ISSN 2411-3336; e-ISSN 2541-9404

ЗАПИСКИ ГОРНОГО ИНСТИТУТА
Journal of Mining Institute
Сайт журнала: pmi.spmi.ru



Научная статья *Геология*

Проблема идентификации нижнекоровых гранат-клинопироксеновых гранулитов и мантийных эклогитов на примере ксенолитов трубки им. В.Гриба

Е.В.Стецкая[1]✉, **Л.И.Салимгараева**[2], **А.В.Березин**[2], **В.Н.Устинов**[3], **Р.Н.Пенделяк**[3]
[1] *Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия*
[2] *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*
[3] *АО «АГД Даймондс», Архангельск, Россия*

***Как цитировать эту статью*:** Стецкая Е.В., Салимгараева Л.И., Березин А.В., Устинов В.Н., Пенделяк Р.Н. Проблема идентификации нижнекоровых гранат-клинопироксеновых гранулитов и мантийных эклогитов на примере ксенолитов трубки им. В.Гриба // Записки Горного института. 2026. Т. 278. С. 99-114. EDN PIANQZ

Аннотация
Статья посвящена комплексному анализу минералогических и геохимических особенностей ксенолитов кимберлитовой трубки им. В.Гриба, которые представлены нижнекоровыми гранат-клинопироксеновыми гранулитами и мантийными эклогитами. Проводится сравнительная характеристика двух типов ксенолитов, поскольку в настоящее время отсутствуют четкие критерии, по которым их можно было бы разделить. В результате исследования выявлены несколько отличительных признаков, однозначно характеризующих мантийные эклогиты. Это повышенное содержание Cr (в гранатах >300 ppm, в клинопироксенах >1500 ppm), высокое содержание пиропового минала в гранате (больше 34 мол.%) и наличие признаков раннего метасоматоза, проявляющегося в виде метасоматического граната, губчатого клинопироксена, замещаемого паргаситом, а также флогопитовых кайм на контакте граната и клинопироксена. Оценка параметров давления и температуры ксенолитов трубки им. В.Гриба подтвердила мантийную природу эклогитовых ксенолитов с условиями формирования в диапазоне T = 800-1200 °C и P = 30-50 кбар и не опровергла первоначальное предположение о нижнекоровом происхождении гранулитовых ксенолитов, характеризующихся T = 750-800 °C и P = 14-15 кбар. Для окончательного решения проблемы идентификации нижнекоровых гранат-клинопироксеновых гранулитов и мантийных эклогитов предложено провести комплексное сравнение изотопно-геохимических характеристик «эклогитового» и «гранулитового» циркона в дальнейшем.

Ключевые слова
трубка им. В.Гриба; *P-T* параметры; нижнекоровые гранулиты; мантийные эклогиты; гранаты; клинопироксены; ксенолиты

Финансирование
Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РНФ № 24-27-00121.

Поступила: 16.10.2025 ***Принята: 24.12.2025*** ***Онлайн: 03.04.2026*** ***Опубликована: 12.05.2026***

Введение

Одним из ключевых методов изучения состава мантии и глубинного строения земной коры является анализ ксенолитов – фрагментов мантийных и нижнекоровых пород, выносимых на поверхность трубками взрыва. Особый интерес представляют гранат-клинопироксеновые породы, которые могут интерпретироваться как нижнекоровые гранулиты либо мантийные эклогиты. Их надежная идентификация имеет принципиальное значение для понимания эволюции литосферы [1], поскольку гранулиты фиксируют процессы переработки нижней коры, тогда как мантийные эклогиты несут информацию о протекании субдукции, метасоматизма и перекристаллизации мантийного вещества [2, 3].

В настоящее время четкая граница, отделяющая ксенолиты эклогитов от высокобарических нижнекоровых гранулитов, отсутствует. Ряд исследователей считают, что гранулиты высокого давления содержат отдельные минеральные ассоциации (Grt + Cpx + Pl + Qz), которые отличаются от эклогитов наличием плагиоклаза, а от гранулитов среднего давления – отсутствием ортопироксена [4]. Однако другими исследователями поддерживается менее популярная теория о существовании субфации

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

плагиоклазсодержащих эклогитов, согласно которой в высокотемпературной области эклогитовой фации, пограничной с высокобарной областью гранулитовой фации, существует область совместной устойчивости омфацита и граната с плагиоклазом [5-7]. Из-за отсутствия в подобных типах пород ортопироксена оценка равновесного давления в глубинных ксенолитах может быть необъективной, так как большинство гранат-клинопироксеновых геобарометров основано на реакциях равновесия этих минералов в гранатовых лерцолитах и пироксенитах [8]. Основным определяющим фактором отнесения метаморфической породы к эклогиту является наличие граната и высоко-Na клинопироксена (омфацита) с содержанием жадеитового минала более 20 мол.%, в некоторых случаях – специфичных акцессорных минералов (кианит, рутил, коэсит) [7].

Тем не менее в большинстве случаев разграничение гранат-клинопироксеновых глубинных ксенолитов обоих типов только по количественным минералогическим критериям оказывается недостаточным, что обуславливает необходимость привлечения данных об особенностях распределения редких и редкоземельных элементов в породообразующих минералах. Характер распределения редких и редкоземельных элементов в минералах является одним из самых высокоинформативных показателей, позволяющих уточнить условия кристаллизации, характер исходных протолитов и последующие метасоматические события. Это хорошо показано на примере циркона из пегматитов [9] и гранитов [10].

Решение проблемы классификации гранат-клинопироксеновых (Grt-Cpx) ксенолитов из трубки им. В.Гриба особенно актуально, так как в работах [11-13] для нее было показано наличие циркона в нескольких ксенолитах, представленных мантийными эклогитами. В данный момент только для трех объектов мантийных эклогитов из кимберлитов установлено присутствие этого минерала – кратон Слэйв [14], трубка им. В.Гриба [11, 12, 15] и кратон Касаи [1, 16], в то время как нахождение циркона в гранулитовых ксенолитах довольно распространено [17, 18].

Цель настоящего исследования – комплексный анализ минералого-геохимических особенностей мантийных эклогитов и нижнекоровых гранатовых (Grt) гранулитов на примере ксенолитов трубки им. В.Гриба и решение вопроса их природы (корового или мантийного происхождения) с помощью методов классической термобарометрии.

Геологическая характеристика района исследования

Краткая характеристика Зимнебережного алмазоносного района (ЗБР). Расположенный на севере Восточно-Европейской платформы Зимнебережный район находится в центральной части приподнятого блока фундамента между Лешуконским и Керецко-Пинежским рифейскими авлакогенами. Блок состоит из кристаллического фундамента, покрытого платформенными отложениями венда-палеозоя и частично рифеем. Возраст фундамента и соседних территорий составляет от 2,7 до 1,8 млрд лет, что дает предпосылки алмазоносных трубок [19]. Территория представляет собой сочетание архейских и палеопротерозойских гранулито-гнейсовых комплексов с мезо- и кайнозойскими структурами. Зимнебережный блок, вероятно, является архейской структурой, не подвергшейся существенной деструкции в раннем протерозое. Наличие алмазоносных кимберлитов указывает на сохранность мантийного корня [20].

Согласно А.В.Самсонову и его коллегам [19], Зимнебережный блок относится к юго-восточному продолжению палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионного пояса Фенноскандинавского щита (рис.1). В ЗБР выделяются семь полей развития кимберлитов позднедевонско-раннекаменноугольного возраста, включая два месторождения – им. М.В.Ломоносова и им. В.Гриба, которые являются важнейшими источниками алмазов для отечественной минерально-сырьевой базы [21, 22]. Проводимые исследования этих месторождений – основа для различных модельных построений [23-25]. Геохронологические исследования показали, что формирование алмазоносных кимберлитов происходило в возрастном интервале 376-378 млн лет [26].

