ISSN 2411-3336; e-ISSN 2541-9404

ЗАПИСКИ ГОРНОГО ИНСТИТУТА

Journal of Mining Institute

Сайт журнала: pmi.spmi.ru




*Научная статья*

# Ассоциация кварца, Cr-пиропа и Cr-диопсида в мантийном ксенолите из кимберлитовой трубки им. В.Гриба (север Восточно-Европейской платформы): генетические модели

**Е.В.Агашева**✉, **Д.С.Михайленко**, **А.В.Корсаков**

*Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева, Новосибирск, Россия*

***Как цитировать эту статью*:** Агашева Е.В., Михайленко Д.С., Корсаков А.В. Ассоциация кварца, Cr-пиропа и Cr-диопсида в мантийном ксенолите из кимберлитовой трубки им. В.Гриба (север Восточно-Европейской плат-формы): генетические модели // Записки Горного института. 2024. Т. 268. С. 503-519. EDN HLLHDR

***Аннотация.*** Приведены первые результаты минералого-геохимического изучения уникального ксенолита литосферной мантии, в котором представлена ранее не описанная минеральная ассоциация кварца, Cr-пиропа и Cr-диопсида. Структурно-текстурные особенности образца позволяют предполагать совместное образование этих минералов. Расчетные *P-T*-параметры образования Cr-диопсида свидетельствуют о захвате ксенолита с интервала глубин ~ 95-105 км (31-35 кбар), соответствующих полю стабильности коэсита. Это позволяет предполагать, что кварц в изученном ксенолите может представлять собой параморфозы по коэситу. Показано, что в данной породе кварц не является продуктом постмагматических процессов. Реконструирован этап преобразования исходного лерцолита в обогащенную гранатом и клинопироксеном породу/гранатовый пироксенит в результате воздействия высокотемпературного силикатного расплава. Последующие этапы влияния метасоматических агентов идентифицированы по наличию отрицательной Eu-аномалии в некоторых зернах граната, что могло быть результатом воздействия субдукционно связанного флюида, и обогащению породообразующих минералов легкими редкоземельными элементами, Sr, Th, U, Nb и Ta как последствие флюида, насыщенного этими несовместимыми элементами. Рассмотрены несколько моделей образования $SiO_2$-фазы (кварц/коэсит) в ассоциации с высокохромистыми мантийными минералами, включающими карбонатизацию мантийных перидотитов/эклогитов и плавление карбонатсодержащих эклогитов на этапе субдукции и воздействие обогащенного $SiO_2$ расплава/флюида субдукционного генезиса с перидотитами литосферной мантии.

***Ключевые слова*:** кварц; Cr-диопсид; Cr-пироп; литосферная мантия; мантийный ксенолит; мантийный метасоматоз; субдукция; кимберлит; гранатовый пироксенит; кратон

***Финансирование.*** Концентрации главных и редких элементов в гранате и клинопироксене определены при поддержке Российского научного фонда, грант № 20-77-10018. Электронная сканирующая микроскопия и КР-спектроскопия проведены при поддержке Российского научного фонда, грант № 21-77-10006. Отбор образца ксенолита осуществлен в рамках полевых работ по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400157-9).

***Поступила: 04.04.2023*** ***Принята: 20.09.2023*** ***Онлайн: 19.12.2023*** ***Опубликована: 26.08.2024***

**Введение.** Кварц является одним из наиболее распространенных минералов в земной коре и как породообразующий минерал встречается в большом разнообразии магматических, метаморфических, гидротермальных, гипергенных и осадочных пород. Образуется и существует в широком диапазоне *P-T*-условий [1], но его распространенность в породах континентальной литосферной мантии, представленной преимущественно высокомагнезиальными перидотитами (оливин составляет 40-100 об.%), весьма ограничена в первую очередь из-за невозможного химического равновесия минеральной пары оливин-$SiO_2$, в результате реакции которых образуется энстатит [2].

Кварц был идентифицирован в виде включений в орто- и клинопироксенах в ксенолите вебстерита из щелочно-базальтового туфа вулканического поля Бакони-Балатон-Хайленд в западной части Венгрии [3] и в виде включений в ортопироксене в ксенолите перидотита из щелочных базальтов провинции Таллант на юге Испании [4]. Образование кварца в этих породах произошло в результате взаимодействия обогащенного $SiO_2$ расплава субдукционного генезиса с перидотитами литосферной мантии [3, 4].



*Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0*

Среди пород кратонной литосферной мантии богатыми $SiO_2$ разновидностями являются коэситсодержащие эклогиты, обнаруженные в виде ксенолитов в кимберлитах [5]. В мантийных эклогитах кварц идентифицирован в структурах распада в гранате, в виде включений в гранате и омфаците и в межзерновом пространстве, а также в гранат-кварцевых симплектитах и интерпретирован как параморфозы по коэситу [6-8]. Ассоциация оливина ($Fo_{80-83}$) и кварца (как параморфоза по коэситу) была обнаружена в алмазсодержащем коэситовом эклогите [8], а образование оливина в этом образце является результатом воздействия обогащенного щелочами родственного кимберлиту расплава. Включение α-кварца с оливином ($Fo_{93.5}$) и альбитом обнаружено в алмазе из кимберлита Шенгли № 1 (Китай), а сосуществование в алмазе минералов корового и мантийного происхождений объясняется участием корового субдуцированного компонента во время роста алмаза [9]. Ассоциация кварца (как параморфозы по коэситу) и Cr-пиропа гарцбургитовой ассоциации обнаружена в одном кристалле алмаза из кимберлитовой трубки Мвадуи, Танзания [10]. Образование минеральных включений смешанного перидотит-эклогитового парагенезиса связывается со стадийностью роста алмаза в результате резкого изменения состава среды кристаллизации, в том числе карбонатизации перидотитов [10]. В экспериментальных работах [11] показано, что выделение значительного количества свободного $SiO_2$ и последующее образование коэсита может происходить при 6,5 ГПа при реакции $CO_2$ с гранатом, $Na_2CO_3$ и ортопироксеном при $T < 1450$ °C или с ортопироксеном при $T > 1450$ °C. Эти примеры демонстрируют, что существование $SiO_2$ в форме коэсита или кварца в породах литосферной мантии связано с различными факторами, которые могут указывать как на взаимодействие корового и мантийного вещества [3, 4, 9], так и преобразование исходных перидотитов метасоматическими агентами с образованием минеральной ассоциации смешанного перидотит-эклогитового типа [8, 10].

В настоящей работе приведены первые результаты минералого-геохимического изучения уникального образца мантийного ксенолита из кимберлитовой трубки им. В.Гриба, в котором представлена ранее не описанная минеральная ассоциация кварц – Cr-пироп – Cr-диопсид. Интерпретация концентраций главных и редких элементов в породообразующих минералах ксенолита используется для реконструкции этапов образования и преобразования породы [12-14] и позволяет предполагать несколько моделей для формирования кварца в ассоциации с высокохромистыми мантийными минералами.

**Методы.** Минералого-петрографическое изучение ксенолита проводилось в плоскополированной пластинке с использованием оптического микроскопа Zeiss Axiolab-5, снабженного цифровой фотокамерой высокого разрешения Axiocam 208 Color, и сканирующего электронного микроскопа Tescan MIRA 3 LMU (SEM) (Tescan), оснащенного системой микроанализа INCA Energy 450 XMax-80 (Oxford Instruments Ltd.) в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск). КР-спектры для пятнадцати зерен кварца были получены в диапазоне от 50 до 4000 $см^{-1}$ на спектрометре LabRam Horiba Jobin Yvon (Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева, Новосибирск), оснащенном лазером с длиной волны 532 нм (~10 мВ) и диаметром пучка ~2 мкм.

Концентрации главных элементов в гранатах и клинопироксенах определены на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8100 в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск) при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе 50 нА при размере пучка 1 мкм. Для калибровки использовали собственные природные минеральные стандарты Института геологии и минералогии им. В.С.Соболева. Относительные стандартные отклонения были в пределах 1,5 %. Данные получены в течение 10 с на пике, а также по 10 с по обе стороны от фона; применена коррекция ZAF. Пределы обнаружения <0,05 мас.% для всех анализируемых элементов, в том числе 0,01 мас.% для Cr и Mn, 0,02 мас.% для Ti и Na и 0,05 мас.% для K.

Определение концентраций редких элементов в гранатах и клинопироксенах проводилось в плоскополированной пластинке с использованием квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой XSERIES2 (Thermo Scientific), объединенного с устройством лазерного пробоотбора с длиной волны 213 нм (New Wave Research, Nd:YAG твердотельный лазер) в Аналитическом центре Новосибирского государственного университета. Перед каждым определением анализируемая область минерала была проверена в проходящем и отраженном свете на отсутствие


*Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0*

*Записки Горного института.* 2024. Т. 268. С. 503-519
© Е.В.Агашева, Д.С.Михайленко, А.В.Корсаков, 2024

трещин, микровключений и вторичных изменений. Анализ проводился на частоте 20 Гц с энергией в импульсе 12 мДж/см$^{-2}$ и размером пучка 50 мкм. В качестве газа-носителя использовался гелий. Время сбора данных составляло 90 с на точку, включая 30 с для фона и 60 с – сигнала. Эталонные образцы NIST 612 и NIST 614 использовались как внешние стандарты. Дрейф чувствительности прибора контролировался съемкой NIST 610 в качестве неизвестного образца. Два анализа стандарта NIST 612 выполнены до и после каждых десяти измерений. Пределы обнаружения были выше для элементов с более легкой массой (Sc-Sr), в пределах 0,1-0,2 ppm, и составляли 0,01 ppm для элементов с массой тяжелее Sr. Концентрации Ca, определенные электронно-зондовым анализом, использовали в качестве внутренних стандартов.

Высокоалмазоносная кимберлитовая трубка им. В.Гриба (376 ± 3 млн лет [15]) расположена на севере Восточно-Европейской платформы, в центральной части Архангельской алмазоносной провинции (ААП), на территории которой открыто ~ 100 магматических объектов основного и ультраосновного составов. Результаты разносторонних исследований магматических пород ААП приведены в статьях [16, 17].

**Результаты.** Образец G2-35 представляет собой ксенолит неправильной формы 4×3×2 см, который был обнаружен в образце кимберлита диатремовой части трубки им. В.Гриба с глубины 400 м от поверхности. Ксенолит G2-35 представлен преобладающим клинопироксеном изумрудно-зеленого цвета (42 об.%) и в меньшем количестве гранатом насыщенного фиолетового цвета (17 об.%). Зерна клинопироксена и граната имеют неправильную форму, варьируют в размере от 0,5 до 7 мм и неравномерно распределены по породе (рис.1, *а*). Все зерна граната и клинопироксена пронизаны многочисленными трещинами, заполненными хлорит-серпентиновым агрегатом (рис.1, *б-д*). На краях некоторых зерен гранатов наблюдается флогопит, который также развивается по трещинам граната и может частично его замещать (рис.1, *ж*). Внутри трещин некоторых зерен граната диагностируются зерна хромитов, имеющие овально-вытянутую форму размером не более 0,1 мм (рис.1, *е*). Помимо граната и клинопироксена, в породе визуально диагностируются многочисленные участки светло-серого цвета (41 об.%), представленные зернами кварца, сопровождаемыми развитием хлорит-серпентинового агрегата (рис.1, *а-д*; рис.2). Для зерен кварца характерна овальная и удлиненная форма при их размере от 0,5 до 2,5 мм (рис.1, *б-д*). Зерна кварца также обнаружены внутри крупных зерен гранатов и клинопироксенов (рис.1, *б-г, ж*).

