

ГРАНАТИЗАЦИЯ ОЛИВИНА В СИСТЕМЕ ОЛИВИН–ДИОПСИД–ЖАДЕИТ: РОЛЬ В УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВОЙ ЭВОЛЮЦИИ ВЕРХНЕМАНТИЙНОГО МАГМАТИЗМА (ЭКСПЕРИМЕНТ ПРИ 6 ГПа)

© 2019 г. Ю. А. Литвин^{а,*}, А. В. Кузюра^а, Е. В. Лиманов^а

^а *Институт экспериментальной минералогии им. академика Д.С. Коржинского РАН
Россия, 142432 Московская область, Черноголовка, ул. Академика Осипьяна, 4*

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

Поступила в редакцию 14.01.2019 г.

После доработки 04.02.2019 г.

Принята к публикации 19.02.2019 г.

Экспериментально и теоретически обоснованы перитектические механизмы, определяющие ультрабазит-базитовую эволюцию магматизма в режиме фракционной кристаллизации и генезис перидотит-пироксенит-эклогитовых серий пород гранат-перидотитовой фации верхней мантии. Исследованы ликвидусные фазовые отношения дифференцированного мантийного вещества в многокомпонентной системе оливин–клинопироксен/омфацил–корунд–коэсит методом политермических сечений, в граничных фазах которых воспроизведены составы минералов перидотитов и эклогитов. На ликвидусе ультрабазитовой системы оливин–ортопироксен–клинопироксен–гранат происходит перитектическая реакция ортопироксена и расплава с образованием клинопироксена как механизм «клинопироксенизации ортопироксена» с выходом к регрессивной моновариантной котектике оливин + клинопироксен + гранат + расплав. Дальнейшая эволюция магматизма экспериментально исследована при 6 ГПа в ультрабазит-базитовой системе оливин–диопсид–жадеит–гранат с изменчивыми составами диопсид–жадеитовых твердых растворов (клинопироксен ↔ омфацил). На ликвидусе тройной системы оливин–диопсид–жадеит установлена перитектическая реакция оливина и расплава с образованием граната как механизм «гранатизации оливина» и выхода к котектике омфацил + гранат + расплав с формированием биминеральных эклогитов. Определено строение ликвидуса системы оливин–диопсид–жадеит–гранат и раскрыта его критическая роль как «физико-химического мостика» между ультрабазитовыми оливинсодержащими перидотит-пироксенитовыми и базитовыми кремнезема насыщенными эклогитовыми составами вещества гранат-перидотитовой фации. Полученными экспериментальными физико-химическими результатами раскрыты генетические связи ультрабазитовых и базитовых пород и механизмы непрерывной фракционной магматической эволюции и петрогенезиса от оливинсодержащих перидотит-пироксенитовых пород до кремнезема насыщенными эклогит-гроспидитовых. Это объясняет непрерывные петрохимические тренды для породообразующих компонентов в клинопироксенах и гранатах дифференцированных пород гранат-перидотитовой фации.

Ключевые слова: верхнемантийный магматизм, ультрабазит-базитовая эволюция, перитектические реакции, клинопироксенизация ортопироксена, гранатизация оливина, фракционная кристаллизация, физико-химический эксперимент
DOI: 10.31857/S0016-752564101026-1046

ВВЕДЕНИЕ

Ультрабазит-базитовое вещество гранат-перидотитовой фации верхней мантии представлено ксенолитами дифференцированных магматических пород в кимберлитах, а также минеральными включениями в алмазах. Ультрабазитовые перидотит-пироксенитовые и базитовые эклогит-гроспидитовые породы и минеральные ассоциации отмечены непрерывными

петрохимическими трендами. Составы ультрабазитовых и базитовых пород гранат-перидотитовой фации систематизированы в виде обобщенной диаграммы, что делает их удобным объектом изучения в физико-химическом эксперименте. Проблема физико-химических механизмов ультрабазит-базитовой магматической эволюции от оливинсодержащего гранатового лерцолита до кремнезема насыщенными эклогитов

определяет главные экспериментальные и теоретические задачи настоящего исследования.

Гранат-перидотитовая фация верхней мантии: дифференцированные магматические породы и минеральные включения в алмазах. В ксенолитах кимберлитов ассоциированы ультрабазитовые оливинсодержащие перидотит-пироксенитовые породы с базитовыми кремнеземнасыщенными эклогит-гроспидитовыми. Известна их интерпретация как продуктов магматической дифференциации коренного силикатного вещества гранат-перидотитовой фации верхней мантии (O'Hara, 1968; MacGregor, Carter, 1970; Mathias et al., 1970; Соболев, 1974; Ringwood, 1975; Dawson, 1980; Литвин, 1991). До 2% ксенолитов фации представлены алмазонасными перидотитами и эклогитами. Их происхождение связывается с верхнемантийными алмазообразующими очагами силикат-карбонатных расплавов-растворов углерода (Litvin, 2017), в которых они захвачены и затем вынесены кимберлитовыми магмами. К дискретным ультрабазитовым и базитовым парагенезисам принадлежат также парагенные минеральные включения в верхнемантийных алмазах (Meyer, Boyd, 1972; Prinz et al., 1973; Соболев, 1974). Данные о ксенолитах оливиновых эклогитов скудны (O'Hara, 1968), они даже не обнаружили среди множества эклогитовых ксенолитов в кимберлитах Ю. Африки (Mathias et al., 1970); существуют трудности в определении их различий с гранатовыми пироксенитами (Dawson, 1980). Сообщалось о парагенных включениях оливина, граната и омфацита, т.е. минеральной ассоциации оливиновых эклогитов, в одном алмазе (Wang, 1998). Петрохимические и минералогические свойства пород ксенолитов и включений в алмазах совместимы с представлением об ультрабазит-базитовой эволюции их родоначальных расплавов.

Петрохимические связи между ультрабазитовыми и базитовыми породами и минеральными ассоциациями верхней мантии. На эволюционные переходы от ультрабазитовых к базитовым парагенезисам указывают петрохимические тренды с возрастанием концентраций компонентов Са и Fe в гранатах, Fe и Na в клинопироксенах (MacGregor, Carter, 1970; Соболев, 1974), Са и Al в сосуществующих гранатах и клинопироксенах оливинсодержащих гранатовых перидотитов и кремнеземнасыщенных эклогитов (MacGregor, Carter, 1970), а также Al и Fe в перидотитовых и эклогитовых породах (Маракушев, 1985). Однако физико-химические механизмы закономерной ультрабазит-базитовой эволюции

мантийных магм и алмазообразующих расплавов не раскрываются на основе исключительно аналитических минералогических и петрохимических данных.

Вещество гранат-перидотитовой фации как объект физико-химических исследований. Составы пород и минералов мантийных ксенолитов, алмазонасных пород и первичных включений в алмазах обобщены комплексной диаграммой для вещества гранат-перидотитовой фации (рис. 1) (Литвин, 1991; Литвин и др., 2016). В диаграмме-комплексе объединены два ультрабазитовых симплекса — перидотит-пироксенитовый $Ol-Opx-Cpx-Grt$ (*A*) и оливин-корунд-эклогитовый $Ol-Crn-Cpx-Grt$ (*B*) с тремя базитовыми — корунд-кианит-эклогитовым $Crn-Ky-Omph-Grt$ (*C*), кианит-коэсит-эклогитовым $Ky-Coe-Omph-Grt$ (*D*) и коэсит-ортопироксен-эклогитовым $Coe-Opx-Omph-Grt$ (*E*). В перидотит-пироксенитовом симплексе сосредоточено до 95% ультрабазитового перидотит-пироксенитового вещества фации (Mathias et al., 1970). В основном это перидотиты — гранатовые дуниты, гарцбургиты, верлиты и лерцолиты; менее 6% составляют пироксениты — гранат-оливиновые и гранатовые ортопироксениты, вебстериты и клинопироксениты. Оливин-эклогитовые породы и минеральные ассоциации исключительно редки (O'Hara, 1968; Wang, 1998), но к базитовым эклогитовым и гроспидитовым

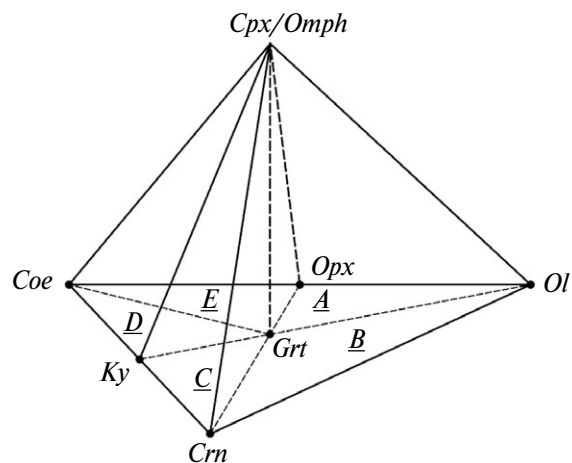


Рис. 1. Координатный остов диаграммы-комплекса перидотит-пироксенит-эклогитовых составов и ее симплексов: ультрабазитовых перидотит-пироксенитового *A* и оливин-эклогитового *B*, а также базитовых эклогитовых — корунд-кианитового *C*, кианит-коэситового *D* и коэсит-ортопироксенитового *E*. Символы: *Ol* — оливин, *Opx* — ортопироксен, *Grt* — гранат, *Cpx* — клинопироксен ультрабазитовых ассоциаций, *Omph* — омфацит базитовых ассоциаций, *Crn* — корунд, *Ky* — кианит, *Coe* — коэсит.

породам и минеральным ассоциациям относятся до 5% ксенолитов верхней мантии (Mathias et al., 1970; Ringwood, 1975). Это бимиральные омфациит-гранатовые эклогиты вместе с корунд-кианитовыми, кианит-коэситовыми и коэсит-ортопироксеновыми разностями. Биминеральные *Omph-Grt*-эклогиты относятся к системе *Cpx/Omph-Grt*, ось составов которой — единственный общий элемент всех ультрабазитовых и базитовых симплексов диаграммы-комплекса (рис. 1). К наиболее распространенным среди ультрабазитовых пород принадлежат гранатовые лерцолиты (до 39–43 об.%), среди базитовых пород — биминеральные эклогиты (до 65–70 об.%) (Ringwood, 1975). Диаграмма-комплекс организует составы многокомпонентных пород гранат-перидотитовой фации в удобный объект физико-химического эксперимента.

Строение равновесного ликвидуса ультрабазит-базитовой системы верхней мантии: перитектические реакции и термальные барьеры. Нонвариантные и моновариантные элементы равновесной поверхности ликвидуса вещества гранат-перидотитовой фации в системе оливин *Ol* (клинопироксен ↔ омфациит) — *Opх(Omph)* — корунд *Crn* — коэсит *Coe* (рис. 2) контролируют направления и пределы эволюции ультрабазитовых и базитовых магм в границах каждого симплекса (Литвин и др., 2016). Наиболее эффективными для эволюции расплавов с понижением температуры являются регрессивные моновариантные кривые с расположенными между ними нонвариантными перитектиками. В данном случае это две 5-фазовые перитектики — P_1 в ультрабазитовом перидотит-пироксенитовом симплексе и P_2 в базитовом коэсит-ортопироксен-эклогитовом симплексе. Обе они создаются реакцией ортопироксена и расплава с образованием клинопироксена (Davis, 1963; Литвин, 1991). В равновесном ликвидусе моновариантная кривая $Ol + Cpx + Grt + L$ напрямую соединяет перидотит-пироксенитовую перитектику P_1 с *Ol-Crn*-эклогитовой эвтектикой E_1 , закрепляя возможность эволюции расплавов в пределах исключительно ультрабазитовых составов. Однако это осуществимо только в режиме фракционной кристаллизации, поскольку переход между симплексами обеспечивается соответствующим изменением исходного общего состава системы. Показательно, что оливиновые эклогиты редки, свидетельствуя о слабой реализации этого сценария в условиях мантии. Подобно ультрабазитовым, в базитовых составах *Coe-Opх*-эклогитовая перитектика P_2 напрямую соединена моновариантной кривой $Coe +$

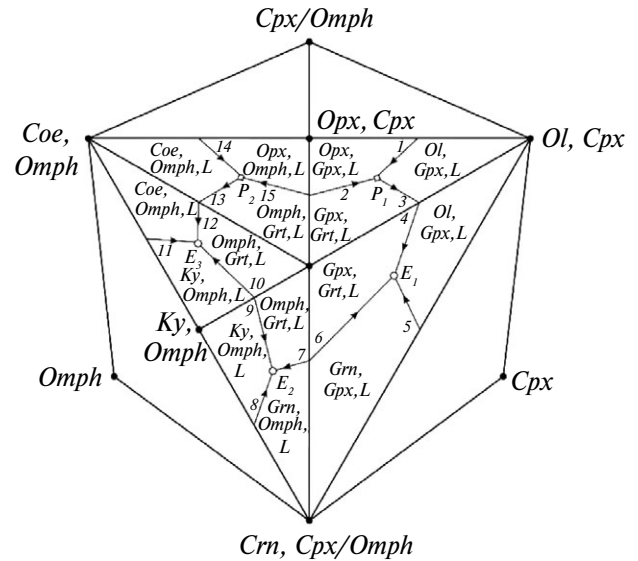


Рис. 2. Строение равновесного перитектического ликвидуса ультрабазит-базитовой системы *Ol-Opх-Crn-Coe* в проекции на сечение *Ol, Cpx-Crn, Cpx-Coe, Omph* с элементами развертки ее диаграммы-комплекса. Символы: см. рис. 1, а также *L* — расплав; для ультрабазитовых составов: P_1 — перитектика $Ol + Opх + Grt + Cpx + L$ и E_1 — эвтектика $Ol + Crn + Grt + Cpx + L$; для базитовых составов: P_2 — перитектика $Coe + Opх + Grt + Omph + L$ и эвтектика E_2 — $Crn + Ky + Grt + Omph + L$ и E_3 — $Ky + Coe + Grt + Omph + L$. Цифры у моновариантных кривых: ультрабазитовых: 1 — $Ol + Opх + Cpx + L$; 2 — $Opх + Grt + Cpx + L$; 3 и 4 — $Ol + Grt + Cpx + L$; 5 — $Ol + Cpx + Crn + L$; 6 — $Crn + Grt + Cpx + L$; базитовых: 7 — $Crn + Grt + Omph + L$; 8 — $Crn + Ky + Omph + L$; 9 и 10 — $Ky + Grt + Omph + L$; 11 — $Ky + Coe + Omph + L$; 12 и 13 — $Coe + Grt + Omph + L$; 14 — $Coe + Opх + Omph + L$; 15 — $Opх + Grt + Omph + L$. Стрелка — для направления снижения котектических температур.