Строение трубки им. В.Гриба. Кимберлитовая трубка им. В.Гриба, открытая в 1996 г., является наиболее высокоалмазоносным месторождением Восточно-Европейской провинции. Она расположена в центральной части ЗБР, в пределах Верхотинского поднятия Ручьевского выступа кристаллического фундамента. Тело, приуроченное к рудовмещающему разрывному нарушению северо-восточного простирания, находится в пределах локальной малоконтрастной структуры диаметром 2-4 км (мульда проседания), выполненной более молодыми кимберлитовмещающими породами венда. Трубка прорывает слаболитифицированные осадочные породы верхнего рифея и

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

© Е.В.Стецкая, Л.И.Салимгараева, А.В.Березин, В.Н.Устинов, Р.Н.Пенделяк, 2026

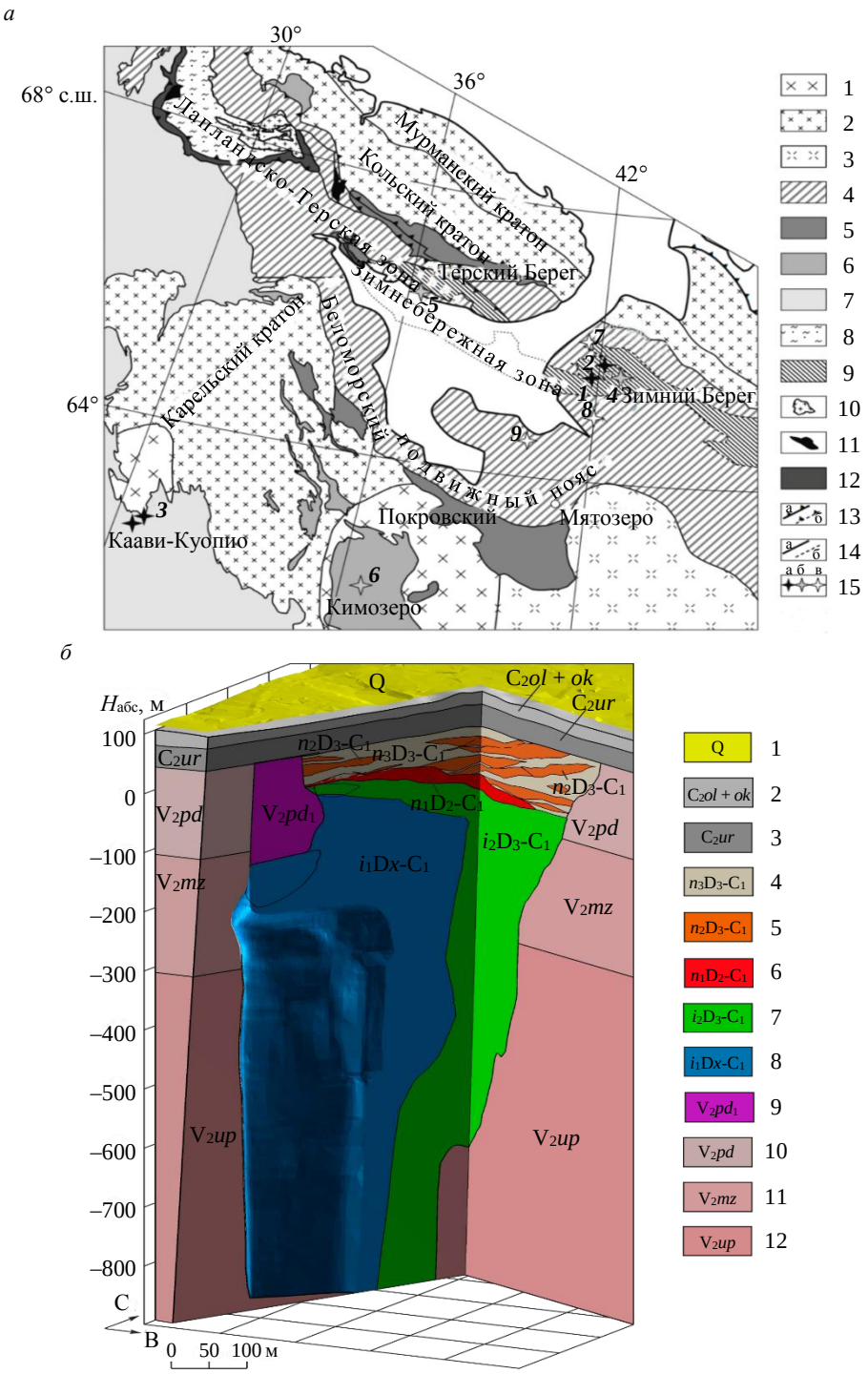


Рис.1. Север Восточно-Европейской платформы:
а – тектоническая схема [19]: 1-3 – архейские блоки: 1 – мезоархейские, 2 – неоархейские, 3 – неустановленного возраста; 4 – Беломорский подвижный пояс; 5-12 – палеопротерозойские структуры: 5 – 2,45 млрд лет, 6 – 2,45-1,75 млрд лет, 7 – 2,0-1,7 млрд лет; 8-12 – Лапландско-Терская и Зимнебережная сутурные зоны: 8 – метаосадки, 9 – TTG ортогнейсы, гранитоиды, 10 – эндербиты, чарнокиты, 11 – анортозиты, 12 – коллизионный меланж; 13, 14 – тектонические нарушения: 13 – надвиги (а – установленные, б – предполагаемые), 14 – прочие: а – установленные, б – предполагаемые; 15 – проявления (поля) кимберлитового и родственного магматизма: а – алмазоносные (*1* – Золотицкое, *2* – трубка им. В.Гриба, *3* – Каави-Куопио), б – убого алмазоносные (*4* – Кепинское, *5* – трубка Ермаковская, *6* – Кимозеро), в – неалмазоносные (*7* – Мельское, *8* – Чидвинско-Ижмозерское, *9* – Ненокское);
б – 3D-модель трубки им. В.Гриба [20]: 1-3 – отложения, перекрывающие кимберлитовую трубку: 1 – четвертичные, 2 – олмугско-окуневская свита, 3 – урзугская и воереченская свиты объединенные; 4-6 – породы кратерной части: 4 – песчаники и туфопесчаники, 5 – туфопесчаники, туффиты и туфы, 6 – туфы, туффиты; 7, 8 – породы жерловой части (последовательность внедрения): 7 – автолитовая кимберлитовая брекчия и порфировый кимберлит (завершающая), 8 – ксенотуфобрекчия и туфобрекчия (начальная); 9 – зона дезинтегрированных песчаников; 10-12 – вмещающие породы позднепротерозойского кимберлитовмещающего цоколя, свиты верхнего венда: 10 – падунская, 11 – мезенская, 12 – усть-пинежская

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

верхнего венда и перекрывается толщей терригенных и карбонатных пород среднего карбона и рыхлых четвертичных отложений (рис.1, *б*). На погребенной поверхности в плане трубка имеет ромбовидно-округлую форму (575×500 м), вытянутую в северо-восточном направлении, площадь на уровне эрозионного среза – 16 га. В интервале глубин 800-1000 м трубка превращается в асимметричное дайкообразное тело аналогичной ориентировки.

Трубка им. В.Гриба обладает сложным строением с выделением двух основных фаз внедрения, отличающихся по минеральному составу, текстурным особенностям и уровню алмазоносности – ксенотуфобрекчии и кимберлиты [20]. В первую очередь образовались туфо- и ксенотуфобрекчии, во вторую – автолитовые кимберлитовые брекчии и порфировые кимберлиты. Туфо- и ксенотуфобрекчии подразделяются на две фазы, автолитовые кимберлитовые брекчии и порфировые кимберлиты – предположительно на четыре фазы. Такое строение указывает на неоднократность внедрения кимберлитовой магмы и импульсный характер магматической активности, что согласуется с современными моделями формирования коренных месторождений алмазов [27]. Проведенные в последнее время исследования алмазов из кимберлитов трубки им. В.Гриба [28] установили высокую долю низкоазотных кристаллов и индивидов с примесью Ni, которые могут быть индикаторами наличия в месторождении крупных кристаллов типа CLIPPIR. Это указывает на специфические условия их кристаллизации, которые отличаются от других кимберлитовых тел Восточно-Европейской, Сибирской платформ и россыпей Урала.

Глубинные ксенолиты трубки им. В.Гриба. Мантийные ксенолиты из кимберлитовой трубки им. В. Гриба представлены широким спектром составов глубинных ультраосновных пород: шпинелевые и гранатовые перидотиты (лерцолиты и гарцбургиты), пироксениты (вебстериты) и эклогиты, детально исследуемые на протяжении нескольких лет [29]. В свою очередь, ксенолиты нижнекоровых пород из данной трубки до сих пор недостаточно изучены [17, 18] и классифицируются как Grt-Cpx гранулиты или Grt-клинопироксеновые (эклогитоподобные) породы.

В качестве каменного материала для настоящего исследования выбраны шесть образцов гранат-клинопироксеновых ксенолитов из трубки им. В.Гриба, предоставленные АО «АГД Даймондс».

