

СОДЕРЖАНИЯ КАЛЬЦИЯ В КРИСТАЛЛАХ ПРИРОДНОГО ОЛИВИНА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ИХ ГЕНЕЗИСА. ЧАСТЬ 2

© 2014 г. Г. П. Пономарев

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
684006, г. Петропавловск-Камчатский, бульв. Пийна, 9
e-mail: ponomarev@kscnet.ru*

Поступила в редакцию 11.04.2013

В статье приведены систематизированные данные по содержанию кальция в кристаллах оливина из магматических пород основного-ультраосновного состава, образовавшихся в различных геодинамических обстановках и разделенных на 3 фациальные разности, различающиеся по глубинам становления. Эти данные, в свете закономерностей, установленных на оливинах из экспериментальных расплавов (часть 1), позволяют предполагать, что кристаллы оливина в ряде случаев потеряли первичный кальций либо имели не магматический генезис. Низкокальциевые оливины, представляющие все генерации этого минерала в кимберлитах, свидетельствуют о не расплавленном генезисе кристаллов алмаза, выносимых кимберлитовыми магмами.

Ключевые слова: *оливин, кальций, вулканит, интрузивный массив, кимберлит*

ВВЕДЕНИЕ

В работе [10] были систематизированы и рассмотрены особенности содержаний кальция в кристаллах оливина из пород, слагающих тела различной фациальной и формационной принадлежности, преимущественно основного-ультраосновного состава. Было выявлено, что в эффузивных разностях этих пород вкрапленники оливина представлены в подавляющем большинстве случаев кальцийсодержащими разностями, с содержаниями СаО от 0.1 вес. % и выше. В субвулканических телах и интрузивных массивах, независимо от глубины их образования, сохранность СаО в кристаллах оливина зависит от условий становления этих тел и их дальнейшей геологической истории. Первичная природа кальцийсодержащих разновидностей оливина в этих телах была установлена на основании систематизации экспериментальных данных в “сухих” условиях до давлений 175 кбар, выбранных из базы данных “ИНФОРЕКС” [1]. Неясными оставались влияние флюидной составляющей в магматических расплавах на сохранность кальция в кристаллах оливина и природа низкокальциевых разностей этого минерала в ряде магматических пород. В первой части данной публикации рассмотрены результаты экспериментальных исследований, как в “сухих” условиях, так и с участием флюидной компоненты. Эти данные позволили выявить влияние различных параметров системы расплав–оливин на особенности вхождения кальция в состав кристаллов оливина, выросших из магматического расплава

ва вплоть до давлений 260 кбар. Ряд экспериментальных данных по плавлению и кристаллизации пород и расплавов, близких мантийному веществу позволили также выявить граничные значения ряда влияющих параметров, необходимых для образования кальцийсодержащих разностей оливина из мантийных расплавов до давлений 260 кбар.

Целью данной работы является рассмотрение генетических особенностей ряда магматических пород, исходя из распределения кальция в кристаллах оливина. Основой для генетических построений являются результаты обобщения экспериментальных данных, представленные в первой части этой публикации. Новые данные по природным разностям оливина ограничены публикациями за последние 5–8 лет, которые не вошли в [10].

ОСОБЕННОСТИ СОДЕРЖАНИЙ КАЛЬЦИЯ В КРИСТАЛЛАХ ОЛИВИНА ИЗ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД РАЗЛИЧНОЙ ФАЦИАЛЬНОЙ И ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ

Опираясь на закономерности, выявленные в [10], по содержаниям СаО в кристаллах оливина, вновь собранные данные разделены на три группы по глубине становления оливинсодержащих магматических тел: вулканиты и гипабиссальные интрузивные тела, интрузивные массивы и собственно ксенолиты, выносимые щелочными разностями базальтов и кимберлитами. Для вулканитов были использованы только данные по вкрапленникам оли-

вина. Во всех трех группах представлены данные как по породам с типичными содержаниями кальция в кристаллах оливина, так и по найденным включениям.

Вулканиды и гипабиссальные интрузивные тела.

Вывод [63] о присутствии в подавляющем большинстве случаев кальцийсодержащих разностей оливина, в первую очередь, в кристаллах-вкрапленниках вулканидов (лавы, пирокластика) и субвулканических тел (дайки, силлы, некки, штоки и т. д.) основного и ультраосновного состава, хорошо согласуется и с результатами, собранными в работе [10].

Устойчивость этой закономерности подтвердила и новая подборка данных по составам оливинов из базальтов, их щелочных разностей, высокомагнезиальных андезитов, адакитов и т. д., образовавшихся в различных геодинамических обстановках – зонах субдукции, спрединга и внутриплитного магматизма, начиная с эоцена. Эти данные представлены составами ~400 кристаллов оливина из лав и пирокластиков следующих вулканических областей: базальтовые андезиты вулкана Anak Krakatau, Индонезия [28]; базальты, щелочные базальты, трахиты вулканических о-вов San Miguel, Flores, Corgo, Азорские о-ва [21, 32]; пирокластические отложения основного состава [53] и пикробазальты о-ва Gran Canaria, Канарские о-ва [35]; щелочные базальты вулкана Stromboli [60]; базальты вулканических построек Марианской дуги [61]; базальты и андезиты вулкана Ruapehu, Новая Зеландия [56]; андезит лавового потока Oto-Zan о-ва Shodoshima, Япония [69]; андезиты вулканического поля Окорре, о-в Хоккайдо, Япония [19]; вулканиды шошонит-латитовой серии вулкана Теклетунуп, Срединный хребет, Камчатка [8]; базальты вулкана De Fuego, Гватемала [48]; угандиты и лейцитовые базаниты вулканических полей Togo Ankole и Virunga западной Уганды [29]; трахиты и фонолиты вулкана Suswa, Кенийский рифт [76].

Собранные данные позволили выявить различия в содержаниях CaO из кристаллов оливина в щелочных разностях основных магматических пород и в магнезиальных андезитах островодужных комплексов. В первых эта величина может достигать 1 вес. % и более, тогда как вкрапленники оливина из магнезиальных андезитов содержат, как правило, не более ~0.2 вес. % CaO.

Наряду с преобладающими в вулканидах кальцийсодержащими кристаллами оливина типичным является одновременное присутствие в породах очень небольшого количества их низкокальциевых разностей. Примерами могут служить данные из работ [40, 58], авторы которых используют содержания кальция в кристаллах оливина для гене-

тической систематизации пород. Примером, демонстрирующим на достаточно большом числе данных редкость встречаемости низкокальциевых оливинов, являются вулканиды молодой внутриокеанической дуги Кермадек [20]: из ~260 приводимых анализов только ~4% составляют кристаллы, содержащие менее 0.1 вес. % CaO.

В литературе описаны случаи, когда вкрапленники кристаллов оливина в породе практически полностью представлены низкокальциевыми разностями. Примером таких эффузивов могут служить молодые (6 млн лет) шошониты, поднятые из Японского желоба [36].

Наиболее отчетливо преобладание низкокальциевых кристаллов оливина проявлено в вулканидах кимберлитовой серии. Данные, собранные в [10], по составам оливинов различной структурной принадлежности в кимберлитах из ряда основных кимберлитовых провинций мира показывают, что подавляющее большинство исследованных кристаллов, независимо от их структурной принадлежности (включенные в алмаз, вкрапленники, микролиты), возраста и географической приуроченности кимберлитовой трубки, силла, дайки, представлены низкокальциевыми разностями оливина. Приводимые в публикациях анализы составов кристаллов оливина не всегда имеют дополнительные характеристики, такие как: место анализа – центр, или край кристалла; структурная принадлежность кристалла; число кристаллов, для которых приводятся анализы в данной публикации и т. д. Поэтому, на этом этапе исследований вынужденной основной используемой характеристикой для встречаемости 2-х разностей составов является число анализов данной разности с привлечением, указываемых в ряде случаев, дополнительных характеристик.

Кристаллы оливина, включенные в кристаллы алмаза, представлены в большинстве своем низкокальциевыми разностями. Так среди оливинов, включенных в алмазы Якутской (~470 анализов) и Архангельской (42 анализа) кимберлитовых провинций, судя по данным [65], кальцийсодержащие разности оливинов отсутствуют. В алмазах, отобранных из метаконгломератов в террейне Wawa-Abitibi кратона Superior (Канада), по данным [49], кальцийсодержащие разности оливинов присутствуют. Из 36 приведенных в приложении к этой публикации анализов составов кристаллов оливина, включенных в кристаллы алмаза, в 4 случаях это кальцийсодержащие разности с максимальным содержанием 0.23 вес. % CaO в одном из кристаллов оливина. Кальцийсодержащий оливин (0.14 вес. % CaO) обнаружен и среди включений в алмазы из меловых кимберлитов Juina, Бразилия [25]. В работе [64] приведены составы оливинов, включенных в аллювиальные алмазы Калимантана (Индонезия); из 9 представленных в публикации анализов в 3 случаях это кальцийсодержащие

разности оливинов с максимальным содержанием CaO – 0.24 вес. %.