$Omph + Grt + L$ с *Ky-Coe*-эклогитовой эвтектикой E_3 . Это означает, что эволюция кремнезем-нормативных расплавов ограничена только базитовыми составами.

Возможные пределы магматической эволюции создаются температурными максимумами («барьерами») на одноименных моновариантных кривых в точках протыкания (piercing points) ими общих для смежных симплексов граней. Ограничительны также температурные минимумы в 5-фазовых эвтектических точках: E_1 — в ультрабазитовом оливин-корунд-эклогитовом симплексе, E_2 и E_3 — в базитовых корунд-кианитовом и кианит-коэситовом-эклогитовых симплексах. Таким образом, термальные барьеры на кривых $Opх + Cpx(Omph) + Grt + L$ и $Cpx(Omph) + Crn + Grt + L$ исключают прямые ликвидусные переходы от ультрабазитовых 5-фазовых точек

P_1 и E_1 к базитовым P_2 и E_2 соответственно. Термальный барьер на кривой $Omph + Ky + Grt + L$ разделяет также базитовые эвтектики E_2 и E_3 . Все это приводит к заключению, что топология равновесного ликвидуса многокомпонентного вещества гранат-перидотитовой фации (рис. 2) не может обеспечить прямую ультрабазит-базитовую эволюцию верхнемантийного магматизма через температурные барьеры в точках протыкания граней смежных симплексов. При постоянстве исходного общего химического состава системы, а также модального минерального состава моновариантных и субсолидусных ассоциаций термальные барьеры сохраняются, при этом фракционная эволюция магмы также невозможна.

Прежде рассматривались возможности для генезиса базальтов или эклогитов в результате ультрабазит-базитовой эволюции коматиитовой магмы, генерированной при плавлении гранатовых перидотитов, при фракционной кристаллизации в ней оливина или эклогитовой ассоциации (Yoder, Tilley, 1962; O'Hara, Yoder, 1967; O'Hara, 1968; Ringwood, 1975; Yoder, 1976). Но полученные при этом предварительные выводы петрологического плана не достоверны, поскольку лишены физико-химического обоснования в виде строения ликвидуса петрологических систем и реакционных механизмов устранения оливиновых и ортопироксеновых компонентов.

Эффект реакционной «клинопироксенизации ортопироксена»: экспериментальные результаты. В первоначальных экспериментальных исследованиях составы вещества гранат-перидотитовой фации упрощались до системы $MgO-CaO-Al_2O_3-SiO_2$ (лишенной легкоплавких и реакционно активных компонентов Na_2O и FeO). Были определены эвтектические отношения при плавлении форстерита с энстатитом, диопсидом и пиропом (Davis, 1964). Считалось, что плавление гранатового лерцолита также эвтектическое (Yoder, 1976), несмотря на обнаружение при 4 ГПа перитектической реакции энстатита и расплава с образованием твердого раствора диопсида (Davis, 1963). Эта реакция происходит при 3 и 4 ГПа также в системе диопсид-пироп, отмеченной появлением псевдобинарного ортопироксена (Davis, 1964; O'Hara, Yoder, 1967). Первичное плавление упрощенной гранат-лерцолитовой ассоциации форстерит + энстатит + диопсид + пироп также обосновано как перитектическое с составом расплава $Fo_3En_3Di_{47}Prp_{47}$ (Davis, Schairer, 1965). Фракционная эволюция расплавов гранатового перидо-

тита через перитектическую точку, где исчезает энстатит, рассматривалась иногда как путь к составам базитовых эклогитов (MacGregor, Carter, 1970). Однако вне внимания оставалась проблема исчезновения оливина, без чего ультрабазит-базитовый переход невозможен. Реакционная клинопироксенизация природного ортопироксена показана в опытах при 4 ГПа (Литвин, 1991), когда исследовалось плавление системы $Ol-Opx-Cpx-Grt$ с многокомпонентным $MgO-FeO-CaO-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2$ составом, оптимизированным на основе данных для природного гранатового лерцолита (Boyd, Danchin, 1980). В результате установлены перитектические ликвидусные фазовые отношения с генерацией расплава состава $Ol_{15.6}Opx_{10.7}Cpx_{47.7}Grt_{26}$ (ключевая реакция $Opx + L \rightarrow Cpx$). На перидотит-пироксенитовом ликвидусе с реакционным исчезновением ортопироксена возникает моновариантная кривая $Ol + Cpx + Grt + L$. Ею создается физико-химический путь, чаще не реализуемый, в объем составов оливин-корунд-эклогитового симплекса для дальнейшей фракционной эволюции ультрабазитовых расплавов.

Эффект реакционной «гранатизации оливина»: предварительные экспериментальные исследования. Максимальные содержания жадеитового компонента в омфацитах базитовых эклогитов достигают более 70% (Dawson, 1980). При этом колебания концентрации Na_2O определяются в пределах (мас.%) 2.98–6.61, 2.52–6.44, 3.37–3.62, 5.86–6.12, 2.62–6.61, 4.63–4.70 (соответственно трубки Мир, Удачная, Обнаженная, Загадочная, Робертс Виктор, Лесото) (Соболев, 1974). Это сопоставимо с содержаниями жадеитового компонента в пределах ~15–60 мас.%. Концентрации Na_2O в клинопироксенах гранатовых лерцолитов и вебстеритов изменчивы в пределах (мас.%) 1.08–4.26, 1.64–3.90, 1.24–2.50 (соответственно трубки Мир, Обнаженная, Загадочная, Южной Африки) и сопоставимы с содержаниями жадеитового компонента в пределах ~10–35 мас.%. Таким образом, по аналитическим определениям, содержание жадеитового компонента в клинопироксенах перидотитов и пироксенитов ниже, чем в омфацитах эклогитов. Заметное перекрытие аналитических данных можно связать с неопределенностью в оценке различий между составами минералов пироксенитов и ультрабазитовых эклогитов, как и в идентификации самих пород (Dawson, 1980).

Реакция форстеритовых и жадеитовых компонентов с образованием пироба открыта в опытах выше 4.5 ГПа в системе форстерит-жадеит

(Gasparik, Litvin, 1997) и затем в системе энстатит–нефелин при 6.5 ГПа (Litvin et al., 2000). Данная реакция подтверждена в предварительных исследованиях системы форстерит–диопсид–жадеит при 7 ГПа (Butvina, Litvin, 2009). При относительно более низком давлении 2.8 ГПа в системе форстерит–жадеит образуется псевдобинарный энстатит (Windom, Boettcher, 1981). Возможная роль реакционной гранатизации оливина в ультрабазит-базитовой фракционной эволюции гранат-перидотитовой магмы от оливинсодержащих к кремнеземнасыщенным составам предварительно обсуждалась ранее (Литвин и др., 2016).

Проблема ультрабазит-базитовой эволюции магматических систем верхней мантии: главные задачи физико-химического эксперимента. Версия, что природные эклогиты являются производными более примитивного, т.е. менее дифференцированного гранатового перидотита, возникла на основе аналитических исследований перидотитов и эклогитов верхней мантии. Первоначальные экспериментальные результаты по фазовым отношениям при плавлении вещества гранат-перидотитовой фации в рамках упрощенной петрологической системы $MgO-CaO-Al_2O_3-SiO_2$ не могли подтвердить или опровергнуть это предположение. В отсутствие базовой физико-химической информации достоверное решение не было найдено (Yoder, Tilley, 1962; O'Hara, Yoder, 1963, 1967; O'Hara, 1968; Yoder, 1976; Ringwood, 1975; Dawson, 1980). Основные затруднения нашли отражение в вопросе: «Каким образом кристаллизация продуктов частичного плавления гранатового перидотита сопровождается исчезновением двух главных фаз (оливина и ортопироксена) и образованием только граната и клинопироксена, т.е. эклогита?» (Yoder, 1976). Проблема физико-химических механизмов ультрабазит-базитовой магматической эволюции верхнемантийных оливинсодержащих гранатовых лерцолитов с образованием кремнеземнасыщенных эклогитов остается актуальной. Путь к ее решению — в экспериментальных исследованиях фазовых отношений при плавлении многокомпонентной петрологической системы $MgO-FeO-CaO-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2$, в граничных составах которой представительно воспроизведено реальное вещество гранат-перидотитовой фации верхней мантии (Литвин, 1991).

Главные задачи настоящей работы направлены на определение физико-химических механизмов фракционной ультрабазит-базитовой

магматической эволюции вещества гранат-перидотитовой фации с переходом от оливинсодержащих перидотит-пироксенитовых составов к кремнеземнасыщенным эклогит-гроспидитовым. Эти задачи решаемы исключительно экспериментальным физико-химическим изучением многокомпонентных систем с составами, тождественными природным. В фокусе исследований находятся физико-химические механизмы, контролирующие исчезновение оливина и ортопироксена в процессах фракционной ультрабазит-базитовой эволюции магматизма гранат-перидотитовой фации верхней мантии. В результате становится возможным обоснование условий петрогенезиса единых дифференцированных серий ультрабазит-базитовых пород верхней мантии, объединяющих как оливинсодержащие перидотит-пироксенитовые, так и кремнеземнасыщенные эклогитовые породы. Ожидаемые физико-химические результаты приложимы к анализу условий формирования минеральных парагенезисов алмазоносных пород и первичных включений в алмазах.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ, АНАЛИТИЧЕСКИЕ И ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ МНОГОКОМПОНЕНТНЫХ МАНТИЙНЫХ СИСТЕМ

В физико-химическом эксперименте реализован комплексный подход к решению генетических проблем геохимии, минералогии и петрологии мантии Земли. Среди них происхождение и эволюция магматических пород и минералов, как доступных в виде фрагментарных ксенолитов пород верхней мантии и минеральных включений в алмазах с горизонтов 150–800 км, так и недоступных — более глубинных. Достоверным источником генетической информации являются ликвидусные фазовые отношения многокомпонентных многофазовых систем с граничными составами, обоснованными по доступному глубинному веществу. Данный подход, детально описан в работах (Литвин, 1991; Litvin, 2017) и реализуем при сочетании экспериментальных методов высоких давлений и температур, микроаналитической диагностики экспериментальных фаз и методологии физической химии многокомпонентных многофазовых систем.

Методические особенности исследований в твердофазовой аппаратуре высоких давлений и температур. Экспериментальные исследования фазовых отношений при плавлении многокомпонентных силикатных систем мантии

и силикат-карбонат-углеродных алмазообразующих систем выполнены при давлении до 6 ГПа в высокопроизводительных аппаратах высоких давлений и температур типа тороидной “наковальни с лункой” с изотермическими ячейками (Литвин, 1991). Смеси гелей с составами мантийных силикатных минералов использованы как стартовые материалы силикатных систем. Погрешность определения давления ± 0.25 ГПа, температуры $\pm 20^\circ\text{C}$. Закалка образцов под давлением со скоростью $300^\circ\text{C}/\text{сек}$.

Методика микроаналитического изучения экспериментальных образцов. Многофазовые экспериментальные образцы исследованы с использованием энерго-дисперсионного микросканера Link INCA Energy на базе электронного микроскопа CamScan M2300 SEM (VEGA TS 5130MM) в Институте экспериментальной минералогии РАН.

Теоретические методы физической химии многокомпонентных систем при постановке экспериментальных задач и обработке результатов. Изучение мантийных систем в физико-химическом эксперименте продуктивно лишь в сочетании с теоретическими методами физической химии многокомпонентных многофазовых систем (Rhines, 1956; Палатник, Ландау, 1961; Захаров, 1964). Это концепция фазового комплекса, методы симплециальной триангуляции диаграмм, преобразования координат, двумерных политермических разрезов, правило фаз Райнза и др. Двухмерные политермические сечения раскрывают ключевые физико-химические свойства многокомпонентных мантийных систем. Достоверность построения экспериментальных диаграмм фазовых отношений при плавлении контролируется правилом фаз Райнза. Ряд особенностей физико-химического поведения систем петрологического значения в режиме фракционной эволюции рассматривались прежде (Maaloe, 1985; Литвин, 1991).

МЕХАНИЗМЫ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВОЙ ЭВОЛЮЦИИ ВЕРХНЕМАНТИЙНЫХ МАГМ ПО ДАННЫМ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОГО ЭКСПЕРИМЕНТА

В строении ликвидуса ультрабазитовой перидотит-пироксенитовой системы верхней мантии определяющее значение принадлежит квазинонвариантной перитектике $Ol + Opx + Cpx + Grt + L$, которая контролирует первичное плавление гранатового лерцолита с образованием оливин-нормативного комаититового расплава и перспективами его прогрессирующей эволю-

ции с повышением температуры вдоль моновариантных котектик $Ol + Opx + Cpx + L$ или $Ol + Opx + Grt + L$. При понижении температуры в перитектической реакции с расплавом исчезает ортопироксен и возникает регрессивная моновариантная котектика $Ol + Cpx + Grt + L$ как единственный путь фракционной эволюции магмы с формированием оливиновых пироксенитов и в перспективе оливиновых эклогитов. Однако петрохимические тренды для пород верхней мантии указывают на непрерывные переходы от оливинсодержащих перидотит-пироксенитовых составов к кремнеземнасыщенным эклогит-гроспидитовым. Возникает ключевой вопрос, почему мантийная петрологическая система предпочитает более сложный сценарий ультрабазит-базитовой эволюции с необходимостью преодоления термальных барьеров и реакционного исчезновения оливиновых компонентов. Физико-химическим экспериментальным исследованием фазовых отношений при плавлении верхнемантийной магматической системы оливин-диопсид-жадеит-гранат раскрыт перитектический механизм гранатизации оливина как ключ к ультрабазит-базитовой эволюции ее состава.