Методы

Анализ химического состава исследуемых ксенолитов. В связи с сильной ограниченностью каменного материала анализ проводился не для шести, а для пяти образцов. Содержание главных элементов анализировалось рентгеноспектральным флуоресцентным методом (XRF) на многоканальном спектрометре ARL-9800 по стандартной методике (Институт Карпинского). Нижний предел определения оксидов петрогенных элементов составляет 0,01-0,05 мас.%. Содержание редких и редкоземельных (REE) элементов определялось методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре ELAN-DRC-6100 по стандартной методике (Институт Карпинского) с использованием кислотного разложения в смеси кислот ($HF + HNO_3$). Для контроля точности анализа использовались геологические стандарты USGS. Относительная погрешность определения для более чем 70 элементов не превышает 5-10 % – для REE менее 5 %, для Rb, Sr, Ba, Nb, Ta, Zr, Hf, U и Th – менее 10 %. Нижние пределы обнаружения колеблются в пределах 0,01 % для главных и 0,005-0,010 ppm для большинства редких и редкоземельных элементов.

Химический состав минералов. Состав минералов, а также особенности их строения и взаимоотношения исследовались в препаратах из эпоксидной смолы (шайбах) в режиме обратноотраженных электронов (BSE) на растровом электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (ИГГД РАН). Для расчета минального состава минералов использовалась программа Minal 3.0, разработанная Д.В.Доливо-Добровольским (ИГГД РАН) [30], расчет эмпирических формул минералов проводился в соответствии с рекомендациями В.Г.Кривовичева и Ю.Л.Гульбина [31]. Состав амфиболов рассчитан на основании рекомендаций и классификационной схемы, утвержденной IMA [32]. Аббревиатуры минералов даны по статье [33].

Содержание редких элементов в минералах определялось методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в Ярославском филиале ФТИ им. К.А.Валиева РАН. Погрешность измерения редких элементов составляет до 10 % для концентраций выше 1 ppm и до 20 % для диапазона концентраций 0,1-1 ppm; порог обнаружения для различных элементов варьируется в пределах 5-10 ppb. Редкоэлементный состав породообразующих минералов определялся в тех же участках, что и анализ главных элементов. При построении

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

спектров распределения REE составы минералов нормировались на состав хондрита CI [34]. Рассчитывались величины Eu- и Ce-аномалий

$$Eu/Eu^{*} = EuN/\sqrt{(SmN)(GdN)};$$

$$Ce/Ce^{*} = CeN/\sqrt{(LaN)(PrN)}.$$

Методика выбора геотермометров и геобарометров. В настоящей работе такая методика обусловлена биминеральным характером исследуемых образцов. Оценка *P-T* параметров эклогитовых ксенолитов проводилась с помощью четырех геотермометров, основанных на перераспределении Fe и Mg между гранатом и омфацитом – EG79, P85, A94 [35-37] и K00 [38], каждому из которых в соответствие ставилась геотерма со значением 40 мВт/м^2, так как практически все современные оценки теплового потока под древними архейскими кратонами характеризуются величинами порядка 38-42 мВт/м^2 [39]. Использован эмпирический Grt-Cpx барометр, предназначенный для мантийных эклогитов – BFM15 [40]. Для определения *P-T* параметров нижнекоровых высокобарических гранулитов применялись те же Grt-Cpx геотермометры (EG79, P85, A94, K00), что и для эклогитов, но давление определялось «напрямую» с помощью Pl-Cpx-Grt-Qtz геобарометра NP82 [41]. Кроме того, для определения температуры гранулитового метаморфизма был использован термометр, основанный на содержании Ti в цирконе (Ti-in-Zrn) [42]. Попытки применить геобарометр BFM15 не увенчались успехом – метод давал аномально заниженные давления <5 кбар, поэтому его пришлось исключить.

Результаты

Петрографическая характеристика. В макроскопическом плане эклогитовые ксенолиты (обр. 334-137, 8-25-100, 11-30-11) представлены породами темно-зеленого цвета с массивной текстурой и среднезернистой гранобластовой структурой (рис.2, *а*). Породообразующими минералами ксенолитов являются гипидиоморфный гранат и сильно опацитизированный клинопироксен, занимающие от 80 до 90 % объема породы. Гранат во всех образцах представлен крупными округлыми зернами 0,3-1,5 см с сильной трещиноватостью и находится в матрице крупных до 0,5 см клинопироксенов. Отметим, что для ксенолитов данного типа характерно наличие флогопитовых кайм до 1 мм на контакте зерен граната и клинопироксена и секущих их серпентиновых прожилков. Включений в гранате и клинопироксене не обнаружено, но оба минерала сильно изменены.

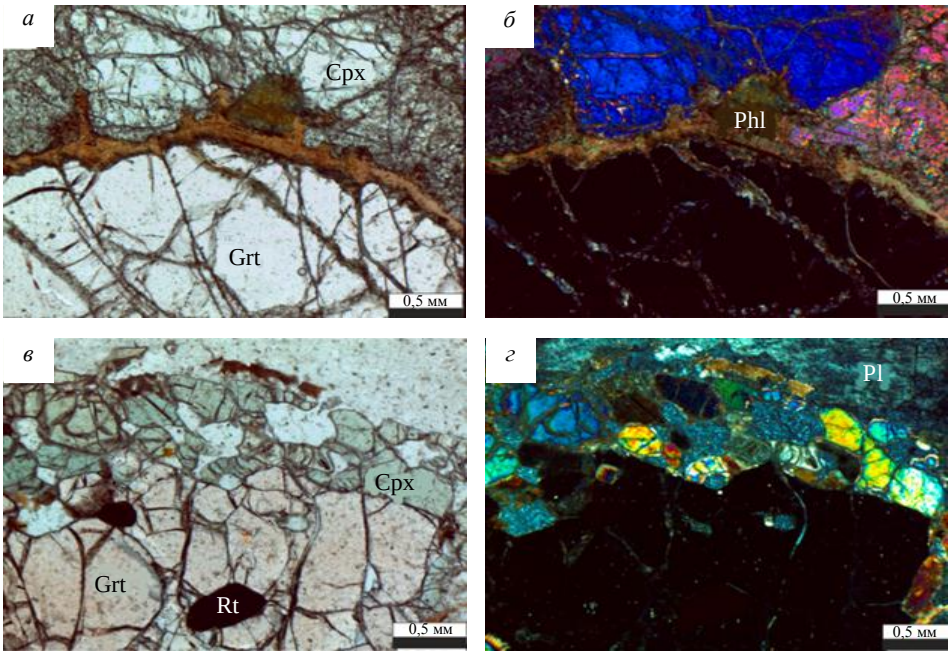


Рис.2. Микрофотографии шлифов: *а*, *б* – мантийный эклогит (обр. 11-30-11);
в, *г* – гранат-клинопироксеновый гранулит (обр. 252-30);
а, *в* – без анализатора; *б*, *г* – с анализатором

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Гранулитовые ксенолиты (обр. 252-30, 272-112, 335-137) характеризуются среднезернистой гранобластовой структурой с массивной (обр. 335-137) и полосчатой текстурой (обр. 272-112, 252-30), где полосчатость образована лейкократовыми и меланократовыми зонами шириной порядка 0,2-0,5 см. Меланократовые зоны представлены гипидиоморфным гранатом до 1 см и ксеноморфным клинопироксеном 0,2-0,5 мм, иногда находящимся в образцах в виде включений в гранате (обр. 272-112, 335-137) (рис.2, *б*). Ориентированные вдоль направления полосчастости чешуйки флогопита до 0,2 мм наблюдаются в обр. 272-112 и 252-30 и ассоциируют больше с клинопироксеном. Лейкократовые зоны состоят из кислого плагиоклаза, иногда почти полностью замещенного калиевым полевым шпатом, и серпентин-хлоритовой скрытокристаллической массы (до 30 % от объема породы). Зерна граната (реже клинопироксена) содержат разнообразные включения, представленные кварцем (около 0,025 мм), неизмененными рутилом и апатитом.

Валовый состав пород определен для трех образцов Grt-Cpx гранулитов (обр. 252-30, 272-112, 335-137) и двух образцов эклогитов (обр. 334-137, 8-25-100). К сожалению, из-за небольших размеров ксенолита невозможно было проанализировать валовый состав образца 11-30-11.

Главные элементы. Все ксенолиты по особенностям состава отвечают монцогаббро, за исключением обр. 334-137 (данный эклогит лежит в поле габбро). Для Grt гранулитов характерно повышенное содержание $Na_2O + K_2O$ и пониженное MgO и FeO относительно эклогитов (табл.1).

Таблица 1

Результаты химического анализа исследуемых пород методом XRF, мас.%

Образец	Оксиды главных элементов										ППП*	Сумма
	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	$Fe_2O_{3общ}$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5		
8-25-100	40,1	14,0	0,33	8,77	0,21	15,3	6,34	2,06	1,19	0,55	11,1	100,0
334-137	45,5	14,0	0,95	9,40	0,32	18,6	2,55	0,38	2,68	0,12	3,71	98,1
252-30	43,5	15,2	1,00	9,15	0,09	15,4	2,52	1,42	2,65	0,13	7,18	98,3
272-112	44,4	14,9	0,82	9,76	0,17	12,8	8,42	1,65	2,74	0,25	3,37	99,3
335-137	45,2	17,3	1,68	15,3	0,28	6,80	8,23	2,20	1,43	0,71	0,50	99,6
Пределы обнаружения	0,02	0,05	0,01	0,01	0,01	0,1	0,01	0,1	0,01	0,05	–	–

* ППП – потери при прокаливании.