В кимберлитах, как породе, исключая фазы в ксенолитах, наряду с включенными в алмаз кристаллами оливина, выделяются еще, как минимум, две генерации кристаллов оливина – вкрапленники и микролиты. Судя по данным, сгруппированным в [10], обе генерации представлены преимущественно низкокальциевыми разностями, а кальцийсодержащие разности в этих двух генерациях оливина встречаются чаще, чем в кристаллах оливина, включенных в алмазы. В краевых частях кристаллов, относимых к микролитам, содержания CaO могут достигать 1 вес. % [41]. В работе [18], по результатам изучения кимберлитов Гренландии, Канады и Южной Африки, выделяются две разности оливина – ксенокристаллы и обрастающая их оливиновая кайма, образовавшаяся, по представлениям авторов этой работы, собственно из кимберлитовой магмы. По данным [18, 24] эта кайма имеет ширину не более ~200 мкм. и характеризуется неустойчивыми вариациями содержания форстеритового минала и повышением содержания кальция к границе контакта этой каймы с основной массой, превращаясь в кальцийсодержащую разность.

Данные [10], собранные по составам кристаллов оливина из магматических пород субвулканической фации глубинности, демонстрируют подавляющее преобладание кальцийсодержащих разностей кристаллов. Новая выборка составов кристаллов оливина из магматических пород, слагающих субвулканические тела (дайки, силлы, интрузивные тела), также представлена в подавляющем большинстве кальцийсодержащими оливинами. В этой выборке были собраны ~350 кристаллов из следующих гипабиссальных тел: дайка трахибазальта, вулкана Этна, Сицилия [50]; эоценовая дайка толеитового базальта в Скергаардском интрузивном массиве, Гренландия [38]; верхнемеловая лампрофировая дайка из Деканской магматической провинции, Индия [57]; раннемеловые пикритовые дайки региона Etendeka, Намибия [71]; третичный пикритовый силл, Шотландия [33]; габбро-долеритовая Нижнеталнахская интрузия, Сибирская трапповая провинция (P₂-T₁) [46].

Среди гипабиссальных массивов основного состава, входящих в трапповые ассоциации есть и массивы с преобладающими низкокальциевыми разностями оливина. В настоящее время, в связи с рудоносностью, активно исследуется интрузивное тело большой магматической провинции Emeishan (Китай) пермского возраста. По содержанию кальция мы различаем здесь два типа массивов. К первому относятся массивы с кальцийсодержащим оливином. Примером может служить пироксениновый силл Jinbaoshan. По данным [75], 15 из 17 кристаллов оливина представлены кальцийсодержащими разностями; по данным [67] кальцийсодержащие оливины обнаружены в 7 случаях из 9.

Представителем второго типа может служить расслоенный габбровый силл Penzhihua, в котором из 384 анализов кристаллов оливина только в 12 случаях содержания CaO равно 0.1 и более вес. % [54]. По данным [67] с выделенными нами по содержанию кальция массивами первого типа связаны Cu-Ni руды с платиноидами; с массивами второго типа связаны Fe-Ti-V руды.

Иные соотношения разностей оливина наблюдаются в полнокристаллических породах современного океанического дна. Интрузивные массивы, входящие в составы 2-го слоя и верхних горизонтов 3-го слоя современной океанической коры, доступные петрографическим исследованиям, по условиям становления (кристаллизация, солидусные процессы) лишь отчасти могут быть отнесены к гипабиссальной фации глубинности. Это относится только к породам основного состава и, возможно, к некоторым фрагментам ультраосновных пород, имеющих кумулятивную природу. Барометрические расчеты по минеральным парагенезисам большинства ультрабазитов дают предполагаемые глубины их становления и метаморфических преобразований ~30–80 км, что указывает на их тектоническую сопряженность, благодаря конвекции (?), с породами 2-го слоя. Но, ввиду тесной геологической сближенности этих пород как в современной океанической коре, так и в древних офиолитовых комплексах, различить их не всегда представляется возможным. Поэтому особенности содержания кальция в кристаллах оливина из этих пород разнесены по двум таксонам – основные породы (габбро, диабазы, долериты) и ультраосновные породы (дуниты и перидотиты). Заимствованная из литературных источников достаточно обширная группа данных по содержаниям кальция в кристаллах оливина в [10] показала, что в основных породах на 96 кристаллов низкокальциевого оливина приходится 33 кристалла кальцийсодержащего, а в ультрословных – на 305 кристаллов низкокальциевого оливина приходится 29 кристаллов кальцийсодержащего.

Хорошей иллюстрацией преобладания низкокальциевых разностей оливина в основных породах, слагающих интрузивные тела современной океанической коры служат результаты исследований габброидов в депрессии Pito на окраине микроплиты Ester в Тихом океане [55]– здесь все 19 представленных анализов кристаллов оливина содержат менее 0.1 вес. % CaO. Оливины перидотитов из разломной зоны Капе в Срединно-Атлантическом хребте [77] также состоят только из низкокальциевых разностей (19 из 19-ти анализов). Пока сложно сказать, насколько устойчивыми величинами являются полученные соотношения 2-х разностей оливина в габброидах и перидотитах современного океанического дна.

Рудные Fe-Ti габброиды, содержащие оливин, возможно, подобные аналогичным, входящим в

трапповые формации, найдены среди полнокристаллических пород в гребневой зоне Срединно-Атлантического хребта и генезис их активно обсуждается в литературе. Примером могут служить данные по полигону Сьерра Леоне [15].

Интрузивные массивы

В [10] систематизированы данные по оливинам из пород основного-ультраосновного состава, слагающих собственно интрузивные тела, сформировавшиеся в различных геодинамических обстановках. К ним относятся: расслоенные интрузивные комплексы – Скергаардский массив, Бушвельдский массив, комплекс о. Скай, комплекс о. Лабрадор, массив Нунчай (Вьетнам), массив о. Рам, массив горы Генеральной (Кольский полуостров), Бураковский массив; 15 массивов, сложенных преимущественно габброидами; ряд массивов основного и ультраосновного состава из офиолитовых комплексов; дунит-клинопироксенит-габбровые массивы урало-аляскинского типа – 4 массива Аляски, Нижнетагильский и Уктусский массивы Урала, массивы Корякско-Камчатского региона – Сейнава-Гальмоенанский рудный узел и ряд других массивов; щелочно-ультраосновные интрузивные комплексы – Кондер, Чад, Инагли Алданского щита, Лесная Варака Балтийского щита, Гулинский плутон, массивы Бор-Урях и Сыбах Сибирской платформы; интрузивные массивы трапповой формации Сибирской платформы: Талнахский интрузив, Микчангинский массив, Северо-Ванаварский массив, Ворогорский массив. Отнесение ряда массивов к одной из выделенных групп интрузивных массивов, или к гипабиссальным интрузивным телам не всегда возможно и неоднозначно. Но для классификации по содержаниям кальция в кристаллах оливина из этих тел эти неоднозначности значения не имеют.

Количественное распределение низкокальциевых и кальцийсодержащих разностей оливинов в этих массивах выглядит следующим образом: в большинстве своем кристаллы оливина из пород основного и ультраосновного состава в расслоенных интрузивных массивах представлены преимущественно низкокальциевыми разностями оливина, наиболее явным исключением является расслоенный массив острова Рам, и массивы офиолитовых комплексов. В массивах урало-аляскинского типа, независимо от состава слагающих их пород, встречаются массивы, как с преобладанием кальцийсодержащих разностей оливина так и преобладанием его низкокальциевых разностей, кроме того, в пределах одного массива могут присутствовать разности, содержащие различные пропорции низкокальциевого и кальцийсодержащего оливина. В породах щелочно-ультраосновных комплексов Алданского щита, судя по собранным данным, кальцийсодержащие разности оливина преобладают.

Результаты исследований интрузивных массивов последних лет соответствуют указанным соотношениям: в работе [78] приведены составы 37 анализов оливинов из ультраосновных пород Нижней зоны Бушвельдского массива (~2 млрд лет), представленных только низкокальциевыми разностями; в [73] 7 анализов оливина из расслоенного комплекса Niagara Icefall (Антарктика) (возраст ~490 млн лет) представлены низкокальциевыми разностями; в [51] из 37 анализов оливина из 2-х горизонтов Fe-Ti-P габбро в расслоенной интрузии Sept Iles (Канада) (возраст ~560 млн лет) только 6 представлены кальцийсодержащими разностями [51]; в [59] среди 100 анализов оливинов из основных и ультраосновных интрузий Portneuf-Mauricie Domain (Канада) (возраст ~1.4 млрд лет), содержащих Ni-Cu оруденение иногда с платиноидами, только в одном случае обнаружен кальцийсодержащий оливин.

Более половины исследованных оливинов (17 анализов из 30) из основных-ультраосновных зональных комплексов урало-аляскинского типа (Кытлым, Светлый Бор, Нижнетагильский) представлены кальцийсодержащими разностями [45].

