

ФИЗИКО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ РАСПЛАВОВ СУПЕРПЛЮМОВ ПРИ ПОДЪЕМЕ ИЗ НИЖНЕЙ МАНТИИ В ПЕРЕХОДНУЮ ЗОНУ ЗЕМЛИ (ЭКСПЕРИМЕНТ ПРИ 26 И 20 ГПа)

© 2021 г. Ю. А. Литвин^{а, *}, А. В. Спивак^а, А. В. Кузюра^а

^аИнститут экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН,
ул. Акад. Осипьяна, 4, Черногловка, Московская обл., 142432 Россия

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

Поступила в редакцию 18.04.2020 г.

После доработки 08.10.2020 г.

Принята к публикации 11.10.2020 г.

Экспериментально при 26 и 20 ГПа и теоретически определено радикальное преобразование ликвидусной структуры системы $MgO-FeO-CaO-SiO_2$ термохимических суперплюмов, зарождающихся в $Mg-Fe$ -постперовскит-содержащем слое D'' на границе с ядром Земли, при их восхождении во вмещающем веществе $Mg-Fe$ -бриджменит-содержащей нижней мантии до $Mg-Fe$ -рингвудит-содержащей переходной зоны с пересечением 670-км сейсмической границы. При этом перитектические реакции как ниже-мантийного $Mg-Fe$ -бриджменита с образованием вюстита и стишовита, так и сопряженных в условиях переходной зоны реакций $Mg-Fe$ -рингвудита и $Mg-Fe$ -акимотоита также с образованием вюстита и стишовита контролируют фракционную ультрабазит-базитовую эволюцию расплавов суперплюмов в термобарогradientных полях на соответствующих глубинах мантии. Обсуждены также эволюционные физико-геохимические превращения магматических систем суперплюмов на глубинах верхней мантии и земной коры с их преобразованием в “горячие поля” с очагами оливин-базальтовых расплавов, перемещаемых “малыми плюмами” в литосферу. Показано, что физико-химические механизмы и закономерности ультрабазит-базитовой эволюции вещества суперплюмов, как и мантии Земли, обеспечиваются ликвидусной структурой системы $MgO-FeO-CaO-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2$. При этом для условий нижней мантии и переходной зоны важна роль ее граничной системы $MgO-FeO-CaO-SiO_2$. Режим фракционной кристаллизации способствует возрастанию в остаточных расплавах концентраций Na_2O и Al_2O_3 и их физико-химического значения на меньших глубинах. Эти же системы и механизмы приложимы к эволюции глобального магматического океана и локальных мантийных очагов магматизма и алмазообразования.

Ключевые слова: мантия, литосфера, магматизм, термохимические суперплюмы, система $MgO-FeO-CaO-SiO_2$, физико-химический эксперимент, структура ликвидуса, перитектические реакции бриджменита, рингвудита и акимотоита, фракционная ультрабазит-базитовая эволюция, горячие точки, малые плюмы, базальтовые океанические острова и плато

DOI: 10.31857/S0016752521070049

ВВЕДЕНИЕ

Ареной физико-геохимических процессов в PT -условиях мантии Земли является глобальная геотектоническая динамическая структура. Их пространственная взаимосвязь и взаимное влияние определяют эволюцию глубинного вещества от мантийных оболочек до литосферы. Сейсмографическими измерениями и геотектоническими исследованиями литосферы и астеносферы раскрыты не только горизонтальные перемещения литосферных плит (Dietz, 1961; Hess, 1962), но и их погружение в мантию с достижением их фрагментами ниже-мантийного слоя D'' (Morgan, 1971; Dziewonski, 1984; Olson et al., 1987), граничащего с жидкой $Fe-Ni$ -оболочкой ядра на глубине 2900 км. В слое D'' формируются термо-

химические $(Mg,Fe)SiO_3$ -постперовскит-содержащие частично расплавленные суперплюмы (Maquyama, 1994; Maquyama et al., 2007), которые в течение многих миллионов лет продавливаются со скоростью около 1 см/год в веществе $(Mg,Fe)SiO_3$ -бриджменит-содержащей нижней мантии с достижением глубин $(Mg,Fe)_2SiO_4$ -рингвудит-содержащей переходной зоны, а также, возможно, $(Mg,Fe)_2SiO_4$ -оливин-содержащей верхней мантии. На глубинах верхней мантии и земной коры расплавленное оливин-базальтовое вещество головных частей суперплюмов распространяется в стороны, преобразуясь в “горячие поля” (Зоненшайн и Кузьмин, 1983) как совокупности очагов расплавов в “горячих точках” (Wilson, 1963; Morgan, 1971). Дальнейший подъем

оливин-базальтовых расплавов “горячих точек” в литосферу осуществляется малыми плюмами с формированием в итоге океанических базальтовых островов и плато (Campbell, Griffiths, 1992). При надвигах и перемещениях плит над неподвижными плюмовыми источниками образуются внутриплитовые вулканические цепи (Wilson, 1958; Morgan, 1971). Погружение в зонах субдукции литосферных плит и достижение их фрагментами (“слэбами”) слоя D" у границы с жидким ядром Земли, с одной стороны, и возникновение в этом слое термохимических суперплюмов, восходящих до земной коры, с другой, объединены в модели глобальной мантийной конвекции (Fukao et al., 1994; Maruyama, 1994; O’Nions et al., 1980; Dobretsov et al., 2001; Кузьмин, Ярмолюк, 2016).

Закономерности магматической эволюции многокомпонентного многофазового вещества термохимических суперплюмов могут быть раскрыты на основе данных экспериментальных и теоретических исследований физико-геохимических систем, которыми обусловлено образование и развитие плюмов, при реалистических *PT*-параметрах.

Расплавы в слое D" нижней мантии и восходящие термохимические суперплюмы. На глубине 2900 км (рис. 1) Fe–Ni-расплавы внешней оболочки ядра Земли граничат со слоем D" нижней мантии. Мощность слоя D" ~ 200–300 км, и его индикаторной минеральной фазой является “Mg–Fe-постперовскит” $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$ со структурой типа CaIrO_3 (Oganov, Ono, 2004; Murakami et al., 2004). Mg–Fe-постперовскит – это более плотная (на 1.2%) полиморфная модификация главного минерала нижней мантии Mg–Fe-бриджменита $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$, прежнее название которого “перовскит” (Tschauner et al., 2014). Допускается (Hirose, Lay, 2008), что в общем составе слоя D" соотношение главных минералов такое же, как в нижней мантии (мас. %): Mg–Fe-постперовскит – 72, Ферриклаз $(\text{Mg,Fe})\text{O}$ – 21, Са-перовскит CaSiO_3 – 7, если основываться на пиrolитовой модели химического состава мантии на всех ее глубинах (состав пиrolита определяется смесью ~65–75% дунита и 25–35% базальта) (Ringwood, 1962, 1975). Возможно, ультрабазитовый состав слоя D" изменчив в определенной степени из-за поглощения им фрагментов литосферных плит, погруженных на такие глубины мантии.

Для вещества слоя D" предполагается повышенное общее содержание железа, поступление восстановленных H–C–S–Si–летучих из жидкого Fe–Ni-ядра и их окисление до H_2O , CO_2 , SO_2 , SiO_2 с возрастанием степени его плавления (Добрецов и др., 2001). В слое D" сейсмографически по скоростям P- и S-волн показано преобладание расплава в зонах повышенных, а постперовскита – пониженных температур (Hirose, Lay, 2008).

Суперплюмы формируются в расплавах линзообразных очагов (до 100–150 км диаметром) в

слое D" и восходят, продавливаясь в $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$ -бриджменит-содержащем веществе нижней мантии. Предложен механизм восхождения их ультрабазитовых полных или частичных расплавов, более высокотемпературных и менее плотных, чем коренное вещество мантии, в форме цепочки последовательных конвективных ячеек (Кирдяшкин и др., 2016). Сферическая головная часть суперплюмов подпитывается веществом и теплом из слоя D" через хвостовые суженные каналы и как бы “канализирует” вещество нижней мантии, при этом реагируя с ним в диффузионном и конвективном режимах в фронтальных головных и хвостовых термоградиентных зонах. Этим реакциям могут способствовать термоградиентные слои, возникающие из-за разницы температур между суперплюмами и вмещающей мантией. Немаловажно, что в гравитационном поле в маловязких ультрабазитовых частичных расплавах суперплюмов возможно фракционирование не только кристаллизующихся минералов, но и поступающих из нижней мантии в фронтальной и хвостовой зонах. При медленном подъеме к 670-км сейсмическому разделу с переходной зоной на расстояние более, чем 2000 км в продолжение по различным оценкам от 3–5 млн лет с расчетной скоростью 0.6–1.1 м/год (Добрецов, 2010) до 100 млн лет для Вилюйского и 140 млн лет для Алтае-Саянского суперплюмов (Коваленко и др., 2006) они постоянно реагируют с вмещающим мантийным веществом, сближаясь с ним по составу. По мере восхождения давление и температура в суперплюмах и вмещающей нижней мантии согласованно понижаются, поскольку их подъем осуществляется вдоль глобально совмещенных бароградиентных (от 130 до 23–20 ГПа) и термоградиентных (от ~2900 до 1500°C) полей мантии Земли (рис. 2). В итоге на меньших глубинах мантии и земной коры для головных структур суперплюмов могут создаваться геотектонические и физико-геохимические условия, когда выплавленные из перидотитов маловязкие расплавы ультрабазитовых базальтов проникают во вмещающие породы, создавая обширные “горячие поля” на основе расплавов “горячих точек”. По различным представлениям, такие процессы вероятны в разные эпохи внутриплитового магматизма на различных глубинах от переходной зоны (Коваленко и др., 1999; Ярмолюк и др., 2002; Кузьмин, Ярмолюк, 2014) до тугоплавкой подошвы литосферы (Кирдяшкин и др., 2008; Добрецов, 2010). “Горячие поля” обнаруживаются сейсмографически как низкоскоростные мантийные провинции (Dziewonski, 1984; Fukao et al., 1994; Zhao, 2007), сопряженные с зонами восхождения суперплюмов, начиная от слоя D". К молодым горячим областям с возрастом до 15 млн лет отнесены большие Тихоокеанская и Африканская (до 10 тыс. км в поперечнике) и малые Центрально-Азиатская и Тасманская (Зоненшайн,

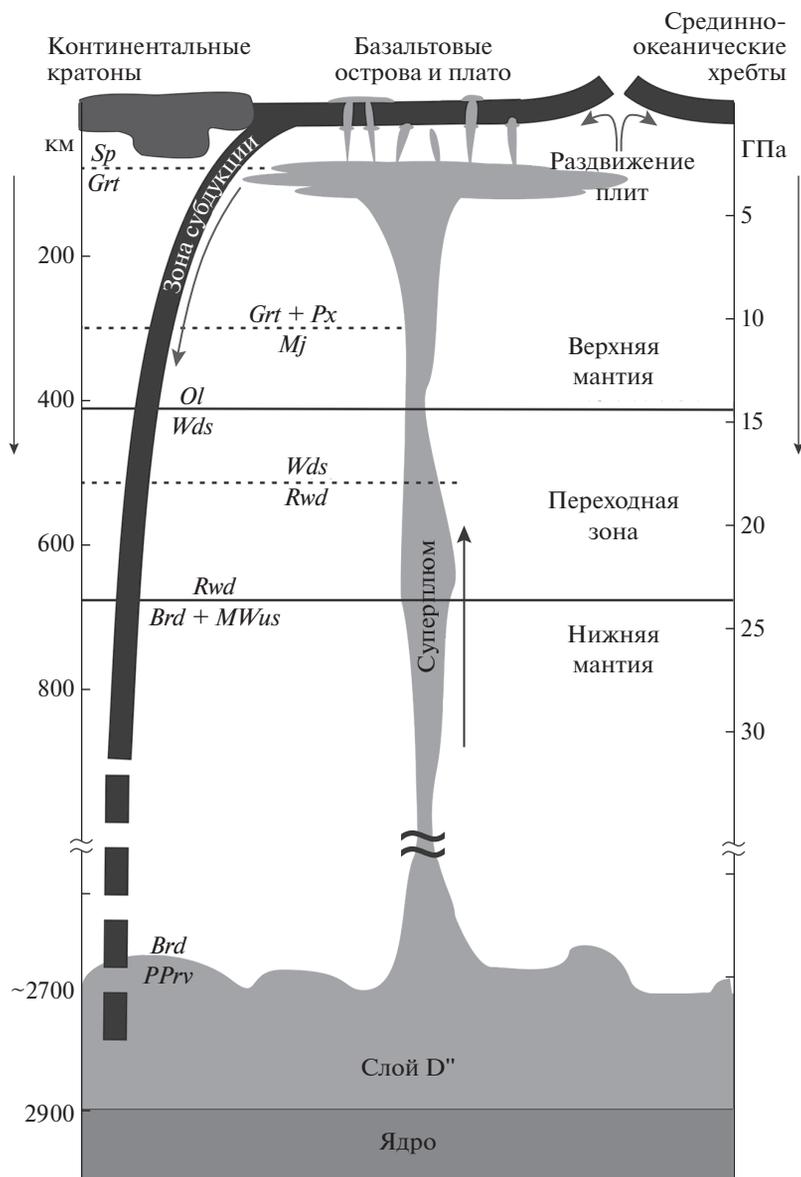


Рис. 1. Схематизация подъема суперплюмов из слоя D'' с “продавливанием” мантии и перерождением в поля горячих точек, расплавы которых перемещаются малыми плюмами в океаническую литосферу, формируя базальтовые острова и плато. Также обозначены зоны субдукции, зоны раздвижения срединно-океанических плит (подпитываемых из астеносферы верхней мантии) и континентальные кратоны.

Кузьмин, 1983; Zonenshain et al., 1991). Малые плюмы, источником расплавов которых являются “горячие точки”, продолжают перемещать оливин-базальтовое вещество горячих полей в литосферу, создавая базальтовые океанические острова и плато, а также участвуя в формировании континентальных внутриплитовых комплексов. Таким образом, вещество горячих точек, физико-геохимически измененное по отношению к родоначальному веществу суперплюмов, в литосфере становится доступным для исследований. К наименее измененным отнесены высоко-Тi базальты океанических островов и базальтовых плато как ранние продукты плюмового магматиз-

ма (Коваленко и др., 2006). Надвиг континентальных плит на жерла малых плюмов сопряжен с реакционным взаимодействием их базальтовых расплавов с твердофазовым веществом плит.