Редкие элементы. Спектры REE для всех изученных пород имеют дифференцированный характер с пониженным содержанием HREE относительно LREE. В гранулитах наблюдается четко выраженная положительная Eu-аномалия (Eu/Eu* около 1,42), которая может быть вызвана присутствием в них плагиоклаза. Четкой закономерности в распределении REE на породном уровне для эклогитов и гранулитов не наблюдается (рис.3). Что касается редких элементов, то гранулитовые ксенолиты относительно эклогитовых характеризуются повышенными значениями Ba и Sr, которые так же положительно коррелируют с содержанием плагиоклаза, и пониженным содержанием Cr и Cu (табл.2). Относительно остальных редких элементов четкой закономерности не наблюдается.

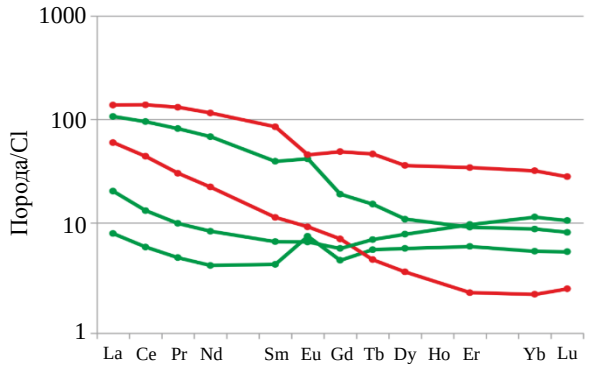


Рис.3. Спектры распределения REE в ксенолитах

Зеленый цвет – гранулиты; красный цвет – эклогиты; содержание REE нормировано на состав хондрита CI по [35]

Породообразующие минералы. Гранат из исследуемых ксенолитов относится к альмандин-гроссуляр-пироповой серии. Гранаты из гранулитов и эклогитов имеют свои структурные отличия. Для эклогитовых гранатов характерно наличие флогопитовых кайм, образующихся на контакте с клинопироксеном (рис.4, *а*), в то время как в гранулитовых гранатах обнаружены включения, выраженные апатитом, рутилом, кварцем и иногда клинопироксеном (рис.4, *в*, *г*).

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

© Е.В.Стецкая, Л.И.Салимгараева, А.В.Березин, В.Н.Устинов, Р.Н.Пенделяк, 2026

Таблица 2

Химические составы исследуемых пород по результатам ICP-MS, ppm

Редкие элементы	Образцы					Нижние пределы
	272-112	334-137	252-30	335-137	8-25-100	
Sc	17,8	7,15	18,6	59,2	28	0,2
V	98,8	94,5	179	202	257	2,5
Cr	711	86,6	308	10120	134	1
Co	50,1	26,4	37,7	54,7	31,5	0,5
Ni	238	93	173	661	84,7	1
Cu	15,7	5,17	20,1	108	44,5	1
Zn	37,3	67,9	86,7	24,6	103	1
Ga	4,67	11,1	14,8	8,35	20,6	0,1
Rb	4,54	32,4	20	16,9	12	2
Sr	374	782	841	79,4	589	1
Y	8,88	4,02	14,4	12,4	53	0,1
Zr	11,4	227	58,8	25,1	172	0,5
Nb	3,65	7,76	8,87	5,05	14,6	0,5
Ba	1490	16730	6550	170	1890	3
La	1,88	14,2	25,4	4,82	32,7	0,01
Ce	3,60	27,1	58,5	8,08	85	0,01
Pr	0,43	2,81	7,58	0,92	12,2	0,01
Nd	1,78	10,2	31,2	3,81	52,9	0,01
Sm	0,59	1,68	5,84	0,98	12,6	0,005
Eu	0,42	2,85	2,35	0,37	2,57	0,005
Gd	0,87	1,40	3,79	1,13	9,74	0,01
Tb	0,20	0,16	0,55	0,25	1,68	0,005
Dy	1,40	0,83	2,68	1,92	8,86	0,01
Ho	0,32	0,15	0,50	0,48	1,95	0,005
Er	0,95	0,34	1,46	1,55	5,49	0,01
Tm	0,14	0,053	0,21	0,25	0,80	0,005
Yb	0,86	0,33	1,41	1,84	5,15	0,01
Lu	0,13	0,057	0,20	0,26	0,69	0,005
Hf	0,36	6,17	2,02	0,90	4,83	0,01
Ta	<0,1	0,40	0,45	0,24	0,55	0,1

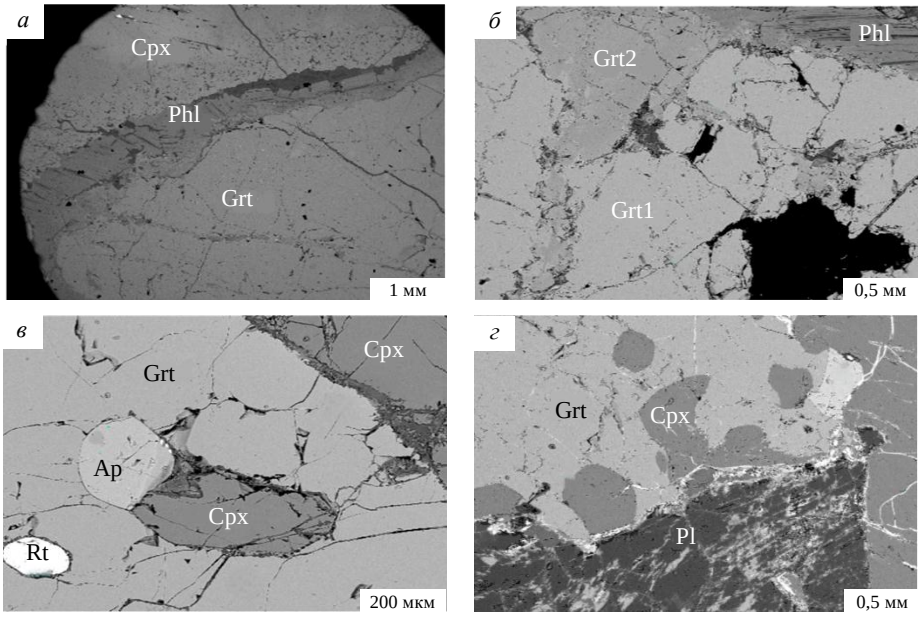


Рис.4. Гранат в эклогитах (*а*, *б*) и гранулитах (*в*, *г*) на изображениях в обратноотраженных электронах (BSE)

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Главные элементы. Химическая зональность эклогитовых гранатов проявлена слабо. Во всех трех образцах от центра к краю наблюдается небольшое уменьшение пиропового (Prp) и увеличение альмандинового (Alm) миналов. В обр. 8-25-100 обнаружена более поздняя генерация метасоматического граната, развивающаяся от края зерен по трещинам в первичном минерале и проявляющаяся крайне неравномерно (рис.4, *б*). Новообразованный гранат отличается от первоначального повышенной магнезиальностью – #Mg метасоматического граната превышает #Mg неизмененной центральной части примерно в 1,3 раза (приложение 1, https://pmi.spmi.ru/pmi/article/download/16832/16630). Также для метасоматического граната характерно высокое содержание TiO_2 до 0,73 мас.% и низкое CaO около 8,37 мас.% по сравнению с первичным минералом. Гранаты из гранулитов отличаются более однородным составом, но в обр. 252-30 и 335-137 тоже встречается слабовыраженная обратная зональность.

Согласно диаграмме минального состава (рис.5, *а*), гранаты из эклогитов отличаются высоким содержанием Prp компонента по сравнению с гранатами из гранулитов, однако есть некоторые особенности. Гранаты из обр. 11-30-11 и 334-137, имеющие примесь Cr_2O_3 (до 3 мас.% в неизмененной центральной части), являются однозначно пиропами (Prp_{67-69}, Alm_{17-24}, Grs_{1-8}), в то время как гранаты из обр. 8-25-100 содержат примерно одинаковое количество всех трех компонентов – Prp_{34-35}, Alm_{36}, Grs_{27} в первичном гранате и Prp_{53}, Alm_{30}, Grs_{16} в метасоматическом. Гранаты из обр. 252-30, 272-112, 335-137, являющихся нижнекоровыми гранулитами, относятся к пироп-альмандиновому ряду (см. табл.1) и характеризуются следующим минальным составом – Prp_{24-36}, Alm_{47-53}, Grs_{15-21} (приложение 1, https://pmi.spmi.ru/pmi/article/download/16832/16630).