Среди расслоенных интрузивных массивов особняком стоит массив о. Рам (Внутренние Гебриды, Шотландия). Этот интрузивный расслоенный массив раннетретичного возраста, предположительно был магматическим очагом, заполненным пикритовой магмой, при кристаллизации которой образовался расслоенный комплекс, хотя имеются и предположения о силлоподобных интрузиях перидотитовых тел в этом массиве. Соотношения низкокальциевых и кальцийсодержащих разностей в породах массива изменчиво, судя по опубликованным данным, собранным в [10]. Но в некоторых породах расслоенного комплекса это соотношение может приближаться к единице, например, в алливалитах западной расслоенной интрузии Рам [37].

Ксенолиты

Среди ксенолитов традиционного различают собственно ксенолиты и гомеогенные включения. Основная масса глубинных ксенолитов выносятся щелочными базальтовыми расплавами и кимберлитовыми магмами. В [10] были рассмотрены особенности распределений кальцийсодержащих и низкокальциевых разностей кристаллов оливина в этих группах ксенолитов. Результаты систематизации особенностей содержаний кальция в оливинах ксенолитов позволили выявить следующие закономерности: кристаллы оливина, слагающие ксенолиты (дуниты, перидотиты, пироксениты, эклогиты), независимо от их количества в ксенолите и состава вмещающей ксенолит породы (базальт, кимберлит), в основном представлены низкокальциевыми разностями; в участках плавления ксенолитов (карманы плавления, жилы) новообразованные из рас-

плава оливины представлены кальций содержащими разностями; первичные оливины, контактирующие как с новообразованными в теле ксенолита расплавами, так и с окружающим ксенолит расплавом обогащаются кальцием за счет диффузии его из расплава; связь содержания LREE в породе и содержания кальция в оливине зависит от условий – в случае метасоматических изменений ксенолита первичный оливин теряет кальций, а порода обогащается LREE, в карманах плавления происходит обогащение LREE ранее существовавшего расплава и новообразованный оливин является кальций содержащим.

Для гомеогенных включений, в число которых можно включить некоторые ксенолиты и блоки крупнокристаллических пород, выносимых лавами на примере Гавайских островов картина разнородная – присутствуют ксенолиты, сложенные как теми, так и другими разностями оливинов.

Примером ксенолитов – обломков пород, образовавшихся в неглубоком магматическом очаге, являются фрагменты кумулатов (оливиновых габбро, троктолитов, горнблендитов), выносимые вулканитами на острове St. Vincent, Антильские острова [72]. Все 17 анализов оливинов, приведенных в этой работе могут быть отнесены к кальцийсодержащим разностям.

В мантийных ксенолитах находки кальцийсодержащих оливинов не являются единичными и известны в разных геодинамических обстановках. В краевых частях оливинов из перидотитовых мантийных ксенолитов, выносимых щелочными вулканитами на острове Сал (острова Зеленого Мыса) существует обогащение кальцием доходящим до 1.18 вес. % CaO [62] причем в 3 из 5 случаев центральные части кристаллов оливина представлены кальцийсодержащими разностями. Примерами подобных находок за последние годы могут служить следующие данные: из 10 анализов оливинов ксенолитов (дуниты, верлиты, клинпироксениты), вынесенных вулканитами стратовулкана Камерун (центральная Африка) [74] только 1 анализ представляет низкокальциевую разность; из 20 анализов оливинов перидотитовых мантийных ксенолитов, вынесенных кайнозойскими базальтами Xinchang (южный Китай) [47] только 5 представляют низкокальциевые разности; из 22 анализов оливинов перидотитовых ксенолитов, вынесенных основными позднекайнозойскими вулканитами верховьев р. Витим (южная Сибирь) [34] в 10 случаях – это кальцийсодержащие оливины.

Поведение кальция в кристаллах оливина при метасоматических процессах

В [10] был собран ряд данных по содержаниям кальция в кристаллах оливина из пород как подвергшихся метасоматическим преобразованиям, так и

имеющих метасоматическую природу. Собранные данные, представлены ограниченным числом фактов и выглядят достаточно разноречивыми. Однако они показывают тенденции в изменениях содержания кальция в кристаллах оливина при вторичных преобразованиях магматических пород. Для удобства восприятия данные разнесены на 2 группы.

1. Особенности содержания кальция в первичных кристаллах оливина из магматических пород. На уровне цеолитовой фации сохранность кальция в кристаллах оливина зависит от магнезиальности оливина. На уровне изменений от фации зеленых сланцев до амфиболитовой кальций в кристаллах оливина может, как выноситься, так и сохраниться. В условиях развития коронарных структур кальций выноситься из кристаллов оливина.

2. Особенности содержания кальция в новообразованных кристаллах из метасоматических пород. Новообразованные необласти оливина, предположительно образовавшиеся в условиях до низов амфиболитовой фации, представлены низкокальциевыми разностями. Содержания кальция в кристаллах оливина из скарнов зависит от основности магматического расплава, взаимодействующего с карбонатами.

В целом же можно сказать, что при вторичных изменениях магматической породы, включительно по уровень амфиболитовой фации, в ней, как правило, сохраняются кальцийсодержащие первичные разности кристаллов оливина, расплавленного генезиса, а также присутствуют три разности низкокальциевого оливина: реститовые, потерявшие кальций в результате метаморфических процессов и новообразованные вторичные оливины.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Собранные и систематизированные экспериментальные данные, представленные в первой части этой работы, по особенностям содержания кальция в кристаллах оливина, образовавшихся в широком диапазоне давлений (до 260 кбар) из основных-ультраосновных расплавов как в “сухих” расплавах, так и с участием летучих позволили выявить необходимые условия для образования кальцийсодержащих (более 0.1 вес. % CaO) кристаллов оливина. Эти данные свидетельствуют, что первичные оливины из большинства магматических пород, различных фаций глубинности, доступных исследованиям, должны быть представлены кальцийсодержащим оливином. Ограничениями являются содержания кальция в расплаве: не менее ~2–3 вес. % CaO при давлениях до 60 кбар; более ~7–9 вес. % при давлениях от 60 до 260 кбар. Временные ограничения (более 100 ч.) для кристаллов-вкрапленников в эффузивах и кристаллов из субвулканических массивов вряд ли играют роль, так как образование этих кристаллов и становление тел, зачастую ассо-

цируемых с магматическими очагами, занимает, как минимум, месяцы, годы и более, судя по сейсмологическим данным и расчетам по остыванию магматических очагов.

Исходя из вывода, полученного по экспериментальным исследованиям, рассматриваемые ниже различные фациальные и формационные таксоны магматических пород делились по возможности на две группы: породы в которых присутствуют кальцийсодержащие разности оливина и породы в которых присутствуют преимущественно низкокальциевые разности. В соответствии с экспериментальными данными предлагаются варианты генезиса.

В вулканитах (лавовые потоки, пирокластика) вкрапленники оливина, независимо от формационной и серийной принадлежности, возраста и уровня вторичных изменений (с некоторыми ограничениями) в подавляющем большинстве случаев представлены кальцийсодержащими разностями. По расчетам условий их образования [10], на примерах неоген-четвертичных вулканитов Курило-Камчатской островной дуги, 2-го слоя современной океанической коры, коматиитов, меймечитов и т. д. глубина их образования лежит в интервале от нескольких до ~50 км. Что соответствует, исходя из выводов по экспериментальным результатам, условиям образования кальцийсодержащих кристаллов оливина. Присутствие небольшого числа низкокальциевых кристаллов обычно объясняют их ксеногенной природой. Например, по данным, собранным в [10] в коматиитовых лавовых потоках из докембрийских зеленокаменных поясов вкрапленники оливина представлены преимущественно кальцийсодержащими разностями. Присутствие отдельных низкокальциевых вкрапленников в коматиитах можно объяснить, или их ксеногенной природой, или мозаичным равновесием в этих породах и выносом кальция из кристаллов оливина в ряде случаев при вторичных изменениях. Для неоген-четвертичных вулканитов, практически не затронутых вторичными изменениями, присутствие низкокальциевых разностей оливина, как правило, объясняется их ксеногенной природой. Наиболее реальным объяснением ксеногенной природы низкокальциевых вкрапленников оливина – отнесение их к нерасплавленному остаткам мантийного вещества, которое, судя по оливинам из ксенолитов, представлено в большинстве случаев его низкокальциевыми разностями. Имеются случаи, когда вкрапленники представлены только реститовыми разностями кристаллов оливина. Примером могут служить молодые (6 млн лет) шошониты, поднятые из японского желоба [36]. Магма, образовавшая эти шошониты, практически не подверглась процессам дифференциации. Она быстро, без роста вкрапленников оливина, поднялась с глубины ~14 км. и расплав просуществовал менее 1 года до излияния на океаническое дно, о чем говорят узкие (~100 мкм) реак-

ционные кальцийсодержащие каймы вокруг ксенокристаллов оливина. Причиной появления в лавах высокомагнезиальных (вплоть до Fo 99.8) низкокальциевых оливинов может быть и флюидная составляющая магм. Примерами могут служить вкрапленники оливина из базальтовых потоков вулкана Stromboli [27] и в базальтовом потоке одного из одноактных шлаковых конусов вулканического поля в Калифорнии [23]. Образование этих разностей оливинов предположительно происходит в условиях солидуса из-за высокой степени окисления железа, приводящей к распаду ранее умеренно магнезиальных кальциевых разностей оливина на несколько фаз среди которых присутствует и вышеуказанная разновидность оливина. Аналогичный распад автор наблюдал и в кристаллах оливина из вулканических бомб (размером в первые сантиметры), образовавшихся при извержении субщелочной базальтовой магмы на Южном прорыве БТТИ (1975–1976 г.), Камчатка. Однако подобные находки носят ограниченный характер.