Гранат (табл.1) представлен пиропом ($Alm_{13-14}Pyr_{71-76}Gross_{12-15}$) с средними-высокими концентрациями $Cr_2O_3$ (3,5-6,5 мас.%) и значениями магнезиальности Mg# = Mg/(Mg + Fe) 0,84-0,86, что позволяет классифицировать его как хромсодержащий пироп мантийного генезиса [18]. По содержанию CaO и $Cr_2O_3$ гранаты соответствуют лерцолитовой ассоциации (рис.3, *а* [19]). Гранаты имеют неоднородный состав с варьирующими концентрациями $Cr_2O_3$ (3,5-6,5 мас.%), CaO (4,4-5,9 мас.%) и $Al_2O_3$ (18,4-21,1 мас.%). Большинство зерен зональные: центральные части характеризуются более высокими концентрациями $Cr_2O_3$ и CaO и более низкими содержаниями $Al_2O_3$ по сравнению с краевыми частями (рис.3, *б*). Содержание $TiO_2$ не превышает 0,05-0,15 мас.%, а Ni находится в диапазоне 16-29 ppm (однократный анализ в 64 ppm), и только в одном зональном зерне краевая часть имеет более высокие концентрации Ni (18 и 34 ppm в центре и крае соответственно). По содержанию редких (Р) и редкоземельных (РЗ) элементов (Э) гранаты (табл.2) показывают неоднородность, не коррелирующую с концентрациями главных элементов.

Не во всех зональных по главным элементам гранатах наблюдаются различия в концентрациях РЭ в центральных и краевых зонах зерен (рис.4, *а, б*). В этих зернах идентифицировано три типа спектров распределения РЭ и РЗЭ, нормированных на хондрит Cl [20]: с фракционированным спектром от легких (Л) к тяжелым (Т) РЗЭ ($La_n/Yb_n$ = 0,05) с концентрациями ЛРЗЭ на уровне 1-2 хондритовых единиц (х.е.); с фракционированным спектром от ЛРЗЭ к ТРЗЭ ($La_n/Yb_n$ = 0,2-0,3), обогащением в области ЛРЗЭ на уровне 4-6 х.е. и отрицательной (0,7-0,9) Eu-аномалией ($Eu_n/(Sm_n + Gd_n)/2$); с фракционированным спектром от средних (С) к ТРЗЭ ($Sm_n/Yb_n$ = 0,4-0,5) и обогащением в области ЛРЗЭ на уровне 7-11 х.е. ($La_n/Yb_n$ = 0,3-0,5). Несмотря на различия в характере распределения РЭ и РЗЭ, все эти зерна содержат идентичные концентрации ТРЗЭ на уровне 9-25 х.е. при значениях $Gd_n/Yb_n$ ~ 0,5 и обеднены Sr и Ti (рис.4, *а, б*). Зерна зональных по главным и редким элементам гранатов представлены двумя типами. Центральные части зональных гранатов первого типа характеризуются более низкими концентрациями ЛРЗЭ (0,5-2 х.е;


Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

$La_n/Yb_n$ = 0,02-0,08) и Sr (0,1-0,5 х.е.) и отрицательной Eu-аномалией (0,7) по сравнению с краевыми частями, для которых характерны более высокие содержания ЛРЗЭ (4-8 х.е; $La_n/Yb_n$ = 0,2-0,4) и Sr (2-3 х.е) и уменьшение значений Eu-аномалии (0,9; рис.4, *в*, *г*). Центральные части зональных гранатов второго типа имеют фракционированный спектр от ЛРЗЭ к ТРЗЭ ($La_n/Yb_n$ = 0,02) с содержанием ЛРЗЭ на уровне 0,5-2 х.е. и обеднением по Sr (0,05-0,1 х.е.); краевые части обогащены ЛРЗЭ (3-4 х.е.; $La_n/Yb_n$ = 0,1-0,2) и Sr (1 х.е.; рис.4, *д*, *е*). По концентрациям ТРЗЭ все зональные гранаты идентичны гранатам, в которых зональность по РЭ не была обнаружена. Абсолютно все зерна гранатов из обр. G2-35 имеют идентичные концентрации Y (22-28 ppm) и Zr (15-26 ppm) и близкие значения отношений Zr/Hf (40-93) и Ti/Eu (780-1400). В распределении Y/Zr (рис.5, *а*) точки составов гранатов расположены вблизи тренда высокотемпературного силикатного мантийного метасоматоза [21].

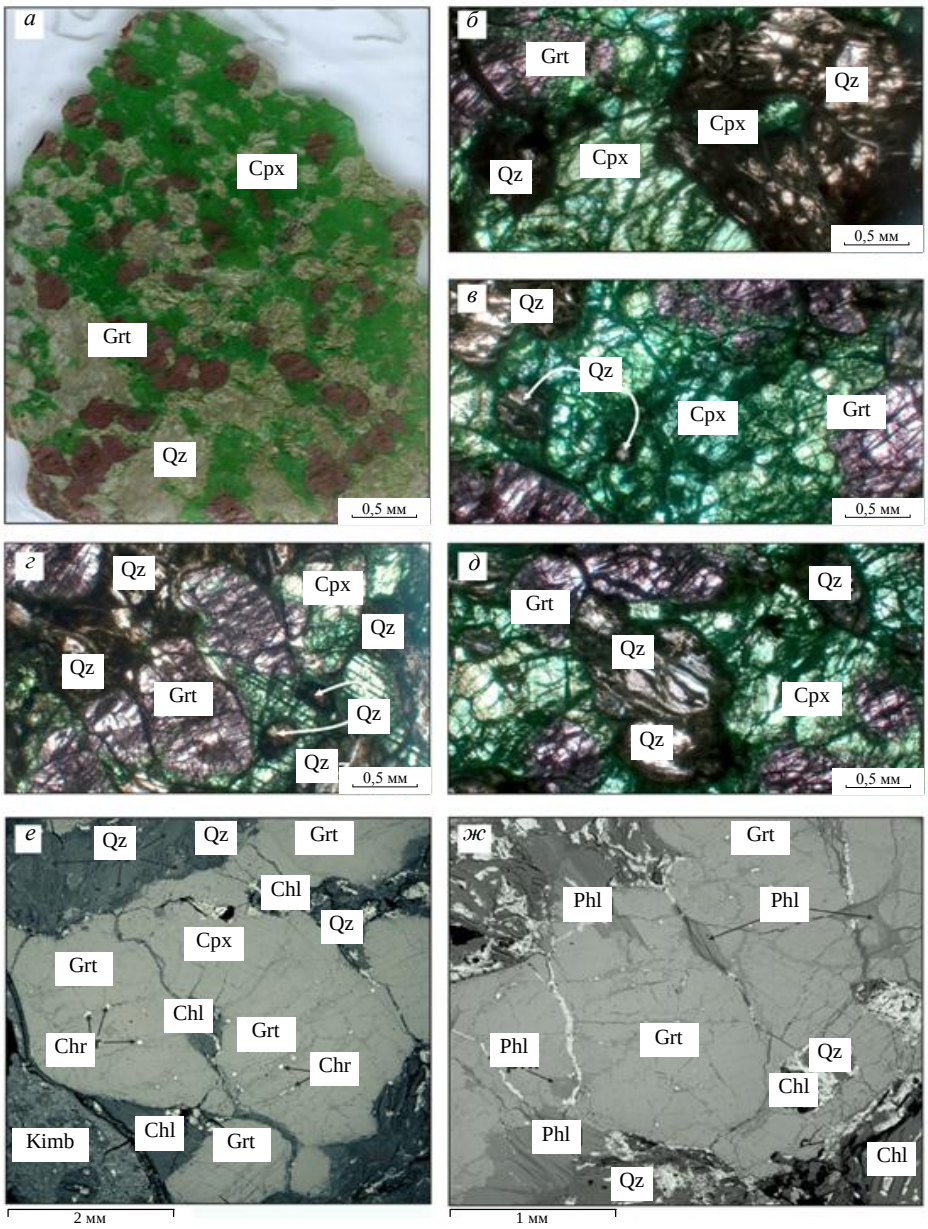



Рис.1. Минералого-петрографические особенности ксенолита G2-35:
*а* – общий вид плоскополированной пластинки;
*б-д* – изображения в проходящем свете;
*е*, *ж* – изображения в обратнорассеянных электронах
Grt – гранат; Cpx – клинопироксен; Qz – кварц; Phl – флогопит;
Chr – хромит; Chl – хлорит; Kimb – кимберлит


Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

*Записки Горного института.* 2024. Т. 268. С. 503-519
© Е.В.Агашева, Д.С.Михайленко, А.В.Корсаков, 2024

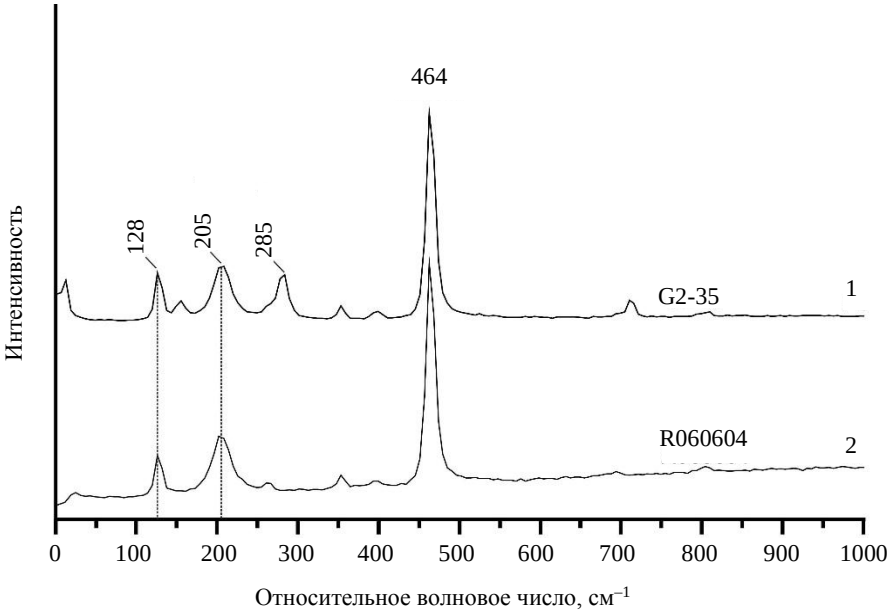



Рис.2. Представительный КР-спектр кварца из обр. G2-35 (1) и эталонный спектр кварца (2) из международной базы данных КР-спектров минералов RRUFF*

*Таблица 1*

**Концентрации главных элементов в гранатах из ксенолита G2-35, мас.%**

| Элемент | 1 *c* | 1 *r* | 2 *c* | 2 *r* | 3 *c* | 3 *r* | 4 *c* | 4 *r* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 42,00 | 42,14 | 42,26 | 42,09 | 42,32 | 42,41 | 42,43 | 42,48 |
| $TiO_2$ | 0,13 | 0,11 | 0,14 | 0,11 | 0,08 | 0,09 | 0,05 | 0,09 |
| $Al_2O_3$ | 19,41 | 20,80 | 18,69 | 19,77 | 19,80 | 20,29 | 20,21 | 20,75 |
| $Cr_2O_3$ | 5,52 | 4,09 | 6,29 | 5,16 | 4,86 | 4,27 | 4,18 | 3,56 |
| FeO | 6,61 | 6,61 | 6,79 | 6,67 | 6,36 | 6,38 | 6,40 | 6,36 |
| MnO | 0,44 | 0,44 | 0,41 | 0,41 | 0,40 | 0,42 | 0,39 | 0,42 |
| MgO | 20,07 | 20,77 | 19,37 | 20,26 | 20,28 | 20,37 | 20,90 | 20,87 |
| CaO | 5,39 | 4,78 | 5,85 | 5,23 | 5,28 | 4,98 | 4,94 | 4,69 |
| $Na_2O$ | 0,05 | 0,08 | 0,07 | 0,09 | 0,10 | 0,00 | 0,03 | 0,00 |
| $K_2O$ | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 |
| Сумма | 99,63 | 99,83 | 99,87 | 99,79 | 99,47 | 99,21 | 99,55 | 99,23 |
| Mg# | 0,84 | 0,85 | 0,84 | 0,84 | 0,85 | 0,85 | 0,85 | 0,85 |
| Элемент | 5 *c* | 5 *r* | 6 *c* | 7 *c* | 8 *c* | 9 *c* | 10 *c* | 11 *c* |
| $SiO_2$ | 41,71 | 42,10 | 42,52 | 42,32 | 42,78 | 42,64 | 42,80 | 42,58 |
| $TiO_2$ | 0,14 | 0,10 | 0,06 | 0,09 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,09 |
| $Al_2O_3$ | 18,39 | 19,57 | 20,30 | 20,49 | 21,04 | 20,91 | 20,49 | 20,63 |
| $Cr_2O_3$ | 6,56 | 5,10 | 4,11 | 3,84 | 3,44 | 3,52 | 4,11 | 3,88 |
| FeO | 6,76 | 6,65 | 6,42 | 6,39 | 6,34 | 6,40 | 6,25 | 6,37 |
| MnO | 0,44 | 0,45 | 0,43 | 0,43 | 0,45 | 0,44 | 0,45 | 0,41 |
| MgO | 19,37 | 20,27 | 20,79 | 20,94 | 21,22 | 20,97 | 20,82 | 20,73 |
| CaO | 5,90 | 5,17 | 4,93 | 4,93 | 4,44 | 4,66 | 4,99 | 4,90 |
| $Na_2O$ | 0,07 | 0,05 | 0,02 | 0,03 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,02 |
| $K_2O$ | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Сумма | 99,34 | 99,48 | 99,59 | 99,47 | 99,82 | 99,64 | 100,00 | 99,62 |
| Mg# | 0,84 | 0,84 | 0,85 | 0,85 | 0,86 | 0,85 | 0,86 | 0,85 |

*Примечание: c* – центр, *r* – край зерна, 1-11 – номер зерна.