Редкие элементы. В большинстве гранатов из исследуемых ксенолитов относительно спектров распределения REE сохраняется общая закономерность – наблюдается резко выраженная дифференциация от LREE к HREE, с обогащением спектра в области тяжелых редкоземельных элементов (рис.5, *б*). Нормальный тип распределения REE для гранатов из мантийных эклогитов характерен для всех образцов, за исключением обр. 252-30, являющегося гранулитом. Гранат из данного ксенолита обладает аномально пониженным содержанием HREE, имеет своеобразный

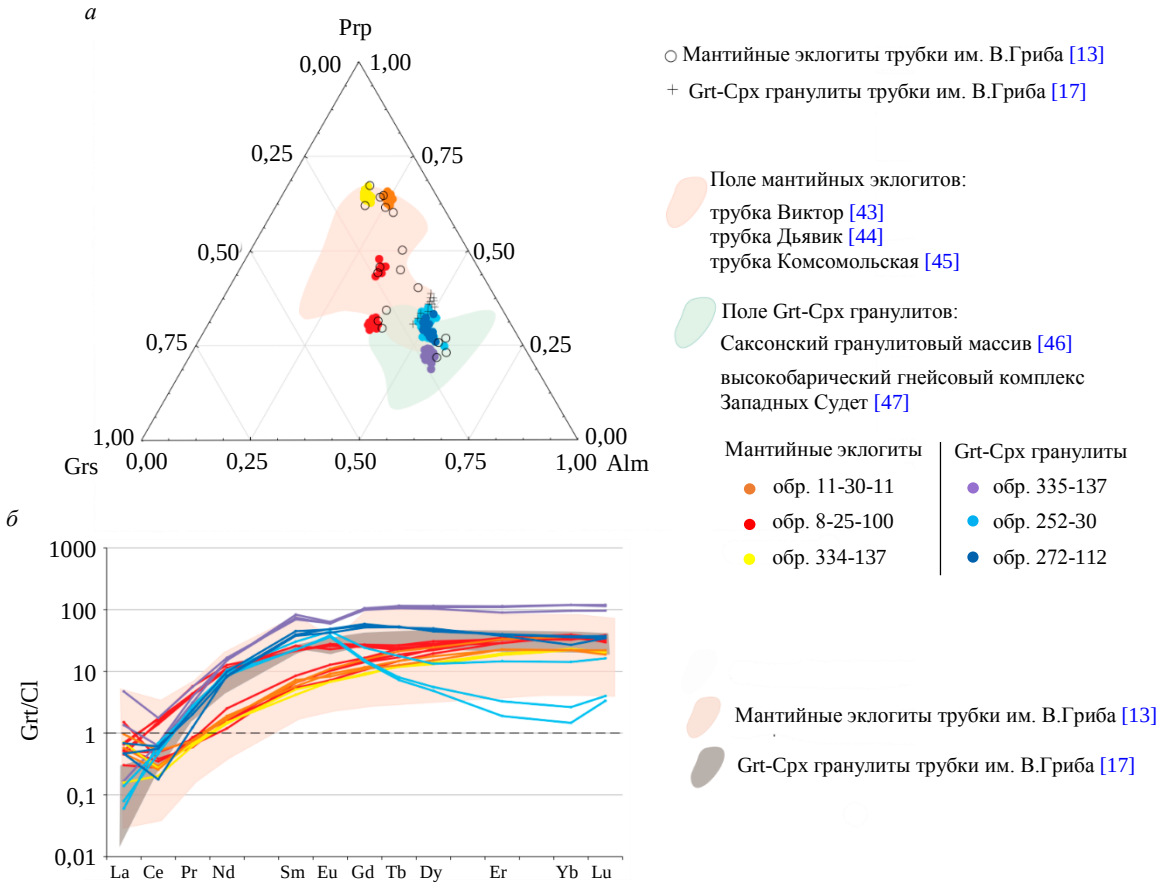


Рис.5. Сравнительная диаграмма минального состава гранатов (*а*); спектры распределения REE в гранатах (*б*)
Содержание REE нормировано на состав хондрита CI по [34]

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

спектр синусоидальной формы (рис.5, *б*), причем краевые части граната сильнее обеднены HREE, по сравнению с центральными. В остальных ксенолитах ярко выраженной неоднородности в распределении REE не наблюдается. Повышенным содержанием REE отличается гранулит обр. 335-137 (∑REE = 120 ppm), а самым низким – обр. 11-30-11, являющийся мантийным эклогитом (∑REE = 18,4 ppm) (приложение 2, https://pmi.spmi.ru/pmi/article/download/16832/16631). Отметим, что большинство спектров содержаний REE в гранатах из эклогитов и гранулитов находятся в поле гранатов из мантийных эклогитов трубки им. В.Гриба, описанных ранее [13] (рис.5, *б*).

В распределении редких элементов в гранатах (табл.2) наблюдается повышенное содержание хрома в мантийных эклогитах, по сравнению с нижнекоровыми гранулитами (>300 ppm в центральных частях зерен) (см. приложение 1, https://pmi.spmi.ru/pmi/article/download/16832/16630). По другим элементам содержания в эклогитовых и гранулитовых гранатах находятся в приблизительно одинаковом диапазоне значений.

Клинопироксен в эклогитах в краевых зонах образует микро- и мелкозернистый агрегат с высокой пористостью губчатого облика, в интерстициях замещаемый амфиболом преимущественно паргаситового состава (рис.6, *а*, *б*). Клинопироксены из гранатовых гранулитов характеризуются однородным строением (рис.6, *в*).

Главные элементы. Клинопироксены из большинства эклогитовых ксенолитов содержат примесь Cr_2O_3 (до 1 мас.% в неизмененной центральной части), отрицательно коррелирующую с содержанием Na_2O (до 2 мас.% в неизмененной центральной части). Измененный клинопироксен с губчатой структурой отличается от центральных частей повышенным содержанием FeO, MgO, CaO и пониженным Na_2O (приложение 3, https://pmi.spmi.ru/pmi/article/download/16832/16632). Состав центральных неизмененных частей клинопироксена в эклогитах и гранулитах содержит больше Na, по сравнению с включениями в гранате и каймами (разница в содержании Jd минала достигает 2 %).

По классификации Л.Тейлора и К.Нила [48], основанной на выделении мантийных эклогитов групп *A*, *B* и *C* по содержанию MgO и Na_2O в клинопироксенах, изучаемые образцы приурочены к группам *A* и *B* (рис.7, *б*). Согласно данной классификации эклогиты группы *A* представляют собой кумулаты мантийных расплавов; эклогиты группы *B* – реститы плавления базальтов океанической коры; эклогиты группы *C* – реститы плавления океанической коры, обогащенной плагиоклазом. На данной диаграмме отчетливо видно, что химический состав клинопироксенов из нижнекоровых гранулитов (обр. 252-30, 272-112, 335-137) имеет достаточно высокое сходство с теоретическим составом клинопироксенов из мантийных эклогитов группы *B*, Cr-содержащие клинопироксены из мантийных эклогитов (обр. 11-30-11, 334-137) лежат в группе *A* (рис.7, *б*). Один из эклогитовых ксенолитов занимает промежуточное поле между группами (обр. 8-25-100)