Пиролитовые химические составы вещества термохимических суперплюмов. Механизмы и закономерности эволюции вещества термохимических суперплюмов раскрываются в физико-химическом эксперименте при высоких давлениях и температурах при условии соответствия составов экспериментальных систем и многокомпонентного вещества суперплюмов, не доступных для *in situ* аналитических исследований. Представление о пиролитовом химическом составе

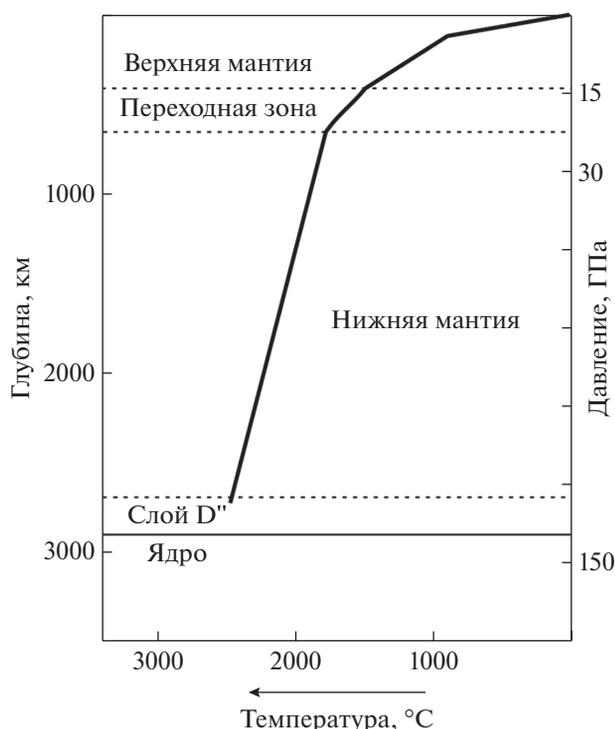


Рис. 2. Совмещенные распределения давления и температуры для мантии Земли по усредненным данным (Dziewonski, Anderson, 1989; Katsura et al., 2010).

мантии возможно распространить на составы суперплюмов от слоя D'' до их превращения в совокупность горячих точек.

Только в случае верхней мантии ее коренные породы доступны для аналитического изучения как ксенолиты в кимберлитах, вынесенных с глубин до 250 км в течение нескольких часов потоками кимберлитовых магм в кумулятивные очаги со взрывными выбросами в кимберлитовые трубки (Литвин и др., 2020). Породы верхней мантии дифференцированы от оливин-нормативных ультрабазитовых перидотитов и пироксенитов до кремнезем-нормативных базитовых эклогитов (Yoder, Tilly, 1962; O'Hara, 1968; Ringwood, 1975; Соболев, 1974; Taylor, Anand, 2004). Однако среди них практически отсутствуют аналоги "пиролитов" — искусственных пироксен-оливиновых пород, хотя "до начала необратимой дифференциации пиролитовый состав был представителем для всей мантии" (Ringwood, 1975). Показательно, что ультрабазитовые минералы герметических парагенных включений в верхне-мантийных алмазах являются модальными аналогами главных минералов коренных пород верхней мантии (Соболев, 1974; Spetsius, Taylor, 2008; Литвин и др., 2020). Соответственно, парагенные включения в алмазах переходной зоны и нижней мантии также должны рассматриваться не как коренные минералы мантии, а как их модальные аналоги. Пиролитовая модель общего химического и минераль-

ного состава мантии подтверждена субсолидными превращениями пиролитового образца в эксперименте до 50 ГПа. При этом для *PT*-условий верхней мантии образуется Mg–Fe-оливин с пироксенами и гранатом, переходной зоны — полиморфы оливина Mg–Fe-вадслеит и Mg–Fe-рингвудит с мейджоритовым гранатом, а нижней мантии — Mg–Fe-бриджменит с Mg–Fe-периклазом и Ca-перовскитом (Nishiyama, Yagi, 2003; Akaogi, 2007). Однако, природные процессы как магматического генезиса дифференцированных пород верхней мантии, так и парагенной кристаллизации из расплавов-растворов углерода алмазов и их включений являются более предпочтительными генетическими механизмами, чем твердофазовые превращения пиролита.

Парагенные включения ниже-мантийных минералов, обнаруженные в алмазах из кимберлитов Бразилии (Kaminsky et al., 2009; Зедгенизов и др., 2016) могут рассматриваться не только как модальные аналоги недоступных *in situ* минералов коренных пород мантии, но и как свидетельство "сверхглубинности" транспортирующих эти алмазы кимберлитовых магм.

Парагенные включения минералов мантии в алмазах как модальные аналоги коренных минералов мантии. Такого рода модальная аналогия заложена физико-химическими процессами происхождения материнских оксид-силикат-карбонат-углеродных сред, общих для алмазов и их парагенных включений (Litvin, 2017). Ранние стадии образования первичных карбонатных расплавов могут быть обусловлены метасоматическими воздействиями углерод-содержащих летучих компонентов на коренное оксид-силикатное вещество мантии на разных глубинах (Литвин, 1998; Gasparik, Litvin, 2002). Оксидные и силикатные минералы мантии, растворяясь в карбонатных расплавах, превращают их в полностью смешимые оксид-силикат-карбонатные "пред-материнские" расплавы, в которых достаточно высока растворимость алмаза (порядка 22–25 мас. %), а также других форм элементарного углерода мантийных источников. "Пред-материнские" расплавы-растворы углерода объединяются в очаги, локализованные во вмещающих коренных оксид-силикатных породах мантии (Литвин и др., 2020). Понижение температуры в медленно остывающих алмазообразующих очагах автоматически создает насыщенные и затем пересыщенные к алмазу ростовые среды алмазов и парагенных включений, обеспечивая нуклеацию и множественную кристаллизацию алмазов совместно с парагенными минералами, что неоднократно воспроизведено экспериментально (Bobrov, Litvin, 2011; Litvin, 2017; Spivak, Litvin, 2019), начиная с работы (Литвин, Жариков, 2000). Одновременное образование алмазов и их парагенных включений в общей материнской среде обосновано как "критерий сингенезиса" (Litvin, 2007) и, по существу, этот критерий

является главной основой мантийно-карбонатной теории генезиса алмазов и ассоциированных фаз (Литвин и др., 2016; Litvin, 2017). Таким образом, выясняется, что парагенные с алмазами минералы герметических включений могли кристаллизоваться за счет компонентов коренных минералов мантии, растворенных в материнских расплавах, и поэтому являются их модальными аналогами. На этой физико-химически главной стадии генезиса алмазов и включений осуществлялись обрастание и герметизация (“захват”) растущими алмазами со-кристаллизующихся минералов как парагенных включений. При этом химические составы коренных и включенных минералов, представляя собой твердые растворы нескольких компонентов, могут не совпадать из-за кардинальных различий физико-химических условий их генезиса. Это выясняется по составам минералов ксенолитов коренных пород и парагенных включений в алмазах верхней мантии (Соболев, 1974; Taylor, Anand, 2004; Литвин и др., 2020).

Частично расплавленное вещество суперплюмов в слое D” – ультрабазитовое с преобладанием постперовскита $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$, возможно, с примесью Al_2O_3 (Oganov, Ono, 2005), Fe-периклаза $(\text{Mg,Fe})\text{O}$ и Са-перовскита CaSiO_3 . Высокая железистость постперовскита (до 40 мол. % FeSiO_3) сближает при 130 ГПа/3000 К сейсмические скорости V_p/V_s в нем (11.91/4.05) и в веществе слоя D” (12.35/5.08) до равенства их отношения v (0.41), что связывается с формированием этого слоя при химическом взаимодействии ядро–мантия (Мао et al., 2006). Очевидно, относительно небольшие объемы эпизодически ассимилированного в слое D” вещества слэбов литосферных плит не могут вносить радикальные изменения в составы расплавов слоя D”, которые остаются постперовскит-нормативными. По определяющим компонентам состав суперплюмов должен соответствовать системе $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$, как и составы нижней мантии и переходной зоны, определяемые по индикаторным минералам включений в “сверхглубинных” алмазах. Составы суперплюмов и вмещающей мантии могут сближаться при длительном по времени восхождении от 2900–2600-км глубин к 670-км сейсмической границе и выше, поскольку это сопровождается их диффузионными и конвективными взаимодействиями.

Однозначным свидетельством реальности ультрабазит-базитовой эволюции не только алмазообразующих расплавов, но и коренных мантийных магм на соответствующих глубинах мантии являются базитовые минералы магнезиовюстит $(\text{Fe,Mg})\text{O}$ и стишовит SiO_2 во включениях в “сверхглубинных” алмазах (как модальные аналоги коренных минералов нижней мантии и переходной зоны), о чем свидетельствуют также данные при 20–40 ГПа и $\sim 1800^\circ\text{C}$ рентгенодифракционных *in situ* экспериментов в алмазной

ячейке с лазерным нагревом (Ismailova et al., 2016). В случае верхней мантии ультрабазитовые и базитовые минералы присутствуют не только во включениях в алмазах, но и в алмазоносных перидотитах и эклогитах, а также их аналогах – коренных безалмазных породах из ксенолитов в кимберлитах. По данным физико-химического эксперимента ультрабазит-базитовая эволюция магматических и алмазообразующих процессов верхней мантии контролируется перитектическими реакциями ортопироксена MgSiO_3 (Литвин, 1991) и оливина Mg_2SiO_4 (Литвин и др., 2019). Соответственно, для нижней мантии – перитектической реакцией бриджменита $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$ (Литвин, Спивак, 2019), а для переходной зоны – сопряженными перитектическими реакциями феррорингвудита $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ и ферроакимотоита $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$ (Litvin et al., 2020). В условиях нижней мантии перитектические взаимодействия минералов и расплавов ассоциированы с существованием ограниченных твердых растворов, соответственно, системы ферробриджменита $\text{MgSiO}_3-(\text{FeO} + \text{SiO}_2)$, поскольку компонент FeSiO_3 неустойчив. В условиях переходной зоны для системы феррорингвудита $\text{Mg}_2\text{SiO}_4-(2\text{FeO} + \text{SiO}_2)$ также характерны ограниченные твердые растворы, однако с перитектической реакцией феррорингвудита $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4 + L \rightarrow$ ферроакимотоит $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3 +$ ферропериклаз $(\text{Mg,Fe})\text{O}$ сопряжена перитектическая реакция ферроакимотоита $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3 + L \rightarrow$ магнезиовюстит $(\text{Fe,Mg})\text{O} +$ стишовит, поскольку компонент FeSiO_3 неустойчив.

Цели работы. Настоящее исследование направлено на определение физико-химических механизмов, контролирующих эволюцию расплавленного вещества термохимических суперплюмов на завершающих этапах их подъема из слоя D” у 2900-км границы с внешним расплавленным ядром до глубин в окрестности 670-км границы нижней мантии и переходной зоны (на основании экспериментальных данных и теоретического физико-химического анализа):

1) определить структуру ликвидуса системы $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{CaO}-\text{SiO}_2$, представительной для бриджменит-содержащего ультрабазитового вещества как термохимических суперплюмов, так и вмещающих их пород нижней мантии при 26 ГПа вблизи ее 670-км границы с переходной зоной; при этом раскрыть те элементы ликвидусной структуры суперплюмов, которые контролируют их фракционную ультрабазит-базитовую магматическую эволюцию на глубинах нижней мантии;

2) определить структуру ликвидуса системы $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{CaO}-\text{SiO}_2$, представительной для рингвудит-содержащего ультрабазитового вещества термохимических суперплюмов и вмещающих их пород переходной зоны при 20 ГПа вблизи ее 670-км границы с нижней мантией; при

этом раскрыть те элементы ликвидусной структуры суперплюмов, которые контролируют их фракционную ультрабазит-базитовую магматическую эволюцию на глубинах переходной зоны;

3) определить ключевые особенности топологического преобразования структуры ликвидуса вещества термохимических суперплюмов при пересечении ими 670-км сейсмической границы между нижней мантией и переходной зоной (при ~23 ГПа);

4) рассмотреть физико-геохимические условия эволюции расплавов термохимических суперплюмов на завершающем этапе их восхождения в веществе верхней мантии и земной коры и преобразования в “горячие поля” с очагами оливин-базальтовых расплавов, перемещаемых малыми плюмами на поверхность литосферы.

МЕТОДЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА СТРОЕНИЯ ЛИКВИДУСА СУПЕРПЛУМОВ

Вещественные составы глубинных оболочек нижней мантии и переходной зоны являются многокомпонентными. На основе аналитических данных о составах минералов парагенных включений в “сверхглубинных” алмазах как модальных аналогов коренных минералов мантии на глубинах 420–800 км составы этих оболочек достаточно представительно характеризуются системой $MgO-FeO-CaO-Al_2O_3-Na_2O-SiO_2$. В качестве объекта эксперимента при высоких давлениях и температурах наиболее интересна ее граничная система $MgO-FeO-CaO-SiO_2$ для исследований в условиях нижней мантии при 26 ГПа и переходной зоны при 20 ГПа. Выбор данной системы обусловлен тем, что к ней принадлежат главные породообразующие минералы ультрабазитовых пород как нижней мантии – Mg–Fe-бриджменит $(Mg,Fe)SiO_3$, Mg–Fe-периклаз $(Mg,Fe)O$, Ca-перовскит $CaSiO_3$, так и переходной зоны – Mg–Fe-рингвудит $(Mg,Fe)_2SiO_4$, Mg–Fe-энстатит и его высокотемпературный полиморф Mg–Fe-акимотоит $(Mg,Fe)SiO_3$, а также Ca-перовскит $CaSiO_3$. Немаловажно, что для обеих оболочек мантии к этой же граничной системе относятся также главные индикаторные минералы кремнезем-нормативных базитовых пород – Fe–Mg-вюстит $(Fe,Mg)O$ и стишовит SiO_2 . Ксенолиты пород с этих глубин не обнаружены, и источником геохимической информации служат минералы парагенных включений в “сверхглубинных” алмазах (Kaminsky, 2017) как модальные аналоги коренных минералов мантии.

Исследования фазовых отношений при плавлении системы $MgO-FeO-CaO-SiO_2$ выполнены в физико-химическом эксперименте при 26 и 20 ГПа в интервале 1600–2500°C методом закалки с использованием методологии политермических

сечений. Стартовыми веществами служили однородные смеси порошков оксидов MgO , FeO , CaO и SiO_2 . В опытах при 20 ГПа к ним добавлялись карбонаты Ca, K и Na. Высокие статические давления и температуры эксперимента создавались в многопуансонном кубическом аппарате с резистивным $LaCrO_3$ -нагревателем (Frost et al., 2004) в Баварском институте экспериментальной геохимии и геофизики (БГИ). Погрешности измерений давления – в пределах 0.5–1.0 ГПа, температуры – $\pm 50^\circ C$.

Локальный микроанализ с погрешностью ± 0.2 мас. % (ускоряющее напряжение 20 кВ) выполнен на сканирующем электронном микроскопе CamScanMV2300 (VEGA TS 5130MM) с электронным энергодисперсионным микроанализатором Link INCA Energy-350 в Институте экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН. Использованные размер электронного зонда 115–140 нм (при сканировании до 60 нм) и диаметр области возбуждения до 5 мкм. В качестве стандартов служили кварц, альбит, MgO , Al_2O_3 , волластонит, металлические Mn, Cr, Ti и Fe.

В физико-химическом эксперименте по фазовым отношениям при плавлении сложных по составам систем суперплюмов, как и определение ликвидусных структур расплавленных веществ суперплюмов в окрестности 670-км границы между нижней мантией и переходной зоной использованы методы политермических сечений многокомпонентных многофазовых систем.

