплава с образованием клинопироксена *Cpx*, при этом происходит потеря *Opx* как одной из главных фаз ультрабазитовой ликвидусной структуры. Однако в равновесном режиме физико-химические условия для перитектической реакции оливина *Ol* не создаются. Более того, для равновесных условий ультрабазит–базитовая магматическая эволюция запрещена, так как в структуре ликвидуса системы *Ol*–(*Cpx* ↔ ↔ *Omph*)–*Crn*–*Coe* существуют температурные максимумы (“термальные барьеры”) на моновариантных котектиках, которые являются связующими элементами между ультрабазитовыми и базитовыми составами. Эти термальные барьеры образуются в точках протыкания котектиками пограничной плоскости составов системы *Opx*–(*Cpx/Omph*)–*Crn* между субкомплексами перидотит–пироксенитовых *Ol*–*Opx*–*Cpx*–*Crn* и эклогит–гроспидитовых *Opx*–*Omph*–*Crn*–*Coe* систем (симплексами).

Эффективным в реализации ультрабазит–базитовой эволюции магматизма верхней мантии является режим фракционной кристаллизации, который устраняет главное условие равновесной кристаллизации – требование постоянства любого состава равновесной системы от начала до конца ее фазовых превращений при плавлении. При фракционных ликвидусных фазовых превращениях изменение общего состава системы происходит изохимически с составами остаточных расплавов. Система межфазовых распределений примесных компонентов многокомпонентных систем способствует фракционному накоплению в остаточных расплавах, клинопироксенах и омфацитах жадеитового компонента от примесных до системообразующих концентраций. Подобным образом возрастают концентрации альмандиновых и грессуляровых компонентов в гранатах, а также воды в расплавных фазах. Фракционное накопление жадеитового компонента создает на основе ультрабазитовой моновариантной котектики  $L + Ol + Cpx + Grt$  новую систему оливин *Ol*–жадеит *Jd*–диопсид *Di*–гранат *Grt*. Экспериментально установлена перитектическая реакция оливина

*Ol* и *Jd*-содержащего расплава с образованием граната *Grt*, при этом происходит потеря *Ol* как главной фазы ультрабазитовой ликвидусной структуры. Таким образом, ликвидусная структура системы *Ol–Jd–Di–Grt* способствует преодолению “термального барьера” как “физико-химический мостик” от ультрабазитовых к базитовым составам системы *Ol–(Cpx → Omph)–Crn–Coe*. В результате получает обоснование сценарий ультрабазит-базитовой эволюции магматизма гранат-перидотитовой фации верхней мантии с перитектической реакцией оливина в дополнительной системе *Ol–Jd–Di–Grt* как ключевым его эпизодом.

Экспериментально установлено, что влияние летучих компонентов  $H_2O$  и  $CO_2$  (при их содержаниях по 2.5 мас. % в системе  $C–O–H$ ) на структуру ликвидуса перидотит-эклогитовой системы *Ol–Jd–Di–Grt–(C–O–H)* в ключевом эпизоде ультрабазит-базитовой эволюции многофазовой системы *Ol–(Cpx → Omph)–Crn–Coe–(C–O–H)* различно в *PT*-условиях верхней мантии. Компонент  $CO_2$  сверхкритического флюида ( $C–O–H$ ) метасоматически реагирует с силикатными компонентами минералов и расплавов, осуществляя их частичную карбонатизацию, причем возникающие карбонатные расплавы образуют вместе с силикатными полностью смесимые однофазовые расплавы. В этих расплавах полностью растворим компонент  $H_2O$  сверхкритического флюида. Таким образом, при плавлении системы *Ol–Jd–Di–Grt–(C–O–H)*, как и системы *Ol–(Cpx → Omph)–Crn–Coe–(C–O–H)* самостоятельные фазы летучих  $CO_2$ ,  $H_2O$ , а также газовые или жидкие полностью смесимые фазы ( $H_2O + CO_2$ ) не могут существовать. В процессах ультрабазит-базитовой магматической эволюции в условиях верхней мантии метасоматическая карбонатная составляющая полностью смесимых силикат-карбонатных расплавных фаз может иметь многокомпонентный ( $Mg–Fe–Ca–Na–K$ )-состав. В процессах кимберлитового транспорта карбонатные компоненты расплавов должны диспропорционировать на оксиды и газообразную  $CO_2$ , поглощаемую кимберлитовой магмой, и к окончанию выноса в трубки взрыва практически могут сохраняться только карбонаты  $Ca$  и  $Na$ . Существование самостоятельной карбонатной фазы возможно только в субсолидусе системы *Ol–(Cpx/Omph)–Crn–Coe–(C–O–H)*, однако ее обнаружение представляется проблематичным из-за малых содержаний при высоких “маскирующих” количествах карбоната  $Ca$  в кимберлитах, а также высокой реакционной способности карбоната  $Na$  по отношению к фазам кимберлитовых расплавов. Влияние компонентов сверхкритического ( $C–O–H$ )-флюида при его содержаниях до 5 мас. % в ультрабазит-базитовой магматической эволюции верхней мантии вспомогательно, так как ведет к понижению лик-