*RRUFF Project website. URL: https://rruff.info (дата обращения 21.09.2023).



Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

© Е.В.Агашева, Д.С.Михайленко, А.В.Корсаков, 2024

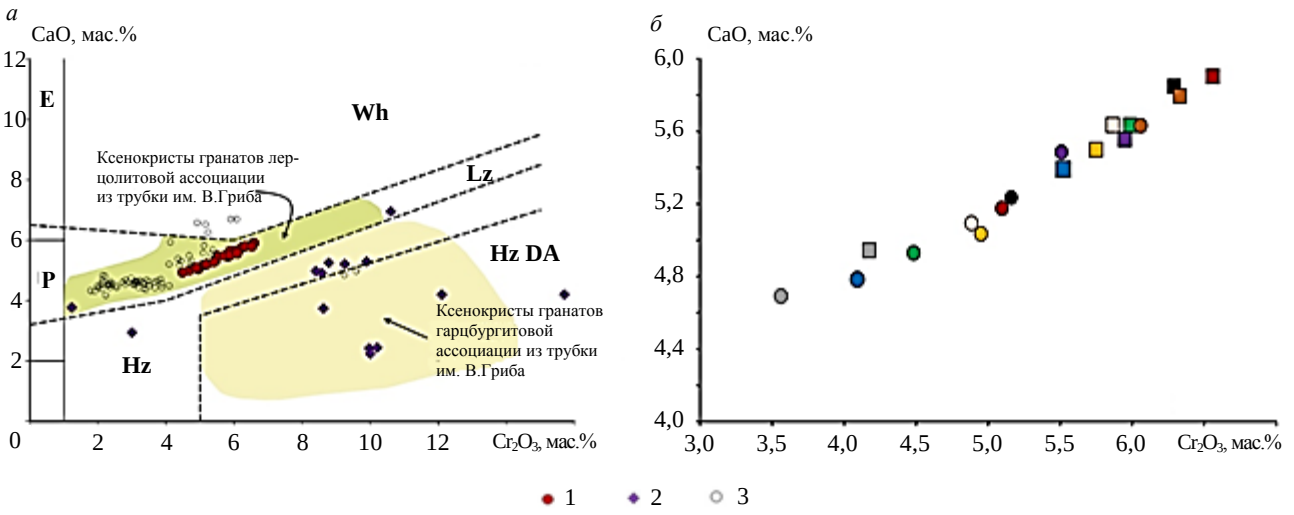



Рис.3. Концентрации CaO и $Cr_2O_3$ (мас.%) в гранатах из ксенолита G2-35:
*а* – положение точек состава на диаграмме [19] в сравнении с гранатами из ксенолитов перидотитов и кимберлита [22] трубки им. В.Гриба и включений в алмазах ААП; *б* – содержание CaO и $Cr_2O_3$ в центральной (квадрат) и краевой (кружок) частях девяти отдельных зональных по составу зерен гранатов (одинаковый цвет элемента соответствует единому зерну)

1 – гранаты из ксенолита G2-35; 2 – гранаты из включений в алмазах кимберлитов ААП; 3 – гранаты из перидотитов трубки им. В.Гриба; парагенезисы: Lz – лерцолитовый; Hz – гарцбургитовый; Hz DA – гарцбургитовый алмазоносный; Wh – верлитовый; E – эклогитовый; P – пироксенитовый

*Таблица 2*

**Концентрации редких элементов в гранатах и клинопироксенах из ксенолита G2-35, ppm**

| Элемент | Гранат | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 *c* | 1 *r* | 2 *c* | 2 *r* | 3 *c* | 3 *r* | 4 *c* | 4 *r* | 5 *c* | 5 *r* | 6 *c* | 7 *c* | 8 *c* | 9 *c* |
| Ti | 667 | 701 | 552 | 590 | 677 | 662 | 616 | 521 | 608 | 614 | 587 | 572 | 604 | 603 |
| Ni | 19,6 | 22,4 | 22,1 | 16,1 | 18,3 | 34,0 | 18,0 | 17,3 | 22,5 | 28,0 | 20,9 | 22,6 | 64,0 | 28,5 |
| Sr | 0,61 | 16,5 | 3,27 | 20,3 | 0,49 | 7,40 | 0,37 | 7,23 | 4,17 | 12,6 | 6,72 | 24,3 | 23,2 | 35,2 |
| Y | 27,4 | 27,9 | 22,4 | 24,9 | 26,0 | 25,1 | 24,6 | 23,5 | 22,8 | 26,9 | 23,1 | 26,1 | 23,3 | 24,8 |
| Zr | 25,4 | 15,5 | 14,8 | 14,6 | 19,9 | 16,4 | 20,9 | 17,8 | 23,2 | 17,7 | 13,0 | 21,4 | 26,2 | 19,1 |
| Nb | 0,13 | 1,25 | 0,28 | 0,66 | 0,16 | 0,63 | 0,08 | 0,68 | 0,28 | 0,77 | 0,77 | 1,78 | 0,68 | 1,96 |
| La | 0,11 | 1,89 | 0,39 | 1,24 | 0,10 | 0,69 | 0,11 | 0,83 | 0,27 | 1,06 | 1,17 | 1,76 | 0,94 | 2,69 |
| Ce | 1,10 | 3,52 | 1,05 | 2,47 | 1,22 | 2,10 | 0,91 | 1,88 | 1,29 | 2,43 | 2,29 | 4,53 | 2,42 | 5,17 |
| Pr | 0,41 | 0,58 | 0,27 | 0,43 | 0,38 | 0,41 | 0,30 | 0,41 | 0,35 | 0,52 | 0,39 | 0,88 | 0,45 | 0,66 |
| Nd | 3,71 | 3,20 | 2,14 | 2,32 | 3,43 | 3,06 | 2,55 | 2,76 | 2,67 | 3,27 | 2,71 | 4,97 | 3,25 | 4,05 |
| Sm | 1,98 | 1,40 | 1,03 | 1,15 | 1,49 | 1,33 | 1,56 | 1,38 | 1,45 | 1,64 | 1,48 | 1,84 | 1,71 | 1,41 |
| Eu | 0,52 | 0,54 | 0,37 | 0,49 | 0,65 | 0,56 | 0,54 | 0,53 | 0,66 | 0,53 | 0,42 | 0,73 | 0,54 | 0,68 |
| Gd | 2,72 | 2,45 | 2,20 | 2,27 | 2,71 | 2,36 | 2,01 | 1,96 | 2,27 | 2,22 | 2,07 | 2,34 | 2,01 | 2,23 |
| Tb | 0,52 | 0,55 | 0,43 | 0,44 | 0,50 | 0,56 | 0,46 | 0,42 | 0,46 | 0,51 | 0,41 | 0,54 | 0,43 | 0,48 |
| Dy | 3,85 | 4,41 | 3,60 | 4,09 | 4,45 | 4,22 | 3,88 | 3,28 | 3,35 | 3,81 | 3,71 | 4,33 | 3,79 | 3,97 |
| Ho | 1,11 | 1,00 | 0,96 | 0,94 | 1,05 | 1,02 | 0,98 | 0,98 | 0,95 | 1,03 | 0,84 | 1,11 | 0,84 | 0,97 |
| Er | 3,62 | 3,41 | 2,83 | 3,44 | 3,48 | 3,25 | 3,32 | 3,06 | 3,16 | 3,36 | 2,80 | 3,38 | 3,26 | 3,02 |
| Tm | 0,52 | 0,52 | 0,46 | 0,50 | 0,49 | 0,51 | 0,50 | 0,45 | 0,45 | 0,50 | 0,49 | 0,52 | 0,50 | 0,53 |
| Yb | 3,64 | 3,71 | 3,35 | 3,67 | 3,79 | 3,78 | 3,82 | 3,47 | 3,47 | 3,51 | 3,23 | 3,99 | 3,56 | 3,82 |
| Lu | 0,56 | 0,56 | 0,54 | 0,59 | 0,55 | 0,51 | 0,56 | 0,53 | 0,56 | 0,64 | 0,50 | 0,54 | 0,60 | 0,57 |
| Hf | 0,39 | 0,37 | 0,24 | 0,25 | 0,30 | 0,28 | 0,30 | 0,29 | 0,25 | 0,27 | 0,18 | 0,33 | 0,35 | 0,31 |
| Ta | 0,01 | 0,03 | 0,01 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,03 | 0,10 | 0,02 | 0,07 |
| Th | 0,02 | 0,17 | 0,04 | 0,13 | 0,04 | 0,09 | 0,03 | 0,07 | 0,02 | 0,09 | 0,11 | 0,27 | 0,11 | 0,27 |
| U | 0,07 | 0,10 | 0,05 | 0,09 | 0,08 | 0,08 | 0,06 | 0,09 | 0,06 | 0,10 | 0,07 | 0,15 | 0,07 | 0,10 |


*Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0*

*Записки Горного института.* 2024. Т. 268. С. 503-519
© Е.В.Агашева, Д.С.Михайленко, А.В.Корсаков, 2024

Окончание табл.2

| Элемент | Клинопироксен | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 *с* | 2 *с* | 3 *с* | 4 *с* | 5 *с* | 6 *с* | 7 *с* | 8 *с* | 9 *с* |
| Ti | 694 | 631 | 682 | 798 | 690 | 1053 | 664 | 638 | 869 |
| Ni | 204 | 195 | 181 | 189 | 165 | 264 | 219 | 168 | 255 |
| Sr | 366 | 393 | 501 | 358 | 466 | 632 | 365 | 405 | 628 |
| Y | 4,62 | 5,19 | 4,52 | 5,14 | 3,73 | 2,34 | 5,21 | 5,58 | 2,76 |
| Zr | 39,0 | 39,2 | 33,2 | 42,4 | 30,6 | 29,0 | 44,4 | 40,1 | 31,7 |
| Nb | 0,91 | 0,92 | 4,08 | 0,64 | 0,82 | 1,49 | 0,56 | 0,91 | 4,27 |
| La | 7,85 | 8,67 | 24,3 | 8,11 | 14,9 | 35,0 | 8,11 | 8,57 | 53,1 |
| Ce | 31,5 | 33,1 | 68,1 | 33,3 | 53,0 | 86,5 | 31,0 | 32,9 | 105,3 |
| Pr | 5,29 | 5,52 | 9,43 | 5,36 | 8,14 | 10,80 | 5,00 | 5,59 | 11,40 |
| Nd | 23,8 | 24,1 | 38,0 | 24,0 | 33,4 | 37,5 | 24,1 | 27,2 | 39,3 |
| Sm | 3,72 | 3,87 | 4,53 | 4,21 | 4,63 | 4,07 | 3,87 | 4,12 | 4,44 |
| Eu | 0,93 | 1,13 | 1,00 | 0,93 | 0,96 | 0,88 | 0,98 | 1,01 | 0,80 |
| Gd | 2,26 | 2,21 | 2,46 | 2,16 | 2,36 | 1,87 | 2,61 | 2,80 | 1,94 |
| Tb | 0,26 | 0,24 | 0,23 | 0,26 | 0,20 | 0,17 | 0,32 | 0,27 | 0,14 |
| Dy | 1,36 | 1,35 | 1,18 | 1,50 | 1,01 | 0,69 | 1,49 | 1,36 | 0,98 |
| Ho | 0,22 | 0,22 | 0,14 | 0,20 | 0,15 | 0,09 | 0,20 | 0,21 | 0,10 |
| Er | 0,51 | 0,52 | 0,42 | 0,48 | 0,36 | 0,21 | 0,49 | 0,51 | 0,28 |
| Tm | 0,05 | 0,05 | 0,06 | 0,06 | 0,03 | 0,01 | 0,05 | 0,07 | 0,02 |
| Yb | 0,30 | 0,32 | 0,21 | 0,35 | 0,23 | 0,10 | 0,27 | 0,27 | 0,21 |
| Lu | 0,05 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,01 | 0,03 | 0,04 | 0,02 |
| Hf | 1,26 | 1,40 | 1,29 | 1,24 | 1,20 | 1,32 | 1,59 | 1,37 | 1,54 |
| Ta | 0,11 | 0,11 | 0,21 | 0,10 | 0,09 | 0,07 | 0,10 | 0,12 | 0,21 |
| Th | 0,06 | 0,09 | 0,48 | 0,07 | 0,10 | 1,07 | 0,06 | 0,09 | 1,73 |
| U | 0,08 | 0,05 | 0,11 | 0,05 | 0,02 | 0,21 | 0,02 | 0,04 | 0,85 |