Мантийные геохимические и петрологические процессы осуществляются от границы с жидким ядром до поверхности литосферы в природных системах из многих компонентов при большом разнообразии химического взаимодействия с участием как индивидуальных минеральных фаз (например, стишовит) и твердых растворов (ограниченных как ферробриджменит или неограниченных, как периклаз-вюстит), так и промежуточных соединений (например, рингвудит как соединение периклаза и энстатита/акимотоита), а также многокомпонентных расплавов и расплавно-флюидных расплавов-растворов. Исследование механизмов реакций и закономерностей эволюции природных систем со сложными химическими и минеральными составами становится возможным с использованием методологии физической химии многокомпонентных многофазовых систем (Rhines, 1956; Палатник, Ландау, 1961; Посыпайко и др., 1984; Захаров, 1990).

Закономерности кристаллизации минеральных фаз в расплавах многофазовой многокомпонентной системы определяются ее фазовым комплексом, объединяющим координаты состава (координатный остов) и структуру ликвидуса как совокупность полей кристаллизации индивидуальных компонентов, моновариантных котектических кривых и невариантных эвтектических и

перитектических точек. Фазовые диаграммы многокомпонентных систем достаточно сложны, так как их фазовые комплексы могут содержать многие граничные и промежуточные индивидуальные и твердо-растворные фазы. Поэтому необходимой операцией является определение в фазовых диаграммах-комплексах их неделимых элементарных составляющих, т.е. симплексов. Эта операция представляет собой триангуляционное разбиение диаграммы-комплекса на элементарные диаграммы-симплексы. При этом каждый симплекс является носителем единственной нонвариантной точки – эвтектической или перитектической. Важным ограничением образующегося комплекса симплексов для равновесных процессов является то, что стартовый состав системы в пределах любого симплекса должен оставаться постоянным от начала до конца ее кристаллизации (в эвтектической или перитектической точке), т.е. фигуративные точки составов вещества определенного симплекса, которое вовлечено в процессы плавления-кристаллизации, не могут перемещаться за его пределы в смежные симплексы данной диаграммы-комплекса.

Несмотря на то, что экспериментальные фазовые отношения при плавлении должны обрабатываться в равновесном приближении, их прямое приложение к объяснению природных процессов не всегда является эффективным. Это обусловлено тем, что эволюция природных систем, особенно магматических, может находиться под влиянием режима фракционной кристаллизации (Maaloe, 1985) – вплоть до того, что перитектические реакции могут состояться только в сочетании с режимом фракционирования. Этот режим, естественный в мантийных условиях, подчиняясь элементам равновесной ликвидусной структуры и развивая ее, может кардинально изменять ход и завершающие сценарии эволюции многокомпонентной многофазовой системы (особенно эффективно перитектической). Это связано с тем, что стартовый состав системы в режиме фракционной кристаллизации с понижением температуры синхронно изменяется, приравниваясь к непрерывно изменяющимся составам кристаллизующихся расплавов (остаточных), из которых постоянно выводятся образующиеся минералы, в предельном теоретическом случае – мгновенно. Фракционная кристаллизация в эвтектическом симплексе завершается на солидусе в нонвариантной эвтектике, т.е. в пределах симплекса. Это ограничение не действует в перитектическом симплексе, поскольку фракционная кристаллизация может продолжаться, используя сопряженную регрессивную моновариантную котектику. Такая котектика не имеет температурного максимума в “точке протыкания” пограничной плоскости со смежным эвтектическим симплексом и поэтому может завершаться в его нонвариантной эвтектике. Эти возможности реализуются в при-

родных магматических и алмазообразующих системах и могут быть раскрыты в физико-химическом эксперименте (Литвин, 1991; Litvin, 2017; Spivak, Litvin, 2019; Литвин и др., 2019, 2020).

Особенно эффективным инструментом физико-химического изучения многокомпонентных систем любой сложности является экспериментальное исследование двухмерных политермических сечений как их граничных тройных диаграмм, так и внутренних изотермических сечений. Разработана методика выбора рациональных политермических сечений через все симплексы фазового комплекса многокомпонентной системы (Посыпайко и др., 1984), что эффективно в физико-химическом экспериментальном исследовании многокомпонентных многофазовых систем. Использование этого метода позволяет минимизировать количество как экспериментальных точек, так и политермических сечений, обеспечивающих построение диаграммы состояния многокомпонентной системы. Топологическая достоверность при построении фазовых диаграмм плавления многокомпонентных многофазовых систем контролируется правилом фаз Райнза по равенству числа фаз в противоположно расположенных полях, возникающих при взаимном крестообразном пересечении фазовых границ 4-х смежных полей (Rhines, 1956).

ЭВОЛЮЦИЯ ВЕЩЕСТВА СУПЕРПЛЮМОВ ПО ДАННЫМ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОГО ЭКСПЕРИМЕНТА И ТЕОРЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Особое значение строения ликвидуса многокомпонентной системы $MgO-FeO-CaO-SiO_2$ заключается в том, что в нем заложены физико-химические механизмы, которыми контролируются фундаментальные физико-геохимические закономерности эволюции расплавленных термохимических суперплюмов при их восхождении от слоя D" во вмещающих породах нижней мантии, переходной зоны и верхней мантии. Естественно, что эти же физико-химические механизмы проявлены также в структуре ликвидуса системы $MgO-FeO-CaO-Al_2O_3-Na_2O-SiO_2$, наиболее представительной по составу как для суперплюмов, так и мантии, что важно при изучении механизмов генетического плана, контролирующих глубинные геохимические и петрологические процессы.

Структура ликвидуса системы $MgO-FeO-CaO-SiO_2$ суперплюмов при 26 ГПа на глубинах нижней мантии

В системе $MgO-FeO-CaO-SiO_2$ термохимических суперплюмов и вещества нижней мантии определяющими минеральными фазами ультрабазитовой ассоциации являются $Mg-Fe$ -постперовскит ($(Mg,Fe)SiO_3(PPrv)$) и его полиморф $Mg-Fe$ -бриджменит (Brd), высокомагнезиальные ферропе-

риклазовые фазы (Mg,Fe)O (*FPer*) неограниченных Mg–Fe-периклаз-вюститовых твердых растворов (*Per · Wus*), а также Ca-перовскит CaSiO₃ (*CaPrv*). К этой же системе относятся индикаторные минеральные фазы базитовой ассоциации – стишовит SiO₂ (*Sti*) и высокожелезистые магнезиовюститовые составы (Fe,Mg)O (*MWus*) неограниченных Mg–Fe-периклаз-вюститовых твердых растворов. При этом Ca-перовскит проявляет себя как физико-химически устойчивый минерал, общий для обеих ассоциаций, который обнаруживается во всех субсолидусных составах. Стишовит и магнезиовюстит во включениях в алмазах нижней мантии позволяет прогнозировать перитектическую реакцию ферробриджменита. Этот прогноз поддерживается тем, что, в отличие от конгруэнтного плавления магнезиальных граничного бриджменита MgSiO₃, плавление его железистого аналога FeSiO₃ на основе термодинамических расчетов и экспериментов показано как инконгруэнтное с образованием FeO (вюстита) и SiO₂ (стишовита) (Ito, Takahashi, 1989; Fabrichnaya, 1995; Irifune, Tsuchiya, 2007). Поэтому наибольший интерес для физико-химического эксперимента представляет изотермическое сечение системы (*Per + CaPrv*)–(*Wus + CaPrv*)–(*Sti + CaPrv*), строение субсолидуса которой представлено на рис. 3, а структура ликвидуса исследована при 26 ГПа в политермическом сечении (MgO)₄₉(FeO)₂₁CaPrv₃₀–(SiO₂)₄₉(FeO)₂₁CaPrv₃₀ (рис. 4 и 5).

Вероятные ультрабазитовые составы термодинамических плюмов при 26 ГПа (глубина нижней мантии ~700–750 км) показаны крестиками на рис. 3 и 9. Они принадлежат изотермическому сечению (*Per + CaPrv*)–(*Wus + CaPrv*)–(*Sti + CaPrv*) триангуляционного объема *1 Per – Brd (FBrd_{ss}) – (Per · Wus)_{ss} – CaPrv*, и их ультрабазит-базитовая магматическая эволюция с понижением температуры (рис. 9) контролируется цепочкой ликвидусных и солидусных элементов в последовательности: моновариантная котектика (*L + FBrd_{ss} + FPer_{ss} + CaPrv*) → (квази)-нонвариантная перитектика (*L + FBrd_{ss} + (FPer/MWus)_{ss} + Sti + CaPrv*) → моновариантная котектика (*L + MWus_{ss} + Sti + CaPrv*). Показательно, что физико-химические механизмы, заложенные в структуре ликвидуса оксид-силикатной системы MgO–FeO–CaO–SiO₂ нижней мантии, функциональны и для алмазообразующей оксид-силикат-карбонат-углеродной системы MgO–FeO–CaO–SiO₂–Carb*–C (где Carb* соответствует карбонатной составляющей MgCO₃–FeCO₃–CaCO₃–Na₂CO₃). Они обеспечивают ультрабазит-базитовую эволюцию полностью смешиваемых алмазообразующих оксид-силикат-карбонат-углеродных расплавов-растворов в режиме фракционной кристаллизации (Литвин, Спивак, 2019).

*Структура ликвидуса системы
MgO–FeO–CaO–SiO₂ суперплюмов при 20 ГПа
на глубинах переходной зоны мантии*

Парагенные включения в “сверхглубинных” алмазах переходной зоны изучены менее подробно, чем ниже-мантийные. Тем не менее, установлено, что к системе термодинамических суперплюмов и вещества переходной зоны MgO–FeO–CaO–SiO₂ принадлежат ультрабазитовые минералы Mg–Fe-рингвудит (Mg,Fe)₂SiO₄ (*Rwd*) и его полиморф Mg–Fe-вадслеит (менее плотный на 2%, этим полиморфным превращением создается 520-км сейсмочувствительная граница), Ca-перовскит CaSiO₃ (*CaPrv*) и мэйджоритовый компонент граната M₃(MSi)Si₃O₁₂, где M = Mg, Fe, Ca (Ringwood, 1975). К этой же системе относятся также базитовые высокожелезистые магнезиовюститовые фазы (Fe,Mg)O (*MWus*) неограниченных Mg–Fe-периклаз-вюститовых твердых растворов и стишовит SiO₂ (*Sti*). Как “ретроградные” фазы во включениях обнаружены парагенные с алмазами фазы на основе MgSiO₃, которые могут быть обеднены Ca (Stachel et al., 2005) или Fe (Каминский, 2011). Высокотемпературным полиморфом энстатита является акимотоит MgSiO₃ (*Aki*) (Tomioaka, Fujino, 1999; Takayuki et al., 2011). Присутствие стишовита и магнезиовюстита в ассоциациях включений в алмазах переходной зоны позволяет прогнозировать перитектические реакции как феррорингвудита, так и ферроакимотоита. Этот прогноз поддерживается тем, что, в отличие от конгруэнтного плавления магнезиальных граничных рингвудита Mg₂SiO₄ и энстатита/акимотоита (MgSiO₃), плавление в *PT*-условиях переходной зоны их железистых аналогов Fe₂SiO₄ и FeSiO₃ на основе термодинамических расчетов и экспериментов показано как инконгруэнтное с образованием в обоих случаях FeO (вюстита) и SiO₂ (стишовита) (Ito, Takahashi, 1989; Fabrichnaya, 1995; Irifune, Tsuchiya, 2007).

В качестве объекта изучения структуры ликвидуса в условиях переходной зоны как вещества суперплюмов, так и ростовых сред алмазов и парагенных включений представляет интерес система MgO–FeO–CaO–SiO₂ и ее изотермическое сечение (*Per + CaPrv*)–(*Wus + CaPrv*)–(*Sti + CaPrv*), строение субсолидуса которого представлено на рис. 6. Ликвидусные фазовые отношения раскрываются в политермическом сечении (*Per + CaPrv*)₇₀(*Wus + CaPrv*)₃₀–(*Sti + CaPrv*)₇₀(*Wus + CaPrv*)₃₀ (рис. 7). Экспериментальные данные при 20 ГПа по фазовым отношениям при плавлении модельной системы MgO–FeO–CaO–SiO₂–Carb*, где Carb* соответствует (Na,Ca,K)-карбонатной составляющей, в ее политермическом сечении (*Rwd + CaPrv + Carb**)–(*2Wus · Sti*) + *CaPrv + Carb**) при соотношении указанных граничных компонентов 10/90 мас. % свидетельствуют об устойчиво-

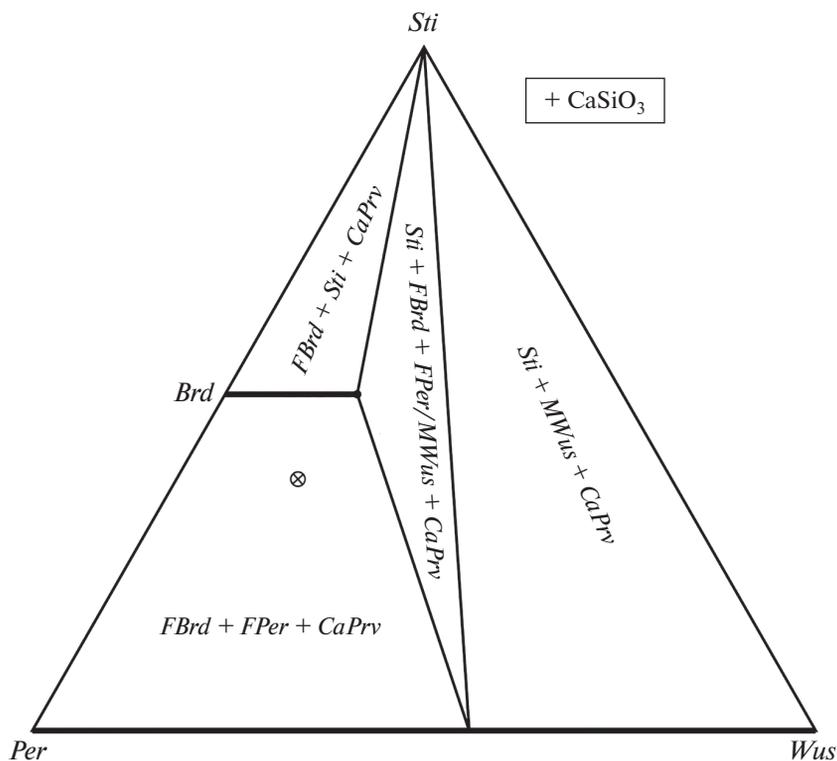


Рис. 3. Триангуляционное разбиение системы $MgO-FeO-CaSiO_3-SiO_2$ при 26 ГПа в изотермическом сечении $(MgO + CaSiO_3)-(FeO + CaSiO_3)-(SiO_2 + CaSiO_3)$. Границы субсолидусных полей обозначены тонкими линиями, а также толстыми, совпадающими с областями ограниченных ($Brd - FBrd$) и неограниченных ($Per - Wus$) твердых растворов. Условные обозначения: периклаз $MgO - Per$, ферропериклаз $(Mg, Fe)O_{ss} - FPer$, вюстит $FeO - Wus$, магнезиовюстит $(Fe, Mg)O_{ss} - MWus$, неограниченные твердые растворы Per и $Wus - (Per \cdot Wus)_{ss}$, бриджменит $MgSiO_3 - Brd$, ферробриджменит $(Mg, Fe)SiO_3$ (ограниченный твердый раствор $MgSiO_3$ и $FeSiO_3$) - $FBrd$, стишовит $SiO_2 - Sti$, Каперовскит $CaSiO_3 - CaPrv$. $CaSiO_3$ как общий граничный член вынесен за пределы диаграммы. Крестиком обозначен общий ультрабазитовый состав вещества суперплуума (в проекции).