видусных и солидусных температур и смещению составов перитектических реакций оливина и, возможно, ортопироксена. Вместе с тем они не нарушают конструктивное значение физико-химических механизмов этих реакций как основу общего сценария эволюции магматизма и петрогенезиса серий перидотит-эклогитовых пород гранат-перидотитовой фации.

Эти представления могут быть распространены на ультрабазит-базитовую эволюцию алмазообразующих процессов верхней мантии, в основе которой также перитектические реакции ортопироксена и оливина. В настоящее время обоснована вовлеченность коренного вещества мантии в процессы происхождения материнских сред алмазов и ассоциированных фаз, в том числе в генезис алмазоносных перидотитов и эклогитов, а также ростовых включений в алмазах перидотитового и эклогитового парагенезисов. Их принадлежность к перидотитовому и эклогитовому парагенезисам, подобно пороодообразующим минералам дифференцированных пород верхней мантии, является отражением физико-химического параллелизма в их происхождении. Таким образом, парагенные включения в алмазах являются модальными аналогами коренных минералов мантии.

Способность к ультрабазит-базитовой эволюции вещества мантии заложена процессами аккреционного формирования вещества Земли, что может проявляться в ликвидусных структурах магматических систем исторического значения. Например, представление о фракционной кристаллизации глобального магматического океана поддерживается экспериментально перитектическими реакциями ортопироксена и оливина и минералогически как минералами коренных дифференцированных перидотитов и эклогитов, так и минералами алмазоносных пород и включений в алмазах. Более того, с фракционной эволюцией магматического океана на уровнях переходной зоны и нижней мантии совместимы, соответственно, перитектические реакции рингвудита, а также бриджменита с образованием стишювита (Litvin et al., 2020) вместе с минералами включений ультрабазитового и базитового парагенезисов в сверхглубинных алмазах (Kaminsky, 2019). Подобные явления возможны также в процессах глобальной тектоники, прежде всего в расплавах восходящих суперплюмов на всех глубинах мантии Земли.

*Настоящее исследование выполнено при финансовой поддержке Института экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского Российской академии наук по программе АААА-А18-118020590140-7.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бобриевич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев Л.М., Красов Л.М., Смирнов Г.И., Юркевич Р.К. (1959) Ал-