Перитектическая клинопироксенизация ортопироксена на ликвидусе ультрабазитовой системы оливин-ортопироксен-клинопироксен-гранат. Ликвидус многокомпонентной перидотит-пироксенитовой системы $Ol-Opx-Cpx-Grt$ определяет физико-химические способы генерации и составы первичных магм, закономерности магматической эволюции и сопряженного петрогенезиса. Главные особенности составов породообразующих минералов гранат-перидотитовой фации создаются системой $MgO-FeO-CaO-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2$. Вклад примесных TiO_2 , Cr_2O_3 , MnO , NiO , K_2O (около ~ 1 мас.%) практически не влияет на топологию ее ликвидусных отношений, определяющих составы породообразующих минералов и механизмы фазовых реакций с расплавами.

Составы граничных фаз многокомпонентной перидотит-пироксенитовой системы $Ol-Opx-Cpx-Grt$ и природных минералов-прототипов приведены в табл. 1. Ее ликвидусные фазовые отношения экспериментально изучены при 4 ГПа в политермических сечениях $Opx_{51}Ol_{19}Grt_{40}-Cpx_{51}Ol_{19}Grt_{40}$ (рис. 3), $Opx_{43.5}Cpx_{16.5}Grt_{40}-Ol_{43.5}Cpx_{16.5}Grt_{40}$ (рис. 4), $Ol_{54}Opx_6Grt_{40}-Cpx_{54}Opx_6Grt_{40}$ и $Opx_{45}Cpx_{15}Grt_{40}Cpx_{45}Ol_{15}Grt_{40}$ (Литвин, 1991). Строение ликвидуса представлено на рис. 5 как проекция из верши-

Таблица 1. Составы (мас.%) граничных минералов экспериментальной системы $Ol-Opx-Cpx-Grt$ и их природных аналогов-прототипов

| Окислы | Оливин | | Ортопироксен | | Клинопироксен | | Гранат | |
|--------------------------------|--------|-------|--------------|-------|---------------|-------|--------|-------|
| | П* | Э | П | Э | П | Э | П | Э |
| SiO ₂ | 38.00 | 40.02 | 56.00 | 57.80 | 55.10 | 55.92 | 41.70 | 42.55 |
| TiO ₂ | 0.03 | - | 0.19 | - | 0.20 | - | 0.68 | - |
| Al ₂ O ₃ | 0.05 | - | 0.92 | 0.49 | 3.88 | 4.28 | 21.10 | 24.07 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.03 | - | 0.03 | - | 0.50 | - | 1.10 | - |
| FeO | 13.60 | 14.35 | 9.62 | 7.26 | 4.13 | 4.68 | 8.84 | 8.48 |
| MnO | 0.13 | - | 0.19 | - | 0.12 | - | 0.32 | - |
| NiO | 0.28 | - | - | - | - | - | - | - |
| MgO | 47.6 | 45.63 | 33.60 | 33.34 | 17.10 | 16.88 | 21.00 | 20.93 |
| CaO | 0.07 | - | 0.86 | 0.81 | 15.10 | 15.66 | 4.68 | 3.97 |
| Na ₂ O | - | - | 0.23 | 0.30 | 2.77 | 2.60 | 0.11 | - |
| Сумма | 99.7 | 100.0 | 101.6 | 100.0 | 98.9 | 100.0 | 99.4 | 100.0 |

Примечания. Эксперименты при 4 ГПа. Как природные прототипы приняты образцы оливина РМ-2258, ортопироксена РН-1600, клинопироксена 327 и граната 324 по (Boyd, Danchin, 1980). * Обозначения П (для природных) и Э (экспериментальных) составов.

ны Grt перидотит-пироксенитового симплекса на его внутреннее сечение $Ol_{60}Grt_{40}-Opx_{60}Grt_{40}-Cpx_{60}Grt_{40}$. В проекции ликвидусные объемы оливина $Ol + L$, ортопироксена $Opx + L$ и граната $Grt + L$ ограничены сечениями дивариантных полей $Ol + Grt + L$ и $Opx + Grt + L$. Ликвидусный объем клинопироксена $Cpx + L$ не проектируем на базовое сечение, так как расположен с противоположной стороны и ограничен дивариантными полями $Ol + Cpx + L$ и $Cpx + Grt + L$. Моновариантные кривые $Ol + Opx + Grt + L$ и $Opx + Cpx + Grt + L$ как бы просматриваются сквозь объем первичной кристаллизации Grt . С понижением температуры они встречаются в неинвариантной перитектической точке $Ol + Opx + Cpx + Grt + L$ с моновариантной кривой $Ol + Opx + Cpx + L$,

которая подходит к неинвариантной точке с противоположной стороны и проектируема на нее как точка. Подобное строение при 4 ГПа имеет также перитектический ликвидус упрощенной системы форстерит Fo – энстатит En – диопсид Di – пироп Prp (Zharikov, Litvin, 1989).

Ключевая роль принадлежит реакции ортопироксена и расплава с образованием клинопироксена в перитектической точке (схематически $Opx + L \rightarrow Cpx$), т.е. реакция клинопироксенизации ортопироксена. С исчезновением Opx возникает регрессивная моновариантная кривая $Ol + Cpx + Grt + L$, распространяющаяся с понижением температуры из перидотит-пироксенитового симплекса в смежный оливин-эклопитовый через точку протыкания (рис. 1 и 2).

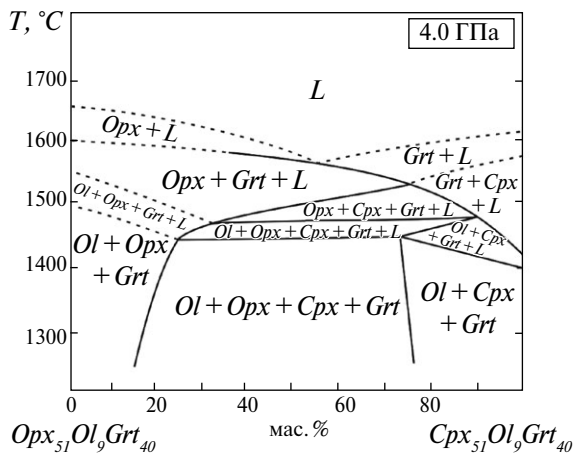


Рис. 3. Диаграмма фазовых отношений при плавлении перидотит-пироксенитовой системы $Ol-Opx-Grt-Cpx$ в ее политермическом сечении $Opx_{51}Ol_9Grt_{40}-Cpx_{51}Ol_9Grt_{40}$.

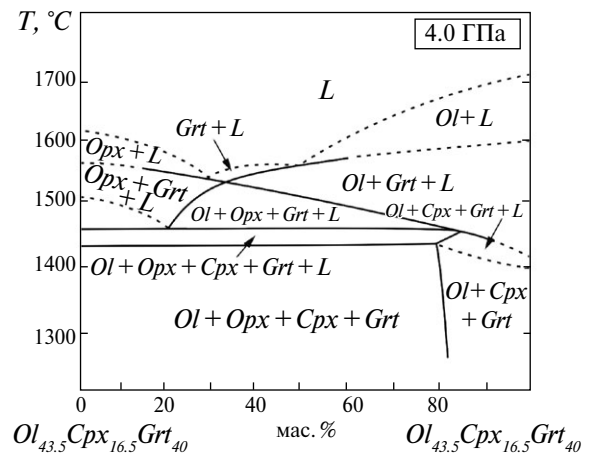


Рис. 4. Диаграмма фазовых отношений при плавлении системы $Ol-Opx-Grt-Cpx$ в ее политермическом сечении $Opx_{43.5}Cpx_{16.5}Grt_{40}-Ol_{43.5}Cpx_{16.5}Grt_{40}$.

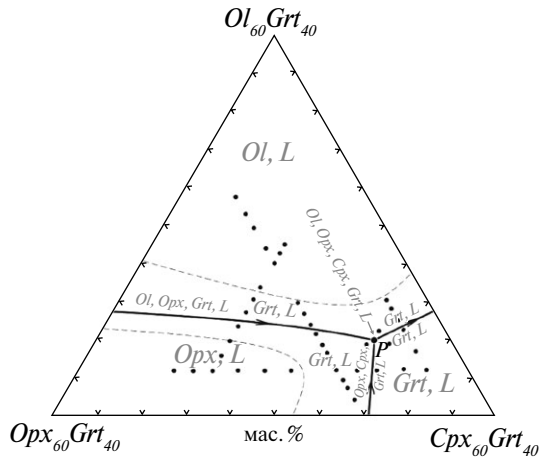


Рис. 5. Строение перитектического ликвидуса перидотит-пироксенитовой системы $Ol-Opx-Grt-Cpx$ в проекции на ее изотермическое сечение $Ol_{60}Grt_{40}-Opx_{60}Grt_{40}-Cpx_{60}Grt_{40}$. Точки — экспериментальные составы изученных политермических сечений (Литвин, 1991).

Состав системы в перитектической точке соответствует $Ol_{5,6}Opx_{10,7}Cpx_{47,7}Grt_{26}$ и определен как SiO_2 — 50,2; Al_2O_3 — 8,3; MgO — 24,1; FeO — 7,5; CaO — 8,6; Na_2O — 1,3 мас.% (Литвин, 1991). Экспериментальный состав ультрабазитового перитектического расплава отвечает составам ультрамафических коматиитов по бипараметрической классификации изверженных пород (Малюк, Сиворонов, 1984).

Радикальные различия сценариев равновесной и фракционной кристаллизации ультрабазитовых магм гранат-перидотитовой фации. В равновесном режиме возможности магматической эволюции в процессах плавления-кристаллизации ограничены требованием постоянства исходного общего состава системы. Так, исходный состав системы (например, гранатового лерцолита) при генерации ультрабазитовых расплавов сохраняется постоянным, а составы равновесных расплавов могут изменяться только в пределах перидотит-пироксенитового симплекса. Однако в режиме фракционной кристаллизации это ограничение снимается, и изменяющийся общий состав системы в идеальном приближении должен совпадать с составами остаточных расплавов.

Для вещества гранат-перидотитовой фации равновесные ликвидусы «модельной» упрощенной системы $MgO-Al_2O_3-CaO-SiO_2$ и реалистичной многокомпонентной $MgO-FeO-CaO-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2$ топологически подобны (рис. 2). В обоих случаях эффективны термальные барьеры между смежными симплексами, носителями 5-фазовых перитектик и эвтектик.

Режим фракционной кристаллизации вносит радикальные физико-химические различия в магматическую эволюцию модельной и реалистической систем.

В системе $Fo-Di-Crn-Coe$ фракционная эволюция первичного оливин-нормативного расплава «упрощенного» гранатового лерцолита возможна только на ликвидусе ультрабазитовых симплексов. В перидотит-пироксенитовом симплексе она последовательно контролируется регрессивной моновариантной кривой $Fo + En + Di + L$ (или $Fo + En + Prp + L$), невариантной перитектикой $Fo + En + Di + Prp + L$ (с реакционной потерей En) и регрессивной моновариантной кривой $Fo + Di + Prp + L$. Далее последняя регрессивная кривая проникает через точку протыкания в смежный оливин-эклогитовый симплекс к невариантной эвтектике $Fo + Di + Prp + Crn + L$ с завершающим формированием субсолидусной ассоциации $Fo + Di + Prp + Crn$. Пути к базитовым эклогитам перекрыты термальными барьерами в плоскости системы $En-Di-Crn$, разделительной между составами ультрабазитовых и базитовых симплексов.

В многокомпонентной системе $Ol-Cpx-Crn-Coe$ фракционная эволюция первичного оливин-нормативного расплава гранатового лерцолита с реалистическим составом возможна на ликвидусах ультрабазитовых и базитовых симплексов. В перидотит-пироксенитовом симплексе она последовательно контролируется регрессивной моновариантной кривой $Ol + Opx + Cpx + L$ (или $Ol + Opx + Grt + L$), квазиинвариантной перитектикой $Ol + Opx + Cpx + Grt + L$ (с реакционной потерей Opx) и регрессивной моновариантной кривой $Ol + Cpx + Grt + L$. Однако при этом компоненты на основе FeO распределяются между Ol , Opx , Cpx , Grt и расплавами, а их содержания прогрессивно возрастают в общем составе системы и в остаточных расплавах, понижая их температуры плавления. Ведущим компонентом на основе Na_2O является жадеитовый $NaAl-Si_2O_6$ (источник — клинопироксен гранатового лерцолита). Жадеитовый компонент эффективно распределяется в Cpx и расплавы, его концентрация прогрессивно возрастает в остаточных расплавах и, соответственно, в общем составе системы, непрерывно понижая ее температуру плавления. Эти изменения отражены в содержаниях жадеитового компонента в ультрабазитовых клинопироксенах и базитовых омфацитах, приведенных выше. Наиболее важна реакционная способность жадеитового компонента по отношению к оливину с образованием в результате

граната (Gasparik, Litvin, 1997; Litvin et al., 2000). Таким образом, реакционная гранатизация оливина — это то радикальное физико-химическое свойство, которое вносится режимом фракционной кристаллизации в магматическую эволюцию реалистической многокомпонентной системы $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$. С понижением содержания оливиновых компонентов при повышении жадеитовых и гранатовых с развитием процессов фракционной кристаллизации прогнозируемо радикальное преобразование ликвидусных фазовых отношений. Поэтому актуальное значение приобретает исследование фазовых отношений при плавлении системы оливин—диопсид—жадеит в физико-химическом эксперименте.