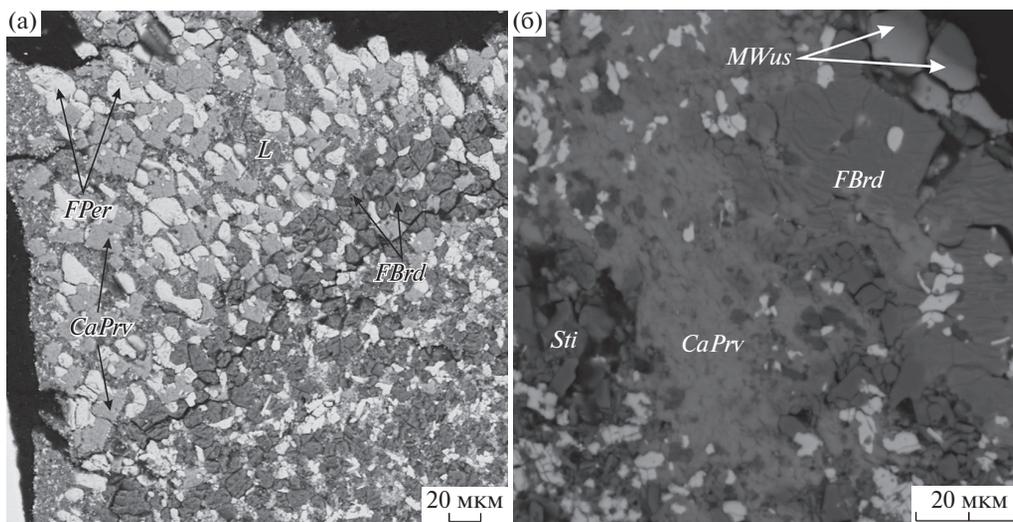


Рис. 4. СЭМ снимки образцов, полученных в эксперименте при 26 ГПа по фазовым отношениям при плавлении системы $MgO-FeO-CaSiO_3-SiO_2$ (Spivak, Litvin, 2019): а – при 2000°C (ультрабазитовая ассоциация), б – при 1650°C (базитовая ассоциация). Условные обозначения: L – расплав, также к рис. 3.

сти ликвидусной ассоциации $MWus + Sti + L$ при 1200–1400°C (рис. 8). При этом обнаруживается, что роль карбонатов в оксид-силикат-карбонат-

ных системах практически нейтральна в отношении физико-химических механизмов в граничных оксид-силикатных системах.

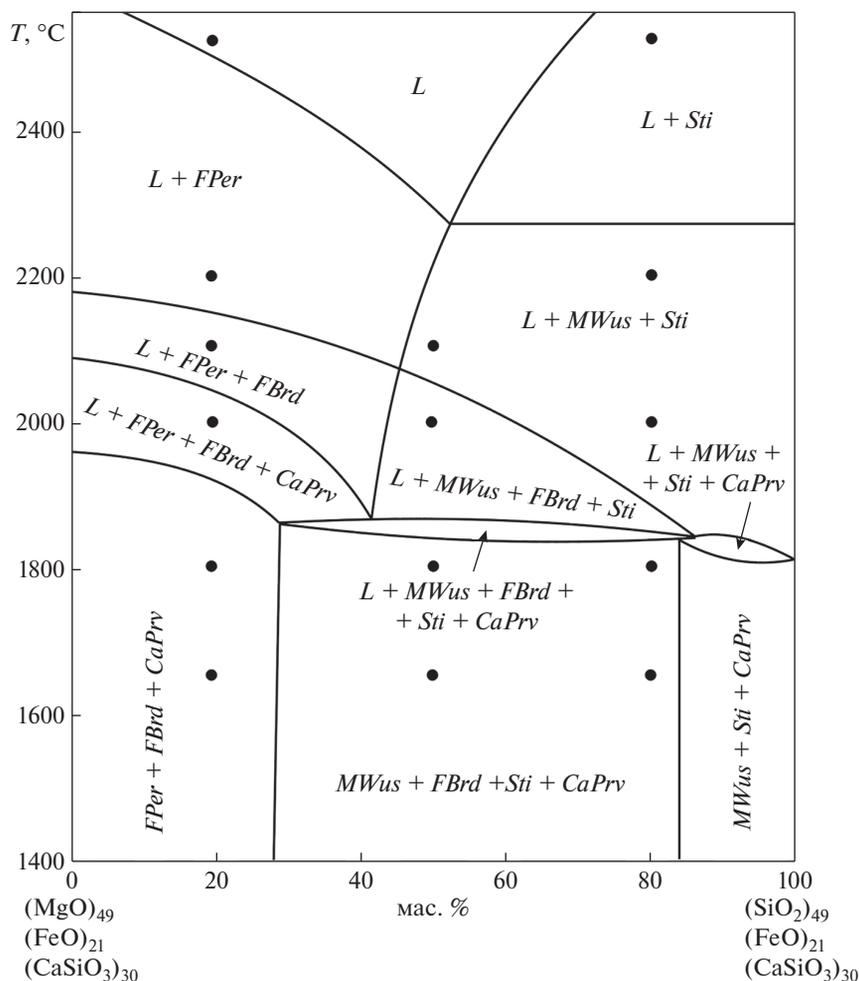


Рис. 5. Диаграмма фазовых отношений при плавлении в политермическом сечении $(\text{MgO})_{49}(\text{FeO})_{21}\text{CaPrv}_{30}-(\text{SiO}_2)_{49}(\text{FeO})_{21}\text{CaPrv}_{30}$ системы $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{CaSiO}_3-\text{SiO}$ (соответственно, $\text{Per}-\text{Wus}-\text{CaPrv}-\text{Sti}$). Перитектическая реакция P ферробриджмента определяет ультрабазит-базитовую эволюцию остаточных расплавов (и общего состава системы) в условиях фракционной кристаллизации. Условные обозначения: L – расплав, также к рис. 3.

Граничный состав MgSiO_3 представлен акимтоитом Aki , высокотемпературным полиморфом энстатита со структурой ильменита (Tomioka, Fujino, 1999), его железистая фаза $FAki$ по данным физико-химического анализа и предварительным экспериментам участвует в перитектической реакции феррорингвудита P_1 ($L + FRwd + FAki + (Per \cdot Wus)_{ss}$), затем исчезает в перитектической реакции P_2 ($L + FAki + (Per \cdot Wus)_{ss} + Sti$) и, соответственно, не представлена в моновариантной котектике $L + (Per \cdot Wus)_{ss} + Sti$.

Вероятные ультрабазитовые составы термохимических плюмов при 20 ГПа (глубина рингвудит-содержащей переходной зоны ~670–520 км) показаны крестиком на рис. 6 и 9. Они принадлежат изотермическому сечению $(Per + CaPrv)-(Wus + CaPrv)-(Sti + CaPrv)$ триангуляционного объема Rwd ($Frwd_{ss}$)– Aki ($FAki_{ss}$)– $(Per \cdot Wus)_{ss}-CaPrv$ поэтому их ультрабазит-базит магматическая эволюция контролируется цепочкой ликви-

дусных и солидусных элементов: моновариантная котектика (3) $L + FRwd_{ss} + FAki_{ss} + CaPrv \rightarrow$ (квази)-нонвариантная перитектика P_1 [$L + FRwd_{ss} + (FPer/MWus)_{ss} + FAki_{ss} + CaPrv$] \rightarrow моновариантная котектика (4) [$L + (FPer/MWus)_{ss} + FAki_{ss} + CaPrv$] \rightarrow (квази)-нонвариантная перитектика P_2 [$L + FAki_{ss} + (FPer/MWus)_{ss} + Sti + CaPrv$] \rightarrow моновариантная котектика (5) ($L + MWus_{ss} + Sti + CaPrv$).

Преобразование структуры ликвидуса суперплюмов при пересечении 670-км границы между нижней мантией и переходной зоной

Исследования структуры ликвидуса системы $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{CaO}-\text{SiO}_2$ для условий нижней мантии (при 26 ГПа) и переходной зоны (при 20 ГПа) позволили раскрыть физико-геохимические факторы, контролирующие закономерности ультрабазитовой эволюции магматических систем восходя-

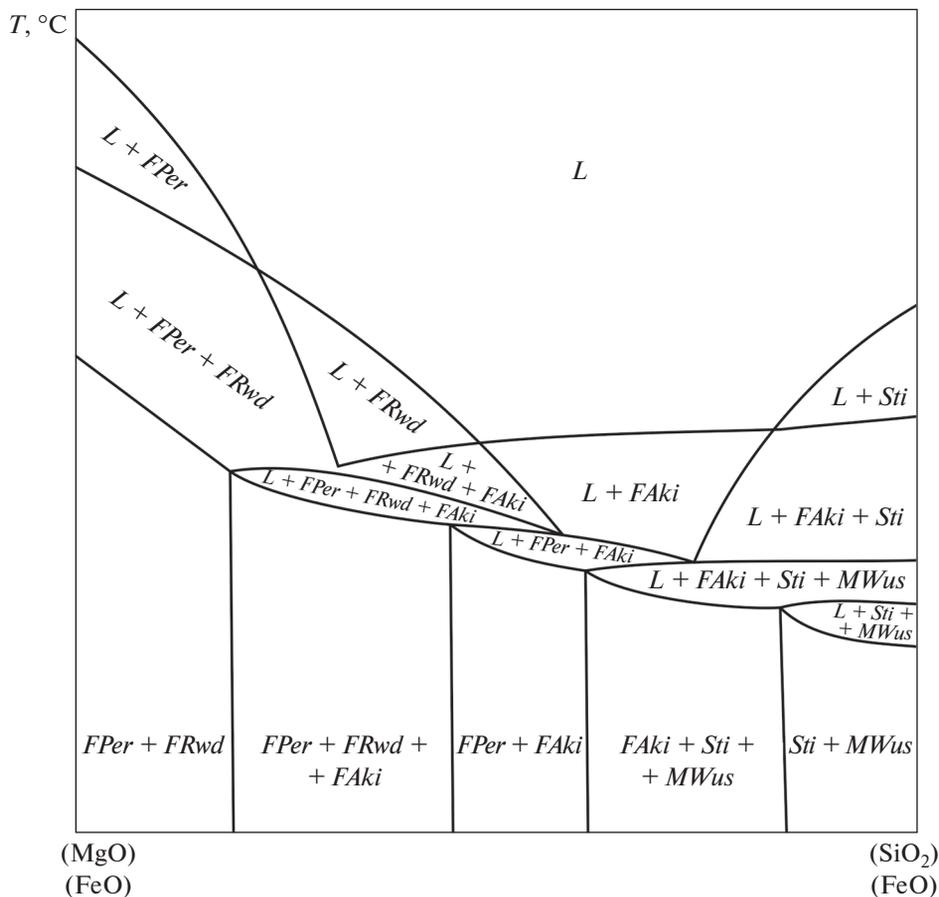


Рис. 7. Диаграмма фазовых отношений при плавлении в политермическом сечении $(Per + CaPrv)_{70}(Wus + CaPrv)_{30} - (Sti + CaPrv)_{70}(Wus + CaPrv)_{30}$ системы $Per - Wus - CaPrv - Sti$. Перитектические реакции феррорингвудита P_1 и ферроакимотоита P_2 определяют ультрабазит-базитовую эволюцию остаточных расплавов (и общего состава системы) в режиме фракционной кристаллизации. Условные обозначения: L – расплав, также к рис. 6.

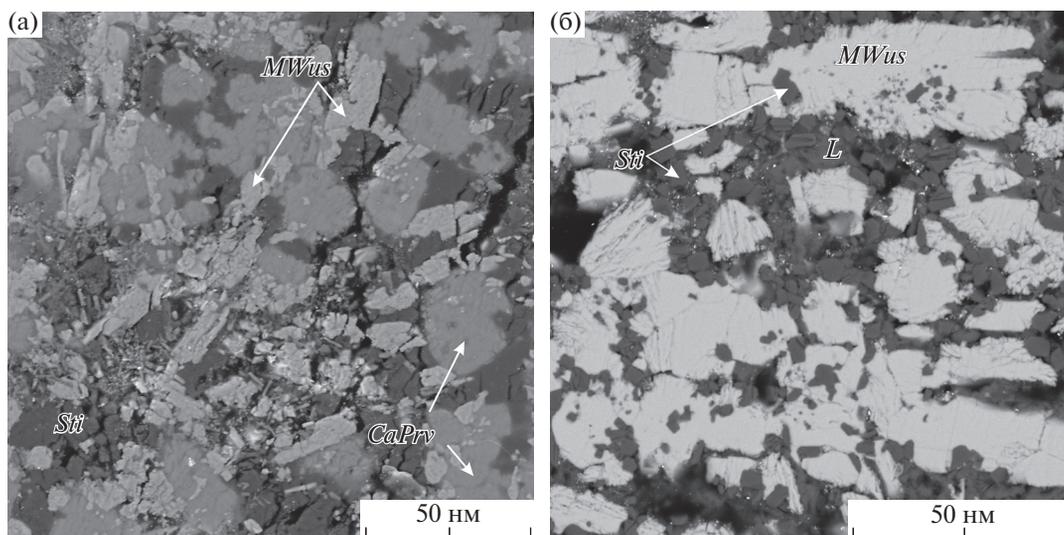


Рис. 8. СЭМ снимки образцов, полученных в эксперименте при 20 ГПа по фазовым отношениям при плавлении системы $\text{MgO} - \text{FeO} - \text{CaSiO}_3 - \text{SiO}_2 - \text{Carb}^*$ (Spivak et al., 2019): а – при 1200°C (ультрабазитовая ассоциация), б – при 1400°C (базитовая ассоциация). Условные обозначения: L – расплав, также к рис. 6