- мазные месторождения Якутии. М.: Госгеолтехиздат, 528 с.
- Бобриевич А.П., Смирнов Г.И., Соболев В.С. (1960) К минералогии ксенолитов гроссулар-пироксен-ди-стеновой породы (гроспидит) из кимберлитов Якутии. *Геология и геофизика*. (3), 18-24.
- 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., 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.* **50**(10), 839-857.
- Литвин Ю.А., Кузюра А.В., Лиманов Е.В. (2019) Роль гранатизации оливина в системе оливин–диопсид–жадеит в ультрамафит–мафитовой эволюции верхне-мантийного магматизма (эксперимент при 6 ГПа). *Геохимия*. **64**(10), 1026-1046.
- Litvin Yu.A., Kuzyura A.V., Limanov E.V. (2019) The role of garnetization of olivine in the olivine-diopside-jadeite system in the ultramafic-mafic evolution of upper-mantle magmatism (experiment at 6 GPa). *Geochem. Int.* **57**(10), 1045-1065.
- Литвин Ю.А., Кузюра А.В., Бовкун А.В., Варламов Д.А., Лиманов Е.В., Гаранин В.К. (2020) Генезис алмазоносных пород из ксенолитов верхней мантии в кимберлитах. *Геохимия*. **65**(3), 209-236.
- Litvin Yu.A., Kuzyura A.V., Bovkun A.V., Varlamov D.A., Limanov E.V., Garanin V.K. (2020) Genesis of diamondiferous rocks from upper-mantle xenoliths in kimberlite. *Geochem. Int.* **58**(3), 245-270.
- 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.
- Маракушев А.А. (1984) Нодули перидотитов в кимберлитах как индикаторы глубинной структуры литосферы. В кн.: *Доклады советских геологов на XXVII сессии Международного геологического конгресса*. Петрология. М.: Наука, стр. 153-160.
- Палатник Л.С., Ландау А.И. (1961) Фазовые равновесия в многокомпонентных системах. Харьков: Издательство Харьковского университета. 405 с.
- Похиленко Л.Н., Малковец 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**, 179-184.
- Соболев В.С., Най Б.С., Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г., Пospelова Л.Н. (1969) Ксенолиты алмазоносных пироповых серпентинитов из трубки Айхал, Якутия. *ДАН*. **188**, 1141-1143.
- Соболев Н.В. (1974) *Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии*. Новосибирск: Наука, 264 с.
- Соболев Н.В., Ефимова Е.С., Коптиль В.И., Лаврентьев Ю.Г., Соболев В.С. (1976) Включения коэсита, граната и омфациита в якутских алмазах – первая находка коэсита. *ДАН*. **230**, 1442-1444.
- Специус З.В., Богуш И.Н., Ковальчук О.Е. (2015) ИК-картирование алмазных пластин из ксенолитов эколоитов и перидотитов трубки Нюрбинская (Якутия): генетические следствия. *Геология и геофизика*. **56**(1–2), 442-454.
- Титков С.В., Горшков А.И., Солодова Ю.П., Рябчиков И.Д., Магазина Л.О., Сивцов А.В., Гасанов М.Д., Седова Е.А., Самосоров Г.Г. (2006) Минеральные микровключения в алмазах кубического габитуса из месторождений Якутии по данным аналитической электронной микроскопии. *ДАН*. **410**(2), 255-258.
- Томиленко А.А., Чепуров А.И., Пальянов Ю.Н., Похиленко Н.П., Шебанин А.П. (1997) Летучие компоненты в верхней мантии по данным изучения флюидных включений. *Геология и геофизика*. **38**(1), 276-285.
- Шацкий А.Ф., Литасов К.Д., Пальянов Ю.Н. (2015) Фазовые отношения в карбонатных системах при давлениях и температурах литосферной мантии: обзор экспериментальных данных. *Геология и геофизика*. **56**(1–2), 149-187.
- Aranovich L.Y., Newton R.C. (1999) Experimental determination of CO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O activity-composition relations at 600–1000°C and 6–14 kbar by reversed decarbonation and dehydration reactions. *Am. Mineral.* **84**, 1317-1332.
- Aulbach T., Stachel T., Heaman L.M., Garison J.A. (2011) Microxenoliths from the Slave Craton: archives of diamond formation along fluid conduits. *Lithos*. **126**, 419-434.
- Bates R.L., Jackson J.A. (1983) *Dictionary of Geological Terms*. Third edition. N.Y.: Ancor Books, Doubleday, 571 p.
- Bell P.M., Davis B.T.C. (1969) Melting relations in the system jadeite–diopside at 30 and 40 kb. *Am. J. Sci.* **A-267**, 17-32.
- Davis B.T.C. (1964) The system diopside–forsterite–pyrope at 40 kilobars. In: *Carnegie Institution Washington Yearbook*. **63**, 165-171.
- Davis B.T.C., Shairer, J.F. (1965) Melting relations in the diopside–forsterite–pyrope at 40 kilobars and one atmosphere. In: *Carnegie Institution Washington Yearbook* **64**, 123-136.
- Dawson J.B. (1968) Recent researches on kimberlite and diamond geology. *Econ. Geol.* **63**, 504-511.
- Dawson J.B. (1980) *Kimberlites and Their Xenoliths*; Springer-Verlag: Berlin, xii+252 p.
- Ellis D.E., Wyllie P.J. (1979) A model of phase relations in the system MgO–SiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub> and prediction of the compositions of liquidus coexisting with forsterite and enstatite. In: *Kimberlites, Diatremes, and Diamonds: Their Geology, Petrology, and Geochemistry* (Boyd F.R. and Meyer H.O.A., Eds.). Amer. Geophys. Union: Washington. (1), 313-318.
- 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**, 311-326.
- Green D.H., Falloon T.J., Taylor W.R. (1987) Mantle-derived magmas – role of variable source peridotite and variable C–H–O fluid compositions. In: *Magmatic Processes: Physicochemical Principles. A volume in honor of Hatten S. Yoder, Jr.* (Mysen B.O., Ed.). The Geochemical Society Special Publication No. 1. University Park: Pennsylvania, p. 139-154.
- Irving A.J., Wyllie P.J. (1975) Subsolvus and melting relations for calcite, magnesite and the join CaCO<sub>3</sub>–MgCO<sub>3</sub> to 36 kb. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **39**, 35-53.
- Izraeli E.S., Harris J.H., Navon O. (2001) Brine inclusions in diamonds: a new upper mantle fluid. *Earth Planet. Sci. Lett.* **187**, 323-332.