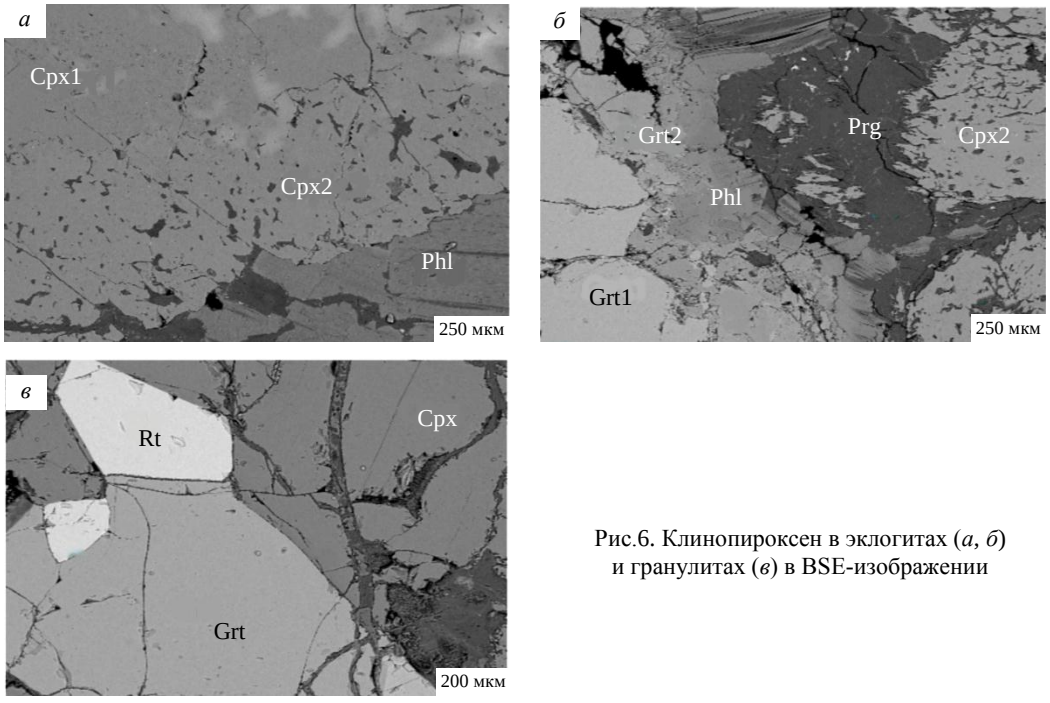


Рис.6. Клинопироксен в эклогитах (*а*, *б*) и гранулитах (*в*) в BSE-изображении

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

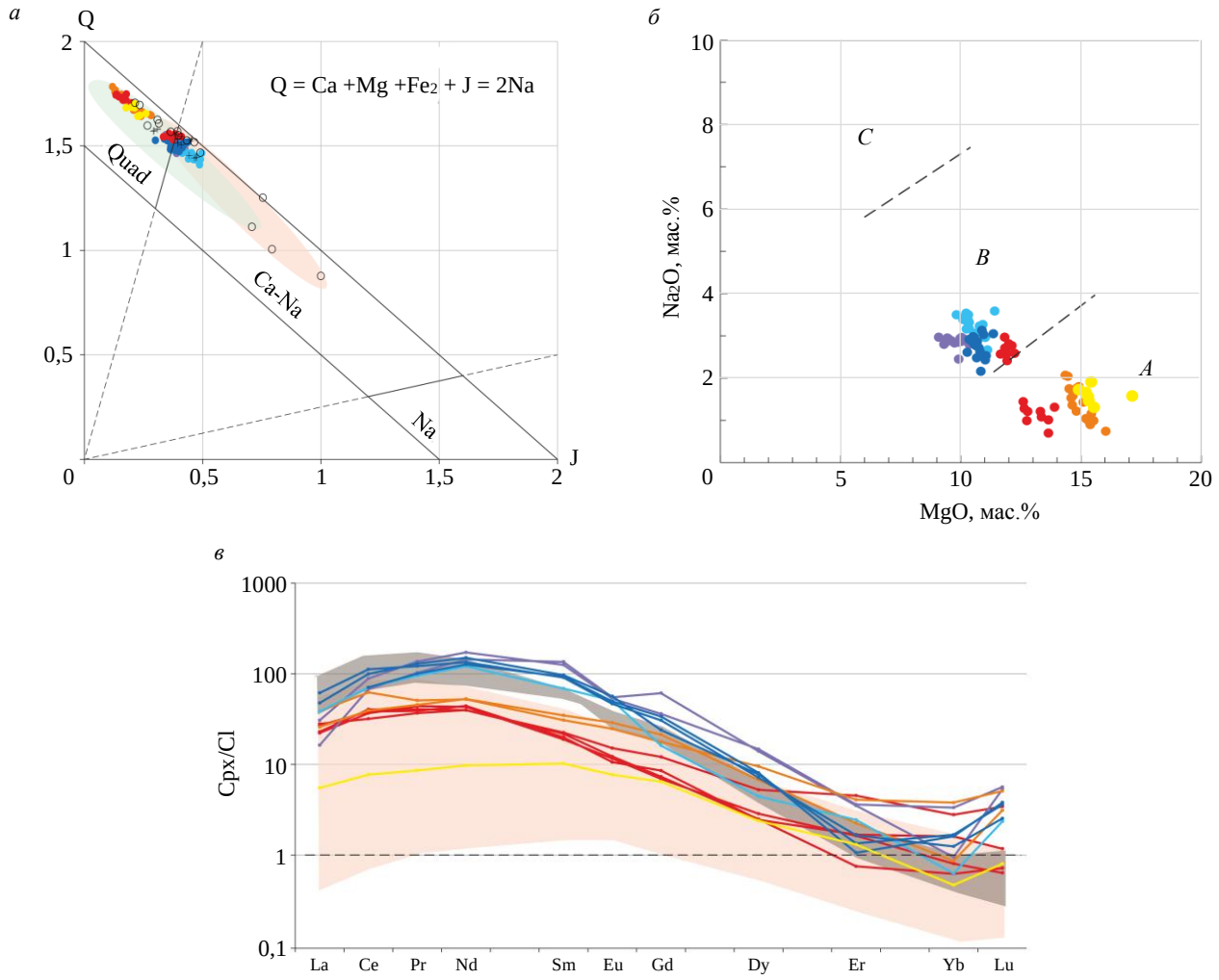


Рис.7. Классификационные диаграммы для клинопироксенов: *а* – по Н.Моримото [49]; *б* – по Л.Тейлору и К.Нилу [48]; *в* – спектры распределения REE

Содержание REE нормировано на состав хондрита CI по В.Макдоноу [34]. Условные обозначения см. на рис.5

из-за большого количества измененного клинопироксена в образце (до 40 об.%), который имеет заниженные содержания Na_2O. Неизмененные центральные части клинопироксена из этого эклогита находятся в поле группы *B*.

По классификации Н.Моримото с соавторами [49] (рис.7, *а*) клинопироксены из эклогитовых ксенолитов характеризуются низким содержанием жадеитового минала и относятся к диопсиду.

Редкие элементы. Содержание редкоземельных элементов в клинопироксенах из исследуемых ксенолитов характеризуется дифференцированным спектром с понижением содержания от LREE к HREE (рис.7, *в*).

Клинопироксены из гранатовых гранулитов отличаются от эклогитов повышенным (почти в 2,5 раза) суммарным содержанием REE (см. приложение 2, https://pmi.spmi.ru/pmi/article/download/16832/16631), но закономерность распределения REE в обоих типах одна и та же.

Плагиоклаз. Частично замещенные зерна плагиоклазов, находящихся в лейкократовых зонах полосчатых гранатовых гранулитов, в большинстве своем представлены олигоклазом An_{15-18} Ab_{79-82} Or_{2-5} (приложение 4, https://pmi.spmi.ru/pmi/article/download/16832/16633).

Вторичные минералы. *Флогопит.* Слюды во всех изученных ксенолитах классифицируются как флогопиты (приложение 4, https://pmi.spmi.ru/pmi/article/download/16832/16633). В эклогитовых ксенолитах данный минерал представлен в виде кайм на контактах породообразующих минералов, в то время как в гранатовых гранулитах флогопит проявлен неравномерно и ориентирован вдоль направления полосчатости образцов. Из особенностей химического состава отметим повышенную магнезиальность эклогитового флогопита (около 85 %) по сравнению с флогопитом из гранулитов (около 75 %).

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Амфиболы развиваются в эклогитах, в приконтактовых зонах породообразующих минералов, замещая при этом губчатый измененный клинопироксен. По классификации в статье [50] амфиболы являются паргаситом. Их состав меняется в зависимости от степени амфиболизации – в наиболее амфиболизированном обр. 334-137 магнезиальность почти в два раза больше, чем в слабоамфиболизированном обр. 8-25-100 (приложение 4, https://pmi.spmi.ru/pmi/article/download/16832/16633).

P-T параметры. Оценки давления и температур образования ксенолитов мантийных эклогитов проведены по средним составам центральных неизмененных зон гранатов и клинопироксенов, полученным по нескольким точкам в различных зернах, так как контактовые зоны минералов в этих образцах представлены метасоматическим гранатом и губчатым клинопироксеном и отражают более поздние условия. Такая методика обусловлена гомогенностью центральных частей зерен гранатов и клинопироксенов и пользуется популярностью при изучении мантийных эклогитов, так как ксенолиты подобного типа часто сильно изменены.

Установлено, что в гранатах всех трех гранулитовых ксенолитов единичные включения кварца размером около 25 мкм не имеют радиальных трещин, возникающих при переходе коэсит – кварц. Это накладывает ограничения на величины давления, при которых происходил захват включений, в результате чего оценка этого параметра с помощью геотермы теплового потока не представляется возможной. Отсутствие явной химической и структурно-текстурной зональности в породообразующих минералах из Grt гранулитов позволяет сделать вывод о равновесности данной минеральной системы. Поэтому для выявления условий образования таких ксенолитов взяты анализы краевых частей зерен, по возможности контактирующих друг с другом.