Присутствие абсолютного большинства низкокальциевых кристаллов оливина, вероятно можно отнести к числу характерных признаков кимберлитов. Ими представлены все 3 основные генерации: включенные в кристаллы алмаза, вкрапленники и микролиты. Согласно экспериментальным данным, при давлениях соответствующих алмазной фации глубинности, кристаллы оливина, выросшие из силикатных расплавов, содержащих более 2–3 вес. % CaO, должны быть представлены кальцийсодержащими разностями. По оценкам, выполненным в [43] первичный кимберлитовый расплав содержит 11–15 вес. % CaO, что существенно превышает указанную границу. Это несоответствие позволяет полагать, что кимберлитовая магма, а в дальнейшем и порода состоит из дезинтегрированного в различной степени фрагментов мантийного вещества, составной частью которого являются низкокальциевые кристаллы оливина и неравновесного с этим веществом кимберлитового расплава (флюида?). В пользу гибридного кимберлитовых магм также свидетельствует достаточно высокая обратная корреляционная зависимость ($R = -0.7...-0.9$) между содержаниями магния и суммой щелочей в расплавах равновесных с оливином, ортопироксеном, клинопироксеном, выявленная по экспериментальным данным [10].

Очень небольшое число кристаллов оливина, из числа включенных в алмазы, представлены кальцийсодержащими разностями. Их образование можно объяснить существованием в мантийных условиях “карманов” плавления, занимающих очень незначительный объем в мантии, исходя из частоты встречаемости. Однако подавляющее большинство кристаллов оливина во всех генерациях из кимберлитов представлено низкокальциевыми разностями. Если предположить расплавный генезис

оливина кимберлитов, то низкокальциевые разновидности оливина могли образоваться из дунитовой магмы, содержащей менее 2 вес. % СаО. Существенным возражением против этого предположения являются фактические данные о неоднородности в пространстве и геологическом времени континентальной литосферной мантии, полученные по результатам исследований ксенолитов кимберлитов Якутской кимберлитовой провинции [16]. В работе [18] предложена модель генезиса оливина кимберлитов путем их твердофазной перекристаллизации и только для краевых кальцийсодержащих зон вокруг этих перекристаллизованных кристаллов предполагается рост из расплава. В пользу твердофазного генезиса составов оливина в кимберлитах свидетельствуют присутствие и состав кристаллов шпинели в алмазах кимберлитов. По результатам обобщения экспериментальных результатов [10] кристаллизация шпинелей из расплава ограничена давлением ~30 кбар. Кроме того, кристаллы шпинели, образовавшиеся из магматического расплава в интервале давлений 15–30 кбар должны быть представлены глиноземистыми разностями, тогда как кристаллы шпинели, включенные в алмазы, представлены в подавляющем большинстве случаев хромитами. Это несоответствие позволяет предположить твердофазный генезис этих кристаллов хромитов. Однако в литературе описаны находки глиноземистых разностей шпинелей, среди включенных в кристаллы алмаза. Первая находка этой шпинели описана в алмазе из эоценовых кимберлитов Panda (Канада) [68], вторая – среди включений в алмазы из меловых кимберлитов Juina, Бразилия [25]. Обращают на себя внимание еще 2 факта: редкость находок кальцийсодержащих кристаллов оливина, включенных в алмазы и единичность их совместных находок с глиноземистой шпинелью в кристалле алмаза. Эти данные позволяют предположить крайне низкую степень плавления мантийного вещества на уровне алмазной фации глубинности. Кроме того, эти же данные указывают на различия в условиях образования алмазов под кратонами Южной и Северной Америки, в сравнении с Сибирской платформой, где нет находок кальцийсодержащих оливинов и глиноземистых шпинелей среди включений в алмазы. Однако факт присутствия глиноземистых шпинелей в парагенезисе с кальцийсодержащим оливином в алмазе, указывающий на их предположительно расплавный генезис, верхняя граница которого ограничена величиной 30 кбар, не соответствует глубинам преимущественного образования алмаза (150–200 км). Для объяснения этого несоответствия можно предположить начало роста алмаза, включающего этот парагенезис на глубинах ~80–90 км с последующим опусканием до глубин 150–200 км.

Характер кривых, огибающих значения концентраций кальция в краевых зонах вокруг кристаллов

оливина (ширина их составляет ~200 мкм), приводимых в работах [18, 24], наряду с предположением о магматическом генезисе этих зон, сделанных авторами этих работ, допускает и иное объяснение этого распределения содержаний кальция. Оно могло возникнуть и благодаря диффузии кальция из кимберлитового расплава (флюида?), представленного в настоящем основной массой (матриksom) кимберлитовой породы. Эта, обогащенная кальцием зона, представляет собой ту часть кристалла, в которой произошло переуравновешивание состава оливина (в данном случае рассматривается только содержание кальция), ширина же этой зоны, при прочих равных условиях, определяется температурой и временем. Опираясь на экспериментальные исследования диффузии кальция в оливине [39, 66], и закономерности растворения кристаллов оливина в базальтовом расплаве [26] при температурах ~1200–1500°C и давлениях до ~20 кбар, и, не принимая во внимание влияния составов фаз, фугитивности, флюида и т.д., можно предположить, что эта зональность могла образоваться за время ~2 месяца. Этот промежуток времени, от момента внедрения кимберлитового расплава (флюида?), вероятно близкого по составу к основной массе кимберлитов (хотя по данным [52] состав этой массы неоднороден), в мантийную среду и достижением смеси дезинтегрированного мантийного вещества и кимберлитового расплава (флюида) земной поверхности, или близповерхностных условий, ограниченных по глубине первыми километрами. Средняя скорость подъема этой смеси с глубины ~200 км составит в этом случае ~150 м/час. Идеи о представлении кимберлитов в качестве мантийных флюидизитов высказывались и ранее, например [11]. Все эти данные, в свою очередь, позволяют полагать, что рост кристаллов алмаза, выносимых кимберлитами, происходил в твердофазной мантийной среде. Примером твердофазного роста могут служить алмазоносные ксенолиты из кимберлитов. Собственно флюид(?), флюидизированный расплав(?) в период непосредственного образования кимберлитов и сформированных ими тел вряд ли является средой для образования алмазов, так как они являются существенно более древними, чем содержащие их кимберлиты. Вероятно, в этих условиях может идти только ограниченное нарастание, или растворение ранее образованных кристаллов.

В [7] обобщены результаты широкого круга экспериментальных исследований по выявлению материнских сред для роста природных алмазов и делается вывод, что этой средой является силикатно-карбонатный расплав при высоких давлениях. Эти данные указывают на один из возможных вариантов роста кристаллов алмаза, реализуемый в лабораторных условиях. Собранные и обобщенные нами данные скорее указывают на рост кристаллов алмаза в природных условиях в твердофазной сре-

де. Источником вещества для роста алмазов могут быть флюидопотоки в мантии, следы которых фиксируются в виде высокоплотного флюида из субмикронных включений в кристаллах алмаза из разных регионов [42]. Отчетливыми указаниями на возможность такого роста могут служить следующие находки (число публикаций с описанием этих находок перевалило уже за несколько десятков): включения высокоплотного флюида ($\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{H}_2\text{S}$), содержащих нанокристаллические выделения алмаза [30], изученных в пироксенах из ксенолита гранатового пироксенита о. Оаху (Гавайи); метасоматически образованные алмазы, согласно изотопным исследованиям сульфидных включений, содержащихся в них, из Jwaneng кимберлитов Ботсваны [70]; флюидные включения в алмазах из Конго [44]. Как правило, время образования кимберлитовых трубок существенно меньше времени образования кристаллов алмазов образовавшихся в мантийных условиях и содержащихся в них. Примером могут служить Jwaneng кимберлиты Ботсваны [70] образовавшиеся ~250 млн лет назад и содержащие кристаллы алмазов, которые по разным изохронам образовались в диапазоне от ~1.5 до 2.9 млрд лет. Однако рост из флюидной фазы в твердофазной среде не ограничен только мантийными условиями и архейским временем, а может идти и при атмосферном давлении на поверхностях современной застывающей лавы. Об этом свидетельствует находка кристаллов алмаза на лавовом потоке, сформировавшемся в процессе Трещинного Толбачинского извержения [3]. Эта находка не является случайной, т. к. неоднократно делались попытки найти кристаллы алмаза в магматических породах Камчатки, некоторые из которых увенчались успехом. Пока эта находка является единичной, но можно предположить, что это не уникальный случай и подобные находки можно ожидать в других четвертичных лавовых потоках, не ограниченных основным составом и Камчатским регионом. Отсутствие подобных находок ранее, вероятно связано с мелкими размерами кристаллов, образованных в этих условиях, сложностями их диагностики и отсутствием целенаправленных поисков на поверхностях лавовых потоков. Примером преодоления такого рода сложностей может служить выявление алмазоносной площади Кумдыкольского месторождения, сделанному исключительно благодаря профессионализму минералога В.Т. Рагулиной [5].