- Kaminsky F.V. (2019) *The Earth's Lower Mantle*. Springer Geology, 331 p.
- Keppler H., Audetat A. (2005) Fluid-mineral interaction at high pressure. In: *Mineral Behaviour at Extreme Conditions* (Miletich, R., Ed.). Eotvos Univ. Press: Budapest, 225-251.
- Kerrick D.M., Jacobs G.K. (1981) A modified Redlich-Kwong equation for H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub> mixtures at elevated pressures and temperatures. *Am. J. Sci.* **281**, 735-767.
- Koziol A.M., Newton R.C. (1998) Experimental determination of the reaction magnesite + enstatite = forsterite + CO<sub>2</sub> in the range 6–25 kbar and 700–1100°C. *Am. Mineral.* **83**, 213-219.
- Litvin V.Yu., Gasparik T., Litvin Yu.A. (2000) The system enstatite – nepheline in experiments at 6.5–13.5 GPa: importance of Na<sub>2</sub>Mg<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub> for the melting of nepheline-normative mantle. *Geochem. Int.* **38**, suppl. 1, 100-107.
- Litvin Yu.A. (1991) *Physicochemical Study of Melting Relations of the Deep-seated Earth's Substance*. M.: Nauka, 312 p.
- Litvin Yu.A. (2007) High-pressure mineralogy of diamond genesis. In: *Advances in High-Pressure Mineralogy* (Ohtani E., Ed.): Geological Society of America Special Paper 421, 83-103.
- Litvin Yu.A. (2017) *Diamonds and Associated Phases*. Springer Mineralogy, 137 p.
- Litvin Yu.A., Kuzyura, A.V., Spivak A.V. (2020) Evolution of mantle magmatism and formation of the ultrabasic-basic rock series: importance of peritectic reactions of the rock-forming minerals. In: *Advances in Experimental and Genetic Mineralogy. Special Publication to 50th Anniversary of D.S. Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy* (Litvin Yu.A. and Safonov O.G., Eds.). Springer Mineralogy, p. 165-199.
- Logvinova A.M., Wirth R., Fedorova E.N., Sobolev N.V. (2008) Nanometre-sized mineral and fluid inclusions in cloudy Siberian diamonds: new insight on diamond formation. *Eur. J. Mineral.* **20**, 1223-1233.
- MacGregor I.D., Carter J.L. (1970) The chemistry of clinopyroxenes and garnets of eclogite and peridotite xenoliths from Roberts Victor Mine. South Africa. *Phys. Earth Planet. Int.* (3), 391-379.
- Mathias M., Rickwood P.C. (1969) Ultramafic xenoliths in the Masoku kimberlite pipe. *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ.* **2**, 359-369.
- Mathias M., Siebert I.C., Rickwood P.C. (1970) Some aspects of the mineralogy and petrology in ultramafic xenoliths in kimberlite. *Contr. Mineral. Petrol.* **26**, 75-123.
- Navon O., Hutcheon I.D., Rossman G.R., Wasserburg G.J. (1988) Mantle derived fluids in diamond micro-inclusions. *Nature*. **355**(6193), 784-789.
- O'Hara M.J. (1968) The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. *Earth-Sci. Rev.* (4), 69-133.
- O'Hara M.J., Yoder H.S. (1967) Formation and fractionation of basic magmas at high pressures. *Scott. J. Geol.* (3), 67-117.