Перитектическая гранатизация оливина на ликвидусе ультрабазит-базитовой системы оливин—диопсид—жадеит. Исследование ликвидусных отношений системы оливин—диопсид—жадеит аргументировано не только экспериментальными данными о гранатизации оливина в реакции с жадеитовым компонентом, но и непрерывными петрохимическими трендами для клинопироксенов и гранатов как ультрабазитовых и базитовых верхнемантийных пород, так и минеральных включений в алмазах (MacGregor, Carter, 1970; Соболев, 1974; Маракушев, 1985). Петрохимические тренды косвенно свидетельствуют о возможном петрогенезисе кремнеземнасыщенных эклогитов в процессе магматической эволюции оливинсодержащих перидотитов.

Этот сценарий реализуем, если остаточные ультрабазитовые расплавы в процессе фракционной эволюции вдоль регрессивной моновариантной кривой $Ol + Cpx + Grt + L$ непрерывно обогащаются жадеитовым компонентом и освобождаются от оливиновых, чем в итоге открывается путь к кремнеземноративным эклогитам. В данном случае ключевые петрогенетические процессы должны развиваться на ликвидусе многокомпонентной системы $Ol-Di-Jd-Grt$ при $P-T$ -параметрах верхней мантии. При этом главное значение приобретают фазовые отношения при плавлении тройной граничной системы $Ol-Di-Jd$. В экспериментах использованы составы оливина Ol и клинопироксена Cpx_{327} (содержание Jd -компонента ~ 18 мас.%), оптимизированные на основе минералов гранатового лерцолита (табл. 1). Экспериментальные исследования выполнены при 6 ГПа в политермическом сечении $Ol-Omph (=Di_{38}Jd_{62})$ (рис. 6) с использованием аналитических (табл. 2) и ми-

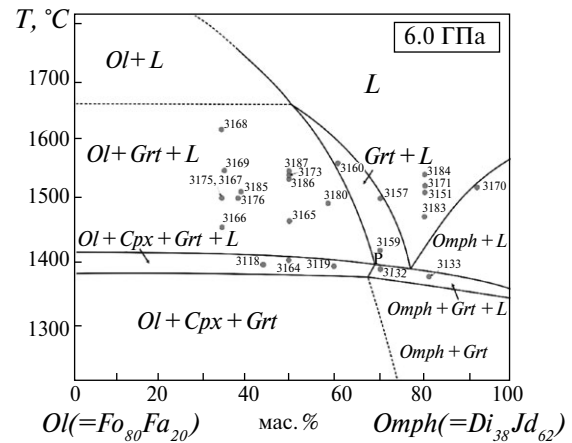


Рис. 6. Диаграмма фазовых отношений при плавлении ультрабазит-базитовой системы $Ol-Di-Jd$ в ее политермическом сечении $Ol-Omph$. Точки — экспериментальные составы с номерами образцов (см. табл. 2).

крентгеноспектральных данных (рис. 7), в том числе и для опытов со вспомогательными составами в границах системы $Ol-Di-Jd$ (рис. 8). Выбор сечения мотивирован его прогностической позицией, демонстрирующей изменение составов системы от ультрабазитовых оливинсодержащих к базитовым кремнеземнасыщенным и, соответственно, от клинопироксенов, обогащенных диопсидом, к омфацитам, обогащенных жадеитом. Минералогическая идентификация экспериментальных закалочных фаз со сложной текстурой осуществлена комплексно на основе микрорентгеноспектральных данных по их составам (табл. 2) в сочетании с результатами электронно-микроскопического изучения (рис. 7). Как правило, многокомпонентные экспериментальные расплавы не закалывались в однородные стекла, а представляли собой смесь мелкозернистых дендритных образований, иногда со стеклообразными продуктами. Таким образом, в идентификации первичных стабильных минеральных фаз, кристаллизующихся из расплавов *in situ* в $P-T$ -условиях эксперимента, оказалась необходимой критическая оценка ассоциированных с ними вторичных метастабильных фаз, которые были образованы при закалочном затвердевании тех же расплавов. Типоморфные признаки вторичных закалочных метастабильных фаз обнаруживаются не только по их дендритному облику (следствие краткосрочной кристаллизации), но и по различиям их состава. Закалочные фазы в основном имеют составы ортопироксена, пижонита и авгита, реже оливина и граната, иногда возникают фрагменты закалочных расплавов в виде стеклообразных фаз.

Таблица 2. Условия экспериментов при 6 ГПа, составы экспериментальных фаз и оценки равновесных минеральных ассоциаций в политермическом сечении $Ol-Omph (=Di_{38}Jd_{62})$ (рис. 6) и на ликвидусе системы $Ol-Di-Jd$ (рис. 8)

| № опыта | T, °C | t, мин | Фазовая ассоциация | Экспериментальные результаты | | | | | | | |
|---|-------|--------|----------------------|------------------------------|------------------|--------------------------------|-------|-------|-------|-------------------|--------|
| | | | | фаза | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | CaO | Na ₂ O | Сумма |
| | | | | | мас.% | | | | | | |
| Политермическое сечение $Ol-Omph$ | | | | | | | | | | | |
| $Ol_{65}Di_{13,3}Jd_{21,2}$ (точка А в сечении на рис. 8) | | | | | | | | | | | |
| 3168 | 1625 | 10 | $Ol + Grt + L$ | <i>Ol</i> | 41.72 | - | 6.08 | 52.90 | - | 0.15 | 101.85 |
| | | | | <i>Grt</i> | 44.09 | 23.35 | 3.92 | 24.10 | 4.69 | 0.22 | 100.37 |
| | | | | <i>L**</i> | Закалочные фазы | | | | | | |
| 3169 | 1550 | 10 | $Ol + Grt + L$ | <i>Ol</i> | 42.30 | 0.07 | 4.04 | 53.74 | 0.06 | 0.32 | 100.53 |
| | | | | <i>Grt</i> | 44.42 | 22.50 | 9.53 | 22.03 | 3.27 | 0.25 | 102.00 |
| | | | | <i>L*</i> | 54.85 | 6.75 | 3.37 | 30.00 | 3.53 | 1.50 | 100.00 |
| 3175 | 1500 | 10 | $Ol + Grt + L$ | <i>Ol</i> | 42.28 | 0.18 | 7.60 | 49.27 | - | 0.27 | 99.60 |
| | | | | <i>Grt</i> | 44.44 | 21.73 | 8.81 | 21.89 | 3.51 | 0.24 | 100.62 |
| | | | | <i>L**</i> | Закалочные фазы | | | | | | |
| 3167 | 1500 | 10 | $Ol + Grt + L$ | <i>Ol</i> | 41.80 | 0.09 | 3.73 | 53.32 | 0.02 | 0.21 | 99.17 |
| | | | | <i>Grt</i> | 49.71 | 16.56 | 10.24 | 24.37 | 3.26 | 0.42 | 104.56 |
| | | | | <i>L*</i> | 53.30 | 5.67 | 6.26 | 29.74 | 2.79 | 2.24 | 100.00 |
| 3166 | 1450 | 10 | $Ol + Grt + Cpx$ | <i>Ol</i> | 42.36 | 0.22 | 5.32 | 52.78 | - | 0.01 | 100.69 |
| | | | | <i>Grt</i> | 50.94 | 14.77 | 7.00 | 27.01 | 2.73 | 0.38 | 102.83 |
| | | | | <i>L*</i> | 49.28 | 10.89 | 3.32 | 22.52 | 9.43 | 4.70 | 100.14 |
| $Ol_{62}Di_{14,25}Jd_{23,75}$ (точка В в сечении на рис. 8) | | | | | | | | | | | |
| 3176 | 1500 | 10 | $Ol + Grt + L$ | <i>Ol</i> | 40.56 | 0.19 | 15.08 | 44.81 | 0.06 | 0.18 | 100.88 |
| | | | | <i>Grt</i> | 44.06 | 20.95 | 14.83 | 16.72 | 3.47 | 0.96 | 101.13 |
| | | | | <i>L**</i> | Закалочные фазы | | | | | | |
| $Ol_{61}Di_{14,85}Jd_{24,18}$ (точка С в сечении на рис. 8) | | | | | | | | | | | |
| 3185 | 1510 | 10 | $Ol + Grt + L$ | <i>Ol</i> | 41.08 | 0.03 | 12.57 | 46.22 | 0.07 | 0.03 | 100.03 |
| | | | | <i>Grt</i> | 41.24 | 21.96 | 13.38 | 17.89 | 3.29 | 0.69 | 98.45 |
| | | | | <i>L*</i> | 57.99 | 11.36 | 2.81 | 13.22 | 7.39 | 7.22 | 100.00 |
| $Ol_{56}Di_{26,4}Jd_{17,6}$ (точка D в сечении на рис. 8) | | | | | | | | | | | |
| 3118 | 1400 | 10 | $Ol + Cpx + Grt + L$ | <i>Ol</i> | 40.84 | 0.04 | 14.21 | 45.99 | 0.05 | 0,08 | 101.21 |
| | | | | <i>Grt</i> | 43.07 | 21.75 | 13.19 | 18.37 | 3.74 | 0,46 | 100.58 |
| | | | | <i>Cpx</i> | 54.95 | 4.02 | 12.33 | 20.62 | 11.56 | 3,89 | 98.13 |
| | | | | <i>L*</i> | 57.81 | 9.84 | 5.47 | 10.26 | 7.60 | 9,03 | 100.00 |
| $Ol_{50}Di_{19}Jd_{31}$ (точка E на рис. 8) | | | | | | | | | | | |
| 3187 | 1560 | 10 | $Ol + Grt + L$ | <i>Ol</i> | 42.87 | 0.38 | 0.64 | 55.92 | 0.04 | 0.24 | 100.09 |
| | | | | <i>Grt</i> | 47.16 | 21.87 | 1.37 | 28.17 | 2.00 | 0.03 | 100.60 |
| | | | | <i>L**</i> | Закалочные фазы | | | | | | |
| 3173 | 1550 | 10 | $Ol + Grt + L$ | <i>Ol</i> | 43.26 | 0.27 | 0.37 | 56.33 | - | 0.03 | 100.26 |
| | | | | <i>Grt</i> | 45.37 | 23.47 | 2.48 | 24.59 | 3.62 | 0.50 | 100.03 |
| | | | | <i>L*</i> | Закалочные фазы | | | | | | |
| 3186 | 1520 | 10 | $Ol + Grt + L$ | <i>Ol</i> | 42.76 | 0.30 | 0.09 | 56.62 | 0.08 | 0.08 | 99.94 |
| | | | | <i>Grt</i> | 44.53 | 22.31 | 2.91 | 25.63 | 3.14 | 0.28 | 98.80 |
| | | | | <i>L*</i> | Закалочные фазы | | | | | | |
| 3165 | 1470 | 10 | $Ol + Grt + L$ | <i>Ol</i> | 41.78 | 0.22 | 6.97 | 51.44 | 0.13 | 0.06 | 100.60 |
| | | | | <i>Grt</i> | 43.18 | 23.41 | 9.89 | 19.34 | 4.35 | 0.35 | 100.52 |
| | | | | <i>L*</i> | 55.28 | 17.59 | 3.81 | 9.10 | 4.63 | 9.59 | 100.00 |

Таблица 2. Продолжение.