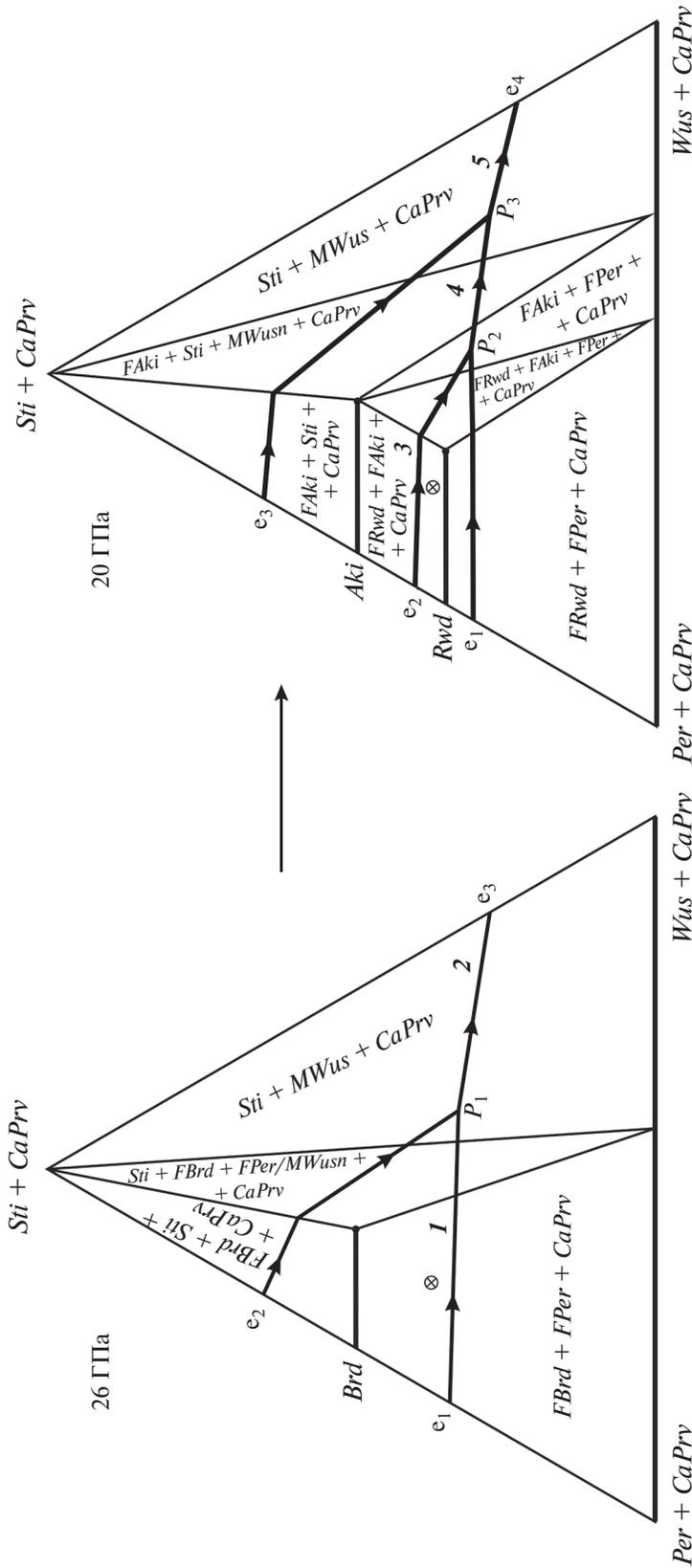


Рис. 9. Преобразование строения ликвидуса системы MgO (*Per*)— FeO (*Wus*)— $CaSiO_3$ (*CaPrv*)— SiO_2 (*Sti*) термохимических суперплюмов нижней мантии (а) при пересечении 670-км сейсмической границы с переходной зоной (б). Границы субolidусных полей с минеральными ассоциациями — сплошные линии (тонкие и толстые для твердых растворов). Элементы структуры ликвидуса (в проекции на субolidусные поля) — линии со стрелками в сторону понижения температуры. Символы минеральных фаз — см. рис. 3 и 6. Крестиками обозначен общий ультрабазитовый состав суперплюма (в проекции). Цепочка элементов ликвидуса суперплюмов нижней мантии, которые контролируют их фракционную ультрабазит-базитовую эволюцию — моновариантная котектика (1) $L + FPer + FBrd + CaPrv$ (от e_1 до P_1) → (квази)-нонвариантная перитектика $L + FBrd + (Wus \cdot Per)_{ss} + Sti + CaPrv$ (в точке P_1) → моновариантная котектика (2) $L + MWus + Sti + CaPrv$ (от P_1 до e_2). Не участвует моновариантная котектика $L + FBrd + Sti + CaPrv$ (от e_2 до P_1). Цепочка элементов ликвидуса суперплюмов переходной зоны, которые контролируют их фракционную ультрабазит-базитовую эволюцию — моновариантная котектика $L + FRwd + FPer + CaPrv$ (от e_1 до P_2) → (квази)-нонвариантная перитектика $L + FBrd + FPer + CaPrv$ (в точке P_2) → моновариантная котектика (4) $L + FPer + CaPrv$ (от P_2 до e_3) → (квази)-нонвариантная перитектика $L + FPer + CaPrv$ (от e_3 до P_3) → моновариантная котектика (5) $L + MWus + Sti + CaPrv$ (от P_3 до e_4). Не участвуют моновариантные котектики $L + FPer + FRwd + CaPrv$ (от e_1 до P_2) и $L + FPer + Sti + CaPrv$ (от e_3 до P_3).

фаз и гравитационное опускание более плотных металлических расплавов к центру планеты из полностью несмесимой силикат-металлической жидкой среды.

Данные физико-химического эксперимента и теоретического анализа позволяют раскрыть фундаментальные детали радикального топологического преобразования как структуры нижне-мантийного ликвидуса системы $MgO-FeO-CaO-SiO_2$ термохимических суперплюмов, так и их минерального состава при перемещении к *PT*-условиям переходной зоны через 670-км сейсмическую границу (рис. 9). В результате бриджмент-содержащая структура ликвидуса вещества суперплюма в условиях нижней мантии преобразуется в рингвудит-содержащую на глубинах переходной зоны.

В этих условиях контроль фракционной эволюции суперплюмового магматизма со стороны нижне-мантийной моновариантной котектики расплав + ферробриджмент + периклаз-вюститовый твердый раствор прекращается, но продолжается в условиях переходной зоны со стороны моновариантной котектики расплав + феррорингвудит + ферроакимотоит + периклаз-вюститовый твердый раствор и (квази)-нонвариантной перитектики расплав + феррорингвудит + ферроакимотоит + периклаз-вюститовый твердый раствор + стишовит с реакционной потерей феррорингвудита. Далее моновариантная котектика расплав + периклаз-вюститовый твердый раствор + ферроакимотоит + стишовит продолжает контролировать эволюцию расплава к нонвариантной перитектике расплав + ферроакимотоит + периклаз-вюститовый твердый раствор + стишовит с реакционной потерей ферроакимотоита, после чего ультрабазит-базитовая эволюция завершается базитовыми составами на моновариантной котектике расплав + магнезиовюстит + стишовит.

Рассмотренные изменения ликвидусных структур вещества восходящих суперплюмов нижней мантии при пересечении ими сейсмической границы с переходной зоной стали возможным в результате экспериментального и физико-химического обоснования перитектической реакции ферробриджмента $(Mg, Fe)SiO_3$ нижней мантии с образованием стишовита (Литвин, Спивак, 2019). В условиях переходной зоны ликвидусная структура суперплюмов характеризуется сопряженными перитектическими реакциями феррорингвудита $(Mg, Fe)_2SiO_4$ с образованиями ферропериклаза $(Mg, Fe)O_{ss}$ и ферроакимотоита $(Mg, Fe)SiO_3$, который в свою очередь испытывает перитектическое разложение с образованием магнезиовюстита $(Fe, Mg)O_{ss}$ и стишовита SiO_2 . Необходимо отметить, что нонвариантные точки перитектических систем не препятствуют фракционной эволюции магматических систем в отличие от нонвариантных эвтектических точек, которые как наиболее

низкотемпературные элементы являются термальными барьерами для магматической эволюции.

Следует обратить внимание на то, что в сложных термобарогradientных условиях восхождения суперплюмов в области границы нижняя мантия – переходная зона определяющими являются радикальные закономерные преобразования ликвидусной структуры их определяющего ультрабазитового вещества центральных зон. Такие преобразования могут сопровождаться развитием процессов ультрабазит-базитовой эволюции расплавов суперплюмов, особенно, в термоgradientных периферийных зонах их контактов с веществом вмещающей мантии. Интересно, что подобные физико-геохимические факторы определяют ультрабазит-базитовую эволюцию ростовых расплавов “сверхглубинных” алмазов, которая сопровождается формированием индикаторных парагенных включений от нижне-мантийной ассоциации ферробриджмент + ферропериклаз (Litvin, Spivak, 2019; Spivak, Litvin, 2019) и феррорингвудит + ферроакимотоит переходной зоны до ассоциации магнезиовюстита и стишовита в обоих случаях.

Таким образом, физико-химические механизмы, заложенные в структурах ликвидуса, обеспечивают ультрабазит-базитовую эволюцию частично расплавленных суперплюмов в режиме фракционной кристаллизации в термоgradientных условиях нижней мантии и переходной зоны. Эти сценарии можно распространить на вещество магматических и алмазообразующих очагов на подобных глубинах.

Структура ликвидуса суперплюма и вещества гранат-перидотитовой фации верхней мантии

В интервале глубин 410–150 км и, соответственно, давлений 12–5 ГПа определяющими становятся минералы гранат-перидотитовой фации верхней мантии – оливин Ol $(Mg, Fe)_2SiO_4$, ортопироксен Opx $(Mg, Fe)SiO_3$, жадеит-содержащий клинопироксен Cpx $[Ca(Mg, Fe)Si_2O_6 \cdot NaAlSi_2O_6]_{ss}$, гранат Grt $(Mg, Fe, Ca)_3Al_2Si_3O_{12}$, коэсит Coe SiO_2 , которые принадлежат к системе $MgO-FeO-CaO-Al_2O_3-Na_2O-SiO_2$. При проникновении суперплюмов на эти глубины, их равновесной ликвидусной структуре должна соответствовать конфигурация, сопоставимая с верхне-мантийной в диаграмме-комплексе оливин Ol – коэсит Coe – корунд Crn – клинопироксен/омфацил $Cpx/Omph$ (Литвин и др., 2016; Litvin, 2017). Строение данной ликвидусной структуры представлено на рис. 10 в проекции на изотермическое сечение $Ol, Cpx-Crn, Cpx-Coe, Omph$ с элементами развертки ее тетраэдрической диаграммы-комплекса для наглядности. Эта диаграмма разделена внутренней плоскостью системы ортопироксен Opx – клинопироксен $Cpx/Omph$ – корунд Crn на ультрабазитовую часть, состоящую из 2-х сим-

плексов – перитектического перидотит-пироксенитового $Ol-Opx-Cpx-Crn$ (с P_1) и эвтектического оливин-эклогитового $Ol-Cpx-Grt-Crn$ (с E_1), а также базитовую, состоящую из 3-х симплексов – перитектического коэсит-ортопироксенового $Coe-Opx-Omph-Grt$ (с P_2), эвтектического коэсит-кианитового $Coe-Ky-Omph-Grt$ (с E_2) и эвтектического кианит-корундового $Ky-Crn-Omph-Grt$ (с E_3).

Наиболее существенным ограничением равновесной структуры ликвидуса ультрабазит-базитовой системы-комплекса $Ol - (Cpx/Omph) - Coe - Crn$ (рис. 10) является существование термального барьера в плоскости $Opx - (Cpx/Omph) - Crn$, непродоходимого для равновесной ультрабазит-базитовой эволюции расплавов, что определяется термальными максимумами на моновариантных котектиках $L + Opx + (Cpx/Omph)$ и $L + (Cpx/Omph) + Grt$ (общих для смежных симплексов). Это обусловлено тем, что в плоскости составов пограничной системы как ультрабазитовая моновариантная котектика $L + Opx + Cpx + Grt$ и сочлененная с нею базитовая $L + Opx + Omph + Grt$, так и ультрабазитовая моновариантная котектика $L + Cpx + Grt + Crn$ и сочлененная с нею базитовая $L + Omph + Grt + Crn$ имеют в “точках протыкания” ими плоскости составов системы $Opx - Cpx/Omph - Crn$ температурные максимумы (т.е., “термальные барьеры”).

Таким образом, получается, что перитектические реакции ортопироксена и расплава (Литвин, 1991; Litvin et al., 2016) с образованием клинопироксена (кальциевого пироксена) (P_1) или омфацита (P_2) обеспечивают возможность эволюции расплавов только в пределах ультрабазитовых составов от оливин-ортопироксен-перидотитовой перитектики P_1 к оливин-эклогитовой эвтектике E_1 , а в пределах базитовых составов от коэсит-ортопироксен-эклогитовой перитектики P_2 к коэсит-кианитовой эвтектике E_2 . Однако эти переходы между симплексами невозможны в равновесных условиях из-за требования постоянства любого состава системы, испытывающей фазовые превращения, в пределах ее симплекса. Показательно, что в условиях фракционной кристаллизации для перитектических симплексов с реакциями P_1 и P_2 “меж-симплексные барьеры” исчезают, чем создаются условия для изменения общих составов системы (совпадающих с составами остаточных расплавов) в сопряженные эвтектические симплексы с реакциями E_1 и E_2 , соответственно.

Таким образом, перитектические реакции способны в условиях фракционной кристаллизации расширить границы эволюции ультрабазитовых магм, когда фракционная эволюция ультрабазитовых остаточных расплавов должна контролироваться следующей цепочкой ликвидусных и солидусных элементов: моновариантная котектика расплав $L +$ оливин $Ol +$ ортопироксен $Opx +$

$+$ гранат $Grt \rightarrow$ (псевдо)-нонвариантная перитектика P_1 расплав $L +$ оливин $Ol +$ ортопироксен $Opx +$ клинопироксен $Cpx +$ гранат $Grt \rightarrow$ моновариантная котектика расплав $L +$ оливин $Ol +$ клинопироксен $Cpx +$ гранат Grt (общая для сопряженных ультрабазитовых симплексов) \rightarrow нонвариантная эвтектика E_1 расплав $L +$ оливин $Ol +$ клинопироксен $Cpx +$ корунд Crn .

Однако в природных условиях возникает парадоксальная ситуация с реализацией этого сценария. Несмотря на открытый путь для ультрабазитовой эволюции по физико-химическому маршруту $P_1 \rightarrow E_1$ в режиме фракционной кристаллизации, среди ксенолитов дифференцированных коренных пород верхней мантии наряду с ультрабазитовыми перидотитами встречаются не ультрабазитовые, а базитовые эклогиты, включая алмазоносные, а среди парагенных включений в алмазах – минералы ультрабазит-перидотитовой и базит-эклогитовой ассоциаций (MacGregor, Carter, 1970; Соболев, 1974), что проявляется даже в изотопно-геохимических данных (Galimov, 1991).

Это значит, что в природных условиях физико-химически преодолевается “меж-симплексный” термальный барьер в плоскости системы $Opx - Cpx/Omph - Crn$, разделительной между ультрабазитовыми и базитовыми симплексами (рис. 10). Это учтено при обосновании экспериментальной задачи, обсуждаемой ниже.