Метод газофазового синтеза алмазов известен с 50-х гг. XX столетия. В настоящее время этот метод трансформировался в направление именуемое CVD-технологиями, широко используемыми, в частности, и для роста поликристаллических и монокристалльных алмазных пластин. Возможно, что силикатная подложка, близкая по составу основным-ультраосновным породам, или входящие в эти породы отдельные минеральные фа-

зы, могут оказаться благоприятной каталитической подложкой, обеспечивающей гетероэпитаксиальный рост монокристалльных алмазных пленок большой площади.

Собранные данные по составам кристаллов оливина из пород преимущественно основного состава, слагающих дайки и силлы различной формационной принадлежности, образовавшиеся в широком возрастном диапазоне демонстрируют устойчивое преобладание кальцийсодержащих разновидностей оливина, что находится в соответствии с выводами по экспериментальными данными.

По содержаниям кальция в кристаллах оливина из ряда в различной степени дифференцированных (вплоть до расслоенных) массивов основного состава, входящих в трапповые формации, выделяются 2 группы тел. В массивах, содержащих Cu-Ni оруденение с платиноидами, кристаллы оливина представлены кальцийсодержащими разновидностями. В массивах, с которыми связаны Fe-Ti-V руды, кристаллы оливина представлены низкокальциевыми разновидностями, что противоречит выводу, полученному по экспериментальным данным, и указывает на какую-то особенность этих магм. Представленные результаты собраны преимущественно по 2-м фрагментам трапповых ассоциаций – Норильской площади и провинции Emeishan. В качестве причины эволюции магм по феннеровскому типу обычно рассматривается фугитивность кислорода, в более общем плане – это влияние флюидного режима на эволюцию магм, затрагивающее в данном случае и содержания кальция в магматических оливинах. Для уточнения связи типа оруденения и содержания кальция в кристаллах оливина из массивов, входящих в состав больших магматических провинций необходима более обширная подборка данных.

Оливины из габбро-перидотитовых комплексов, входящих в состав 2-го и 3-го слоев современной океанической коры представлены в большинстве низкокальциевыми разновидностями, доля которых выше в перидотитах. Считается, что габброидные массивы являются интрузивными аналогами лавовой толщи, но в медленно-спрединговых COX эта генетическая связь может нарушаться и базальтовые расплавы могут взаимодействовать с реститами [13]. Перидотиты рассматривают как мантийные реститы, но есть находки ультраосновных пород с реликтами кумулятивных структур и переходом в троктолит [17]. Не редкостью являются и находки жил габброидов в перидотитах [13] и, что важно, оливин в этих жилах является кальцийсодержащим, т.е. равновесным с базальтовым расплавом. Кальцийсодержащими, согласно выводу по экспериментальным данным, должны быть в большинстве своем кристаллы оливина в габброидных массивах и кумулятивных разновидностях ультраосновных пород. Однако 2/3 (в среднем), кристаллов оливина в массивах, сложенных габброидами, представлены низ-

кокальциевыми разностями. Наиболее вероятной причиной появления большинства низкокальциевых разностей оливина в габброидах, по сравнению с пиллоу-лавами, являются метасоматические преобразования, обязанные флюидопотокам. Формирование флюидов происходит при трансформации океанической воды и взаимодействии ее с породами в условиях высоких температур [2]. Эти восходящие флюидопотоки присутствуют, как в быстро-, так и в медленно-спрединговых хребтах, формируя гидротермальные системы не только на дне рифтовых долин, но и на их склонах, захватывая внутриокеанические комплексы [9]. Роль флюидопотока в миграции элементов, в частности, в выносе кальция из кристаллов оливина и привносе легких РЗЭ с отложением их в породе в виде неструктурной примеси (“контамината”), детально исследовано на примере ксенолита из щелочных базальтов палеовулкана Шаварын Царам (Монголия) [6].

Причинами присутствия большинства низкокальциевых разностей оливинов в перидотитах океанической коры могут быть как метасоматические преобразования, так и их первичная природа. Возможным примером, указывающим на вероятность метасоматической природы низкокальциевых оливинов в перидотитах, могут служить апогарцбургитовые и аподунитовые серпентиниты внутренних океанических комплексов гидротермальных полей Ашадзе и Логачев. Из 23 приведенных для них анализов [13] только в 8 случаях составы представлены кальцийсодержащими разностями оливина. Присутствие в этих породах, как кальцийсодержащих, так и низкокальциевых разностей кристаллов оливина, возможно, указывает на кумулятивную природу этих пород, подвергшихся вторичным изменениям. Если предположить изначально низкокальциевый состав оливинов перидотитов и считать их реститами, то они, по содержаниям кальция в оливине, неравновесны с магмами, формирующими базальты и габброиды океанической коры.

Оливин из основных и ультраосновных массивов офиолитовых комплексов представлен преимущественно низкокальциевыми разностями, что, с большой долей вероятности, указывает на метаморфические преобразования пород, слагающих эти массивы.

Расслоенные интрузивные массивы по содержанию кальция в кристаллах оливина можно разбить на 2 группы: 1) с присутствием 2-х разностей оливинов; 2) с преимущественно низкокальциевыми разностями оливина. В большинстве случаев, исходя из составов пород, сформировавшие все эти массивы магмы имели основной состав. Экспонирование этих массивов на дневную поверхность происходило с разных глубин, но вероятно не превышало ~120 км, судя по оценкам для метаморфических комплексов [14]. Эти данные, с учетом выявленной закономерности по экспериментальным ре-

зультатам, указывают на обязательность присутствия только кальцийсодержащих разностей оливина. На самом деле, присутствие кальцийсодержащих оливинов характерно, как правило, для массивов третичного возраста – Скергаардский массив, массив о. Рам, расслоенный габбровый комплекс Гренландской третичной провинции [22] (хотя генетически этот комплекс не в полной мере идентичен 2-м первым, но он хорошо показывает мозаичность вторичных изменений в океанической коре). Представителем 2-ой группы является Бушвельдский комплекс (~ 2 млрд. лет). Наиболее вероятными процессами, приводящими к потерям кальция кристаллами оливина, могут быть солидусные переуравновешивания при участии флюидопотоков в остывающем массиве и метаморфические процессы, затронувшие практически все докембрийские породы. На возможность переуравновешивания составов кристаллов оливина в солидусной области с участием флюидопотоков указывает именно присутствие 2-х разностей кристаллов оливина и мозаичность распределения кристаллов оливина с разными содержаниями кальция в массиве о. Рам.

По содержаниям кальция в кристаллах оливина из дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов, объединяемых в группу массивов урало-аляскинского типа, как и в большинстве рассмотренных выше генетически различных тел, выделяются 2 группы: 1) с присутствием 2-х разностей оливинов и преобладанием в ряде случаев кальцийсодержащих разностей (массивы Уральского платиноносного пояса); 2) с преимущественно низкокальциевыми разностями оливина (массивы Аляски и Корякско-Камчатского региона – Сейнав-Гальмознанский рудный узел). Расчеты [10] показывают переуравновешенность шпинель-оливинового парагенезиса из оливинитов в массивах Корякско-Камчатского региона в солидусных условиях. По данным [12] в образовании Гальмознанского массива существенную роль играли метасоматические процессы. Эти процессы могли привести к выносу кальция из первично магматического(?) оливина. Однако кристаллы оливина из дунитовых пегматитов и цемента платиновой руды Нижнетагильского массива представлены кальцийсодержащими разностями. Вариантом объяснения могут быть экспериментальные результаты П. Фумагалли с коллегами [31] которые в модельной системе, соответствующей обогащенному калием лерцолиту, в субсолидусной области при давлениях 2–6 кбар и участии воды получили кальцийсодержащий оливин. Однако этот вариант объяснения не является универсальным т. к. существует избирательность в выносе кальция из кристаллов оливина в разных массивах.

Оливины из щелочно-ультраосновных интрузивных комплексов в большинстве своем представлены кальцийсодержащими разностями. Имеются и обратные соотношения двух разностей кристал-

лов оливина в некоторых типах пород в отдельных массивах. Многие из этих массивов имеют далеко не бесспорный магматический генезис по ряду признаков, исключая Гулинский плутон, поэтому, в чем причина преобладания кальцийсодержащих разновидностей в этих массивах пока не ясно.