| № опыта | T, °C | t, мин | Фазовая ассоциация | Экспериментальные результаты | | | | | | | |
|---|-------|--------|--------------------|------------------------------|------------------|--------------------------------|-------|-------|-------|-------------------|--------|
| | | | | фаза | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | CaO | Na ₂ O | Сумма |
| | | | | | мас. % | | | | | | |
| 3164 | 1400 | 15 | Ol + Cpx + Grt + L | Ol | 41.81 | 0.38 | 4.51 | 54.00 | 0.03 | - | 100.73 |
| | | | | Grt | 44.64 | 22.94 | 5.27 | 22.75 | 4.63 | 0.31 | 100.54 |
| | | | | Cpx | 52.87 | 10.53 | 3.47 | 19.39 | 7.15 | 5.91 | 99.32 |
| | | | | L** | 63.46 | 16.16 | 0.13 | 0.20 | - | 20.05 | 100.00 |
| <i>Ol₄₀Di₃₆Jd₂₄</i> (проекция как точка F в сечении на рис. 8) | | | | | | | | | | | |
| 3180 | 1490 | 10 | Ol + Grt + L | Ol | 41.78 | 0.22 | 6.97 | 51.44 | 0.13 | 0.06 | 100.60 |
| | | | | Grt | 43.18 | 23.41 | 9.89 | 19.34 | 4.35 | 0.35 | 100.52 |
| | | | | L** | Закалочные фазы | | | | | | |
| 3119 | 1400 | 30 | Ol + Cpx + Grt + L | Ol | 41.03 | 0.45 | 11.28 | 46.13 | 0.12 | 0.58 | 99.58 |
| | | | | Grt | 41.67 | 21.17 | 9.82 | 19.44 | 4.03 | 0.69 | 96.82 |
| | | | | Cpx | 56.95 | 8.61 | 3.73 | 17.09 | 8.79 | 3.45 | 98.62 |
| | | | | L** | Закалочные фазы | | | | | | |
| <i>Ol₃₉Di_{27,45}Jd_{33,55}</i> (проекция как точка G в сечении на рис. 8) | | | | | | | | | | | |
| 3160 | 1550 | 10 | Grt + L | Grt | 42.99 | 22.53 | 7.18 | 22.25 | 1.64 | 0.27 | 96.86 |
| | | | | L** | Закалочные фазы | | | | | | |
| <i>Ol₃₀Di_{31,5}Jd_{38,5}</i> (точка H в сечении на рис. 8) | | | | | | | | | | | |
| 3136 | 1570 | 10 | L | L** | Закалочные фазы | | | | | | |
| 3158 | 1560 | 15 | L | L* | 53.91 | 16.54 | 1.17 | 13.61 | 5.38 | 9.40 | 100.00 |
| 3157 | 1500 | 10 | Grt + L | Grt | 44.65 | 23.82 | 3.76 | 24.72 | 3.15 | 0.36 | 100.44 |
| | | | | L** | Закалочные фазы | | | | | | |
| 3159 | 1420 | 20 | Grt + L | Grt | 43.26 | 22.44 | 9.42 | 21.17 | 3.11 | 0.45 | 99.85 |
| | | | | L* | 54.99 | 14.16 | 1.99 | 16.74 | 5.20 | 6.92 | 100.00 |
| 3132 | 1390 | 30 | Omph + Grt + L | Omph | 58.04 | 8.20 | 2.40 | 16.95 | 10.10 | 5.11 | 97.77 |
| | | | | Grt | 43.33 | 23.32 | 2.54 | 24.74 | 3.60 | 0.24 | 98.72 |
| | | | | L** | Закалочные фазы | | | | | | |
| <i>Ol₂₀Di_{30,4}Jd_{49,6}</i> (точка I в сечении на рис. 8) | | | | | | | | | | | |
| 3184 | 1540 | 10 | L | L** | Закалочные фазы | | | | | | |
| 3137 | 1480 | 10 | L | L** | Закалочные фазы | | | | | | |
| 3183 | 1460 | 10 | L | L* | 51.08 | 10.12 | 7.53 | 14.07 | 14.24 | 2.97 | 100.00 |
| 3133 | 1380 | 10 | Omph + Grt + L | Omph | 56.61 | 8.05 | 0.40 | 17.47 | 13.02 | 4.56 | 100.11 |
| | | | | phGrt | 44.34 | 24.03 | 0.91 | 25.88 | 4.56 | 0.20 | 99.92 |
| | | | | L* | 55.89 | 15.30 | 0.41 | 12.98 | 6.55 | 8.88 | 100.00 |
| <i>Ol₀₈Di_{37,24}Jd_{60,76}</i> (точка K в сечении на рис. 8) | | | | | | | | | | | |
| 3170 | 1520 | 10 | Omph + L | Omph | 56.12 | 7.19 | 4.96 | 17.60 | 8.61 | 5.16 | 99.64 |
| | | | | L** | Закалочные фазы | | | | | | |
| Поверхность ликвидуса системы Ol-Di-Jd (рис. 8) | | | | | | | | | | | |
| <i>Ol₆₁Di₃₉</i> | | | | | | | | | | | |
| 3178 | 1515 | 10 | Ol + Cpx + L | Ol | 42.55 | - | 9.12 | 46.83 | - | - | 98.50 |
| | | | | Cpx | 57.39 | 0.16 | 0.59 | 24.74 | 18.3 | 0.07 | 101.27 |
| | | | | L** | Закалочные фазы | | | | | | |
| 3188 | 1485 | 10 | Ol + Cpx + L | Ol | 40.36 | 0.20 | 11.01 | 45.99 | 0.29 | 0.28 | 98.13 |
| | | | | Cpx | 55.06 | 0.27 | 3.32 | 20.01 | 20.57 | 0.24 | 99.47 |
| | | | | L** | Закалочные фазы | | | | | | |
| <i>Ol₅₅Di_{34,47}Jd_{10,53}</i> | | | | | | | | | | | |
| 3179 | 1500 | 10 | Ol + Cpx + L | Ol | 42.23 | - | 6.74 | 50.92 | - | - | 99.89 |
| | | | | Cpx | 55.24 | 2.68 | 0.70 | 22.52 | 16.88 | 1.04 | 99.06 |
| | | | | L** | Закалочные фазы | | | | | | |

Таблица 2. Окончание.

| № опыта | T, °C | t, мин | Фазовая ассоциация | фаза | Экспериментальные результаты | | | | | | | |
|--|-------|--------|---------------------------|-------------|------------------------------|--------------------------------|-------|-------|-------|-------------------|--------|--------|
| | | | | | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | CaO | Na ₂ O | Сумма | |
| | | | | | мас. % | | | | | | | |
| <i>Ol</i> _{58,50} <i>Di</i> _{28,22} <i>Jd</i> _{13,28} | | | | | | | | | | | | |
| 3152 | 1600 | 10 | <i>Ol + Grt + L</i> | <i>Ol</i> | 41.32 | - | 7.47 | 51.29 | - | - | - | 100.08 |
| | | | | <i>Grt</i> | 43.02 | 23.98 | 7.57 | 21.67 | 4.67 | - | 100.97 | |
| | | | | <i>L**</i> | Закалочные фазы | | | | | | | |
| <i>Ol</i> ₅₁ <i>Di</i> _{22,05} <i>Jd</i> _{26,95} | | | | | | | | | | | | |
| 3162 | 1555 | 10 | <i>Ol + Grt + L</i> | <i>Ol</i> | 43.26 | 0.27 | 7.37 | 49.33 | - | 0.03 | 100.26 | |
| | | | | <i>Grt</i> | 46.31 | 19.67 | 6.99 | 24.15 | 1.81 | 1.79 | 100.69 | |
| | | | | <i>L*</i> | 49.05 | 21.48 | 0.46 | 10.24 | 2.59 | 16.18 | 100.00 | |
| 3156 | 1535 | 10 | <i>Ol + Grt + L</i> | <i>Ol</i> | 46.22 | 1.09 | 7.70 | 45.42 | 0.31 | 0.37 | 101.12 | |
| | | | | <i>Grt</i> | 46.33 | 20.45 | 6.82 | 25.37 | 1.18 | 0.42 | 100.57 | |
| | | | | <i>L*</i> | 55.11 | 11.02 | 2.94 | 22.41 | 1.78 | 6.73 | 100.00 | |
| 3161 | 1505 | 10 | <i>Ol + Grt + L</i> | <i>Ol</i> | 44.77 | 1.06 | 7.46 | 44.00 | 0.30 | 0.36 | 97.95 | |
| | | | | <i>Grt</i> | 46.33 | 20.45 | 6.82 | 25.37 | 1.18 | 0.42 | 100.57 | |
| | | | | <i>L**</i> | Закалочные фазы | | | | | | | |
| 3163 | 1420 | 10 | <i>Ol + Grt + Cpx + L</i> | <i>Ol</i> | 41.06 | 0.37 | 17.28 | 41.44 | - | 0.35 | 100.47 | |
| | | | | <i>Grt</i> | 44.74 | 23.52 | 4.56 | 25.28 | 2.50 | 0.04 | 100.64 | |
| | | | | <i>Cpx</i> | 59.00 | 8.65 | 3.26 | 21.55 | 3.01 | 4.95 | 100.42 | |
| | | | | <i>L**</i> | Закалочные фазы | | | | | | | |
| 3155 | 1400 | 20 | <i>Ol + Grt + Cpx + L</i> | <i>Ol</i> | 43.00 | 0.03 | 3.77 | 53.87 | - | 0.13 | 100.80 | |
| | | | | <i>Grt</i> | 43.75 | 22.16 | 9.83 | 22.44 | 1.90 | 0.56 | 100.64 | |
| | | | | <i>Cpx</i> | 56.54 | 7.44 | 4.09 | 21.58 | 4.96 | 4.42 | 99.03 | |
| | | | | <i>L*</i> | 56.14 | 7.63 | 4.24 | 26.11 | 1.31 | 4.57 | 100.00 | |
| <i>Ol</i> ₃₂ <i>Di</i> _{26,60} <i>Jd</i> _{31,10} | | | | | | | | | | | | |
| 3139 | 1500 | 10 | <i>Ol + Grt + L</i> | <i>Ol</i> | 39.73 | 0.23 | 18.39 | 41.74 | 0.09 | 0.15 | 100.33 | |
| | | | | <i>Grt</i> | 42.76 | 18.92 | 17.36 | 16.99 | 2.42 | 0.44 | 98.89 | |
| | | | | <i>L**</i> | Закалочные фазы | | | | | | | |
| 3134 | 1390 | 30 | <i>Ol + Grt + Cpx + L</i> | <i>Ol</i> | 38.79 | 1.13 | 22.60 | 38.38 | 0.09 | 0.14 | 101.13 | |
| | | | | <i>Grt</i> | 44.43 | 23.45 | 4.12 | 5.10 | 1.01 | 0.50 | 99.91 | |
| | | | | <i>Cpx</i> | 57.56 | 7.10 | 2.74 | 19.25 | 9.23 | 4.78 | 100.66 | |
| | | | | <i>L*</i> | 59.10 | 17.65 | 4.12 | 2.10 | 1.01 | 13.01 | 100.00 | |
| <i>Ol</i> ₂₄ <i>Di</i> _{45,60} <i>Jd</i> _{30,40} | | | | | | | | | | | | |
| 3138 | 1480 | 10 | <i>L</i> | <i>L**</i> | Закалочные фазы | | | | | | | |
| 3131 | 1380 | 30 | <i>Omph + Grt + L</i> | <i>Omph</i> | 56.72 | 7.82 | 2.10 | 15.80 | 12.27 | 5.48 | 100.19 | |
| | | | | <i>Grt</i> | 43.97 | 22.40 | 9.32 | 20.74 | 3.74 | 0.49 | 100.66 | |
| | | | | <i>L**</i> | Закалочные фазы | | | | | | | |

* – Закалочный раскристаллизованный расплав, анализируемый по площади, ** – закалочные фазы, не анализируемые.

Симптоматично появление ортопироксена среди закалочных фаз. Оно обусловлено возрастанием концентрации ортопироксеновых компонентов в остаточных расплавах по мере развития их фракционной ультрабазит-базитовой эволюции и понижения содержания оливино-

вых компонентов в остаточных расплавах. При этом на физико-химическое поведение ортопироксеновых компонентов влияет несколько факторов. Прежде всего, это повышение концентрации компонентов ортопироксена в остаточных расплавах (и, соответственно, в общем составе

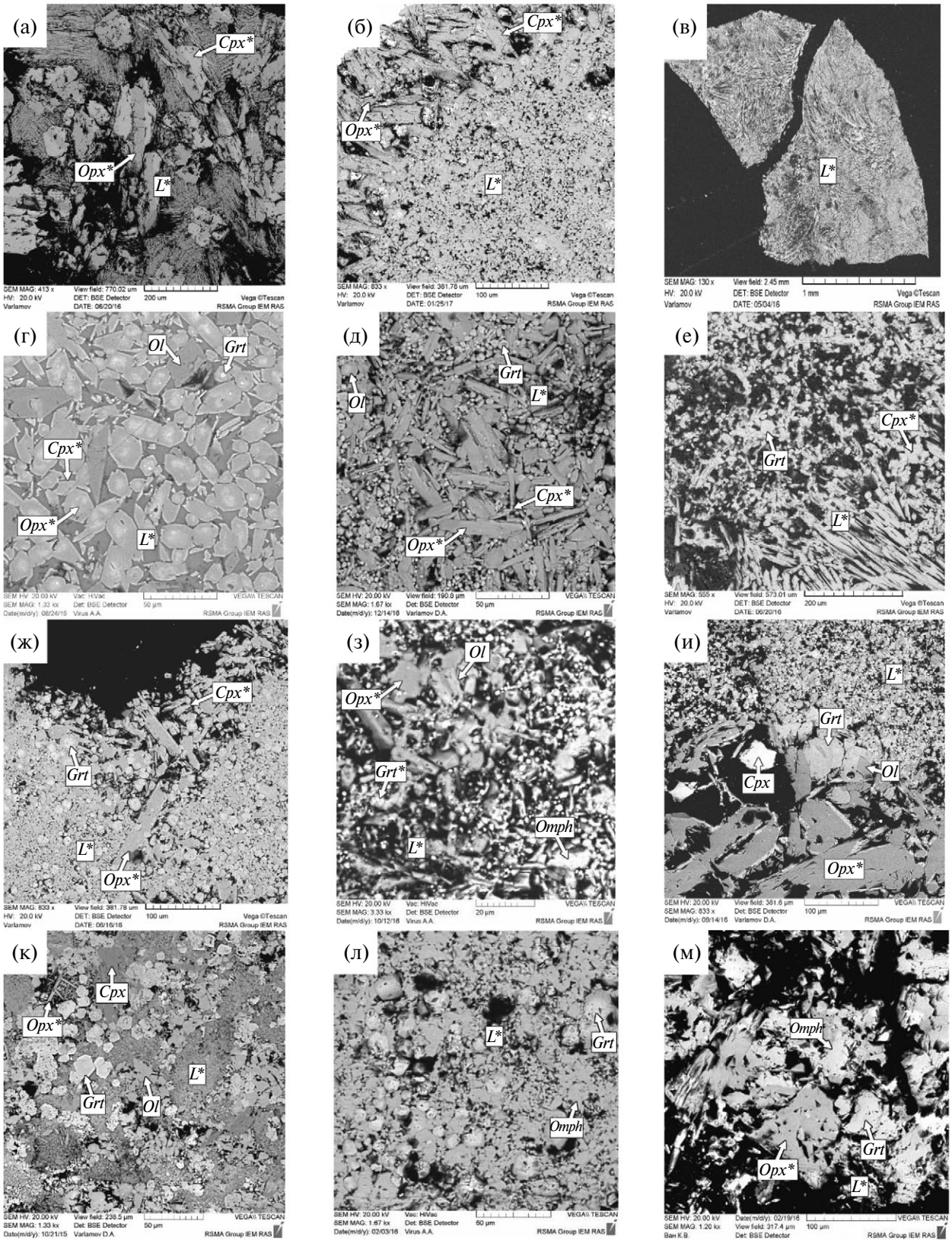


Рис. 7. Электронно-микроскопические изображения экспериментальных образцов (после полировки). Равновесные фазовые ассоциации: (а) L (№ 3158), (б) L (№ 3184), (в) L (№ 3151), (г) $Ol + Grt + L$ (№ 5162), (д) $Ol + Grt + L$ (№ 3175), (е) $Grt + L$ (№ 3157), (ж) $Grt + L$ (№ 3169), (з) $Omph + L$ (№ 3170), (и) $Ol + Grt + Cpx + L$ (№ 3164), (к) $Ol + Grt + Cpx + L$ (№ 3118), (л) $Grt + Omph + L$ (№ 3133), (м) $Grt + Omph + L$ (№ 3132).