- Prinz M., Manson D.V., Hlava P.F., Keil K. (1975) Inclusions in diamonds: garnet lherzolite and eclogite assemblages. *Phys. Chem. Earth.* (9), 797-816.
- Reid A.M., Brown R.W., Dawson J.B., Whitfield G.G., Siebert J.C. (1976) Garnet and pyroxene compositions in some diamondiferous eclogites. *Contrib. Mineral. Petrol.* **58**, 203-220.
- Rhines F.N. (1956) *Phase Diagrams in Metallurgy: Their Developments and Application*. London: McGraw-Hill Book Company, 340 p.
- Rickwood P.C., Mathias M. (1970) On diamondiferous eclogites xenoliths in kimberlite. *Lithos.* (3), 223-235.
- Ringwood A.E. (1975) *Composition and Petrology of the Earth's Mantle*; McGraw-Hill: N.Y., xviii+618 p.
- Saul A., Wagner W. (1989) A fundamental equation of water covering the range from the melting line to 1273 K at pressures up to 25000 MPa. *J. Phys. Chem.* **18**, 1537-1564.
- Schrauder M., Navon O. (1994) Hydrous and carbonatitic mantle fluids in fibrous diamonds from Jwaneng, Botswana. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **58**, 761-771.
- Smyth J.R., Hatton C.J. (1977) A coesite-sanidine grosspyrite from the Roberts Victor kimberlite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **34**, 284-290.
- Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Pokhilenko N.P., 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.
- Solopova N.A., Spivak A.V., Litvin Yu.A., Dubrovinsky L.S. (2014) Melting and breakdown of MgCO<sub>3</sub> at high pressures. *Phys. Chem. Miner.* **42**, 73-81.
- Stachel T., Brey G.P., Harris J.W. (2005) Inclusions in sublithospheric diamonds: glimpses of deep Earth. *Elements.* **1**, 73-78.
- Symonds R.B., Rose W.I., Bluth G.J.S., Gerlach T.M. (1994) Volcanic gas studies: methods, results, and applications. In: *Volatiles in magmas* (Carroll M.R. and Holloway J.R., Eds.). Washington, DC: Mineral. Soc. Am. **30**, 1-66.
- Walther J.V., Orville P.M. (1983) The extraction-quench technique for determination of the thermodynamic properties of solute complexes: application to quartz solubility in fluid mixtures. *Am. Mineral.* **68**, 731-741.
- Wang W. (1998) Formation of diamonds with mineral inclusions of "mixed" eclogite and peridotite parageneses. *Earth Planet Sci. Lett.* **160**, 831-843.
- Weidner J.K. (1972) Equilibria in the system Fe–C–O; Part. I. Siderite-magnetite-carbon-vapor equilibrium from 500 to 10.000 bars. *Amer. J. Sci.* **272**, 735-751.
- Yoder H.S. (1976) *Generation of Basaltic Magma*. Washington: Nat. Acad. Sci., xii+265 p.
- Zedgenizov D.A., Kagi H., Shatsky V.S., Sobolev N.V. (2004) Carbonatitic melts in cuboid diamonds from Udachnaya kimberlite pipe (Yakutia): evidence from vibrational spectroscopy. *Mineral. Mag.* **68**, 61-73.
- Zedgenizov D.A., Rege S., Griffin W.L., Kagi H., Shatsky V.S. (2007) Composition of trapped fluids in cuboid diamonds from the Udachnaya kimberlite: LAM-ICPMS analysis. *Chem. Geol.* **240**, 151-162.