Распределение 2-х разновидностей кристаллов оливина в 3-х группах ксенолитов, представленных гомеогенными включениями, ксенолитами из щелочных разновидностей основных пород и ксенолитами из кимберлитов выглядит следующим образом.

Для гомеогенных включений типичными являются кальцийсодержащие разновидности, что соответствует выводу по экспериментальным данным. Однако эти включения, выносимые лавами гавайских вулканов, могут содержать и низкокальциевые разновидности кристаллов, что еще требует изучения.

В ультраосновных по составу ксенолитах, выносимых как щелочными основными лавами, так и кимберлитами, кристаллы оливина в большинстве своем представлены низкокальциевой разновидностью. Полагая, что они являются разноглубинными фрагментами мантийного вещества, можно утверждать, в частности, что базальтовые расплавы не равновесны с мантийным оливином. Хорошим примером могут служить зональные кристаллы оливина шошонитов, поднятых из Японского желоба [36]. Это положение распространяется и на кимберлитовые расплавы, что также фиксируется зональностью по кальцию в кристаллах оливина.

Находки ультраосновных ксенолитов с кальцийсодержащим оливином существуют в вулканах на платформах, в горячих точках и, возможно, это специфика внутриплитного вулканизма, хотя специально такая систематизация не проводилась. Можно предположить, что сублитосферная мантия в областях проявления внутриплитного вулканизма насыщена интрузивными телами, богатыми кальцийсодержащим оливином. Так, в оливинах из ультраосновных ксенолитов, включая пироксениты о. Гавайи, соотношение 2-х разновидностей кристаллов оливина близко к единице (106/109).

При частичном плавлении (карманы плавления) ультраосновных ксенолитов, содержащих низкокальциевый оливин, кристаллизация новообразованного расплава приводит к образованию кальцийсодержащих разновидностей оливина. В кристаллах низкокальциевого оливина, контактирующих как с новообразованным расплавом, так и с окружающим ксенолит расплавом, образуется кайма кальцийсодержащего оливина. Эти факты подтверждают правомочность вывода по экспериментальным данным о неравновесности базальтовых расплавов с мантийным веществом. Данные по детально изученному ксенолиту вулкана Шаварын Царам показали, что кальций становится подвижным не только в контактирующих с расплавом кристаллах, но и в удаленных от края ксенолита кристаллах [6]. Этот

факт, по мнению Ф.П. Леснова с коллегами, отчетливо указывает на существенную роль флюидов в этом процессе, что совпадает с нашим выводом для случая кимберлитов.

Интересным фактом являются находки 2-х разновидностей кристаллов оливина в ряде хондритовых метеоритов, причем серпентинизация оливина не сказывается на содержаниях в нем кальция. Присутствие кальцийсодержащих кристаллов оливина в этих метеоритах, возможно, указывает на частичное плавление подобное ксенолитам, причем, одним из возможных источников нагрева могло быть Солнце.

Факторов, влияющих на последующее преобразование первично магматических кальцийсодержащих оливинов, много и на данном этапе выявить их раздельное влияние сложно. При метасоматических процессах в большинстве случаев происходит вынос кальция из кристаллов оливина. Процесс этот затрагивает далеко не все кристаллы, благодаря существованию "мозаичного равновесия" [4]. Возможно, этим процессом можно объяснить существование 2-х разновидностей оливина в третичных интрузивах массивах типа массива о. Рам. Вынос кальция из кристаллов оливина происходит, вероятно, включительно по амфиболитовую фацию. В субсолидусной области, судя по экспериментам, могут образовываться кальцийсодержащие разновидности оливина. Новообразованные кристаллы оливина, в зависимости от условий их образования, могут быть представлены двумя разновидностями по содержанию кальция. До уровня метаморфизма, включающего амфиболитовую фацию, вероятно, это будут преимущественно низкокальциевые разновидности кристаллов оливина.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вывод о кристаллизации кальцийсодержащих разновидностей оливина из силикатных, силикатно-карбонатных расплавов в широком диапазоне условий, полученный по экспериментальным данным, в первой части этой работы, может быть использован для выявления генетических особенностей ряда пород основного-ультраосновного состава преимущественного магматического происхождения.

В совокупности полученные выводы в порядке уменьшения их общности могут быть представлены следующим образом.

1. Породы основного-ультраосновного состава бесспорно магматического генезиса различных фаций глубинности содержат в большинстве своем две разновидности кристаллов оливина по содержанию кальция: кальцийсодержащие, имеющие расплавленный генезис и низкокальциевые, которые могут быть, или релитами, или подвергшимися вторичным изменениям кальцийсодержащими магматическими оливинами, или новообразованными мета-

соматическими оливинами. При этом реститовые разности оливина, как правило, представлены единичными кристаллами и являются единственными представителями низкокальциевых оливинов в породах преимущественного неоген-четвертичного возраста, в большинстве своем практически не затронутых вторичными изменениями; соотношение первичных (кальцийсодержащих) и измененных и вторичных (низкокальциевых) разностей кристаллов в породе зависит от вторичных процессов, которые начинаются с субсолидусных преобразований и продолжаются как в проградную, так и ретроградную стадии метаморфизма; кальцийсодержащие первично магматические разности кристаллов оливина сохраняются в породах, благодаря явлению мозаичного равновесия; магматические расплавы не равновесны с низкокальциевым оливином мантии; плавление в мантии на уровне алмазной фации глубинности носит ограниченный характер.

2. Практически все генерации оливина в кимберлитах имеют ксеногенную природу и не являются продуктами кристаллизации кимберлитовых магм; это позволяет предполагать, что рост кристаллов алмаза происходит в твердофазной среде; материнской средой для кристаллов алмаза является флюид, или в виде надкритической жидкости (?) в мантийных условиях, или парогазовая смесь в наземных условиях подобно CVD-процессам; рост происходит на силикатной матрице, и предположительно может происходить преимущественно на некоторых минеральных фазах (эпитаксиальный рост?), возможно играющих каталитическую роль; диапазон условий: от мантии (~60 кбар) до земной поверхности (1 атм.); эти данные могут быть использованы для создания новых технологий выращивания кристаллов алмаза и его монокристаллических пленок.

3. Вывод [63] о том, что глубина кристаллизации кристаллов оливина *играет основную роль в содержании в них кальция, полученный на основе изучения природных кристаллов оливина, ошибочен.*

Автор признателен рецензенту, чьи замечания помогли более четко изложить материал.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Арискин А.А., Бармина Г.С.* Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 362 с.
2. *Богданов Ю.А.* Гидротермальные рудопроявления рифтов Срединно-Атлантического хребта. М.: Научный мир, 1997. 164 с.
3. *Гордеев Е.И., Карпов Г.А., Аникин Л.П., Кривовичев С.В., Филатов С.К., Антонов А.В., Овсянников А.А.* Алмазы в лавах трещинного Толбачинского извержения на Камчатке // Докл. АН. 2014. Т. 454, № 2. С. 204–206.
4. *Коржинский Д.С.* Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973. 287 с.
5. *Лаврова Л.Д., Печников В.А., Плеваков А.М., Надеждина Е.Д., Шуколюков Ю.А.* Новый генетический тип алмазных месторождений. М.: Научный мир, 1999. 221 с.
6. *Леснов Ф.П., Палесский С.В., Николаева И.В., Козьменко О.А., Кучкин А.М., Королюк В.Н.* Детальные минералого-геохимические исследования крупного ксенолита шпинелевых лерцолитов из щелочных базальтов палеовулкана Шаварын Царам (Монголия) // Геохимия. 2009. № 1. С. 21–44.
7. *Литвин Ю.А., Васильев П.Г., Бобров А.В., Окамова В.Ю., Кузюра А.В.* Материнские среды природных алмазов и первичных минеральных включений в них по данным физико-химического эксперимента // Геохимия. 2012. № 9. С. 811–847.
8. *Перепелов А.Б.* Неоген-четвертичный шошонит-лагитовый магматизм Срединного хребта Камчатки: вулкан Теклетунуп: геологическая эволюция, петрография, минералогия // Вулканология и сейсмология. 2004. № 3. С. 12–30.
9. *Перцев А.Н., Бортников Н.С., Власов Е.А., Бельтнев В.Е., Добрецова И.Г., Агеева О.А.* Современные колчеданные залежи рудного района Семенов (Срединно-Атлантический хребет, 13°31' с.ш.): характеристика ассоциирующих пород внутреннего океанического комплекса и их гидротермальных изменений // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54, № 5. С. 400–415.
10. *Пономарев Г.П., Пузанков М.Ю.* Распределение породообразующих элементов в системе основной-ультраосновной расплав – шпинель, оливин, ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз по экспериментальным данным: Геологическое приложение. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2012. 657 с.
11. *Портнов А.М.* Кимберлиты – мантийные флюидизиты // Изв. вузов. Геология и разведка. 1996. № 5. С. 111–116.
12. *Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Толстых И.Д.* Гальмозанский базит-гипербазитовый массив и его платиноносность. М.: Научный мир, 2012. 288 с.
13. *Силантьев С.А., Краснова Е.А., Каннат М., Бортников Н.С., Кононкова Н.Н., Бельтнев В.Е.* Перидотит-габбро-грандземитовая ассоциация пород Срединно-Атлантического хребта в районе 12°58'–14°45' с.ш.: гидротермальные поля Ашадзе и Логачев // Геохимия. 2011. № 4. С. 339–372.
14. *Склярков Е.М., Гладкокуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Сизых А.И., Буланов В.А.* Метаморфизм и тектоника. М.: Интернет инжиниринг, 2001. 216 с.
15. *Сколотнев С.Г., Ескин А.Е.* Состав и строение 3-го слоя океанической коры в приэкваториальном сегменте Срединно-Атлантического хребта (5°–7° с.ш.) // Геохимия. 2013. № 9. С. 773–808.
16. *Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харькив А.Д.* Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. М.: Наука, 1988. 285 с.
17. *Шарков Е.В., Абрамов С.С., Симонов В.А., Кринов Д.И., Сколотнев С.Г., Бельтнев В.Е., Бортников Н.С.* Гидротермальные изменения и сульфидная минерализация в габброидах впадины Маркова (Срединно-Атлантический хребет, 6° с.ш.) // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49, № 6. С. 535–558.