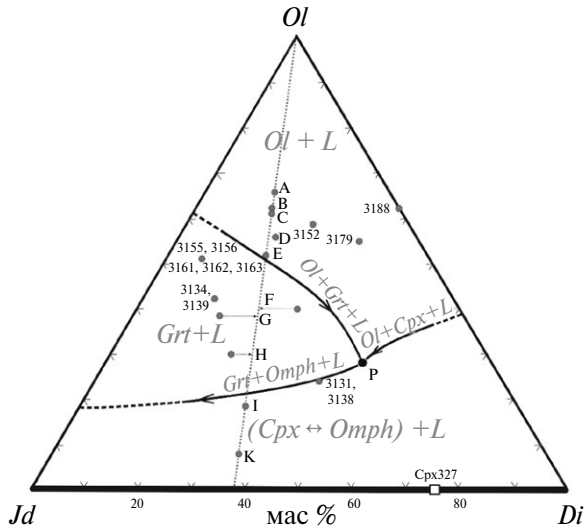


Рис. 8. Строение равновесного перитектического ликвидуса ультрабазит-базитовой системы $Ol-Di-Jd$. Буквами обозначены серии образцов одного состава в сечении $Ol-Cpx$ (см. табл. 2 и рис. 6); образцы вне сечения пронумерованы.

системы) с приближением их фигуративных точек составов к граничной тройной системе $Orx-Cpx(Omph)-Grt$. Эта система принадлежит к разделительной плоскости $Orx-Cpx(Omph)-Crt$ между ультрабазитовыми и базитовыми составами диаграммы-комплекса (рис. 1, 2). При этом к физико-химическим факторам возрастания концентрации Orx -компонентов следует отнести их непрерывную генерацию в реакциях диопсидовых и жадеитовых компонентов расплавов с оливиновыми и гранатовыми, раскрытыми прежде (Davis, 1964; Windom, Boettcher, 1981; Gasparik, Litvin, 1997). Вместе с тем перитектические реакции ортопироксеновых компонентов расплавов как с диопсидовым (Davis, 1963), так и с жадеитовым (Литвин, 1991) на солидусе исключают формирование субсолидусного ортопироксена в условиях фракционной кристаллизации. Интересно, что на дендритных зернах ортопироксенов неоднократно отмечены каемки клинопироксеновых новообразований, которые успели сформироваться за счет ортопироксенов в процессах кратковременной закалки экспериментальных образцов с расплавами.

На рис. 7 представлены характерные электронно-микроскопические изображения экспериментальных образцов, на которых закалочные метастабильные фазы помечены звездочками. На рис. 7 (а–в) показано, как выглядят полные базитовые расплавы после закалки (фазовое поле L на рис. 6). При быстром охлаждении они не закалены в однородные стекла, а раскристаллизо-

ваны в тесные срастания закалочных вторичных Cpx и Orx с характерной дендритной текстурой (рис. 7а) или в мелкозернистый закалочный материал (рис. 7б). Обнаруживаются также визуальные свидетельства конвекции в базитовых расплавах (рис. 7в). На рис. 7 (г, д) — фазовое поле $Ol + Grt + L$, образованное в результате процесса частичной гранатизации избыточного ликвидусного оливина в ультрабазитовых расплавах. При этом первичные стабильные фазы Ol и Grt ассоциированы со вторичными закалочными Cpx и Orx . На рис. 7 (е, ж) — первичный ликвидусный Grt в фазовом поле $Grt + L$ и мелкозернистые закалочные ультрабазитовые и базитовые расплавы с переходными пограничными составами. На рис. 7 (з) — первичный ликвидусный $Omph$ в фазовом поле $Omph + L$ с закалочными базитовыми расплавами. В обоих случаях стабильные фазы ассоциированы с закалочными, среди которых и мелкозернистые закалочные Ol и Grt . На рис. 7 (и, к) — квазиинвариантная перитектическая ассоциация $Ol + Grt + Cpx + L$ в завершающей стадии гранатизации оливина, а на рис. 7 (л, м) — моновариантная ассоциация Grt и $Omph$ регрессивной котектической кривой $Ol + Grt + Cpx + L$, возникающая в природных условиях на солидусе ультрабазит-базитовой системы после полного фракционного и реакционного исчезновения оливина. Закалочные экспериментальные образцы требуют особого внимания для корректной интерпретации результатов, поскольку даже при высокоскоростном понижении температуры не исключены дополнительные фазовые превращения. Составы закалочных фаз несут определенные признаки закалочного сценария. Так, составы закалочных Orx тяготеют к пижониту Pgt с характерным составом SiO_2 — 57,06; Al_2O_3 — 1,83; FeO — 3,59; MgO — 33,76; CaO — 1,90; Na_2O — 0,47; сумма 98,61 (обр. 3164), при этом типоморфные колебания содержания CaO — в пределах ~1,5–5 мас.%. Для ультрабазитовых расплавов их закалочные Cpx тяготеют к авгиту Aug с характерным составом SiO_2 — 56,45; Al_2O_3 — 3,68; FeO — 4,10; MgO — 23,94; CaO — 10,04; Na_2O — 1,99; сумма 100,20 (обр. 3175) и типоморфными колебаниями содержания Na_2O в пределах ~1,5–2,0 мас.%, тогда как в первичных Cpx содержится до 3–4 мас.% Na_2O . Соответственно, для базитовых расплавов в закалочных Aug содержание Na_2O составляет до 2 мас.%, тогда как в первичных $Omph$ — до 4–8 мас.%.

В фазовой диаграмме политермического сечения $Ol-Omph (=Di_{38}Jd_{62})$ (рис. 6) при температурах не ниже $1650^\circ C$ в интервале содержаний от ~40 до ~50 мас.% Ol обнаруживается реакция

компонентов оливина и жадеита с образованием граната и его ликвидусного поля $Grt + L$. При пониженной температуре 1380–1420°C и содержании ~30 мас.% Ol находится квазиинвариантная перитектическая точка $Ol + (Cpx \rightarrow Omph) + Grt + L$. В этой точке после полного реакционного исчезновения компонентов оливина («гранатизация оливина») возникает регрессивная моновариантная котектика $Omph + Grt + L$. В суб-солидусе рассматриваемого сечения $Ol-Omph$ формируются две ассоциации — ультрабазитовая $Ol + Cpx + Grt$, определяющая модальные составы гранат-верлитовых перидотитов и оливин-гранатовых пироксенитов, а также базитовая $Omph + Grt$ с составами биминеральных эклогитов. Примеси Na_2O в эклогитовых гранатах свидетельствуют о вхождении Na-мэйджоритового компонента $Na_2MgSi_5O_{12}$ в их составы (Бобров и др., 2009; Дымшиц и др., 2015).

Полученные экспериментальные данные (табл. 2; рис. 6, 7) позволяют определить ликвидусные отношения системы оливин–диопсид–жадеит при 6 ГПа (рис. 8). Граничная система $Ol-Di$ и сечение $Ol-Cpx327$ находятся в области ультрабазитовых составов. На ликвидусе граничной системы $Ol-Jd$ появляется псевдобинарный гранат. Показательна граничная система $Di-Jd$ с полной смесимостью компонентов в твердом и жидком состояниях (Bell, Davis, 1969). Непосредственно в ее составах фиксируется ультрабазит-базитовый эволюционный переход как последовательное изменение составов от клинопироксенов перидотитов и пироксенитов к омфацитам эклогитов. Для граничной системы $Ol-Di$ ликвидусными фазами являются оливин и клинопироксен, как и для магнезиальных составов $Fo-Di$ (Davis, 1964; Davis, Shairer, 1965).

Ликвидусными фазами системы $Ol-Di-Jd$ являются оливин (поле $Ol + L$), гранат (поле $Grt + L$) и поле минеральных фаз неограниченных твердых растворов диопсида и жадеита, которое целесообразно изобразить как $(Cpx \leftrightarrow Omph) + L$ с учетом специфики настоящего исследования. В данном случае двухсторонняя стрелка символизирует зависимость минералогического обозначения фазы неограниченных твердых растворов диопсид–жадеит от содержания жадеитового компонента. Моновариантные котектики $Ol + Cpx + L$ и $Ol + Grt + L$ сходятся в неинвариантной перитектике $Ol + (Cpx \rightarrow Omph) + Grt + L$ после реакционного исчезновения оливина, в которой возникает моновариантная котектика $Omph + Grt + L$. Таким образом, неинвариантной перитектической реакцией на ликвидусе системы оливин–диопсид–

жадеит обеспечивается ультрабазит-базитовое изменение общего состава системы и, соответственно, переход от оливиннормативных составов к кремнеземнормативным.

Критическая роль ликвидуса системы оливин–диопсид–жадеит–гранат в ультрабазит-базитовой эволюции магматизма верхней мантии. С повышением относительного содержания жадеитового компонента в остаточных расплавах (и в общем составе системы) при фракционной магматической эволюции вещества гранат-перидотитовой фации возникает новая физико-химическая ситуация, не учитываемая в равновесной ультрабазит-базитовой системе (рис. 2). Этим определяется необходимость исследования строения ликвидуса четверной системы $Ol-Di-Jd-Grt$ (с участием жадеита в качестве граничного компонента), что мотивировано фракционной эволюцией ультрабазит-базитовой системы вдоль моновариантной кривой $Ol + Cpx + Grt + L$ с возрастанием содержания жадеитового компонента в ее общем составе.

Ликвидусные фазовые отношения тройных граничных систем диаграммы-симплекса $Ol-Di-Jd-Grt$, обоснованные экспериментальными данными, представлены на развертке ее тетраэдра составов (рис. 9). Пограничная бинарная система $Ol-Di$ и сечение $Ol-Cpx327$ находятся в области ультрабазитовых составов. Ликвидус ультрабазит-базитовой системы $Ol-Di-Jd$, определенный в физико-химическом эксперименте (рис. 8), в данном случае является первостепенным. Поверхности ликвидуса сопряженных систем построены с использованием опублико-

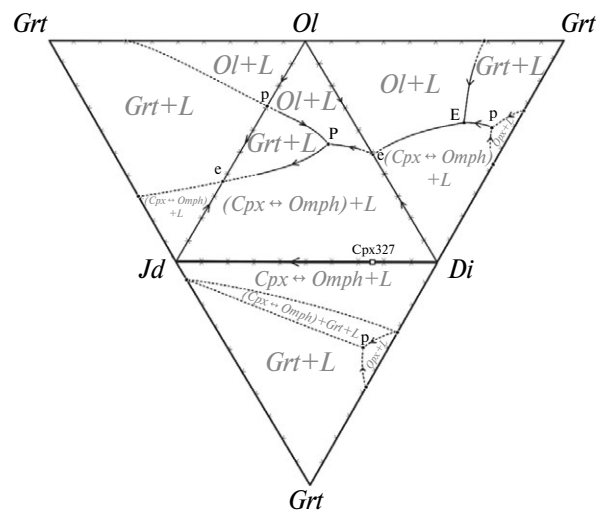


Рис. 9. Диаграмма-развертка ликвидусных фазовых отношений тройных граничных систем ультрабазит-базитовой системы $Ol-Di-Jd-Grt$ по экспериментальным и литературным данным.

ванных данных. В граничной системе $Ol-Di-Grт$ необходимо обратить внимание на граничную систему $Grт-Di$, при плавлении которой в фазовых отношениях обнаруживается псевдобинарный ортопироксен, что отмечено впервые в упрощенной системе $Di-Prp$ (Davis, 1964). Это свидетельствует о ее принадлежности к ортопироксен-нормативным составам перидотит-пироксенитовой системы. С возрастанием содержания оливиновых компонентов и понижением температуры ликвидусное поле ортопироксена ограничивается моновариантными кривыми $Opх + Cpx + L$ и $Opх + Grт + L$, которые приходят в перитектическую точку $Opх + Cpx + Grт + L$ с реакционной потерей в ней $Opх$ и возникновением моновариантной котектики $Cpx + Grт + L$, направленной к ультрабазитовой эвтектике $Ol + Cpx + Grт + L$. В граничной системе $Ol-Jd-Grт$ ликвидусными фазами являются оливин, гранат и твердые растворы жадеита, обозначенные на диаграмме как $(Cpx \leftrightarrow Omph)$. Особенности ликвидуса тройной граничной системы $Di-Jd-Grт$ определяются характером плавления неограниченных твердых растворов в системе $Di-Jd$ в сочетании с ликвидусным полем псевдобинарного ортопироксена для граничной системы $Di-Grт$.

Фазовые отношения при плавлении тройных граничных систем симплекса $Ol-Di-Jd-Grт$ позволяют построить его ликвидус в обобщенном виде (рис. 10). В объеме симплекса возникает моновариантная кривая $Ol + Cpx + Grт + L$, при перемещении которой связываются эвтектика $Ol + Cpx + Grт + L$ ультрабазитовой граничной системы $Ol-Di-Grт$ с перитектикой ультрабазит-базитовой граничной системы $Ol-Di-Jd$. Реакция гранатизации оливина развивается с возрастанием содержания жадеитового компонента в расплавах моновариантной кривой $Ol + Cpx + Grт + L$ и завершается в перитектической точке $Ol + (Cpx \rightarrow Omph) + Grт + L$ с исчезновением оливиновых компонентов и изменением ультрабазитовых клинопироксеновых составов в базитовые омфацитовые. В условиях фракционной кристаллизации содержание жадеитового компонента прогрессивно возрастает в остаточных расплавах и клинопироксенах с переходом к омфацитам, в то время как в оливине и гранате жадеитовый компонент нерастворим. Таким образом, фракционная эволюция остаточных расплавов и общего состава системы вдоль моновариантной кривой $Ol + Cpx + Grт + L$ является критической в осуществлении ультрабазит-базитовой эволюции магматизма верхней мантии.