В распределении Zr/Hf и Ti/Eu (рис.5, *б*) все гранаты соответствуют полю карбонатитового мантийного метасоматоза [18]. Гранаты с фракционированным спектром от ЛРЗЭ к ТРЗЭ с минимальными концентрациями ЛРЗЭ (0,5-2 х.е.) и без обеднения по Eu по составу близки к гранатам типа Lz-2 из ксенолитов лерцолитов трубки им. В.Гриба [22], отличаясь от них более высокими содержаниями ЛРЗЭ и СРЗЭ (рис.4, *д*, *е*) и значениями Zr/Hf (рис.5, *б*).

Клинопироксен (табл.3) в обр. G2-35 представлен диопсидом с высоким содержанием $Cr_2O_3$ (2,0-3,6 мас.%), т.е. Cr-диопсидом [23]. Зерна Cr-диопсида в образце имеют неоднородный состав с варьирующими концентрациями $Al_2O_3$ (1,9-4,6 мас.%), $Cr_2O_3$ (2,0-3,6 мас.%), MgO (13,5-15,8 мас.%), CaO (17,3-20,1 мас.%) и $Na_2O$ (2,5-4,6 мас.%); значения Mg# 0,93-0,95. Все зерна Cr-диопсида характеризуются гомогенным составом в пределах зерна. По концентрациям $Al_2O_3$ и $Cr_2O_3$ все зерна Cr-диопсида соответствуют полю «кратонных» перидотитов [23] и идентичны по составу Cr-диопсидам из ксенолитов лерцолитов трубки им. В.Гриба (рис.6, *а* [22, 24, 25]).

По концентрациям РЭ и РЗЭ Cr-диопсиды (см. табл.2) представлены двумя типами (рис.6, *в*, *г*). Первый тип объединяет зерна, содержащие ЛРЗЭ на уровне 30-60 х.е., со значениями $La_n/Yb_n$ 17-85 и Ti/Eu от 650 до 850; составы этих зерен соответствуют полю силикатного метасоматоза (см. рис.5, *в*). Второй тип объединяет зерна с более высокими концентрациями ЛРЗЭ, на уровне 150-225 х.е., со значениями $La_n/Yb_n$ от 170 до 240 и Ti/Eu от 1100 до 1200; точки составов этих зерен не показывают четкого соответствия полям ни карбонатитового, ни силикатного метасоматоза (см. рис.5, *в*). По концентрациям как главных и редких элементов, так и по характеру спектров распределения РЭ и РЗЭ Cr-диопсиды из обр. G2-35 идентичны таковым из ксенолитов лерцолитов трубки им. В.Гриба (рис.6, *в*, *г* [22, 24]).



Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

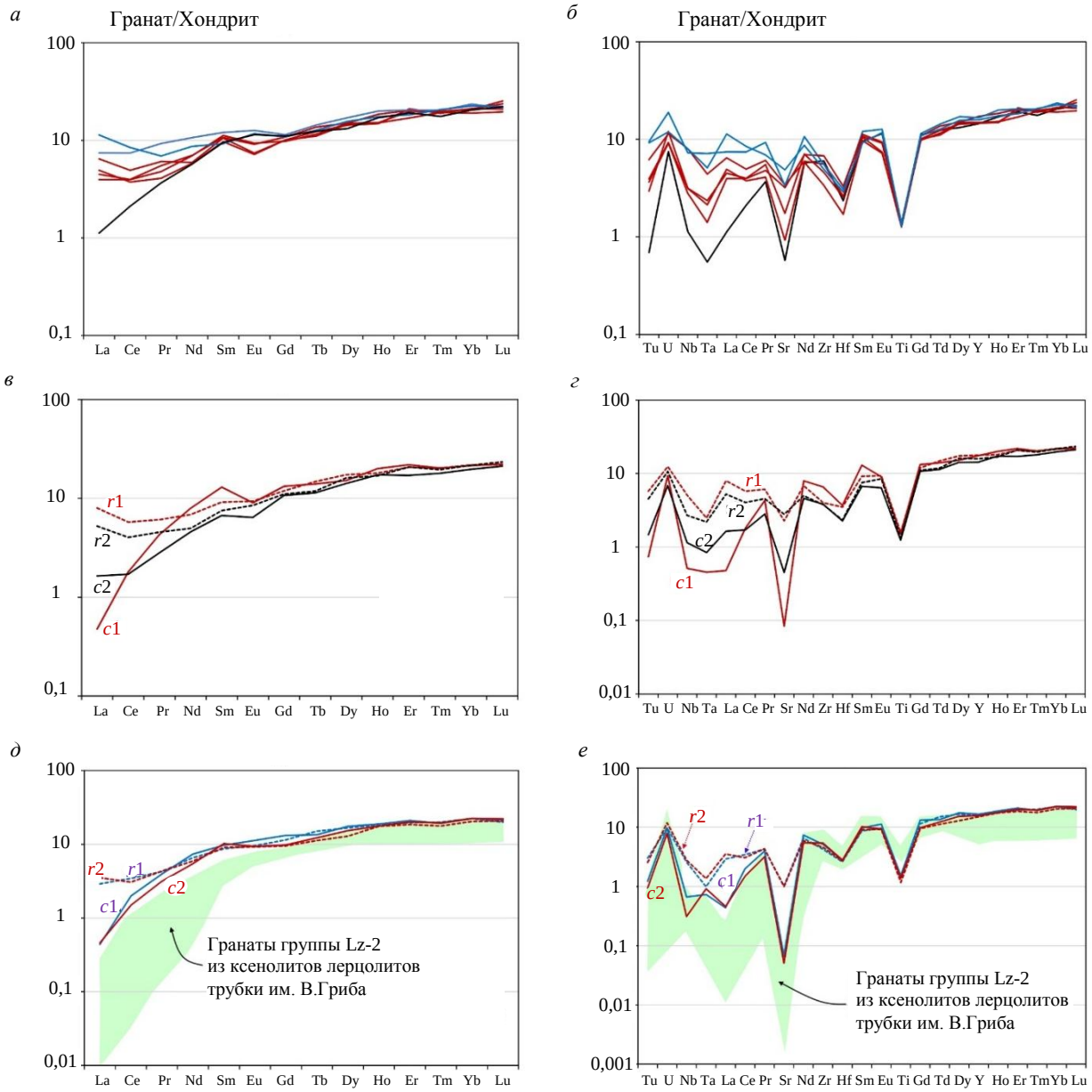



Рис.4. Нормированные на хондрит Cl [20] концентрации РЗЭ (*а*, *в*, *д*) и РЭ (*б*, *г*, *е*) в гранатах из ксенолита G2-35:
*а*, *б* – три типа распределения РЭ (показаны разным цветом) в центральных частях не зональных по РЭ зерен;
*в*-*е* – центральные (*c*1, *c*2) и краевые (*r*1, *r*2) части: *в*, *г* – зональных по РЭ зерен гранатов,
*д*, *е* – зональных по РЭ зерен гранатов, близких по составу к гранатам Lz-2 из лерцолитов трубки им. В.Гриба [22]

При условии возможного сосуществования граната с оливином значения расчетных температур (*T*) последнего равновесия гранатов [26] находятся в следующих диапазонах: 850-950 °С для большинства зерен, однократное значение – 1100, 880 и 980 °С для центральной и краевой частей соответственно для зонального по Ni зерна. Расчетные значения *P*-*T*-параметров [27] для Cr-диопсидов, составы которых отвечают условиям [27], варьируются: $T = 760\text{-}880$ °С и $P = 31\text{-}35$ кбар, что соответствует интервалу глубин ~ 95-105 км. Точки расчетных значений *P*-*T*-параметров расположены в районе значений тепловых потоков литосферной мантии 37-40 мВ/м$^2$ (рис.6, *б* [28]) и соответствуют *P*-*T*-параметрам поля устойчивости графита [29] и коэсита [1].

**Обсуждение результатов.** Считается, что на начальных стадиях своего формирования кратонная литосферная мантия подверглась частичному плавлению с образованием истощенных гарцбургитов и дунитов, которые впоследствии испытали неоднократное воздействие различных по составу метасоматических агентов. Это привело к рефертилизации изначально истощенных мантийных пород [18, 21, 30]. Прямым доказательством перехода высокохромистого гарцбургита


*Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0*

*Записки Горного института.* 2024. Т. 268. С. 503-519
© Е.В.Агашева, Д.С.Михайленко, А.В.Корсаков, 2024