Получившаяся температура кристаллизации циркона из гранат-клинопироксеновых гранулитов (обр. 252-30, 272-112) колеблется от 724 до 789 °С (табл.3). Для расчета *P-T* параметров формирования гранулитов использовалось среднее значение температуры для каймы циркона и его частично перекристаллизованного ядра. Расчет температур образования для ксенолитов мантийных эклогитов с использованием различных калибровок Grt-Cpx геотермометров показывает результаты, которые могут отличаться почти на 100 °С. Значения давлений, рассчитанные с помощью геотермы теплового потока (40 мВт/м^2) и Grt-Cpx барометра [40], дают погрешность в среднем 10 кбар. Расчет температур образования для Grt гранулитов с использованием всех пяти геотермометров имеет аналогичный разброс результатов – в некоторых случаях разница больше 150 °С (наибольшая для геотермометров K00 и EG79).

Таблица 3

Рассчитанные *P-T* параметры условий формирования ксенолитов

Порода	Образец	Геотермометры					Геобарометры
		K00 (±30 °С)	P85 (±30-40 °С)	A94 (±70 °С)	EG79 (±50 °С)	Ti-in-Zrn (±10-20 °С)	
Эклогиты	8-25-100	1175 °С 45 кбар	1050 °С 43 кбар	1080 °С 45 кбар	1040 °С 43 кбар		40 мВт/м^2
		1180 °С 53 кбар	1080 °С 54 кбар	1150 °С 58 кбар	1075 °С 52 кбар		BFM15
	11-30-11	925 °С 38 кбар	1000 °С 44 кбар	800 °С 30 кбар	950 °С 39 кбар		40 мВт/м^2
		950 °С 43 кбар	1050 °С 50 кбар	925 °С 47 кбар	1000 °С 48 кбар		BFM15
	334-137	990 °С 40 кбар	1010 °С 43 кбар	1200 °С 53 кбар	1175 °С 51 кбар		40 мВт/м^2
		1050 °С 51 кбар	1045 °С 50 кбар	1300 °С 63 кбар	1200 °С 58 кбар		BFM15 (±1-2 кбар)
Гранулиты	335-137	740 °С 14 кбар	750 °С 15 кбар	795 °С 15 кбар	870 °С 17 кбар		NP85 (±1-3 кбар)
	252-30	700 °С 13 кбар	720 °С 14 кбар	750 °С 14 кбар	850 °С 15 кбар	742 °С	
	272-112	710 °С 13 кбар	735 °С 14 кбар	770 °С 15 кбар	820 °С 15 кбар	760 °С	

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Обсуждение результатов

При петрографическом описании шести глубинных ксенолитов из кимберлитовой трубки им. В.Гриба выделены две разновидности пород, отличающиеся по структурно-текстурным признакам и минеральным ассоциациям, – эклогиты и Grt-Cpx гранулиты. Все ксенолиты по особенностям состава отвечают монцогаббро и габбро, и четкой закономерности в распределении REE и редких элементах для эклогитов и гранулитов на породном уровне не наблюдается. Гранат из исследуемых ксенолитов относится к альмандин-гроссуляр-пироповой серии. Химическая зональность гранатов из эклогитов проявлена слабо. В большинстве образцов от центра к краю наблюдается небольшое уменьшение Prp и увеличение Alm миналов, что является обратной зональностью как следствие эксгумации эклогитового ксенолита при подъеме вмещающего кимберлита [51]. В образце эклогита 8-25-100 обнаружена более поздняя генерация метасоматического граната, развивающаяся от края зерен по трещинам и отличающаяся от первоначального граната повышенной магнезиальностью, в то время как гранаты из гранулитовых ксенолитов характеризуются более однородным составом. Метасоматический гранат в ксенолитах мантийных эклогитов с аналогичными структурно-геохимическими особенностями был описан в работах Н.М.Лебедевой и др. [52] и Д.С.Михайленко с соавторами [53], где интерпретировался как результат «…раннего метасоматоза под действием карбонат-ультрамафических расплавов» [52]. Нами установлено обогащение гранатов из эклогитов пироповым миналом – Prp_{34-69} Alm_{17-36} Grs_{8-27} по сравнению с гранатами из гранулитов – Prp_{24-36} Alm_{47-53} Grs_{15-21}. Отметим, что почти все гранаты из исследованных образцов (за исключением гранулита обр. 335-137) лежат в поле «классических» мантийных эклогитов Канады и Якутии [44, 45, 50], а составы гранатов мантийных эклогитов трубки им. В.Гриба, описанные предшественниками [13], полностью совпадают с гранатами обоих типов рассматриваемых нами ксенолитов – как гранулитов, так и эклогитов (см. рис.5). Однако при сравнении составов гранатов из исследуемых нами ксенолитов с гранатами нижнекоровых гранулитов известных высокометаморфических комплексов Восточной Германии и Западных Судет [46, 47] гранаты из Grt-Cpx гранулитов трубки им. В.Гриба находятся в перекрывающей зоне полей «гранулитовых» и «эклогитовых» гранатов (см. рис.5, *а*).

Клинопироксены из эклогитов часто изменены по краям и имеют губчатую структуру с развитием паргасита. Образование подобных губчатых структур в клинопироксене было замечено во многих мантийных эклогитах рядом исследователей и интерпретируется как «…результат совокупного воздействия декомпрессии при подъеме кимберлитов и флюидного потока, пропитывающего ксенолиты по трещинам» [54]. Для измененных зон клинопироксенов из эклогитов характерно пониженное содержание Jd минала (до 6 мол.%) по сравнению с центральными частями зерен (до 19 мол.%), в то время как для гранулитовых клинопироксенов – повышенное содержание Jd минала (около 20 мол.%). Потеря Na_2O клинопироксеном может интерпретироваться как результат интенсивно проявленных метасоматических процессов, признаками которых являются обилие флогопитовых кайм около граната и губчатый облик клинопироксена. Однако большинство вынесенных на диаграмму значений составов клинопироксенов из мантийных эклогитов трубки им. В.Гриба, описанных раннее [13], также характеризуется пониженным Na_2O (среднее значение Jd минала <20 мол.%) (рис.7, *а*). Широко используемая классификация мантийных эклогитов Л.Тейлора и К.Нила оказалась непригодной для разделения нижнекоровых гранулитов и эклогитов, так как клинопироксены из нижнекоровых гранулитов попадают в поле мантийных эклогитов группы *B* (рис.7, *б*).

Таким образом, можно сделать вывод о невозможности корректно идентифицировать нижнекоровые Grt-Cpx гранулиты и мантийные эклогиты на уровне составов по главным элементам породообразующих минералов. Особенностями, отличающими мантийные эклогиты, являются высокий пироповый минал в гранате (больше 34 %), признаки метасоматических процессов (метасоматический гранат, губчатый клинопироксен с паргаситом, флогопитовые каймы на контакте граната и клинопироксена) и отсутствие плагиоклазовых прослоек в породе.

В большинстве гранатов из исследуемых ксенолитов наблюдается резко выраженная дифференциация от LREE к HREE с обогащением спектра в области тяжелых редкоземельных элементов. Исключение составляет гранулитовый гранат из обр. 252-30 с аномально пониженным содержанием HREE. Вероятно, подобный изгиб в области тяжелых REE в гранате мог произойти при

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

взаимодействии минерала во время совместного роста с мелкодисперсными редкоземельными фосфатами, например монацитом [55]. Содержание REE в клинопироксенах характеризуется дифференцированным спектром с понижением содержания от LREE к HREE. Наличие такого наклона спектра объясняется присутствием в парагенезисе граната, являющегося типичным концентратором тяжелых REE.

Сравнительный анализ распределения редкоземельных и редких элементов в породообразующих минералах гранулитов и эклогитов показал практически идентичный характер распределения REE в гранате и клинопироксене обоих типов ксенолитов и небольшие отличия в их редкоэлементном составе (в обоих минералах эклогитов наблюдается повышенное содержание Cr, в гранатах >300 ppm, в клинопироксенах >1500 ppm), что может интерпретироваться как критерий большей глубинности [56].

Отметим, что цирконсодержащие мантийные эклогиты, описанные ранее [13], по структурно-текстурным особенностям, особенностям состава породообразующих минералов (пониженное содержание Prp минала в гранате при достаточно высоком содержании Jd минала в клинопироксене) и характеру распределения REE в породообразующих минералах показывают довольно сильное сходство с аналогичными характеристиками нижнекоровых Grt-Cpx гранулитов.