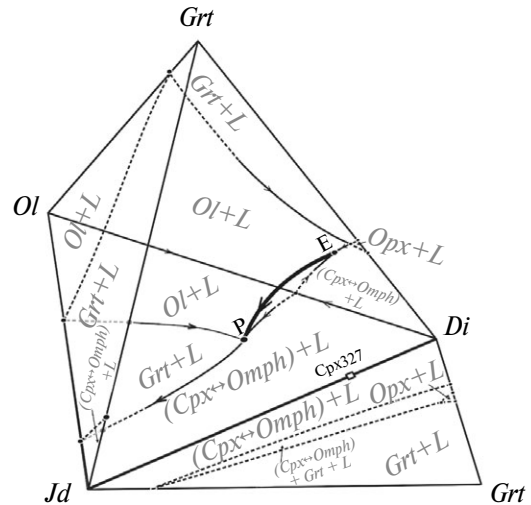


Рис. 10. Схематическая диаграмма объемного строения ликвидуса ультрабазит-базитовой системы $Ol-Di-Jd-Grт$ (с тройной граничной системой $Di-Jd-Grт$, развернутой к читателю).

Примечательно, что источником жадеитового компонента в рассмотренном процессе ультрабазит-базитовой магматической эволюции является клинопироксен исходного гранатового лерцолита (статистически около 2.6 мас.% Na_2O). Его содержание в омфацитах эклогитов и гроспидитов трубки Робертс-Виктор может достигать 50–70% (до 10–14 мас.% Na_2O) (Dawson, 1980). Такое повышение содержаний жадеитового компонента от перидотитовых клинопироксенов к эклогитовым омфацитам и, соответственно, содержаний Na_2O в составах пород согласуется с режимом фракционной ультрабазит-базитовой эволюции магматических расплавов.

Режим фракционной кристаллизации расплавов в многокомпонентной системе вносит радикальные изменения в относительные содержания компонентов системы $MgO-FeO-Al_2O_3-CaO-Na_2O-SiO_2$, повышая относительные содержания примесных оксидов FeO и Na_2O до уровня их концентраций в породообразующих минералах. Возрастание концентрации легкоплавких компонентов существенно понижает температуры физико-химических процессов. Так, в граничной системе диопсид-жадеит, которая по существу контролирует возникновение и эволюцию моновариантной кривой $Ol + Cpx + Grт + L$ в системе $Ol-Di-Jd-Grт$, температуры плавления фаз твердых растворов $(Di-Jd)_{ss}$ понижаются на 300–320°C от тугоплавкого диопсида до легкоплавкого жадеита (Bell, Davis, 1969). Дополнительно на понижение температуры в процессе фракционной кристаллизации влияют железистые компоненты оливина, клинопирок-

сена и граната. Например, при 4 ГПа температура солидуса магнезиальной системы $Di-Prp$ (Davis, 1964) на 160° выше, чем для магнезиально-железистой $Di_{80}Hed_{20}-Prp_{80}Alm_{20}$ (Литвин, 1991). Однако качественные изменения, связанные с созданием новых физико-химических возможностей эволюции петрологических систем верхней мантии, вносятся жадеитовым компонентом. Возрастанием его концентрации в общих составах системы, тождественных с составами остаточных расплавов, в процессе фракционной кристаллизации создается новый симплекс $Ol-Di-Jd-Grt$, позволяющий раскрыть реакционное воздействие жадеитового компонента на оливиновые. Естественно, подобный эффект невозможен в упрощенной ультрабазит-базитовой системе $Fo-En-Di-Prp$ (без компонентов Fe и Na), исследования равновесных фазовых отношений при плавлении которой раскрыли на модельном уровне перитектическую реакцию клинопироксенизации ортопироксена с реализацией регрессивной моновариантной кривой $Fo + Di + Prp + L$. Однако только в режиме фракционной кристаллизации данная котектическая кривая (рис. 2) может из перидотит-пироксенитового симплекса через точку протыкания распространиться в смежный симплекс оливиновых эклогитов вплоть до 5-фазовой эвтектики $Ol-Cpx-Grt-Crn$, в которой процесс ультрабазитовой эволюции должен завершиться. По-видимому, подобный процесс может осуществиться и в многокомпонентной перидотит-пироксенитовой системе $Ol-Opx-Cpx-Grt$ при некотором критически низком содержании жадеитового компонента в клинопироксене, когда создаются условия для петрогенезиса редко встречающихся оливиновых эклогитов.

Полученные физико-химические данные приложимы также к условиям формирования первичных ультрабазитовых и базитовых первичных включений в алмазах и алмазонасных пород в соответствии с мантийно-карбонатитовой концепцией генезиса алмазов и ассоциированных минеральных фаз (Litvin, 2007; Литвин и др., 2016; Litvin, 2017).

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВОЙ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЗМА ГРАНАТ- ПЕРИДОТИТОВОЙ ФАЦИИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В комплексной диаграмме составов многокомпонентной системы оливин-клинопироксен-корунд-коэсит (рис. 1) представительно

обобщены данные о породообразующих минералах и модальных составах магматических перидотитов, пироксенитов и эклогитов гранат-перидотитовой фации верхней мантии (Литвин, 1991). Содержания ключевых компонентов клинопироксенов и гранатов (MacGregor, Carter, 1970; Соболев, 1974), как и самих пород (Маракушев, 1984), закономерно изменяются от ультрабазитовых гранатовых лерцолитов до базитовых эклогитов, что формализовано петрохимическими трендами. Закономерности эволюции химических составов минералов и пород многокомпонентных петрологических систем создаются и контролируются их ликвидусными фазовыми отношениями, которые раскрываются в физико-химическом эксперименте. Петрологические исследования указывают на серийные парагенезисы двух и более ультрабазитовых и базитовых пород как признаки фракционной кристаллизации в развитии глубинных магматических процессов (Соболев, Соболев, 1964; MacGregor, Carter, 1970; Dawson, 1980). Многокомпонентный состав вещества гранат-перидотитовой фации, закономерные петрохимические связи между ультрабазитовыми и базитовыми породами, фракционный механизм эволюции глубинного магматизма учтены при постановке петрогенетических задач и определении граничных составов систем в экспериментальных физико-химических исследованиях, а также при интерпретации экспериментальных результатов.

Экспериментальные физико-химические исследования многокомпонентных систем верхней мантии и теоретический анализ закономерностей ультрабазит-базитовой фракционной эволюции глубинного магматизма на основе экспериментальных и петрохимических данных позволяют прийти к следующим заключениям.

1. Ликвидусные фазовые отношения многокомпонентной перидотит-пироксенитовой системы оливин-ортопироксен-клинопироксен-гранат (рис. 2) контролируют составы первичных коматиитовых магм, генерированных при плавлении коренных гранатовых лерцолитов верхней мантии. Составом первичной оливин-нормативной магмы задается исходный общий состав многокомпонентной системы, испытывающей фракционную ультрабазит-базитовую эволюцию. Первоначально составы остаточных расплавов (и общий состав системы) контролируются одной из моновариантных кривых $Ol + Opx + Cpx + L$ или $Ol + Opx + Grt + L$, автоматический выбор которых зависит от отношения Al_2O_3/SiO_2 в коренном гранатовом лерцолите и,

соответственно, в первичной магме. Достижение изменяющимся составом магмы квазиинвариантной перитектики $Ol + Opx + Cpx + Grt + L$ сопровождается реакционной потерей ортопироксеновых компонентов с выходом к моновариантной кривой $Ol + Cpx + Grt + L$. В процессах фракционной эволюции ультрабазитовых магм с Ol -нормативными составами осуществляется петрогенезис дифференцированных перидотитов и пироксенитов с Opx (гранатовые дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, ортопироксениты и вебстериты), а также их разностей без Opx (гранатовые верлиты и клинопироксениты).

2. Моновариантная кривая $Ol + Cpx + Grt + L$ в равновесном приближении (рис. 2) из перидотит-перидотитового симплекса через точку протыкания в граничной плоскости $Ol-Cpx-Grt$ перемещается в смежный оливин-эклогитовый симплекс, создавая потенциально условия для петрогенезиса ультрабазитовых оливиновых эклогитов. Однако этот сценарий в природных условиях реализуется крайне редко или вообще не имеет места (Mathias et al., 1970; Ringwood, 1975). Альтернативным и предпочтительным процессом является фракционная ультрабазит-базитовая эволюция с завершающей генерацией кремнеземнормативных магм и петрогенезисом базитовых эклогитов. Глобальное соотношение количества ультрабазитовых перидотит-пироксенитовых и базитовых эклогитовых ксенолитов в кимберлитах оценено как 95:5%, хотя известны исключения (например, это соотношение для трубки Робертс-Виктор составляет 20:80). Таким образом, петрологические факты не исключают возможности ультрабазит-базитовой эволюции мантийного магматизма. В связи с этим поиски решения проблемы в физико-химическом эксперименте приобретают актуальное значение. Прежде всего, становится очевидным, что проблема нерешаема на основе равновесного ультрабазит-базитового ликвидуса вещества гранат-перидотитовой фации (рис. 2). Этому препятствуют термальные барьеры на одноименных моновариантных кривых, соединяющих ультрабазитовые и базитовые составы. Перспективы решения проблемы связаны с открытием (Gasparik, Litvin, 1997) и реализацией реакции гранатизации оливина в процессах фракционной эволюции ультрабазитовых расплавов вдоль моновариантной кривой $Ol + Cpx + Grt + L$ в пределах составов перидотит-пироксенитового симплекса. Фракционная эволюция ультрабазитовых расплавов повышает концентрацию жадеитового компонента в клинопироксенах и остаточных расплавах, при этом содержание компонентов оливина

понижается, а граната — возрастает. Растущий вклад жадеита в общий состав фракционирующей системы создает промежуточный симплекс $Ol-Di-Jd-Gr$ с ликвидусом, эффективно соединяющим поверхности ликвидусов ультрабазитовой и базитовых систем.

3. Исследованием в физико-химическом эксперименте при 6 ГПа фазовых отношений при плавлении граничной системы $Ol-Di-Jd$ раскрыты моновариантные кривые $Ol + Cpx + L$ и $Ol + Grt + L$, эволюция которых с понижением температуры ведет к квазиинвариантной перитектической точке $Ol + (Cpx \rightarrow Omph) + Grt + L$ (при 1380–1420°C). С перитектической реакцией оливиновых и жадеитовых компонентов появляется гранат и исчезает оливин, в результате возникает моновариантная кривая $Omph + Grt + L$, контролирующая генезис базитовых эклогитов. Таким образом, обеспечивается фракционный переход от оливиннормативных остаточных расплавов к кремнеземнормативным и, соответственно, от ультрабазитового вещества гранат-перидотитовой фации к базитовому. Реакционная гранатизация оливина совместно с его фракционным удалением ведет к существенным топологическим изменениям в пределах перидотит-пироксенитового симплекса (рис. 2). В результате моновариантная кривая $Ol + Cpx + Grt + L$ последовательно удаляется от его оливиновой вершины, достигая с исчезновением оливиновых компонентов линии составов $Cpx(Omph)-Grt$, единственного общего элемента всех ультрабазитовых и базитовых симплексов.

Возникает новая физико-химическая ситуация, не учитываемая в равновесной ультрабазит-базитовой системе (рис. 2). С эволюцией общего состава системы вдоль моновариантной кривой $Ol + Cpx + Grt + L$ возникает новая четвертная система-симплекс $Ol-Di-Jd-Grt$ (с Jd в качестве граничного компонента). На ее ликвидусе (рис. 10) фракционно реализуется ультрабазит-базитовое изменение общего состава системы с переходом от формирования оливиннормативных расплавов к кремнеземнормативным. Ключевое значение при этом принадлежит моновариантной кривой $Ol + (Cpx \rightarrow Omph) + Grt + L$. Эта кривая в симплексе $Ol-Di-Jd-Grt$ является продолжением ультрабазитовой моновариантной кривой $Ol + Cpx + Grt + L$ вплоть до исчезновения оливиновых компонентов в реакционной точке на линии составов $Cpx(Omph)-Grt$. Со становлением дивариантной ассоциации $Omph + Grt + L$ открываются пути эволюции в базитовые эклогитовые симплексы. Таким об-

разом, система $Ol-Di-Jd-Grt$ с моновариантной кривой $Ol + (Cpx \rightarrow Omph) + Grt + L$ и ассоциацией $Omph + Grt + L$ выполняет роль своеобразного мостика между ультрабазитовыми и базитовыми магмами в режиме их фракционной эволюции.