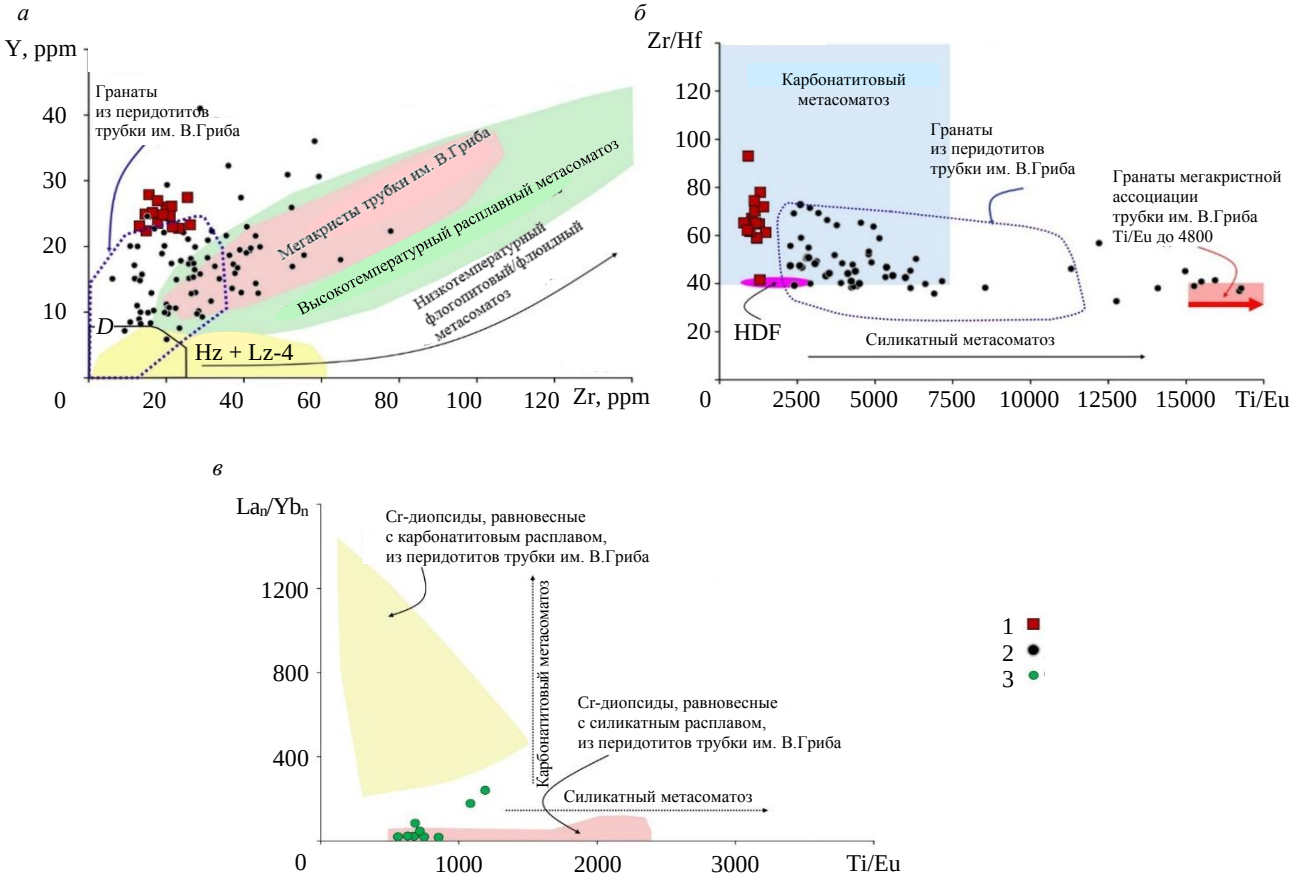



Рис.5. Особенности составов граната (*а*, *б*) и клинопироксена (*в*) из ксенолита G2-35:
*а* – положение точек составов граната в сравнении с гранатами из перидотитов трубки им. В.Гриба [22] на Y-Zr диаграмме [21]; *б* – соотношения Zr/Hf и Ti/Eu в гранатах в сравнении с ксенокристами гранатов типа Lz-2 из трубки им. В.Гриба [22, 24]; *в* – соотношения $La_n/Yb_n$ и Ti/Eu в клинопироксенах в сравнении с Cr-диопсидами из перидотитов трубки им. В.Гриба [22]

1 – гранаты G2-35; 2 – ксенокристы гранатов Lz-2 из трубки им. В.Гриба; 3 – Cr-диопсиды G2-35
*D* – поле «деплетированных» гранатов [21]; Hz и Lz-4 – высокохромистые гранаты гарцбургитовой и лерцолитовой ассоциаций с синусоидальными спектрами распределения РЗЭ из трубки им. В.Гриба [22]; HDF – флюид высокой плотности [18]

в лерцолит и последующей модификации лерцолита являются зональные гранаты в перидотитах различных кимберлитов [21, 30]. Концентрации редких и редкоземельных элементов в породообразующих минералах являются важными и обязательными составляющими при реконструкции условий образования и преобразования пород различного генезиса [31-33]. Финальная стадия преобразования гранатов лерцолитовой ассоциации фиксируется по прогрессирующему тренду одновременного уменьшения концентраций $Cr_2O_3$ и CaO при увеличении концентраций Y и Zr и значений Ti/Eu при силикатном типе мантийного метасоматоза [18, 21, 30]. Составы гранатов из обр. G2-35 показывают прогрессирующий тренд одновременного уменьшения концентраций $Cr_2O_3$ и CaO, свидетельствующий о буферизации клинопироксеном [30]. Можно полагать, что наиболее высококальциевые-высокохромистые пиропы из обр. G2-35 отражают состав граната исходного лерцолита (тип Lz-2; см. рис.4, *д*, *е*), который впоследствии подвергся воздействию высокотемпературного силикатного расплава. Это привело к обогащению породы модальным клинопироксеном [30] и трансформации гранатового лерцолита в гранатовый клинопироксенит/гранат-клинопироксеновую породу. Геохимические характеристики большинства зерен Cr-диопсидов из обр. G2-35 свидетельствуют о воздействии силикатного расплава. Тем не менее зерна гранатов из обр. G2-35, сохранившие плоский (нормальный) спектр в области СРЗЭ-ТРЗЭ, в разной степени обогащены ЛРЗЭ и СРЗЭ по сравнению с гранатами типа Lz-2 из перидотитов трубки им. В.Гриба, что свидетельствует о последующих эпизодах их метасоматического обогащения. На это указывают и зональность по главным и редким элементам в пределах зерен (см. рис.3, *б*), и значения Zr/Hf и Ti/Eu, не характерные для силикатного мантийного метасоматоза (см. рис.5, *б*).



Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

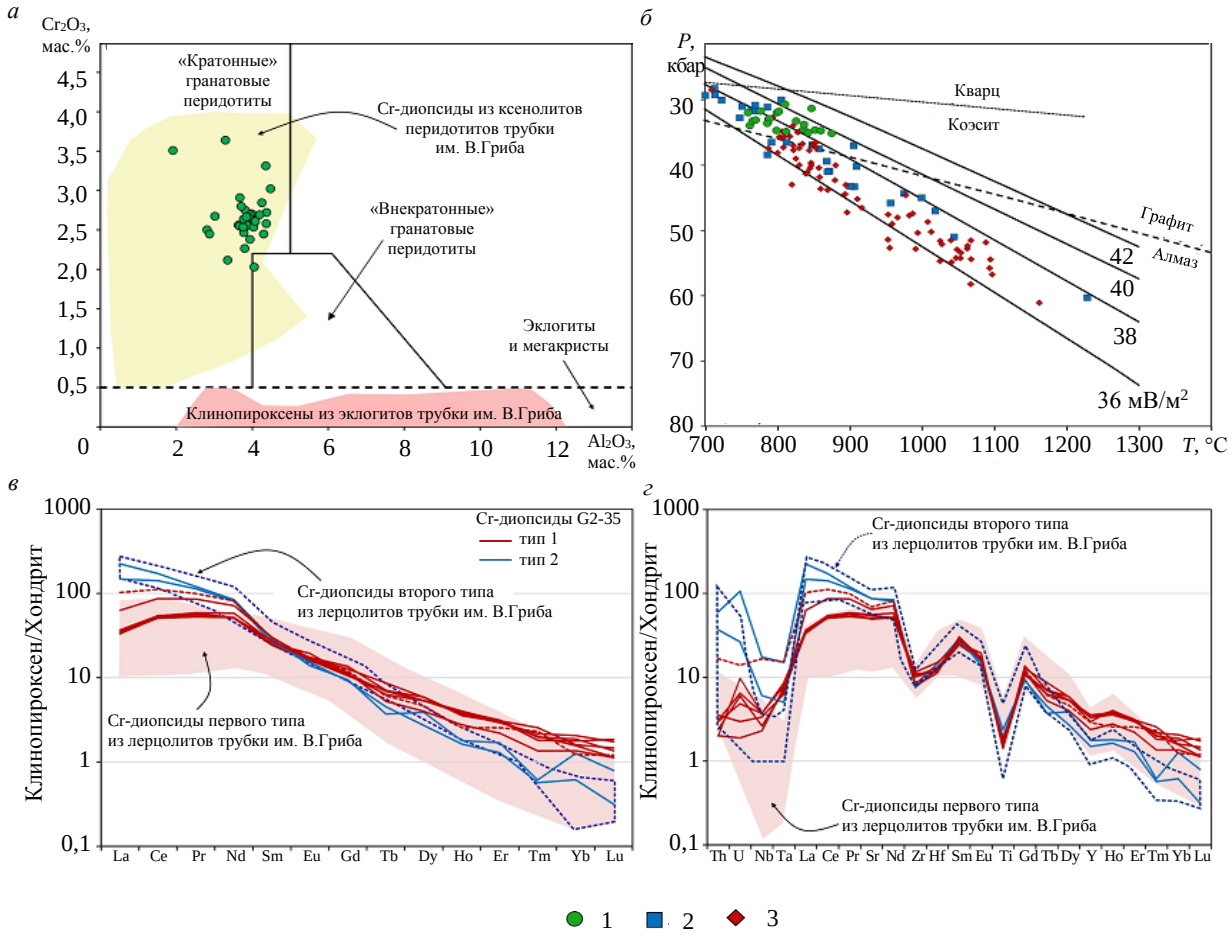



Рис.6. Особенности составов Cr-диопсида из ксенолита G2-35
*а* – положение точек составов по $Cr_2O_3$ и $Al_2O_3$ на диаграмме [23]:
Cr-диопсиды из ксенолитов перидотитов трубки им. В.Гриба [22, 24, 25];
клинопироксены из эклогитов трубки им. В.Гриба [34];
*б* – положение точек расчетных *P-T*-параметров [27] на геотермах кратонной литосферной мантии [28];
линии перехода графит – алмаз [29], кварц – коэсит [1];
*в*, *г* – нормированные на хондрит Cl [20] концентрации редкоземельных (*в*) и редких (*г*) элементов в двух типах Cr-диопсида; данные по Cr-диопсидам из лерцолитов трубки им. В.Гриба [22]
1 – Cr-диопсиды G2-35; 2 – лерцолиты из трубки им. В.Гриба; 3 – ксенокристы из кимберлита трубки им. В.Гриба

Отличительной особенностью большинства гранатов из обр. G2-35 является наличие отрицательной аномалии по Eu (см. рис.4). Такая аномалия диагностируется в гранатах мантийных эклогитов субдукционного генезиса [7, 8] и свидетельствует об участии в петрогенезисе этих пород компонента/расплава, подвергшегося фракционированию плагиоклаза. Обеднение по Eu характерно для гранатов из нижнекоровых гранулитов и пироксенитов трубки им. В.Гриба [34]. Однако типичный мантийный состав граната и клинопироксена из обр. G2-35 отличается от таковых из нижнекоровых пород и эклогитов и пироксенитов субдукционного генезиса. Ранее было установлено, что высокомагнезиальные эклогиты, обнаруженные в виде ксенолитов в кимберлитах, могут быть продуктом интенсивной модификации низкомагниевых эклогитов субдукционного генезиса [35] или являться результатом взаимодействия силикатных расплавов субдукционного генезиса с перидотитами литосферной мантии [36]. Гранаты и клинопироксены из таких образцов содержат более низкие концентрации $Cr_2O_2$ (< 1 мас.%), не соответствующие составу минералов обр. G2-35, а метасоматическое обогащение может приводить к появлению ложных положительных аномалий по Eu [35], но не отрицательных. В работе [24] описан перидотит (№ 634), в котором краевая часть зонального граната обеднена $Cr_2O_3$ и CaO и обогащена $TiO_2$, ЛРЗЭ и СРЗЭ относительно центральной, а в распределении РЗЭ диагностируется слабая отрицательная аномалия по Eu. Образование этого граната связано с влиянием протокимберлитового расплава, обогащенного Fe, Ti и РЗЭ [24]. Эта модель не может быть применима к гранатам из обр. G2-35: центральные и краевые части этих гранатов обеднены $TiO_2$ и не показывают


*Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0*

*Записки Горного института.* 2024. Т. 268. С. 503-519
© Е.В.Агашева, Д.С.Михайленко, А.В.Корсаков, 2024

различий в его концентрациях; прогрессирующее обогащение краевых частей этих зерен ЛРЗЭ и СРЗЭ сопровождается уменьшением значений аномалии по Eu (см. рис.4). Концентрации РЗЭ в гранатах с отрицательной аномалией по Eu идентичны гранатам, сохранившим плоский спектр в области СРЗЭ-ТРЗЭ, а обогащение последних ЛРЗЭ и СРЗЭ не приводит к обеднению по Eu. Появление отрицательной Eu-аномалии в гранатах обр. G2-35 могло быть связано с влиянием флюида, субдукционный генезис которого не исключается.