Исследованием в физико-химическом эксперименте при 6 ГПа ликвидусной структуры системы оливин Ol –жадеит Jd –диопсид Di –гранат Grt (Литвин и др., 2019) раскрыта перитектическая реакция оливина и жадеит-содержащего расплава с образованием граната (рис. 11 и 12). Потеря оливина в этой реакции расширяет границы фракционной эволюции, обеспечивая переход от ультрабазитовых составов магм к базитовым, поскольку контроль эволюции остаточных расплавов завершает цепочка ликвидусных и солидусных элементов: моновариантной кривой расплав $L +$ оливин $Ol + Di - Jd$ -клинопироксен (Cpx) \rightarrow (квази)-нонвариантной перитектикой расплав $Jd - Di - L +$ оливин $Ol + Di - Jd$ -клинопироксен ($Cpx \leftrightarrow Omph$) $+$ гранат $Grt \rightarrow$ расплав $Jd - L + Jd - Di$ -клинопироксен ($Omph$) $+$ гранат Grt (рис. 13). Ключевым моментом является то, что в условиях фракционной кристаллизации ультрабазитовых расплавов в них повышается концентрация жадеитового компонента, который, реагируя с оливинными компонентами с образованием граната (Gasparik, Litvin, 1997), понижает их концентрацию в остаточных расплавах, чем эффективно дополняется фракционное удаление оливина. Фракционное повышение концентрации жадеитового компонента в остаточных расплавах (и, соответственно, в общем составе системы) сопоставимо со статистическими содержаниями жадеитового компонента в пределах от 10 до 35 мас. % в

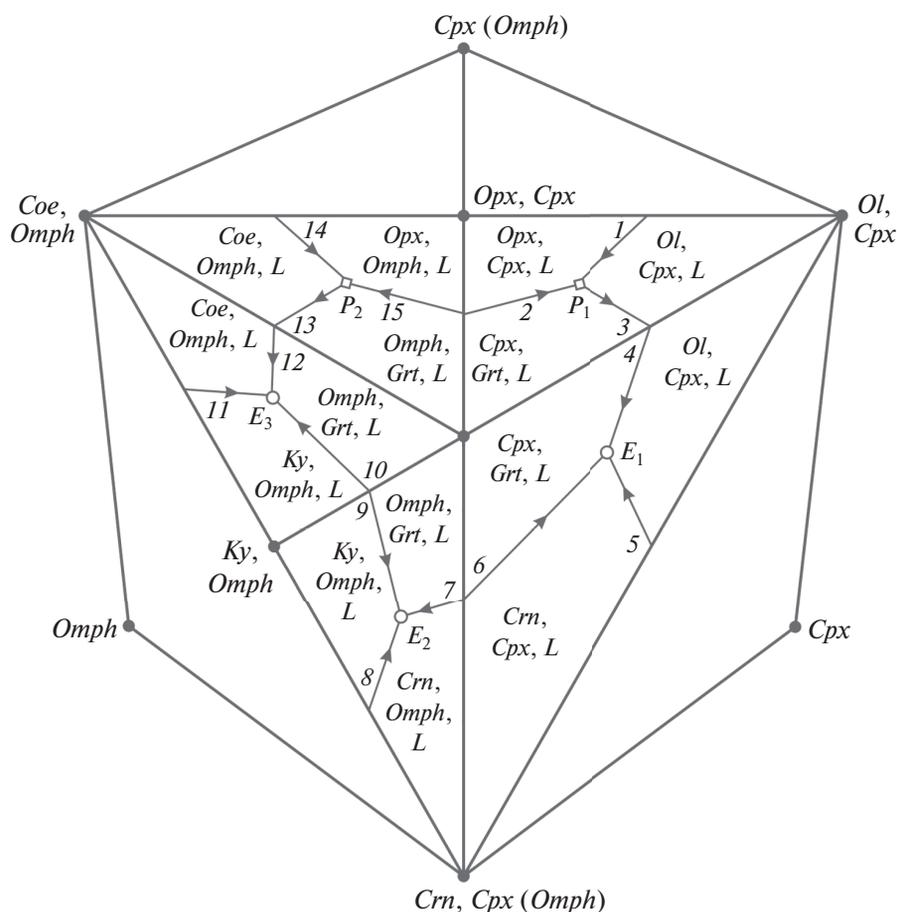


Рис. 10. Равновесная структура ликвидуса многокомпонентной многофазовой системы оливин *Ol* – коэзит *Coe* – корунд *Crn* – клинопироксен/омфациит *Cpx/Omph* в проекции на ее изотермическое сечение гранат-перидотитовой фации верхней мантии по экспериментальным и минералогическим данным (Литвин и др., 2016). Описание и условные обозначения в тексте.

клинопироксенах ультрабазитовых перидотитов (при Na_2O около $\sim 1.2\text{--}4.2$ мас. %) и от 15 до 60 мас. % в омфацитах базитовых эклогитов (при Na_2O около $\sim 2.6\text{--}6.6$ мас. %) (Соболев, 1974).

Ожидается, что эти физико-химические механизмы проявляются в ультрабазит-базитовом частично расплавленном веществе суперплюмов на глубинах верхней мантии.

О ФИЗИКО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРЕВРАЩЕНИЯХ ПЛЮМОВ В МАЛОГЛУБИННЫХ ФАЦИЯХ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И ЛИТОСФЕРЕ

Происхождение и эволюция термохимических суперплюмов тесно связаны с вмещающим мантийным веществом, прежде всего, благодаря их совместной принадлежности по компонентам определяющего значения к физико-геохимической системе $\text{MgO}\text{--}\text{FeO}\text{--}\text{CaO}\text{--}\text{Na}_2\text{O}\text{--}\text{Al}_2\text{O}_3\text{--}\text{SiO}_2$. Данная система сформировалась при аккреционном накоплении массы Земли и сохранялась в главных геотектонических событиях глобального зна-

чения в истории Земли, известных к настоящему времени (Urey, 1952, 1962; Виноградов, 1961; Wood, 19; Wilson, 1963; Хаин, 1970; Ringwood, 1975; Зоненштайн, Кузьмин, 1983; Anderson, 1989; Fiquet et al., 2008; Добрецов, 2010; Кузьмин, Ярмолук, 2016). К этим событиям принадлежат:

1) метеоритно-аккреционное накопление массы оксид-силикат-металлического минерального вещества с сопутствующим повышением глубинного давления и температуры, частичное плавление и начало формирования “глобального магматического океана”, его глубинная конвекция, начало расслоения вещества на жидкое металлическое ядро и расплавленную оксид-силикатную оболочку – в первые 50 млн лет;

2) завершение формирования магматического океана (пиролитового состава при полном плавлении), продолжение разделения полностью несмешанных металлических и оксид-силикатных компонентов, постепенное охлаждение и затвердевание магматического океана с поверхности, образование первой коры, продолжающиеся атаки астероидов, разрушавших ее, – в последующие 500 млн лет;

3) полное обособление и разделение ядра на твердую центральную часть и жидкую оболочку – к рубежу 2.7 млрд лет, постепенная кристаллизация магматического океана, согласованная с изменением *PT*-параметров с глубиной, завершение глобальной твердофазовой стратификации мантии, включая слой D", с полиморфными превращениями и диспропорционированием минералов, чем создаются сейсмические границы между верхней мантией, переходной зоной и нижней мантией – к 2.0 млрд лет;

4) становление режима глобальной тектоники – эндогенная тектоническая активность в сформированных оболочках планеты в форме мобильных литосферных плит и их прогретых фрагментов-слэбов, погружающихся в мантию до границы ядро-мантия, а также мантийных термохимических суперплюмов, зарождающихся в слое D"; поверхностное перемещение литосферных плит на ранних глобально-тектонических стадиях с образованием суперконтинентов и их разрушение суперплюмами, восхождение суперплюмов до переходной зоны и верхней мантии, где они перерождаются в поля горячих точек, источников вещества малых плюмов, которые не только создают базальтовые океанические острова и плато, но и участвуют как активные факторы геохимических и петрологических взаимодействий с веществом литосферы, – от 2.0 млрд лет до настоящего времени.

О коренном веществе мантии Земли и ее глобальном магматическом океане

Общий состав мантии Земли на всех ее глубинах от ~50 до 2900 км по составам породообразующих минералов принадлежит к системе MgO–FeO–CaO–Na₂O–Al₂O₃–SiO₂ и отождествляем с химическим составом модельного ультрабазитового пиролита (Ringwood, 1975). Фазовые отношения на солидусе коренного вещества гранат-перидотитовой фации верхней мантии определяются перитектическими реакциями ортопироксена и расплава с образованием клинопироксена (в границах ультрабазитовых составов), а также оливина и жадеит-содержащего расплава с образованием граната (с ультрабазит-базитовым изменением составов). При этом реализация эволюционного изменения как ультрабазитовых, так и ультрабазит-базитовых общих составов систем возможна только в условиях фракционной кристаллизации, когда составы остаточных расплавов и вместе с ними общий состав системы непрерывно изменяются по мере фракционного удаления кристаллизующихся минералов (Литвин и др., 2019). Фракционная ультрабазит-базитовая эволюция обеспечивается также в условиях переходной зоны и нижней мантии перитектическими реакциями, соответственно, рингвудита и акимотоита, а также бриджменита с FeO-обогатненными расплавами и образованием в обоих случаях базитовых ассоциаций

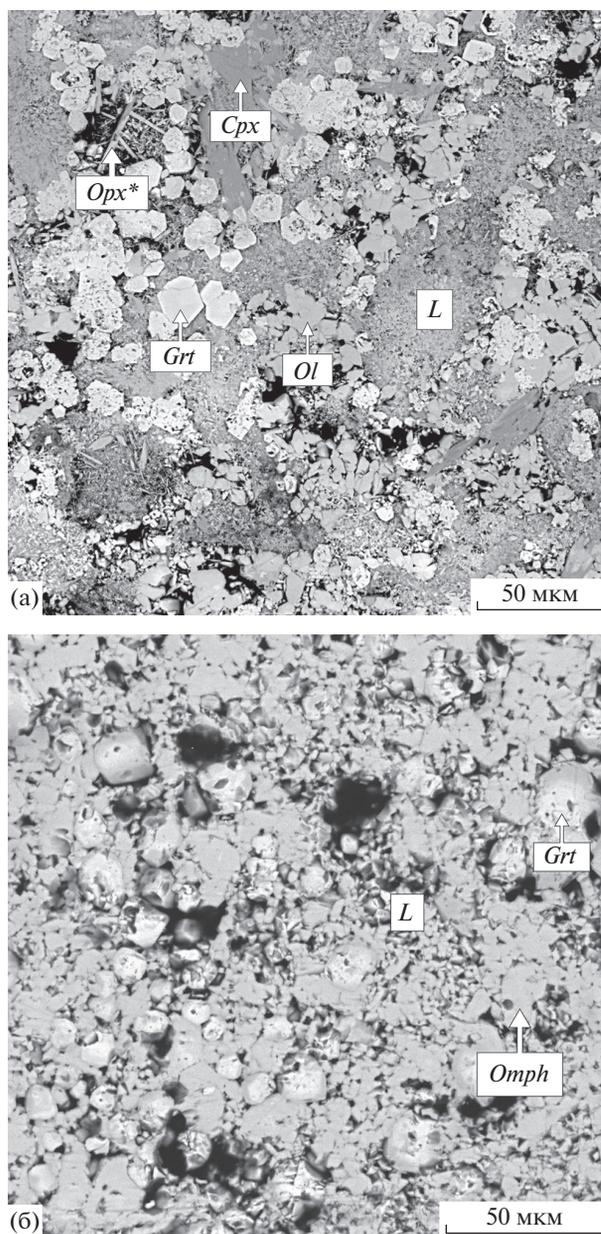


Рис. 11. СЭМ снимки образцов, полученных в эксперименте при 6 ГПа по фазовым отношениям при плавлении системы *Ol–Di–Jd–Grt* (Литвин и др., 2019): а – при 1400°C (ультрабазитовая перидотитовая ассоциация *L + Ol + Cpx + Grt*), б – при 1380°C (базитовая эклогитовая ассоциация *L + Omph + Grt*). Условные обозначения: *L* – расплав, *Ol* – оливин, *Cpx* – клинопироксен, *Omph* – омфациит, *Grt* – гранат, *Opx** – закалочный метастабильный ортопироксен.

магнезиовюстита и стишовита. В ниже-мантийном слое D" на границе с жидким ядром Земли можно предположить возможность подобного перитектического превращения постперовскита.

Процессы фракционной ультрабазит-базитовой магматической эволюции мантийного вещества на основе перитектических реакций главных породообразующих минералов могут проявлять-

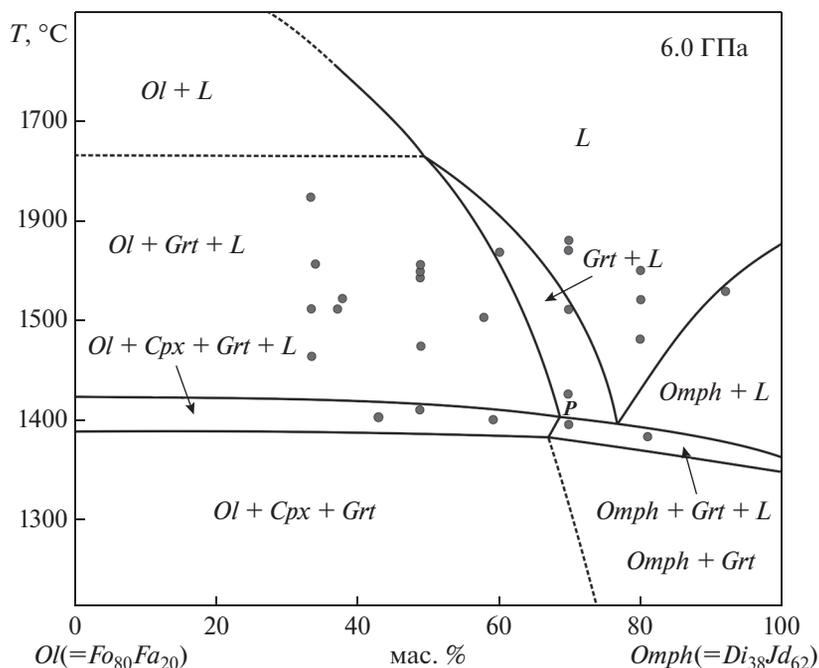


Рис. 12. Диаграмма фазовых отношений при плавлении ультрабазит-базитовой системы $Ol-Di-Jd-Grt$ в ее политермическом сечении $Ol (=Fo_{80}Fa_{20})-Omph (=Di_{38}Jd_{62})$ (Литвин и др., 2019). Условные обозначения: см. рис. 11.

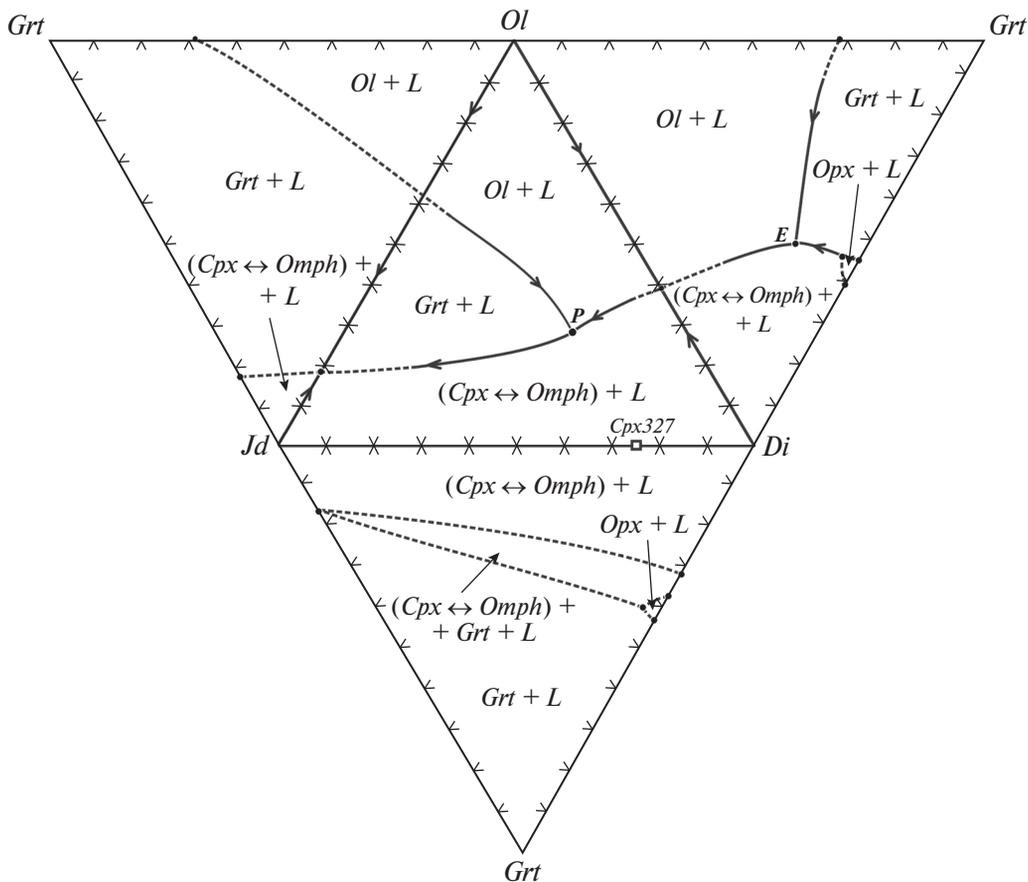


Рис. 13. Диаграмма-развертка ликвидусных фазовых отношений тройных граничных систем ультрабазит-базитовой системы $Ol-Di-Jd-Grt$ по экспериментальным и литературным данным.