18. *Arndt N.T., Guitreau M., Boullier A.-M., Le Roex A., Tommasi A., Cordier P., Sobolev A.* Olivine, and the origin of kimberlite // *J. Petrol.* 2010. V. 51, № 3. P. 573–602.
19. *Ayabe M., Takanashi K., Shuto K., Ishimoto H., Kawabata H.* Petrology and geochemistry of adacitic dacites and high-MgO andesites, and related calc-alkaline dacites from the Miocene Okoppe volcanic field, N. Hokkaido, Japan // *J. Petrol.* 2012. V. 53, № 1. P. 1–42.
20. *Barker S.J., Wilson C.J.N., Baker J.A., Millet M.-A., Rettella M.D., Wright I.C., Wysoczanski R.J.* Geochemistry and petrogenesis of silicic magmas in the intra-oceanic Kermadec arc // *J. Petrol.* 2013. V. 54, № 2. P. 351–391.
21. *Beier C., Haase K.M., Hansteen T.H.* Magma evolution of the Sete Cidades volcano, San Miguel, Azores // *J. Petrol.* 2006. V. 47, № 7. P. 1375–1411.
22. *Bernstein S., Rosing M.T., Brooks C.K., Bird D.* An ocean-ridge type magma chamber at a passive volcanic, continental margin: the Kap Edvard Holm layered gabbro complex, East Greenland // *Geol. Mag.* 1992. V. 129, № 4. P. 437–456.
23. *Blondes M.S., Brandon M.T., Reiners P.W., Kita N.T., Page F.Z.* Generation of forsteritic olivine (Fo 99.8) by subsolidus oxidation in basaltic flows // *J. Petrol.* 2012. V. 53, № 5. P. 971–984.
24. *Brett R.C., Russell J.K., Moss S.* Origin of olivine in kimberlite: phenocryst or impostor? // *Lithos.* 2009. V. 112S, № 1. P. 201–212.
25. *Bulanova G.P., Walter M.J., Smith C.B., Kohn S.C., Armstrong L.S., Blundy J., Gobbo L.* Mineral inclusions in sublithospheric diamonds from Collier 4 kimberlite pipe, Juina, Brazil: subducted protoliths, carbonated melts and primary kimberlite magmatism // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 160, № 4. P. 489–510.
26. *Chen Y., Zhang Y.* Olivine dissolution in basaltic melt // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2008. № 19. P. 4756–4777.
27. *Cortes J.A., Wilson M., Condliffe E., Francalanci L.* The occurrence of forsterite and highly oxidizing conditions in basaltic lavas from Stromboli volcano, Italy // *J. Petrol.* 2006. V. 47, № 7. P. 1345–1373.
28. *Dahren B., Troll V.R., Andersson U.B., Chadwick J.P., Gardner M.F., Jaxybylatov K., Koulakov I.* Magma plumbing beneath Anak Krakatau volcano, Indonesia: evidence for multiple magma storage regions // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2012. V. 163, № 2. P. 631–651.
29. *Foley S.F., Jacob D.E., O'Neill H.C.* Trace element variations in olivine phenocrysts from Ugandan potassic rocks as clues to the chemical characteristics of parental magmas // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2011. V. 162, № 1. P. 1–20.
30. *Frezzotti M.-L., Peccerillo A.* Diamond-bearing COHS fluids in the mantle beneath Hawaii // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 262, № 1–2. P. 273–283.
31. *Fumagalli P., Zanchetta S., Poli S.* Alkali in phlogopite and amphibole and their effects on phase relations in metasomatized peridotites: a high-pressure study // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2009. V. 158, № 6. P. 723–737.
32. *Genske F.S., Turner S.P., Beier C., Schaefer B.F.* The petrology and geochemistry of lavas from the western Azores islands of Flores and Corvo // *J. Petrol.* 2012. V. 53, № 8. P. 1673–1708.
33. *Gibb F.G.F., Henderson C.M.B.* Chemistry of the Shiant Isles Main sill, NW Shotland, and wider implications for the petrogenesis of mafic sills // *J. Petrol.* 2006. V. 47, № 1. P. 191–230.
34. *Goncharov A.G., Ionov D.A.* Redox state of deep off-craton lithospheric mantle: new data from garnet and spinel peridotites from Vitim, southern Siberia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2012. V. 164, № 5. P. 731–745.
35. *Gurenko A.A., Hoernle K.A., Sobolev A.V., Hauff F., Schmincke H.-U.* Source components of the Gran Canaria (Canary Islands) shield stage magmas: evidence from olivine composition and Sr-Nd-Pb isotopes // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 159, № 5. P. 689–702.
36. *Hirano N., Yamamoto J., Kagi H., Ishii T.* Young, olivine xenocryst-bearing alkali-basalt from the oceanward slope of the Japan trench // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2004. V. 148, № 1. P. 47–54.
37. *Holness M.B., Hallworth M.A., Woods A., Sides R.E.* Infiltration metasomatism of cumulates by intrusive magma replenishment: the Wavy horizon, Isle of Rum, Scotland // *J. Petrol.* 2007. V. 48, № 3. P. 563–587.
38. *Jakobsen J.K., Tegner K., Brooks C.K., Kent A.J.R., Leshner C.E., Nielsen T.F.D., Wiedenbeck M.* Parental magma of the Skaergaard intrusion: constraints from melt inclusions in primitive troctolite blocks and FG-1 dykes // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 159, № 1. P. 61–79.
39. *Jurewicz A.J.G., Watson E.B.* Cations in olivine, part 1: calcium partitioning and calcium-magnesium distribution between olivines and coexisting melts, with petrologic applications // *Contr. Miner. Petrol.* 1988. V. 99, № 1. P. 176–185.
40. *Kamenetsky V.S., Elburg M., Arculus R., Thomas R.* Magmatic origin of low-Ca olivine in subduction-related magmas: co-existence of contrasting magmas // *Chem. Geol.* 2006. V. 233, № 3–4. P. 346–357.
41. *Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Sobolev A.V., Golovin A.V., Demouchy S., Faure K., Sharygin V.V., Kuzmin D.V.* Olivine in the Udachnaya-East kimberlite (Yakutia, Russia): types, compositions and origins // *J. Petrol.* 2008. V. 49, № 4. P. 823–839.
42. *Klein-BenDavid O., Pearson D.G., Nowell G.M., Ottley C., McNeill J.C.R., Loginova A., Sobolev N.V.* The sources and time-integrated evolution of diamond-forming fluids: Trace elements and isotopic evidence // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2014. V. 125. P. 146–169.
43. *Kopylova M.G., Matveev S., Raudsepp M.* Searching for parental kimberlite melt // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2007. V. 71, № 14. P. 3616–3629.
44. *Kopylova M., Navon O., Dubrovinsky N., Khachatryan G.* Carbonatitic mineralogy of natural diamond-forming fluids // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 291, № 1–4. P. 126–137.
45. *Krause J., Brugmann G.E., Pushkarev E.V.* Accessory and rock forming minerals monitoring the evolution of zoned mafic-ultramafic complexes in the Central Ural Mountains // *Lithos.* 2007. V. 95, № 1–2. P. 19–42.
46. *Krivolutskaya N.A., Sobolev A.V., Mikhailov V.N., Plechova A.A., Kostitsyn Y.A., Roschina I.A., Fekiakova Z.* Parental melt of the Nadezhdinsky formation: geochemistry, petrology and connection with Cu-Ni deposits (Noril'sk area, Russia) // *Chem. Geol.* 2012. V. 302–303. P. 87–105.
47. *Liu C.-Z., Wu F.-Y., Sun J., Chu Z.-Y., Qiu Z.-L.* The Xinchang peridotite xenoliths reveal mantle replacement and accretion in southeastern China // *Lithos.* 2012. V. 150. P. 171–187.
48. *Lloyd A.S., Plank T., Ruprecht P., Hauri E.H., Rose W.*