*Таблица 3*

**Концентрации главных элементов в клинопироксенах из ксенолита G2-35, мас.%**

| Элемент | 1 *c* | 2 *c* | 3 *c* | 4 *c* | 5 *c* | 6 *c* | 7 *c* | 8 *c* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 55,45 | 55,38 | 55,27 | 55,49 | 55,26 | 55,27 | 55,40 | 55,62 |
| $TiO_2$ | 0,09 | 0,10 | 0,15 | 0,10 | 0,09 | 0,11 | 0,09 | 0,11 |
| $Al_2O_3$ | 3,80 | 3,64 | 2,88 | 4,05 | 3,87 | 3,66 | 3,76 | 4,04 |
| $Cr_2O_3$ | 2,26 | 2,56 | 2,45 | 2,03 | 2,56 | 2,55 | 2,53 | 2,54 |
| FeO | 1,72 | 1,74 | 1,39 | 1,85 | 1,76 | 1,72 | 1,83 | 1,82 |
| MnO | 0,07 | 0,08 | 0,07 | 0,09 | 0,05 | 0,07 | 0,06 | 0,07 |
| MgO | 14,34 | 14,55 | 15,51 | 14,46 | 14,18 | 14,58 | 14,38 | 14,02 |
| CaO | 18,35 | 18,18 | 19,49 | 17,78 | 17,84 | 18,13 | 17,95 | 17,82 |
| $Na_2O$ | 3,28 | 3,25 | 2,48 | 3,44 | 3,61 | 3,38 | 3,43 | 3,67 |
| $K_2O$ | 0,02 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 |
| Сумма | 99,39 | 99,50 | 99,67 | 99,29 | 99,23 | 99,48 | 99,45 | 99,70 |
| Mg# | 0,94 | 0,94 | 0,95 | 0,93 | 0,93 | 0,94 | 0,93 | 0,93 |
| Элемент | 9 *c* | 10 *c* | 11 *c* | 12 *c* | 13 *c* | 13 *r* | 14 *c* | 14 *r* |
| $SiO_2$ | 55,49 | 55,51 | 55,65 | 55,37 | 54,81 | 54,95 | 55,13 | 55,10 |
| $TiO_2$ | 0,10 | 0,10 | 0,12 | 0,11 | 0,13 | 0,14 | 0,12 | 0,13 |
| $Al_2O_3$ | 4,30 | 3,82 | 4,08 | 4,38 | 4,48 | 4,25 | 4,51 | 4,74 |
| $Cr_2O_3$ | 2,45 | 2,75 | 2,61 | 2,72 | 3,02 | 2,84 | 2,81 | 2,94 |
| FeO | 1,72 | 1,69 | 1,79 | 1,75 | 1,80 | 1,58 | 1,82 | 1,83 |
| MnO | 0,06 | 0,06 | 0,07 | 0,08 | 0,06 | 0,06 | 0,09 | 0,07 |
| MgO | 14,26 | 14,20 | 14,01 | 14,16 | 13,80 | 14,19 | 13,90 | 13,46 |
| CaO | 17,70 | 17,95 | 17,68 | 17,50 | 17,40 | 17,77 | 17,57 | 17,32 |
| $Na_2O$ | 3,63 | 3,53 | 3,56 | 3,57 | 4,47 | 4,15 | 4,31 | 4,59 |
| $K_2O$ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,03 |
| Сумма | 99,72 | 99,59 | 99,57 | 99,64 | 99,98 | 99,93 | 100,27 | 100,20 |
| Mg# | 0,94 | 0,94 | 0,93 | 0,94 | 0,93 | 0,94 | 0,93 | 0,93 |

Обогащение ЛРЗЭ, Sr, Th, U, Nb и Ta (см. рис.4), которое наблюдается в большинстве зерен гранатов и некоторых зернах Cr-диопсидов (см. рис.6, *в*, *г*), свидетельствует о влиянии обогащенного ЛРЗЭ флюида/расплава. Низкие концентрации Fe и Ti в гранатах обр. G2-35 исключают влияние кимберлитового/протокимберлитового расплава [24, 30], а одинаковое содержание Hf, Zr и Ti (см. рис.4, 5, *б*) в гранатах – обогащенного высокозарядными элементами флюида субдукционного генезиса [34]. Обогащение ЛРЗЭ гранатов и клинопироксенов в перидотитах может быть связано с влиянием карбонатитового расплава/флюида, что также приводит к обогащению гранатов CaO [18, 21, 30]. Обогащение гранатов обр. G2-35 ЛРЗЭ сопровождается обратной закономерностью – уменьшением концентрации CaO (см. рис.3), что типично для гранатов, подвергшихся влиянию силикатного расплава [21, 30]. Коэффициенты распределения (KD) РЭ между различными типами гранатов и Cr-диопсидов обр. G2-35 абсолютно не соответствует таковым, равновесным с карбонатитовым расплавом [37]. Состав расплава, равновесный с обогащенными ЛРЗЭ гранатами обр. G2-35 (KD [37]), в целом может быть сопоставлен с составами карбонатитов океанических обстановок и расчетного состава карбонатитового расплава [37] по концентрациям ЛРЗЭ, Sr, Th, U, Nb и Ta, но



Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

содержит более низкие концентрации Zr, Hf, Ti и ТРЗЭ (рис.7, *а*). Расчетный состав расплава, равновесного с Cr-диопсидами (KD [37]), отмечается гораздо более высокими концентрациями ЛРЗЭ, СРЗЭ, Sr, Th, U, Nb и Ta (рис.7, *б*), не сопоставимыми с природными и экспериментальными составами карбонатитов. В качестве метасоматического агента, влияние которого привело к обогащению гранатов и хромдиопсидов ЛРЗЭ, Sr, Th, U, Nb и Ta, может быть рассмотрен флюид, обогащенный этими несовместимыми элементами. Большинство не зональных по РЭ зерен гранатов обогащены ЛРЗЭ, Sr, Th, U, Nb и Ta, но с сохранением обеднения по Eu, что может указывать как на последовательность влияния флюида субдукционного генезиса и обогащенного несовместимыми элементами флюида, так и на их ассоциирующий характер.

Помимо нескольких этапов метасоматического обогащения, идентифицированных по составам гранатов и клинопироксенов, в обр. G2-35 обнаружен кварц. Его образование может быть связано с несколькими факторами: постмагматические изменение кимберлита; регрессивная трансформация коэсита в кварц; карбонатизация мантийных пород; влияние флюида/расплава субдукционного генезиса.

В кимберлитовых трубках кварц может представлять собой один из многочисленных вторичных минералов, образовавшихся в результате постмагматических процессов, или являться дезинтегрированным продуктом вмещающих пород [38]. В кимберлитовых трубках ААП кварц распространен в кратерных частях, представленных осадочными и вулканогенно-осадочными породами, содержащими дезинтегрированный материал вмещающих песчаников [16]. Из процессов вторичной минерализации в трубке им. В.Гриба широко развиты карбонатизация, окварцевание, сапонитизация и ожелезнение. Развитие кварцевых прожилков отмечено в породах верхней части трубки до глубины 200 м и в приконтактных с вмещающими породами зонах [39]. Образец G2-35 отобран из кимберлита диатремовой части трубки с глубины 400 м от поверхности, где в кимберлите можно изначально предполагать минимальное или полное отсутствие дезинтегрированного материала вмещающих пород [39]. Контакт ксенолита и кимберлита четкий, сам ксенолит обрамляется тонкой каймой хлорита. Масштабное или жильное развитие вторичной минерализации не наблюдается ни на контакте пород, ни в самом кимберлите. В ксенолите кварц не развивается по трещинам в минералах или межзерновом пространстве, не имеет форм жил, друз или щеток, характерных для вторичного кварца в кимберлитовых трубках [38]. Постмагматические минералы, типичные для ассоциации с вторичным кварцем (например, кальцит, пирит, магнетит, гетит и др.), не обнаружены ни в виде включений в кварце, ни в самом ксенолите. Зерна кварца в обр. G2-35 овальной или удлиненной формы и имеют четкие границы с гранатом и клинопироксеном. Приведенные данные указывают на то, что кварц в обр. G2-35 не является вторичным минералом, образовавшимся в результате постмагматических процессов.

В образцах кратонной литосферной мантии возникновение кварца связано с трансформацией коэсита в результате уменьшения давления [6, 8, 10]. Изучение природных образцов и экспериментальных исследований [5, 6, 40] показало, что замещение коэсита кварцем сопровождается появлением специфических структурных и морфологических признаков: повышенная трещиноватость

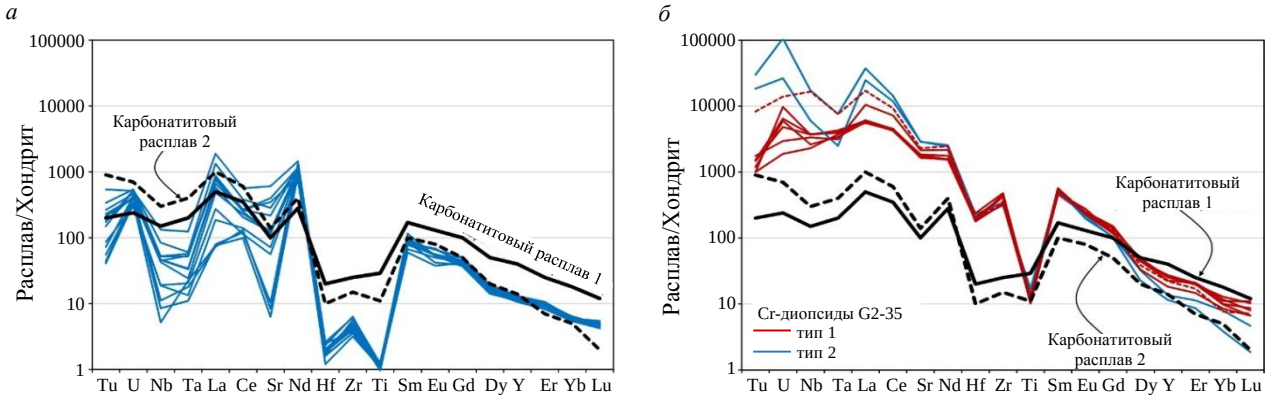



Рис.7. Нормированные на хондрит Cl [20] концентрации редких элементов в расчетных составах расплавов, равновесных с гранатами (*а*) и двумя типами Cr-диопсидов (*б*) из ксенолита G2-35. Составы карбонатитовых расплавов и KD [37]


*Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0*

*Записки Горного института.* 2024. Т. 268. С. 503-519
© Е.В.Агашева, Д.С.Михайленко, А.В.Корсаков, 2024

или возникновение радиальных трещин вокруг зерна; удлиненная форма кристаллов кварца с перпендикулярным границе замещаемого зерна развитием их длинных осей; хорошо сформированные «палисадные» структуры; мозаичная структура с угловатыми, «зубчатыми» границами зерен кварца; полигональная структура кварца. Описанные выше структурные и морфологические особенности не наблюдаются в зернах кварца обр. G2-35. Реликты коэсита в обр. G2-35 не обнаружены. Однако расчетные *P-T*-параметры Cr-диопсидов из обр. G2-35 свидетельствуют о его захвате с интервала глубин ~ 95-105 км (31-35 кбар), а значения *T* варьируются от 760 до 880 °С, что соответствует полю стабильности коэсита и не позволяет исключать, что кварц в обр. G2-35 может представлять собой параморфозы по коэситу.

Обнаружение $SiO_2$ в виде коэсита или кварца (как параморфоза по коэситу) в образцах мантийных эклогитов является прямым свидетельством не мантийного происхождения их протолитов [7, 8, 41]. Коэсит или кварц (как параморфоза по коэситу) диагностируются в виде включений в кристаллах алмаза эклогитового (Э-тип), реже вебстеритового (В-тип) типов [18]. Существование в пределах кристалла алмаза минеральных парагенезисов смешанного перидотит-эклогитового типа [9, 10] может указывать как на участие глубоко субдуцированного корового материала в процессе роста алмаза [9], так и на стадийность роста алмаза в результате резкого изменения состава среды кристаллизации [10], связанного с последовательными реакциями карбонатизации перидотитов, итоговым результатом которых является образование магнезита и свободного $SiO_2$ [10, 11]. В результате карбонатизации эклогитов также возможно образование свободного $SiO_2$ с последующей кристаллизацией кварца или коэсита, сопровождающегося образованием магнезита [42] или доломита [43], как показано в экспериментальных работах [42, 43]. Учитывая результаты экспериментальных исследований и фактическую минеральную ассоциацию обр. G2-35, может быть рассмотрена модель образования $SiO_2$-фазы (кварц/коэсит) в результате карбонатизации мантийных пород. Можно полагать, что на момент образования кварца порода представляла собой гранатовый клинопироксенит/гранат-клинопироксеновую породу, а не оливин ± ортопироксенсодержащий лерцолит.