ся в различных геотектонических условиях. Коренное вещество как глубинных горизонтов мантии, так и суперплюмов отличается высоким содержанием ультрабазитовых минералов, физические условия для перитектических реакций минимизированы. При этом масштабы влияния примесных смесимых (растворимых) компонентов, включая летучие, на *PT*-условия и фазовые отношения зависят от их концентраций и, вероятно, ограничены на глубинных горизонтах мантии. Однако их значение в отношении температурных режимов и степеней плавления многокомпонентных систем может заметно возрасти в малоглубинных шпинель-перидотитовой и плагиоклаз-перидотитовой фациях верхней мантии и литосфере.

Для представления о химическом составе глобального магматического океана (Anderson, 1989) показательны результаты субсолидусных экспериментов с пиrolитовыми стартовыми составами до 50 ГПа (Akaogi, 2007). Они демонстрируют образование при соответствующих давлениях минеральных фаз и их ассоциаций, аналогичных минералам и дифференцированным ультрабазитовым породам верхней мантии, которые доступны для прямых аналитических исследований не только как герметические включения в алмазах, но и как ксенолиты в кимберлитах (Mathias et al., 1970; Соболев, 1974). Подобным образом экспериментальные фазы при давлениях, соответствующих глубинам переходной зоны и нижней мантии, аналогичны главным минералам герметических включений в сверхглубинных алмазах для этих мантийных оболочек (в отсутствие пород-ксенолитов). Таким образом, согласование минералогических, петрологических и экспериментальных результатов поддерживается представлением, что при полном плавлении ультрабазитового вещества мантии Земли образуются расплавы, сопоставимые по составу с пиrolитовыми (Ringwood, 1975; Fiquet et al., 2008). В результате в условиях глобальной кристаллизации магматического океана становится возможным формирование глубинных мантийных оболочек из дифференцированных пород, в основной массе — ультрабазитовых.

О ФИЗИКО-ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ВЕЩЕСТВА СУПЕРПЛЮМОВ ПРИ ВОСХОЖДЕНИИ ИЗ СЛОЯ D" НА ГЛУБИНЫ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Физико-геохимические условия, близкие к равновесным, могут выдерживаться продолжительное время в центральных областях восходящих суперплюмов. При этом диффузионный и конвективный обмен с вмещающей нижней мантией ограничен, повидимому, термоградиентным пограничным слоем между суперплюмом и мантией как в его головной, так и хвостовой частях.

С уменьшением глубины в режиме понижения и давления и температуры могут активизироваться перитектические реакции и, соответственно, процессы ультрабазит-базитовой эволюции в краевых зонах суперплюмов с температурными градиентами, пространство для режимов фракционной кристаллизации при этом расширяется. В этих условиях возможно относительное обогащение вещества суперплюмов легкоплавкими железистыми и щелочными компонентами по отношению к вмещающему веществу мантии, что ведет к возрастанию степени плавления ультрабазитового вещества суперплюмов и, соответственно, массы оливин-нормативных коматиитовых и бальтовых магм. Эти эффекты могут усиливаться при повышении концентрации легкоплавких Na- и Fe-компонентов, а также летучих системы C—O—H.

О физико-геохимических превращениях вещества суперплюмов при формировании полей горячих точек

По сейсмографическим оценкам (Кузьмин и др., 2016) критический момент в эволюции суперплюмов может наступать, вероятно, на глубинах от переходной зоны до малоглубинных фаций верхней мантии при совпадении определенных факторов физико-геохимического и физико-тектонического контроля. В экспериментах при 3–7 ГПа показано первичное выплавление из гранатового перидотита с пиrolитовым составом коматиитовых магм, при этом релиты подобны океаническим перидотитам (Walter, 1998). К главным физико-химическим факторам можно отнести способность к выплавлению больших объемов мало вязких оливин-базальтовых расплавов в ультрабазитовом веществе суперплюмов и их фракционная эволюция, рассмотренная на примере Гавайских толеитов (Clague et al., 1995; Presnal, 1999) (степень плавления возрастает с понижением давления, с повышением содержания летучих компонентов, с активизацией ультрабазит-базитовой магматической эволюции, вплоть до образования кварц-нормативных толеитовых базальтов из оливин-толеитовых).

С процессами плюмовой тектоники связывается образование горячих полей мантии, которые были определены благодаря тому, что вулканически активный очаг магмы (“горячая точка”) может достаточно долго находиться в фиксированной позиции под перемещающейся над ним литосферной плитой, в результате формируются линейные цепочки плюмовых вулканов внутри литосферных плит (Wilson, 1963), как, например, в случае Гавайско-Императорского хребта в Тихом океане (Morgan, 1972). В комплексе главных физико-тектонических факторов необходимо выделить те, которые способствуют распределению больших объемов расплавов из головных частей суперплюмов (Campbell, 2005) в “горячих полях” как совокупности локализованных магма-

тических очагов, способных осуществить подъем больших масс оливин-базальтовых расплавов на поверхность как океанической, так и континентальной литосферы. Среди таких факторов — отностительное возрастание внутреннего давления в головной части суперплюма на определенной глубине, ослабление боковой поддержки расплавленными базальтовыми массами со стороны вмещающих пород, противодействие прочных пород кровли и способность малых плюмов формировать локальные магматические очаги у подошвы литосферы и преодолевать ее при совместном воздействии ба-ротермических и химических факторов.

Участие вещества плюмов в генезисе пород литосферы раскрываются различными методами, включая сейсмотомографические (Condie, 2001). В итоге на поверхности океанической литосферы маловязкие оливин-базальтовые расплавы формируют острова и масштабные океанические плато, составы базальтов которых наименее затронуты вторичными изменениями и в наибольшей степени приближены к материнским расплавам горячих точек и малых плюмов. Сейсмотомографически в истории Земли выявлено 47 горячих точек в пределах 4 “горячих полей мантии”, связанных с активностью Африканского, Тихоокеанского, Центрально-Азиатского и Тасманского суперплюмов, при этом обоснована их связь с современным вулканизмом. Более сложные физико-геохимические взаимодействия установлены для континентальной литосферы.

Таким образом, составы первичных расплавов, производных вещества суперплюмов в условиях верхней мантии, соответствуют оливин-нормативным коматиитам и оливиновым базальтам, которыми сложены океанические острова и лавовые плато. Условия и механизмы первичного выплавления оливиновых базальтов в ультрабазитовом веществе верхней мантии, возможные вариации их составов, а также их ультрабазит-базитовая эволюция с образованием кварцевых толеитов могут быть раскрыты в физико-химическом эксперименте.

О физико-геохимических процессах в базальтовых расплавах малых плюмов при формировании океанических островов и плато

Составы магм “горячих точек” раскрываются высоко-магнезиальными коматиитами и базальтами океанических островов и плато, так как они относительно слабо изменены процессами взаимодействия с коренным веществом океанической литосферы в отличие от их внутриплитовых извержений. Предполагалось, что формирование океанических базальтовых плато (Северно-Атлантическая провинция, Гавайский архипелаг и др.) связано с извержениями головной части суперплюмов, тогда как за образование океанических островов может быть ответственна хвостовая часть плюма при отсутствии головной (Campbell, 2005). Однако ультрабазитовые расплавы

“горячих точек” могли испытывать фракционную ультрабазит-базитовую эволюцию их составов с образованием кварцевых толеитовых базальтов на любом участке их перемещения на поверхность океанической литосферы или континентальных плит. Диаграмма-комплекс составов базальтовой системы оливин $(Mg, Fe)_2SiO_4$ (*Ol*)–нефелин $NaAlSi_3O_8$ (*Ne*)–кварц SiO_2 (*Qtz*)–клинопироксен $[Ca(Mg, Fe)Si_2O_6 \cdot NaAlSi_2O_6]_{ss}$ (*Cpx*) (рис. 14), построенная с использованием обобщенной диаграммы упрощенной базальтовой системы при 1 атм. (Yoder, Tilley, 1962), представляет собой совокупность элементарных диаграмм-симплексов: оливин-нефелиновых базальтов *Ol–Ne–плагноклаз* ($NaAlSi_3O_8 \cdot CaAl_2Si_2O_8$)_{ss} (*Pl*)–*Cpx*, оливин-толеитовых базальтов *Ol–Pl–Opx* $(Mg, Fe)SiO_3–Cpx$ и кварц-толеитовых базальтов *Opx–Pl–Qtz–Cpx* (каждый симплекс может быть носителем лишь одной неинвариантной 5-фазовой точки — эвтектической или перитектической). Внутренние пограничные системы *Ol–Pl–Cpx* и *Opx–Pl–Cpx* являются барьерами между смежными симплексами для эволюционных изменений составов системы в условиях равновесной кристаллизации за пределы исходного симплекса; однако такие изменения общего состава системы возможны для перитектического симплекса только в режиме фракционной кристаллизации. Ликвидусные фазовые отношения базальтовой системы как многокомпонентной многофазовой системы не исследованы в физико-химическом эксперименте. На основе предварительных оценок упрощенных базальтовых систем в работе (Yoder, 1976) обсуждалась возможность при 1 атм. реакции форстерита и альбит-содержащего расплава в неинвариантной перитектической точке $L + Fo + En + Di + Ab$ (ультрабазитового симплекса *Fo–En–Di–Ab*) с выходом к моноинвариантной ко-текстике $L + En + Di + Ab$ и достижением неинвариантной эвтектики $L + Qtz + En + Di + Ab$ (базитового симплекса *Qtz–En–Di–Ab*). Можно ожидать, что в многокомпонентной базальтовой системе на основе данной реакции становится возможным преодоление межсимплексного барьера в пограничной системе *Opx–Pl–Cpx* с реализацией в режиме фракционной кристаллизации ультрабазит-базитовой эволюции базальтового магматизма малых плюмов. О реальности такого рода процессов однозначно свидетельствуют дифференцированность и сосуществование щелочно-оливиновых и оливиновых базальтов с базитовыми кварцевыми толеитами океанических островов (Коваленко и др., 2006).

Перитектические реакции ультрабазитовых минералов в условиях фракционной кристаллизация обеспечивают полное исчезновение определяющего ультрабазитового минерала и появление базитового.

Об активности горячих точек и малых плюмов в континентальной литосфере свидетельствуют

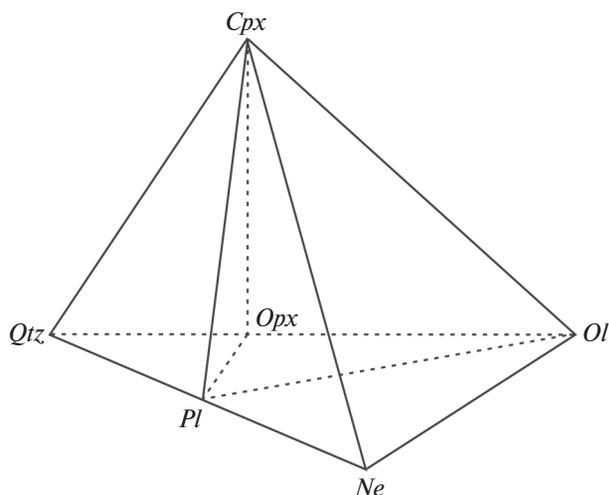


Рис. 14. Схематическая диаграмма-комплекс составов базальтовой системы *Ol-Ne-Cpx-Qtz* как совокупность симплексов – ультрабазитовых щелочно-базальтового *Ol-Ne-Cpx-Pl* и оливин-толеитового *Ol-Pl-Cpx-Opx*, а также базитового *Opx-Pl-Cpx-Qtz*. Символы минералов: *Ol* – оливин, *Opx* – ортопироксен, *Cpx* – клинопироксен, *Ne* – нефелин, *Pl* – плагиоклаз, *Qtz* – кварц.

рифты, протяженные пояса даек, области траппов, магматических плато (Джос, Нигерия); на окраинах континентов и в зонах коллизии – горячая точка Йеллоустона, платобазальты Тибета. В этих случаях характерным является высоко-Мг и высоко-Тi субщелочной и щелочно базальтовый магматизм. К геологическим критериям связи пород литосферы с горячими точками мантии отнесена устойчивая согласованность составов пород с мантийными источниками не только пространственная, так и в геологическом времени (Коваленко и др., 2006). С плюмами связано формирование ультрабазит-базитовых комплексов с благороднометаллической минерализацией.

ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Многокомпонентная многофазовая система $MgO-FeO-CaO-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2$ мантии Земли является универсальной в главных эпизодах ее физико-геохимической и геотектонической истории. Это заложено первоначально в метеоритно-аккреционных процессах формирования ее оксид-силикат-металлического вещества. Плавление исходно неоднородного вещества планеты сопровождалось как физико-химическим разделением металлических и оксид-силикатных расплавов в силу их полной жидкостной несмесимости, так и гравитационным стягиванием металлических тел к центру планеты с их объединением в ядро. При этом оксид-силикатные расплавы конвективно перемешивались с усреднением их общего пиролитового химического состава на основе системы $MgO-FeO-CaO-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2$,

создавая глобальный магматический океан. В результате его кристаллизации сложилась мантия Земли с общим пиролитовым химическим составом на всех глубинах, но разделенная на оболочки в соответствии с *PT*-зависимостью физико-химических и физико-химических свойств ее минеральных фаз в широких диапазонах взаимосвязанных давлений и температур (до 130 ГПа и 2600°C на 2900-км границе с ядром). Структура ликвидуса системы системы $MgO-FeO-CaO-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2$, которая зависит от минерального состава мантийных оболочек, определяет закономерности кристаллизации и ультрабазит-базитовой эволюции магматических оксид-силикатных и алмазобразующих оксид-силикат-карбонатных расплавов локальных мантийных очагов различной глубинности (Litvin, 2017; Spivak, Litvin, 2019).

“Давно признано ... значение физико-химических превращений в недрах Земли, но они неразрывно связаны с изучением геодинамических процессов. Поэтому геохимическая модель может быть построена только на основе геодинамики...” (Добрецов, 2010).