- Volatile loss from melt inclusions in pyroclasts of differing sizes // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2013. (In press.)
49. Miller C.E., Kopylova M.G., Ryder J. Vanished diamondiferous cratonic root beneath the Southern Superior province: evidence from diamond inclusions in the Wawa metaconglomerate // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2012. V. 164, № 4. P. 697–714.
 50. Mollo S., Lanzafame G., Masotta M., Iezzi G., Ferlito G., Scarlato P. Cooling history of a dike as revealed by mineral chemistry: a case study from Mt. Etna volcano // *Chem. Geol.* 2011. V. 288, № 1-2. P. 39–52.
 51. Namur O., Charlier B., Holness M.B. Dual origin of Fe-Ti-P gabbros by immiscibility and fractional crystallization of evolved tholeiitic basalts in the Sept Iles layered intrusion // *Lithos.* 2012. V. 154. P. 100–114.
 52. Nayman P.C., Cas R.A.F., Johnson M. Characteristics and alteration origins of matrix minerals in volcanoclastic kimberlite of the Muskox pipe (Nunavut, Canada) // *Lithos.* 2009. V. 112S, № 1. P. 473–487.
 53. ODP Init. Repts. 1995. Leg 157: Gran Canaria and Madeira Abyssal Plain. 843 p.
 54. Pang K.-N., Li C., Zhou M.-F., Ripley E.M. Mineral compositional constraints on petrogenesis and oxide ore genesis of the late permian Panzhihua layered gabbroic intrusion, SW China // *Lithos.* 2009. V. 110, № 1-4. P. 199–214.
 55. Perk N.W., Coogan L.A., Karson J.A., Klein E.M., Hanna H.D. Petrology and geochemistry of primitive lower oceanic crust from Pito Deep: implications for the accretion of the lower crust at the southern East Pacific Rise // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2007. V. 154, № 5. P. 575–590.
 56. Price R.C., Gamble J.A., Smith I.E.M., Maas R., Waight T., Stewart R.B., Woodhead J. The anatomy of an andesite volcano: a time stratigraphic study of andesite petrogenesis and crustal evolution at Ruapehu volcano, New Zealand // *J. Petrol.* 2012. V. 53, № 10. P. 2139–2189.
 57. Rao N.V.C., Rao C.V.D., Das S. Petrogenesis of lamprophyres from Chhota Udepur area, Narmada rift zone, and its relation to Deccan magmatism // *J. Asian Earth Sciences.* 2012. V. 45. P. 24–39.
 58. Rohrbach A., Schuth S., Ballhaus C., MuEnker C., Matveev S., Qopoto C. Petrological constraints on the origin of arc picrites, New Georgia group, Solomon Islands // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. V. 149, № 6. P. 685–698.
 59. Sappin A.-A., Constantin M., Clark T. Petrology of mafic and ultramafic intrusions from the Portneuf-Mauricie Domain, Grenville province, Canada: implications for plutonic complexes in a Proterozoic island arc // *Lithos.* 2012. V. 154. P. 277–295.
 60. Schiavi F., Kobayashi K., Nakamura E., Tiepolo M., Vannucci R. Trace element and Pb-B-Li isotope systematics of olivine-hosted melt inclusions: insights into source metasomatism beneath Stromboli (southern Italy) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2012. V. 163, № 6. P. 1011–1031.
 61. Shaw A.M., Hauri E.H., Fischer T.P., Hilton D.R., Kelley K.A. Hydrogen isotopes in Mariana arc melt inclusions: implications for subduction degidratation and the deep-Earth water cycle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 275, № 1–2. P. 138–145.
 62. Shaw C.S.J., Heidebach F., Dingwell D.B. The origin of reaction textures in mantle peridotite xenoliths from Sal Island, Cape Verde: the case for “metasomatism” by the host lava // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2006. V. 151, № 6. P. 681–697.
 63. Simkin T., Smith L.V. Minor-element distribution in olivine // *J. Geol.* 1970. V. 78, № 3. P. 304–325.
 64. Smith C.B., Bulanova G.P., Kohn S.C., Milledge H.G., Hall A.E., Griffin B.J., Pearson D.G. Nature and genesis of Kalimantan diamonds // *Lithos.* 2009. V. 112S, № 1. P. 822–832.
 65. Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Pokhilenko N.P., Malygina E.V., Kuzmin D.V., Sobolev A.V. Petrogenetic significance of minor elements in olivines from diamonds and peridotite xenoliths from kimberlites of Yakutia // *Lithos.* 2009. V. 112S, № 1. P. 701–713.
 66. Spandler C., O'Neill H.S.C. Diffusion and partition coefficients of minor and trace elements in San Carlos olivine at 1 300°C with some geochemical implications // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 159, № 6. P. 791–818.
 67. Tao Y., Li C., Hu R., Ripley E.M., Du A., Zhong H. Petrogenesis of the Pt-Pd mineralized Jinbaoshan ultramafic intrusion in the Permian Emeishan large igneous province, SW China // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2007. V. 153, № 3. P. 321–337.
 68. Tappert R., Stachel T., Harris J.W., Shimizu N., Brey G.P. Mineral inclusions in diamonds from Panda kimberlite, Slave province, Canada // *Eur. J. Mineral.* 2005. V. 17. P. 423–440.
 69. Tatsumi Y., Suzuki T., Kawabata H., Sato K., Miyazaki T., Changi Q., Takahashi T., Tani K., Shibata T., Yoshikawa M. The petrology and geochemistry of Oto-Zan composite lava flow on Shodo-Shima Island, SW Japan: remelting of a solidified high-Mg andesite magma // *J. Petrol.* 2006. V. 47, № 3. P. 595–629.
 70. Thomassot E., Cartigny P., Harris J.W., Lorand J.P., Rollion-Bard C., Chaussidon M. Metasomatic diamond growth: a multi-isotope study (¹³C, ¹⁵N, ³³S, ³⁴S) of sulphide inclusions and their host diamonds from Jwaneng (Botswana) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 282, № 1-4. P. 79–90.
 71. Thompson R.N., Gibson S.A., Digkin A.P., Smith P.H. Early cratocous basalt and picrite dykes of the south Etendeka region, NW Namibia: windows into the role of the Tristan mantle plume in Parana-Etendeka magmatism // *J. Petrol.* 2001. V. 42, № 11. P. 2049–2081.
 72. Tollan P.M.E., Bindeman I., Blundy J.D. Cumulate xenoliths from St. Vincent, lesser Antilles Island arc: a window into appear crustal differentiation of mantle-derived basalts // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2012. V. 163, № 2. P. 189–208.
 73. Tribuzio R., Tiepolo M., Fiameni S. A mafic-ultramafic cumulate sequence derived from boninite-type melts (Niagara Icefalls, northern Victoria Land, Antarctica) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2008. V. 155, № 5. P. 619–633.
 74. Wandji P., Tsafack J.P.F., Bardintzeff J.M., Nkouathio D.G., Dongmo A.K., Bellon H., Guillou H. Xenoliths of dunites, wehrlites and clinopyroxenites in the basanites from Batoke volcanic cone (Mount Cameroon, Central Africa): petrogenetic implications // *Miner. Petrol.* 2009. V. 96, № 1-2. P. 81–98.
 75. Wang C.Y., Zhou M.-F., Zhao D. Mineral chemistry of chromite from the permian Jinbaochan Pt-Pd-sulphide-bearing ultramafic intrusion in SW China with petrogenetic implication // *Lithos.* 2005. V. 83, № 1-2. P. 47–66.
 76. White J.C., Espejel-García V.V., Anthony E.Y., Omen-

- da P.* Open system evolution of peralkaline trachyte and phonolite from the Suswa volcano, Kenya rift // *Lithos*. 2012. V. 152, № 1. P. 84–104.
77. *Will T. M., Schmadicke E., Frimmel H.E.* Deep solid-state equilibration and deep melting of plagioclase-free spinel peridotite from the slow-spreading Mid-Atlantic Ridge, ODP Leg 153 // *Miner. Petrol.* 2010. V. 100, № 3–4. P. 185–200.
78. *Wilson A.H.* A chill sequence to the Bushveld complex: insight into the first stage of emplacement and implications for the parental magmas // *J. Petrol.* 2012. V. 53, № 6. P. 1123–1168.

Рецензент О.К. Иванов

Calcium content in crystals of natural olivine as a marker of their genesis. Part 2

G. P. Ponomaryov

Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS

The article presents methodized peculiarities of calcium content in olivine crystals from magmatic mafic-ultramafic rocks in different geodynamic settings which are represented by 3 facial variations according to depths of formation. These data, in a view of patterns, obtained from experimental melts (see Part 1) allow suggesting that olivine crystals lost in certain cases initial calcium or they had not magmatic origin. Low-calcium olivines that represent all generations of this mineral in kimberlites give evidence for non-melt genesis of diamonds delivered by kimberlite magmas.

Key words: *olivine, calcium, vulcanite, intrusive massif, kimberlite*