4. Фазовые отношения при плавлении системы $Omph-Grt$ контролируют генезис, химические и модальные составы биминеральных эклогитов. Вместе с тем данная система является граничной для всех трех базитовых эклогитовых симплексов (рис. 2). Как своеобразный мостик, моновариантная кривая $Ol + Cpx + Grt + L$ в промежуточной системе $Ol-Di-Jd-Grt$ в режиме фракционной кристаллизации вышла на позицию, откуда открываются пути эволюции остаточных расплавов (и общего состава системы $Ol-Cpx-Crn-Coe$) с использованием элементов равновесных ликвидусов трех сопряженных базитовых симплексов. Выбор дальнейшего пути фракционной эволюции определяется соотношением содержаний Al_2O_3/SiO_2 , заложенным в первичных ультрабазитовых расплавах. Фракционная эволюция базитовых расплавов начинается на дивариантном ликвидусном поле $Omph + Grt + L$ одного из эклогитовых симплексов — корунд-кианитового, кианит-коэситового или коэсит-ортопироксенового. Дальнейшая эволюция на поверхности ликвидуса корунд-кианитовых эклогитов контролируется выбором между моновариантными кривыми $Crn + Omph + Grt + L$ и $Ky + Omph + Grt + L$ с завершением в невариантной эвтектике $Ky + Crn + Omph + Grt + L$ и для кианит-коэситовых эклогитов между моновариантными кривыми $Ky + Omph + Grt + L$ и $Coe + Omph + Grt + L$ с завершением в невариантной эвтектике $Coe + Ky + Omph + Grt + L$. Для перитектического коэсит-ортопироксенового ликвидуса предельный путь фракционной эволюции сложнее, если выбрана моновариантная кривая $Opx + Omph + Grt + L$, то при прохождении невариантной перитектики $Opx + Coe + Omph + Grt + L$ дальнейшая эволюция направлена вдоль моновариантной кривой $Coe + Omph + Grt + L$ через точку протыкания в смежный симплекс кианит-коэситовых эклогитов с завершением в невариантной эвтектике $Coe + Ky + Omph + Grt + L$. Если же выбрана моновариантная кривая $Coe + Omph + Grt + L$, то реализуется заключительная часть предыдущего сценария, минуя невариантную перитектическую точку.

Самым сложным сценарием фракционной ультрабазит-базитовой эволюции первичных расплавов гранатового лерцо-

лита является следующий: в области ультрабазитовых составов перидотит-пироксенитового симплекса вдоль моновариантной кривой $Ol + Opx + Cpx + L$ через перитектическую точку $Ol + Opx + Cpx + Grt + L$ (потеря Opx) вдоль кривой $Ol + Cpx (Di, Jd_{1-x}) + Grt + L$ через реакционную точку $Ol + (Cpx \rightarrow Omph) + Grt + L$ (потеря Ol), продолжение в области базитовых составов в ортопироксен-коэситовом симплексе — через дивариантное поле $Omph + Grt + L$ вдоль моновариантной кривой $Opx + Omph + L$ через невариантную перитектику $Opx + Coe + Omph + Grt + L$ (вновь потеря Opx) вдоль моновариантной кривой $Coe + Omph + Grt + L$ через точку протыкания в смежный симплекс кианит-коэситовых эклогитов с завершением в невариантной эвтектике $Coe + Ky + Omph + Grt + L$ и формированием субсолидусной ассоциации $Coe + Ky + Omph + Grt$. В процессе фракционной кристаллизации происходит генезис дифференцированных перидотит-пироксенитовых и эклогит-гроспидитовых пород в соответствии с контролирующими моновариантными и невариантными элементами ликвидусной структуры ультрабазитовых и базитовых систем.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Петрохимические связи между составами оливиннормативных перидотит-пироксенитовых и кремнеземнормативных эклогит-гроспидитовых пород свидетельствуют о высокой эффективности процессов ультрабазит-базитовой эволюции верхнемантийного магматизма. Подобные признаки обнаруживаются также в алмазообразующих системах. Физико-химическая природа петрогенезиса дифференцированных серий коренных пород гранат-перидотитовой фации верхней мантии и генезиса минералов, ассоциированных с алмазами, до конца не была выяснена и входит в число главных задач экспериментальных физико-химических исследований представительной многокомпонентной системы $MgO-FeO-CaO-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2$. Равновесные ликвидусные фазовые отношения перидотит-пироксенитовых и эклогитовых пород, обоснованные экспериментально, свидетельствуют не только о перитектических реакциях, способствующих процессам магматической эволюции, но и о препятствующих ей термальных максимумах и эвтектических температурных минимумах. Экспериментальными физико-химическими исследованиями ультрабазитовой перидотит-пироксенитовой системы оливин-ортопироксен-клинопироксен-гранат обнаружено реакционное взаимодействие

ортопироксена и расплава с образованием клинопироксена. С исчезновением ортопироксена возникает моновариантная кривая оливин + клинопироксен + гранат + расплав, фракционная эволюция вдоль которой сопровождается возрастанием содержания жадеитового компонента в остаточных ультрабазитовых расплавах. Экспериментально установлено реакционное взаимодействие оливина и жадеитсодержащего расплава с образованием граната. С исчезновением оливина происходит ультрабазит–базитовый переход в составах остаточных расплавов (и в общем составе системы), и дальнейшая фракционная эволюция расплавов контролируется элементами ликвидуса базитовых эклогитовых систем. Обоснована критическая роль ликвидуса системы оливин–диопсид–жадеит–гранат, возникшей в результате фракционной кристаллизации ультрабазитовых расплавов, как «физико-химического мостика» между ультрабазитовыми перидотит–пироксенитовыми и базитовыми эклогитовыми составами вещества гранат–перидотитовой фации. Этим определена возможность ультрабазит–базитовой эволюции магматизма и петрогенезиса объединенных серий оливинсодержащих перидотит–пироксенитовых и кремнеземнасыщенных эклогит–гроспидитовых пород верхней мантии Земли.

Источник финансирования

Авторы благодарны за поддержку данного исследования по Программе Президиума РАН I.08.П

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бобров А.В., Дымшиц А.М., Литвин Ю.А. (2009) Условия магматической кристаллизации Na-содержащих мейджоритовых гранатов в мантии Земли по экспериментальным и природным данным. *Геохимия* (10), 1011–1026.
- Bobrov A.V., Dymshits A.M., Litvin Yu.A. (2009) Conditions of magmatic crystallization of Na-bearing majoritic garnets in the Earth mantle: evidence from experimental and natural data. *Geochem. Int.* **47** (10), 951–965.
- Дымшиц А.М., Бобров А.В., Литвин Ю.А. (2015) Фазовые отношения в системе $(\text{Mg}, \text{Ca})_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ – $\text{Na}_2\text{MgSi}_5\text{O}_{12}$ при 7.0 и 8.5 ГПа и 1400–1900°C. *Геохимия* (1), 12–21.
- Dymshits A.M., Bobrov A.V., Litvin Yu.A. (2015) Phase relations in the system $(\text{Mg}, \text{Ca})_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ – $\text{Na}_2\text{MgSi}_5\text{O}_{12}$ at 7.0 and 8.5 GPa and 1400–1900°C. *Geochem. Int.* **53** (1), 9–18.
- Захаров А.М. (1964) Диаграммы состояний четверных систем. М.: Металлургия, 240 с.
- Литвин Ю.А. (1991) Физико-химические исследования плавления глубинного вещества Земли. М.: Наука, 312 с.
- Литвин Ю.А., Спивак А.В., Кузюра А.В. (2016) Основы мантийно-карбонатитовой концепции генезиса алмаза. *Геохимия* (10), 873–892.
- Litvin Yu.A., Spivak A.V., Kuzyura A.V. (2016) Fundamentals of mantle carbonatite concept of diamond genesis. *Geochem. Int.* **54** (10), 839–857.
- Малюк Б.И., Сиворонов А.А. (1984) К вопросу систематики коматиитов. *Геология и геофизика* (1), 62–69.
- Маракушев А.А. (1985) Нодули перидотитов в кимберлитах как показатели глубинного строения литосферы. *Доклады советских геологов на 27-й сессии Международного геологического конгресса. Петрология*. М.: Наука, (13), 5–13.
- Палаткич Л.С., Ландау А.И. (1961) Фазовые равновесия в многокомпонентных системах. Харьков: Изд. ХГУ, 406 с.
- Соболев В.С., Соболев Н.В. (1964) Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли. *ДАН* **158** (1), 143–145.
- Соболев Н.В. (1974) Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 264 с.
- 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.
- Boyd F.R., Danchin R.V. (1980) Lherzolites, eclogites, and megacrysts from some kimberlites of Angola. *Am. J. Sci.* **280** (2), 528–549.
- Butvina V., Litvin Yu. (2009) Phase relations in the forsterite-diopside-jadeite system. *Geophysical Research Abstracts* (11), EGU2009–3328.
- Davis B.T.C. (1963) The system enstatite-diopside at 30 kilobars pressure. In *Carnegie Institution Washington Yearbook* **62**, 103–107.
- 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., Schairer J.F. (1965) Melting relations in the diopside-forsterite-pyrope at 40 kilobars and one atmosphere. In *Carnegie Institution Washington Yearbook* **64**, 123–126.
- Dawson J.B. (1980) Kimberlites and Their Xenoliths. Springer-Verlag, 252 p.
- Gasparik T., Litvin Yu.A. (1997) Stability of $\text{Na}_2\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_7$ and melting relations on the forsterite-jadeite join at pressures up to 22 GPa. *Eur. J. Mineral.* (9), 311–326.
- Litvin V.Yu., Gasparik T., Litvin Yu.A. (2000) The system enstatite-nepheline in experiments at 6.5–13.5 GPa: the importance of $\text{Na}_2\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_7$ for the melting of nepheline-normative mantle. *Geochem. Int.* **38**, Suppl. 1, S100–S107.
- Litvin Yu.A. (2017). Genesis of diamond and associated phases. Springer, 137 p.
- Maaloe S. (1985) Principles of igneous petrology. Springer, 374 p.
- 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. Inter.* (3), 391–397.
- 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.

- Meyer H.O.A., Boyd F.R. (1972) Composition and origin of crystalline inclusions in natural diamonds. *Geochim. Cosmochim. Acta* **36**, 1255–1274.
- 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. (1963) Partial melting of the mantle. In *Carnegie Institution Washington Yearbook* **62**, 67–71.
- 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. (1973) Inclusions in diamonds: garnet lherzolite and eclogite assemblages. In *International Conference on Kimberlites*. (Abstract Volume).
- Rhines F.N. (1956) Phase Diagrams in Metallurgy: Their Development and Application. New York–Toronto–London: McGraw-Hill Book Company, Inc. 348 p.
- Ringwood A.E. (1975) Composition and Petrology of the Earth's Mantle. New York–Toronto: McGraw-Hill Book Company, 618 p.
- Wang W. (1998) Formation of diamond with mineral inclusions of mixed eclogite and peridotite paragenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.* **160**, 831–843.
- Windom K.E., Boettcher A.L. (1981) Phase relations for the join jadeite-enstatite and jadeite-forsterite at 28 kb and their role in basalt genesis. *Am. J. Sci.* **281**, 335–331.
- Yoder H.J. (1976) Generation of Basaltic Magma. Washington: Nat. Acad. Sci.
- Yoder H.J., Tilley C.E. (1962) Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.* **3** (3), 342–532.
- Zharikov V.A., Litvin Yu.A. (1989) Phase equilibria of multicomponent mineral systems at high pressures and high temperatures. *High Pressure Research* **1**, 387–393.

THE ROLE OF GARNETIZATION OF OLIVINE IN OLIVINE-DIOPSIDE-JADEITE SYSTEM IN THE ULTRAMAFIC-MAFIC EVOLUTION OF THE UPPER-MANTLE MAGMATISM (EXPERIMENT AT 6 GPa).

© 2019 Yu. A. Litvin^{a,*}, A. V. Kuzyura^a, E. B. Limanov^a

^a D.S. Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy of Russian Academy of Sciences
Russia, 142432 Chernogolovka, Moscow region, Acad. Osip'yan str., 4

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

Received: 14.01.2019

Received version received: 04.02.2019

Accepted: 19.02.2019

Peritectic mechanisms, controlling fractional ultrabasic-basic evolution of the upper mantle magmatism and genesis of the peridotite–pyroxenite–eclogite rock series, are substantiated in theory and experiment. Melting phase relations of a differentiated mantle material are studied with polythermal section method in the multicomponent olivine–clinopyroxene/omphacite–corundum–coesite system with boundary compositions duplicated these of peridotitic and eclogitic minerals. The peritectic reaction of orthopyroxene and melt with formation of clinopyroxene (the “orthopyroxene clinopyroxenization” reaction) has been determined at a liquidus surface of the ultrabasic olivine–orthopyroxene–clinopyroxene–garnet system. As a result of the reaction the temperature–regressive univariant curve olivine + clinopyroxene + garnet + melt is formed. A further evolution of magmatism has experimentally studied at 6 GPa in the ultrabasic-basic olivine–diopside–jadeite–garnet system with changeable compositions of the diopside–jadeite solid solutions (controlling the clinopyroxene ↔ omphacite mineralogy). Peritectic reaction of olivine and melt with formation of garnet was established on the liquidus surface of the ternary olivine–diopside–jadeite system as the mechanism of “olivine garnetization” and going to the univariant curve omphacite–garnet–melt with formation of bimineral eclogites. Structure of the liquidus surface for the olivine–diopside–jadeite–garnet system is inferred, and its role as a “physic–chemical bridge” between ultrabasic olivine–bearing peridotite–pyroxenitic and basic silica–saturated eclogitic compositions of the garnet–peridotite facies matter. The new experimental physic–chemical results reveal the genetic links between ultrabasic and basic rocks as well as mechanisms of the uninterrupted fractional magmatic evolution and petrogenesis from the olivine–bearing peridotite–pyroxenitic to silica–saturated eclogite–grosopyditic rocks. This provides an explanation for the uninterrupted composition trends for rock-forming components in clinopyroxenes and garnets of the differentiated rocks of the garnet–peridotite facies.

Keywords: upper-mantle magmatism, ultrabasic-basic evolution, peritectic reactions, orthopyroxene clinopyroxenization, olivine garnetization, fractional crystallization, physic–chemical experiments
(**For citation:** Litvin Yu.A., Kuzyura A.V., Limanov E.B. The Role of Garnetization of Olivine in Olivine-Diopside-Jadeite System in the Ultramafic-Mafic Evolution of the Upper-Mantle Magmatism (Experiment at 6 GPa). *Geokhimiya*. 2019;64(10):1026–1046. DOI: 10.31857/S0016-752564101026-1046)