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН 1.08.П “Физика конденсированных сред и материалы нового поколения”, а также тематических проектов ИЭМ РАН АААА-А13-118020590140-7 и АААА-А18-118021990093-9.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Виноградов А.П. (1961) Происхождение вещества земной коры. *Геохимия*. (1), 3-29.
 Vinogradov A.P. (1961) The origin of the material of the Earth’s crust. *Geochemistry*. (1), 1-32.
 Добрецов Н.Л. (2010). Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели. *Геология и геофизика*. **51**(6), 761-784.
 Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. (2001) *Глубинная геодинамика*. Новосибирск, ГЕО. 409 с.
 Захаров А.М. (1990) *Диаграммы состояния двойных и тройных систем*. М., Металлургия, 240 с.
 Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л., Калинина В.В., Каги Х. (2016) Особенности минералогии кальциевых включений в сублитосферных алмазах. *Геохимия*. (10), 919-930.
 Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., Kalinina A.L., Kagi H. (2016) The mineralogy of Ca-rich inclusions in sublithospheric diamonds. *Geochemistry Int.* **54**(10), 890-900.
 Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. (1983) Внутриплитовый магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли. *Геотектоника*. (1), 28-45.
 Зоненшайн Л.П., Ковалев А.А. (Ред.) (1974). Новая глобальная тектоника. М., Мир, 182 с.
 Каминский Ф.В. *Минералогия и геохимия нижней мантии*. М., ГЕОХИ, 2011, 68 с.
 Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. (2008) Тепло- и массообмен в термодинамическом плюме, расположенном под океанической плитой вдали от оси СОХ. *Физика Земли*. (6), 17-30.
 Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Дистанов В.Э., Гладков И.Н. (2016) Геодинамические режимы мантийных термодинамических плюмов. *Геология и геофизика*. **57**(6), 1092-1105.

- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. (1999) Кораобразующие процессы и структура коры и мантии при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: изотопные данные. *Геотектоника*. (3), 21-24.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Андреева И.А., Ашихмина Н.А., Козловский А.М., Кудряшова Е.А., Кузнецов В.А., Листратова Е.Н., Лыхин Д.А., Никифоров А.В. (2006) Типы магм и их источники в истории Земли. Ч. 2. М., ИГЕМ РАН. 280 с.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. (2014) Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений. *Геология и геофизика*. 55(2), 153-184.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. (2016) Тектоника плит и мантийные плюмы – основа эндогенной тектонической активности Земли последние 2 млрд лет. *Геология и геофизика*. 57(1), 11-30.
- Кузьмин М., Ярмолюк В., Кравчинский В. (2013) Глубинная геодинамика – основной механизм развития Земли. *Наука в России*. (6), 10-19.
- Литвин Ю.А. (1991) *Физико-химические исследования плавления глубинного вещества Земли*. М., Наука. 312 с.
- Литвин Ю.А. (1998) Горячие точки мантии и эксперимент до 10 ГПа: щелочные реакции, карбонатизация литосферы, новые алмазообразующие системы. *Геология и геофизика*. 39(12), 1772-1779.
- Литвин Ю.А., 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. (2019) Генезис алмазов и парагенетических включений в условиях нижней мантии: строение ликвидуса материнской системы при 26 ГПа. *Геохимия*. 64(2), 128–144.
- Litvin Yu.A., Spivak A.V. (2019) Genesis of diamonds and paragenetic inclusions under lower mantle conditions: the liquidus structure of the parental system at 26 GPa. *Geochem. Int.* 57(2), 134-150.
- 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) Fundamental of mantle carbonatite concept of diamond genesis. *Geochem. Int.* 54(10), 839-857.
- Литвин Ю.А., Кузюра Ю.А., Лиманов Е. (2019) Гранатизация оливины в системе оливин-диопсид-жадеит: роль в ультрабазит-базитовой эволюции верхнемантийного 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 А.В., Лиманов Е.В., Гаранин В.К. (2020) Генезис алмазонасных 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.
- Палатник Л.С., Ландау А.И. (1961) *Фазовые равновесия в многокомпонентных системах*. Харьков, Изд. ХГУ. 406 с.
- Посыпайко С.А., Тарасевич Е.А., Алексева Е.А., Васина Н.А., Грызлова Е.С., Трунин А.С., Штер Г.Е., Космынин А.С., Васильченко Л.М. (1984) *Прогнозирование химического взаимодействия в системах из многих компонентов*. М., Наука. 216 с.
- Соболев Н.В. (1974) *Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии*. Новосибирск, Наука. 264 с.
- Хаин В.Е. (2010). Об основных принципах построения подлинно глобальной модели динамики Земли. *Геология и геофизика*. 51(6), 753-760.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. (2002) Изотопный состав, источники корового магматизма и строение коры каледонид Озерной зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса. *ДАН*. 387(3). 387-392.
- Akaogi M. (2007) Phase transitions of minerals in the transition zone and upper part of the lower mantle. *Advances in high-pressure mineralogy* (E. Ontani, Ed.). The Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 421, p. 1-13.
- Anderson D.L. (1989) *The Theory of the Earth*. Cambridge. Boston, Blackwell Sci. Publ., 361 p.
- Bobrov A.V., Litvin Yu.A. (2011). Mineral equilibria of diamond-forming carbonate-silicate systems. *Geochem. Int.* 49(13), 1267-1363.
- Campbell I.H. (2005) Large igneous provinces and the mantle plume hypothesis. *Elements*. 1(5), 265-269.
- Campbell I.A., Griffiths R.W. (1992) The changing nature of mantle hotspots through time: implication to chemical evolution of the mantle. *J. Geol.* 92, 497-523.
- Campbell I.A., Griffiths R.W. (2014) Did the formation of D" cause the Archean-Proterozoic transition? *Earth Planet. Sci. Lett.* 388, 1-8.
- Clague D.A., Moore J.G., Dixon J.E., Friesen W.B. (1995) Petrology of subarctic lavas from Kilauea's Puna Ridge, Hawaii. *J. Petrol.* 36, 299-349.
- Condie K.C. (2001) *Mantle plumes and their record in Earth history*. Cambridge University Press. 305 p.
- Dietz R.S. (1961) Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. *Nature*. 190(4779), 854-857.
- Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G., Vernikovskii V.A., Gladkov I.N. (2008) Modelling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps. *Lithos*. 100, 66-92.
- Dziewonski A.M. (1984) Mapping the lower mantle, determination of lateral heterogeneity up to degree and order 6. *J. Geophys. Res.* B89, 5929-5952.
- Dziewonski A.M., Anderson D.L. (1981) Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth Planet. Inter.* 25, 297-356.
- Fabrichnaya O.B. (1995) Thermodynamic data for phase in the FeO–MgO–SiO₂ system and phase relations in the mantle transition zone. *Phys. Chem. Minerals*. 22, 323-332.
- Fiquet G., Guyot F., Badro J. (2008) The Earth's lower mantle and core. *Elements*. 4, 177-182.
- Frost D.J., Poe B.T., Tronnes R.G., Libsck C., Duba F., Rubie D.C. (2004) A new large-volume multianvil system. *Phys. Earth Planet. Inter.* 143, 507-514.
- Fucao Y., Maruyama S., Obayashi S., Inoue H. (1994) Geological implication of the whole mantle P-wave tomography. *J. Geol. Soc. Japan*. 100, 4-23.
- Galimov E.M. (1991) Isotope fractionation related to kimberlite magmatism and diamond formation. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 55, 1697-1708.
- Gasparik T., Litvin Yu.A. (2002). Experimental investigation of the effect of metasomatism by carbonatic melt on the composition and structure of the deep mantle. *Lithos*. 60(3-4), 129-143.

- Hess H.H. (1962) History of ocean basins. (A.E.J. Engel; Harold L. James; B.F. Leonard, eds.). Petrologic studies: a volume in honor of A.F. Buddington (PDF). Boulder, CO: Geol. Soc. Amer., p. 599-620.
- Irifune T., Tsuchia T. (2007) Mineralogy of the Earth – phase transitions and mineralogy of the lower mantle. In *Treatise on Geophysics*, Elsevier, p. 33-62.
- Ismailova L., Bykova E., Bykov M. et al. (2016) Stability of Fe-Al-bearing bridgmanite in the lower mantle and synthesis of pure Fe-bridgmanite. *Sci. Adv.* (2), e1600427.
- Ito E., Takahashi E. (1989) Postspinel transformation of the system Mg_2SiO_4 – Fe_2SiO_4 and some geophysical implications. *J. Geophys. Res.* **94**, 10637-10646.
- Kaminsky F. (2012) Mineralogy of the lower mantle: a review of “super-deep” mineral inclusions in diamond. *Earth, Sci. Rev.* **110**, 127-147.
- Kaminsky F.V. (2017) *The Earth's Lower Mantle. Composition and Structure*. Springer Geology. 331 p.
- Kaminsky F.V., Khachatryan G.K., Andreatza P., Araujo D., Griffin W.I. (2009) Super-deep diamonds from kimberlites in the Juina area, Mato Grosso State, Brazil. *Lithos.* **112S**(2), 833-842.
- Katsura T., Yoneda A., Yamazaki D., Yoshino T., Ito E. (2010) Adiabatic temperature profile in the mantle. *Phys. Earth Planet. Inter.* **183**, 212-218.
- Litvin Yu.A. (2017) *Genesis of Diamonds and Associated Phases*. Springer, 137 p.
- Litvin Yu.A., Kuzyura A.V., Spivak A.V. (2020) Evolution of the mantle magmatism and formation of ultrabasic-basic rock series: importance of peritectic reactions of the rock-forming minerals. Advances in Experimental and Genetic Mineralogy (Litvin Yu.A. and Safonov O.G., eds). Special Publication to 50th Anniversary of D.S. Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy of the Russian Academy of Sciences), Springer Nature, p. 165-199.
- Maaloe S. (1985) *Principles of Igneous Petrology*. Springer. 374 p.
- Mao W.L., Mao H.-K., Sturhahn W., Zhao J., Prakapenka V.B., Meng Y., Shu J., Fei Y., Hemley R.J. (2006) Iron-rich post-perovskite and the origin of ultralow-velocity zones. *Science* **312**, 564-565.
- Maruyama S. (1994) Plume tectonics. *J. Geol. Soc. Japan.* **100**, 24-49.
- Maruyama S., Santosh M., Windsley B.F. (2007) Superplume, supercontinent and post-perovskite: mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core-mantle boundary. *Gondwana Res.* (11), 7-37.
- Mathias M., Siebert J.C., Rickwood P.C. (1970). Some aspects of the mineralogy and petrology of ultramafic xenoliths in kimberlite. *Contrib. Mineral. Petrol.* **26**, 75-125.
- Morgan W.I. (1971) Convection plumes in the lower mantle. *Nature* **230**, 42-43.
- Morgan W.J. (1972) Deep mantle convection plumes and plate motion. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* **56**, 203-2013.
- Murakami M., Hirose K., Kawamura K., Sata N., Ohishi Y. (2004) Post-perovskite phase transition in $MgSiO_3$. *Science*. **304**, 855-858.
- Nishiyama N., Yagi T. (2003) Phase relation and mineral chemistry in pyrolite to 2200°C under the lower mantle pressures and implications for dynamics of mantle plumes. *J. Geophys. Res.* **108**, 2255-2261.
- Oganov A.R., Ono S. (2004) Theoretical and experimental evidence for a post-perovskite phase of $MgSiO_3$ in Earth's D' layer. *Nature*. **430**, 445-448.
- Oganov A.R., Ono S. (2005) The high-pressure phase of alumina and implications for Earth's D" layer. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA.* **102**(31), 10828-10831.
- O'Hara M.J. (1968) The bearing of phase equilibria studies on synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. *Earth Sci. Rev.* (4), 69-133.
- Olson P., Schubert G., Anderson C. (1987) Plume formation in the D"-layer and the roughness of the core-mantle boundary. *Nature*. **327**, 409-413.
- O'Nions R.K., Hamilton P.J., Evensen N.M. (1980) The chemical evolution of the Earth's mantle. *Sci. Amer.* **202**(5), 91-101.
- Presnall D.C. (1999) Effect of pressure on the fractional crystallization of basaltic magma. In *Mantle Petrology: Field Observation and High Pressure Experimentation. A Tribute to Francis R. (Joe) Boyd* (Fey Y., Bertka C.M., Mysen B.O., Eds). The Geochem. Soc. Spec. Publ. No. 6, Houston, TX, University of Houston, p. 209-224.
- Rhines P.N. (1956) *Phase Diagrams in Metallurgy: Their Development and Application*. London, McGraw-Hill Book Company, Inc. 348 p.
- Ringwood A.E. (1975) *Composition and Petrology of the Earth's Mantle*. New York, McGraw-Hill. 618 p.
- Spetsius Z.V., Taylor L.A. (2008) *Diamonds of Siberia. Photographic Evidence for Their Origin*. Lenoir City, Tennessee, Tranquility Base Press. 278 p.
- Spivak A., Litvin Yu. (2019) *Evolution of Magmatic and Diamond-Forming Systems of the Earth's Lower Mantle*. Springer Geology, 95 p.
- Stachel T., Brey G.P., Harris J.W. (2005) Inclusions in sublithospheric diamonds: glimpses of deep Earth. *Elements*. **1**(2), 73-78.
- Takayuki I., Kojitani H., Akaogi M. (2011) Post-spinel transitions in pyrolite and Mg_2SiO_4 and akimotoite-perovskite transition in $MgSiO_3$: precise comparison by high-pressure high-temperature experiments with multi-sample cell technique. *Earth Planet. Sci. Lett.* **309**, 185-197.
- Taylor A. and Anand M. (2004) Diamonds: time capsules from the Siberian mantle. *Chem. Erde-Geochim.* **64**, 1-74.
- Tomioka N., Fujino K. (1999) Akimotoite, $(Mg,Fe)SiO_3$, a new silicate mineral of the ilmenite group in the Tenham chondrite. *Amer. Mineral.* **84**, 267-271.
- Tschauner O., Ma C., Beckett J.R., Prescher C., Prakapenka V.B., Rossman G.R. (2014) Discovery of bridgmanite, the most abundant mineral in Earth, in a shocked meteorite. *Science* **346**(6213), 1100-1102.
- Urey H.S. (1952) *The Planets*. New Haven, Yale Univ. Press. 245 p.
- Urey H.S. (1962) Evidence regarding the origin of the Earth. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **26**, 1-13.
- Walter M.J. (1998) Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *J. Petrol.* **39**(1), 29-60.
- Wilson J.T. (1963) A possible origin of the Hawaiian Islands. *Can. J. Phys.* **41**, 863-866.
- Wood J.A. (1962) Chondrites and origin of the terrestrial planets. *Nature*. **194**, 127-130.
- Yoder H.S., Tilley C.E. (1962) Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.* **3**(3), 342-532.
- Yoder H.S., Tilley C.E. (1976) *Generation of Basaltic Magma*. Wash., Nat. Acad. Sci.
- Zhao D. (2007) Seismic images under 60 hotspots: Search for mantle plumes. *Gondwana Res.* (12), 335-355.
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Bocharova N.Yu. (1991) Hot-field tectonics. *Tectonophysics*. **199**, 165-192.