Инфильтрация флюидов в континентальную литосферную мантию является важным фактором, контролирующим резкие изменения ее химических и физических свойств, и представляет собой среду для зарождения и роста алмазов [44]. Составы таких флюидов – флюиды высокой плотности, или HDF (high-density fluids) – известны благодаря изучению флюидных включений в кристаллах алмаза, имеющих волокнистое строение [44, 45], и представлены четырьмя типами: кислые, низкомагнезиальные карбонатитовые, высокомагнезиальные карбонатитовые и солевые. Высокие концентрации летучих компонентов и сильное обогащение несовместимыми элементами всех типов HDF позволяет рассматривать их в качестве эффективных метасоматических агентов. Установлено [44], что образование высокомагнезиальных HDF связано с плавлением карбонатсодержащего перидотита, а кислые и низкомагнезиальные карбонатитовые HDF являются результатом низких степеней частичного плавления карбонатсодержащего эклогита. Генетическая связь кислых HDF и эклогитов подтверждается многочисленными находками флюидных включений такого состава в ассоциации с включениями Э-типа в кристаллах алмаза, имеющих волокнистое строение, в том числе и с кварцем [46]. В работе [44] показана возможность прямого поступления солевых HDF в породы литосферной мантии в процессе субдукции, что вызывает *in situ* плавление карбонатсодержащих перидотитов и эклогитов с последующим образованием высокомагнезиальных HDF и кислых и низкомагнезиальных карбонатитовых HDF соответственно. Высокомагнезиальные карбонатитовые и кислые HDF были обнаружены в алмазах кубоидного типа трубки им. В.Гриба [45]. Таким образом, может быть рассмотрена модель образования $SiO_2$-фазы (кварц/коэсит) в ксенолите G2-35 в результате воздействия кислого HDF, генетически связанного с эклогитами. Признаки влияния субдукционно связанного флюида были зафиксированы в образцах цирконсодержащих эклогитов из трубки им. В.Гриба, образование которых относится к этапу палеопротерозойской (1,9-1,7 млрд лет) субдукции. Согласно статье [34], эти эклогиты были захвачены с глубины ~120 км, что близко к расчетным параметрам Cr-диопсидов из обр. G2-35 (~95-105 км).

Образование кварца в результате взаимодействия обогащенного $SiO_2$ расплава субдукционного генезиса с перидотитами литосферной мантии предложено для нескольких уникальных ксенолитов литосферной мантии, обнаруженных в щелочных базальтах вулканических полей


Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Бакони-Балатон-Хайленд в западной части Венгрии [3] и провинции Таллант на юге Испании [4]. В этих образцах кварц отмечен в виде включений в орто- и клинопироксенах обогащенного ортопироксеном и не содержащего оливин вебстерита [3] и в ортопироксене перидотитов [4]. Также обнаружены обогащенные $SiO_2$ расплавные включения в ортопироксене, а образец перидотита [4] граничит с жильным образованием кислого состава, состоящим из ортопироксена, плагиоклаза и кварца, через богатую ортопироксеном реакционную зону. Обогащение $SiO_2$ перидотитов кратонной литосферной мантии выявляется по более высоким значениям Si/Mg и повышенному содержанию модального ортопироксена, сосуществующего с высокомагнезиальным оливином [46]. Одной из нескольких отличных друг от друга моделей, объясняющих повышение концентраций $SiO_2$ в истощенных перидотитах [46], является реакция с расплавом, образованным при плавлении реститовых или субдукционных эклогитов [47], в результате которой образуются обогащенные ортопироксеном перидотиты или пироксениты, не содержащие оливин [48], при повышении соотношения расплав/перидотит соответственно. Обогащение модальным ортопироксеном (до 18-30 об.%) фиксируется в нескольких образцах гранатовых перидотитов из трубки им. В.Гриба [22]. В обр. G2-35 ортопироксен не обнаружен, что позволяет только предполагать возможный переход оливинсодержащего лерцолита в обогащенный ортопироксеном пироксенит под воздействием $SiO_2$ расплава с последующим образованием кварца без сохранения ортопироксена. Образование Cr-пиропа лерцолитовой ассоциации как продукта распада ортопироксена, в том числе в ассоциации с Cr-диопсидом, описано в серии работ [49]. Концентрации главных элементов в пиропе и Cr-диопсиде из обр. G2-35 сопоставимы с таковыми из статьи [49]. Известны находки $SiO_2$ фазы (кварц/коэсит) как продукта распада граната или клинопироксена в образцах UHP-метаморфических пород [50], но в образцах кратонной литосферной мантии они обнаружены в виде структур распада только в гранатах эклогитов субдукционного генезиса [6]. Сосуществование $SiO_2$ фазы в ассоциации с высокохромистыми мантийными минералами в виде структур распада ранее не было описано. При реакции богатых $SiO_2$ расплавов, возникающих при частичном плавлении эклогитов при субдукции с перидотитами литосферной мантии, могут формироваться гранат-клинопироксеновые породы, не содержащие оливин [48]. Однако составы гранатов и клинопироксенов, образующихся при этой реакции, соответствуют таковым из эклогитов группы А или вебстеритам [36], имеющим промежуточный состав между низкомагниевыми эклогитами группы В и перидотитами, и содержат гораздо более низкие концентрации $Cr_2O_3$ (< 0,5 мас.% [48]), не сопоставимые с составами пиропов и Cr-диопсидов из обр. G2-35.

**Заключение.** Получены первые данные по составу породообразующих минералов уникального мантийного ксенолита из кимберлита трубки им. В.Гриба, в котором представлена не описанная ранее минеральная ассоциация Cr-пиропа, Cr-диопсида и кварца. Интерпретация данных по концентрациям главных и редких элементов в Cr-пиропе и Cr-диопсиде позволила реконструировать этапы преобразования породы в результате воздействия метасоматических агентов. Влияние высокотемпературных силикатных расплавов привело к трансформации исходного лерцолита в обогащенную клинопироксеном и гранатом породу, что идентифицировано по прогрессирующему тренду одновременного уменьшения концентраций $Cr_2O_3$ и CaO в пиропах и сохранению «нормальных» спектров распределения РЗЭ, идентичных таковым в пиропах лерцолитов трубки им. В.Гриба. Последующие этапы воздействия метасоматических агентов фиксируются по наличию выраженной отрицательной Eu-аномалии в пиропах, что может быть последствием влияния субдукционно связанного флюида, и обогащению ЛРЗЭ, Sr, Th, U, Nb и Ta пиропов и Cr-диопсидов в результате присутствия флюида, обогащенного этими несовместимыми элементами.

Показано, что кварц в изученном ксенолите не является вторичным минералом, образовавшимся в результате влияния постмагматических процессов. Отсутствие специфических структурных и морфологических признаков, сопровождающих замещение коэсита кварцем, не позволяет однозначно утверждать, что исходно присутствующий в образце $SiO_2$ являлся коэситом. Однако расчетные *P-T*-параметры Cr-диопсидов из обр. G2-35 свидетельствуют о его захвате с интервала глубин ~ 95-105 км (31-35 кбар), соответствующих полю стабильности коэсита, что не позволяет исключать возможность того, что кварц в ксенолите может представлять собой параморфозы по коэситу.


*Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0*

*Записки Горного института.* 2024. Т. 268. С. 503-519
© Е.В.Агашева, Д.С.Михайленко, А.В.Корсаков, 2024

В качестве приоритетных моделей образования $SiO_2$-фазы (кварц/коэсит) в мантийном ксенолите G2-35 мы рассматриваем карбонатизацию мантийных перидотитов или эклогитов и влияние флюида кислого состава (HDF), образованного при плавлении карбонатсодержащих эклогитов на этапе субдукции. Эти модели также могут объяснять обогащение гранатов и клинопироксенов ЛРЗЭ, Sr, Th, U, Nb и Ta. Отсутствие реакционных зон, реликтов ортопироксена, расплавных включений и структур распада в минералах в обр. G2-35, а также высокие концентрации $Cr_2O_3$ в гранате и клинопироксене не позволяют на данном этапе исследования рассматривать модель образования $SiO_2$-фазы в результате взаимодействия обогащенного $SiO_2$ расплава субдукционного генезиса с перидотитами литосферной мантии как приоритетную. Обогащение $SiO_2$ пород литосферной мантии с последующим образованием $SiO_2$-фазы (кварц/коэсит) в ассоциации с высокохромистыми мантийными минералами, по-видимому, имело локальных характер.

Результаты исследования показали возможность сосуществования $SiO_2$-фазы (кварц/коэсит) в ассоциации с высокохромистыми мантийными минералами в пределах натурального ксенолита кратонной литосферной мантии. Полученные данные могут быть использованы при интерпретации результатов как экспериментальных исследований, так и изучения природных образцов литосферной мантии, в которых представлены минеральные ассоциации «смешанного» перидотит-пироксенит-эклогитового типов.

## ЛИТЕРАТУРА


1. *Bose K., Ganguly J.* Quartz-coesite transition revisited: Reversed experimental determination at 500-1200 °C and retrieved thermochemical properties // American Mineralogist. 1995. Vol. 80. P. 231-238. DOI: 10.2138/am-1995-3-404
2. *Incel S., Milke R., Wunder B.* Orthopyroxene rim growth during reaction of (Co, Ni, Mn, Zn)-doped forsterite and quartz: Experimental constraints on element distribution and grain boundary diffusion // Mineralogy and Petrology. 2022. Vol. 116. P. 137-149. DOI: 10.1007/s00710-022-00773-3
3. *Bali E., Zajacz Z., Kovacz I. et al.* A Quartz-bearing Orthopyroxene-rich Websterite Xenolith from the Pannonian Basin, Western Hungary: Evidence for Release of Quartz-saturated Melts from a Subducted Slab // Journal of Petrology. 2008. Vol. 49. № 3. P. 421-439. DOI: 10.1093/petrology/egm086
4. *Dallai L., Bianchini G., Avanzinelli R. et al.* Quartz-bearing rhyolitic melts in the Earth's mantle // Nature Communications. 2022. Vol. 13. № 7765. P. 1-9. DOI: 10.1038/s41467-022-35382-3
5. *Mikhailenko D.S., Aulbach S., Korsakov A. et al.* Origin of Graphite-Diamond-Bearing Eclogites from Udachnaya Kimberlite Pipe // Journal of Petrology. 2021. Vol. 62. № 8. P. 1-32. DOI: 10.1093/petrology/egab033
6. *Alifirova T.A., Pokhilenko L.N., Korsakov A.V.* Apatite, $SiO_2$, rutile and orthopyroxene precipitates in minerals of eclogite xenoliths from Yakutian kimberlites, Russia // Lithos. 2015. Vol. 226. P. 31-49. DOI: 10.1016/j.lithos.2015.01.020
7. *Aulbach S., Smart K.A.* Petrogenesis and Geodynamic Significance of Xenolitic Eclogites // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2023. Vol. 51. P. 521-549. DOI: 10.1146/annurev-earth-031621-112904
8. *Mikhailenko D., Golovin A., Korsakov A. et al.* Metasomatic Evolution of Coesite-Bearing Diamondiferous Eclogite from the Udachnaya Kimberlite // Minerals. 2020. Vol. 10. № 383. DOI: 10.3390/min10040383
9. *Zuowei Yin, Cui Jiang, Meihua Chen et al.* Inclusions of α-quartz, albite and olivine in a mantle diamond // Gondwana Research. 2017. Vol. 44. P. 228-235. DOI: 10.1016/j.gr.2016.12.004
10. *Stachel T., Harris J.W., Brey G.P.* Rare and unusual mineral inclusions in diamonds from Mwadui, Tanzania // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1998. Vol. 132. P. 34-47. DOI: 10.1007/s004100050403
11. *Shatskiy A., Litasov K.D., Sharygin I.S., Ohtani E.* Composition of primary kimberlite melt in a garnet lherzolite mantle source: constraints from melting phase relations in anhydrous Udachnaya-East kimberlite with variable $CO_2$ content at 6.5 GPa // Gondwana Research. 2017. Vol. 45. P. 208-227. DOI: 10.1016/j.gr.2017.02.009
12. *Статившко В.С., Скублов С.Г., Смоленский В.В., Кузнецов А.Б.* Редкие и редкоземельные элементы в гранатах из силикатно-карбонатных образований Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал) // Литосфера. 2023. Т. 23. № 2. С. 225-246. DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-2-225-246
13. *Скублов С.Г., Гаврильчик А.К., Березин А.В.* Геохимия разновидностей берилла: сравнительный анализ и визуализация аналитических данных методами главных компонент (PCA) и стохастического вложения соседей с t-распределением (t-SNE) // Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 455-469. DOI: 10.31897/PMI.2022.40
14. *Skublov S.G., Rumyantseva N.A., Qiuli Li et al.* Zircon Xenocrysts from the Shaka Ridge Record Ancient Continental Crust: New U-Pb Geochronological and Oxygen Isotopic Data // Journal of Earth Science. 2022. Vol. 33. № 1. P. 5-16. DOI: 10.1007/s12583-021-1422-2
15. *Ларионова Ю.О., Сазонова Л.В., Лебедева Н.М. и др.* Возраст кимберлитов Архангельской провинции: Rb-Sr, $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопно-геохронологические и минералогические данные для флогопита // Петрология. 2016. Т. 24. № 6. С. 607-639. DOI: 10.7868/S0869590316040026
16. *Устинов В.Н., Микоев И.И., Пивень Г.Ф.* Поисковые модели коренных месторождений алмазов севера Восточно-Европейской платформы // Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 299-318. DOI: 10.31897/PMI.2022.49
17. *Kargin A.V., Nosova A.A., Sazonova L.V. et al.* Ultramafic Alkaline Rocks of Kepino Cluster, Arkhangelsk, Russia: Different Evolution of Kimberlite Melts in Sills and Pipes // Minerals. 2021. Vol. 11. № 540. DOI: 10.3390/min11050540




Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

18. *Stachel T., Aulbach S., Harris J.W.* Mineral Inclusions in Lithospheric Diamonds // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2022. Vol. 88. № 1. P. 307-391. DOI: 10.2138/rmg.2022.88.06

19. *Sobolev N.V., Lavrentev Yu.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V.* Chrome-Rich Garnets from the Kimberlites of Yakutia and Their Parageneses // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1973. Vol. 40. P. 39-52. DOI: 10.1007/BF00371762

20. *McDonough W.F., Sun S.S.* The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. P. 223-253. DOI: 10.1016/0009-2541(94)00140-4

21. *Griffin W.L., Shee S.R., Ryan C.G. et al.* Harzburgite to lherzolite and back again: metasomatic processes in ultramafic xenoliths from the Wesselton kimberlite, Kimberly, South Africa // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1999. Vol. 134. P. 232-250. DOI: 10.1007/s004100050481

22. *Щукина Е.В., Агашев А.М., Костровицкий С.И., Похиленко Н.П.* Метасоматические изменения литосферной мантии в районе кимберлитовой трубки им. В.Гриба, Архангельская алмазоносная провинция // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 12. С. 2153-2172. DOI: 10.15372/GiG20151204

23. *Ramsey R.R., Tompkins L.A.* The geology, heavy mineral concentrate mineralogy, and diamond prospectivity of the Boa Esperanca and Cana Verde pipes, Corrego D'anta, Minas Gerais, Brazil / Kimberlites, Related Rocks and Mantle Xenoliths. Fifth International Kimberlite Conference, 18 June – 4 July 1991, Araxá, Brazil. Special Publication: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 1994. P. 329-345.

24. *Kargin A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A., Tretyachenko V.V.* Composition of garnet and clinopyroxene in peridotite xenoliths from the Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk diamond province, Russia: Evidence for mantle metasomatism associated with kimberlite melts // Lithos. 2016. Vol. 262. P. 442-455. DOI: 10.1016/j.lithos.2016.07.015

25. *Lebedeva N.M., Nosova A.A., Kargin A.V. et al.* Sr-Nd-O isotopic evidence of variable sources of mantle metasomatism in the subcratonic lithospheric mantle beneath the Grib kimberlite, northwestern Russia // Lithos. 2020. Vol. 376-377. № 105779. DOI: 10.1016/j.lithos.2020.105779

26. *Canil D.* The Ni-in-garnet geothermometer: calibration at natural abundances // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1999. Vol. 136. P. 240-246. DOI: 10.1007/s004100050535

27. *Nimis P., Taylor W.R.* Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2000. Vol. 139. P. 541-554. DOI: 10.1007/s004100000156

28. *Hasterok D., Chapman D.S.* Heat production and geotherms for the continental lithosphere // Earth and Planetary Science Letters. 2011. Vol. 307. P. 59-70. DOI: 10.1016/j.epsl.2011.04.034

29. *Day H.W.* A revised diamond-graphite transition curve // American Mineralogist. 2012. Vol. 97. P. 52-62. DOI: 10.2138/am.2011.3763

30. *Agashev A.M., Ionov D.A., Pokhilenko N.P. et al.* Metasomatism in lithospheric mantle roots: Constraints from whole-rock and mineral chemical composition of deformed peridotite xenoliths from kimberlite pipe Udachnaya // Lithos. 2013. Vol. 160-161. P. 201-215. DOI: 10.1016/j.lithos.2012.11.014

31. *Гаврильчик А.К., Скублов С.Г., Котова Е.Л.* Редкоэлементный состав берилла из месторождения Шерловая Гора, Юго-Восточное Забайкалье // Записки Российского минералогического общества. 2021. Т. 150. № 2. С. 69-82. DOI: 10.31857/S0869605521020052

32. *Румянцева Н.А., Скублов С.Г., Ваништейн Б.Г. и др.* Циркон из габброидов хребта Шака (Южная Атлантика): U-Pb возраст, соотношение изотопов кислорода и редкоэлементный состав // Записки Российского минералогического общества. 2022. Т. 151. № 1. С. 44-73. DOI: 10.31857/S0869605522010099

33. *Skuzovatov S., Shatsky V.S., Ragozin A.L., Smelov A.P.* The evolution of refertilized lithospheric mantle beneath the north-eastern Siberian craton: Links between mantle metasomatism, thermal state and diamond potential // Geoscince Frontiers. 2022. Vol. 13. Iss. 6. № 101455. DOI: 10.1016/j.gsf.2022.101455

34. *Shchukina E.V., Agashev A.M., Zedgenizov D.A.* Origin of zircon-bearing mantle eclogites entrained in the V.Grib kimberlite (Arkhangelsk region, NW Russia): Evidence from mineral geochemistry and the U-Pb and Lu-Hf isotope compositions of zircon // Mineralogy and Petrology. 2018. Vol. 112. № 1. P. 85-100. DOI: 10.1007/s00710-018-0581-z

35. *Gréau Y., Huang J.-X., Griffin W.L. et al.* Type I eclogites from Roberts Victor kimberlites: Products of extensive mantle metasomatism // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2011. Vol. 75. P. 6927-6954. DOI: 10.1016/j.gca.2011.08.035

36. *Taylor L.A., Snyder G.A., Keller R. et al.* Petrogenesis of group A eclogites and websterites: evidence from the Obnazhennaya kimberlite, Yakutia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2003. Vol. 145. Iss. 4. P. 424-443. DOI: 10.1007/s00410-003-0465-y

37. *Dasgupta R., Hirschmann M.M., McDonough W.F. et al.* Trace element partitioning between garnet lherzolite and carbonatite at 6.6 and 8.6 GPa with applications to the geochemistry of the mantle and of mantle-derived melts // Chemical Geology. 2009. Vol. 262. P. 57-77. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2009.02.004

38. *Зинчук Н.Н.* Об особенностях исследований постмагматических и гипергенных изменений кимберлитовых пород // Отечественная геология. 2021. № 5. С. 26-42.

39. *Пенделяк Р.Н., Морозов А.В., Могутова В.А.* Геологическое строение трубки им. В.Гриба и ее индикаторные особенности в геофизических полях // Отечественная геология. 2019. № 5. С. 53-59. DOI: 10.24411/0869-7175-2019-10038

40. *Bidgood A.K., Parsons A.J., Lloyd G.E. et al.* EBSD-based criteria for coesite-quartz transformation // Journal of Metamorphic Geology. 2021. Vol. 39. Iss. 2. P. 165-180. DOI: 10.1111/jmg.12566

41. *Aulbach S., Arndt N.T.* Eclogites as palaeodynamic archives: Evidence for warm (not hot) and depleted (but heterogeneous) Archaean ambient mantle // Earth and Planetary Science Letters. 2019. Vol. 505. P. 162-172. DOI: 10.1016/j.epsl.2018.10.025

42. *Vinogradova Y.G., Shatskiy A., Arefiev A.V., Litasov K.D.* The equilibrium boundary of the reaction $Mg_3Al_2Si_3O_{12} + 3CO_2 = Al_2SiO_5 + 2SiO_2 + 3MgCO_3$ at 3-6 GPa // American Mineralogist. 2023. P. 1-24 (Online first). DOI: 10.2138/am-2022-8696

43. *Shatskiy A., Vinogradova Y.G., Arefiev A.V., Litasov K.D.* Revision of the $CaMgSi_2O_6$–$CO_2$ *P-T* phase diagram at 3-6 GPa // American Mineralogist. 2023. P. 1-21 (Online first). DOI: 10.2138/am-2022-8588

44. *Weiss Y., Czas J., Navon O.* Fluid Inclusions in Fibrous Diamonds // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2022. Vol. 88. Iss. 1. P. 475-532. DOI: 10.2138/rmg.2022.88.09



*Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0*

45. *Zedgenizov D.A., Malkovets V.G., Griffin W.L.* Composition of diamond-forming media in cuboid diamonds from the V.Grib kimberlite pipe (Arkhangelsk province, Russia) // Geochemical Journal. 2017. Vol. 51. Iss. 3. P. 205-213. DOI: 10.2343/geochemj.2.0455

46. *Tomlinson E.L., Kamber B.S.* Depth-dependent peridotite-melt interaction and the origin of variable silica in the cratonic mantle // Nature Communications. 2021. Vol. 12. № 1082. DOI: 10.1038/s41467-021-21343-9

47. *Yaxley G.M., Green D.H.* Reactions between eclogite and peridotite: mantle refertilisation by subduction of oceanic crust // Swiss Journal of Geosciences Supplement. 1998. Vol. 78. Iss. 2. P. 243-255.

48. *Rapp R.P., Norman M.D., Laporte D. et al.* Continent Formation in the Archean and Chemical Evolution of the Cratonic Lithosphere: Melt-Rock Reaction Experiments at 3-4 GPa and Petrogenesis of Archean Mg-Diorites (Sanukitoids) // Journal of Petrology. 2010. Vol. 51. № 6. P. 1237-1266. DOI: 10.1093/petrology/egq017

49. *Gibson S.A.* On the nature and origin of garnet in highly-refractory Archean lithospheric mantle: constraints from garnet exsolved in Kaapvaal craton orthopyroxenes // Mineralogical Magazine. 2017. Vol. 81. Iss. 4. P. 781-809. DOI: 10.1180/minmag.2016.080.158

50. *Keller D.S., Ague J.J.* Quartz, mica, and amphibole exsolution from majoritic garnet reveals ultra-deep sediment subduction, Appalachian orogen // Science Advances. 2020. Vol. 6. Iss. 11. DOI: 10.1126/sciadv.aay5178

***Авторы:*** **Е.В.Агашева,** *канд. геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник, helenashchukina@gmail.com, https://orcid.org/0000-0002-9396-8568 (Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева, Новосибирск, Россия),* **Д.С.Михайленко,** *канд. геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник, https://orcid.org/0000-0003-0585-3021 (Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева, Новосибирск, Россия),* **А.В.Корсаков,** *д-р геол.-минерал. наук, главный научный сотрудник, https://orcid.org/0000-0002-4922-7658 (Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева, Новосибирск, Россия).*

*Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.*



*Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0*