При интерпретации результатов классической термобарометрии можно предположить, что кристаллизация кайм циркона и перекристаллизация его магматических ядер происходили при гранулитовом метаморфизме. При этом геотермометр Ti-in-Zrn будет давать наиболее адекватную оценку температуры метаморфизма. Наиболее корректным среди классических геотермометров является A94 [37], поскольку его результаты наиболее близки к результатам геотермометра Ti-in-Zrn [42] (табл.3). Для корректного сравнения *P-T* условий образования исследованных ксенолитов оценка температуры образования эклогитов должна выполняться при помощи такого же геотермометра.

Оценка температуры образования эклогитовых ксенолитов варьируется от 800 до 1200 °C при давлении в интервале 30-50 кбар, что подтверждает мантийную природу эклогитов. Оценка температуры образования Grt гранулитов находится в диапазоне 750-800 °C при давлении 14-15 кбар, что не противоречит нашему предположению о нижнекоровом происхождении этих пород. Гранат-клинопироксеновые гранулиты относятся к переходной области между эклогитовой и гранулитовой фациями [4]. Отметим, что значения температур для цирконсодержащих мантийных эклогитов, полученные ранее [13], близки к значениям для рассмотренных в настоящей работе нижнекоровых гранулитов (740-810 °C по K00 и 810-870 °C по EG79).

Заключение

В данной работе был проведен комплекс петрографических, геохимических и термобарометрических исследований ксенолитов из кимберлитовой трубки им. В.Гриба. Выделены два типа ксенолитов – мантийные эклогиты и нижнекоровые Grt-Cpx гранулиты.

Сделано предположение, что только повышенное содержание Cr (в гранатах >300 ppm, в клинопироксенах >1500 ppm), высокое содержание пиропового минала в гранате (больше 34 мол.%), признаки метасоматоза и отсутствие плагиоклаза могут являться объективными критериями, указывающими на мантийное происхождение Grt-Cpx ксенолитов.

Оценка *P-T* параметров ксенолитов трубки им. В.Гриба подтвердила мантийную природу эклогитовых ксенолитов (800-1200 °C, 30-50 кбар) и не противоречит первоначальному предположению о нижнекоровом происхождении гранулитовых ксенолитов (750-800 °C, 14-15 кбар). По *P-T* параметрам Grt-гранулиты входят в переходную область между эклогитовой фацией и высокобарическими гранулитами.

Поскольку проблема идентификации ксенолитов нижнекоровых Grt-Cpx гранулитов и мантийных эклогитов из трубки им. В.Гриба окончательно не решена, предполагается проведение комплексного изотопно-геохимического анализа циркона, уже выделенного авторами из двух нижнекоровых Grt-Cpx гранулитов, и сравнение его изотопно-геохимических характеристик с ранее опубликованными данными.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Доступ к данным

Репрезентативные данные о составе главных и редких химических элементов в породообразующих и вторичных минералах мантийных эклогитов и гранат-клинопироксеновых нижнекоровых гранулитов доступны по ссылкам:

Приложение 1, https://pmi.spmi.ru/pmi/article/download/16832/16630;
Приложение 2, https://pmi.spmi.ru/pmi/article/download/16832/16631;
Приложение 3, https://pmi.spmi.ru/pmi/article/download/16832/16632;
Приложение 4, https://pmi.spmi.ru/pmi/article/download/16832/16633.

Авторы признательны О.Л.Галанкиной (ИГГД РАН), С.Г.Симакину и Е.В.Потапову (ЯФ ФТИАН им. К.А.Валиева РАН) за проведение аналитических работ и выражают благодарность руководству АО «АГД Даймондс» за предоставление каменного материала для исследования.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Melnik A.E., Korolev N.M., Skublov S.G. et al.* Zircon in mantle eclogite xenoliths: a review // Geological Magazine. 2021. Vol. 158. Iss. 8. P. 1371-1382. DOI: 10.1017/S0016756820001387
2. *Brown M.* Some thoughts about eclogites and related rocks // European Journal of Mineralogy. 2023. Vol. 35. Iss. 4. P. 523-547. DOI: 10.5194/ejm-35-523-2023
3. *Aulbach S., Smart K.A.* Petrogenesis and Geodynamic Significance of Xenolithic Eclogites // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2023. Vol. 51. P. 521-549. DOI: 10.1146/annurev-earth-031621-112904
4. *O'Brien P.J., Rötzler J.* High-pressure granulites: formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics // Journal of Metamorphic Geology. 2003. Vol. 21. Iss. 1. P. 3-20. DOI: 10.1046/j.1525-1314.2003.00420.x
5. *Кориковский С.П.* Проградные преобразования габбро-норитов при эклогитизации в температурном интервале 600-700 °С // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 12. С. 1352-1366.
6. *Кориковский С.П., Мирчовский В., Закариадзе Г.С.* Метаморфическая эволюция и состав протолита плагиоклазсодержащих эклогит-амфиболитов Бучимского блока Сербо-Македонского массива, Македония // Петрология. 1997. Т. 5. № 6. С. 596-613.
7. *Carswell D.A.* Eclogites and the eclogite facies: definitions and classification // Eclogite Facies Rocks. Springer, 1990. P. 1-13.
8. *Никитина Л.П., Иванов М.В.* Геологическая термобарометрия на основе реакций минералообразования с участием фаз переменного состава. СПб: Недра, 1992. 162 с.
9. *Skublov S.G., Petrov D.A., Galankina O.L. et al.* Th-Rich Zircon from a Pegmatite Vein Hosted in the Wiborg Rapakivi Granite Massif // Geosciences. 2023. Vol. 13. Iss. 12. № 362. DOI: 10.3390/geosciences13120362
10. *Рогова И.В., Стативко В.С., Петров Д.А., Скублов С.Г.* Редкоэлементный состав циркона из гранитов рапакиви Губановской интрузии, Выборгский массив, как отражение флюидонасыщенности расплава // Геохимия. 2024. Т. 69. № 11. С. 975-991. DOI: 10.31857/S0016752524110024
11. *Скублов С.Г., Никитина Л.П., Марин Ю.Б. и др.* U–Pb-возраст и геохимия цирконов из ксенолитов кимберлитовой трубки им. В.Гриба Архангельской алмазоносной провинции // Доклады Академии наук. 2012. Т. 444. № 1. С. 77-82.
12. *Скублов С.Г., Щукина Е.В., Гусева Н.С. и др.* Особенности геохимии цирконов из ксенолитов кимберлитовой трубки им В.Гриба Архангельской алмазоносной провинции // Геохимия. 2011. № 4. С. 435-441.
13. *Щукина Е.В., Агашев А.М., Головин Н.Н., Похиленко Н.П.* Эквигранулярные эклогиты из кимберлитовой трубки им. В.Гриба: свидетельства палеопротерозойской субдукции на территории архангельской алмазоносной провинции // Доклады Академии наук. 2015. Т. 462. № 2. С. 208-212. DOI: 10.7868/S0869565215140248
14. *Heaman L.M., Creaser R.A., Cookenboo H.O., Chacko T.* Multi-Stage Modification of the Northern Slave Mantle Lithosphere: Evidence from Zircon- and Diamond-Bearing Eclogite Xenoliths Entrained in Jericho Kimberlite, Canada // Journal of Petrology. 2006. Vol. 47. Iss. 4. P. 821-858. DOI: 10.1093/petrology/egi097
15. *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. Suppl. 1. P. 85-100. DOI: 10.1007/s00710-018-0581-z
16. *Nikitina L.P., Korolev N.M., Zinchenko V.N., Felix J.T.* Eclogites from the upper mantle beneath the Kasai Craton (Western Africa): Petrography, whole-rock geochemistry and U-Pb zircon age // Precambrian Research. 2014. Vol. 249. P. 13-32. DOI: 10.1016/j.precamres.2014.04.014
17. *Koreshkova M.Yu., Downes H., Glebovitsky V.A. et al.* Zircon trace element characteristics and ages in granulite xenoliths: a key to understanding the age and origin of the lower crust, Arkhangelsk kimberlite province, Russia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2014. Vol. 167. Iss. 2. № 973. DOI: 10.1007/s00410-014-0973-y
18. *Koreshkova M., Downes H., Millar I. et al.* Geochronology of Metamorphic Events in the Lower Crust beneath NW Russia: a Xenolith Hf Isotope Study // Journal of Petrology. 2017. Vol. 58. Iss. 8. P. 1567-1590. DOI: 10.1093/petrology/egx065
19. *Самсонов А.В., Носова А.А., Третяченко В.В. и др.* Коллизионные швы в раннедокембрийской коре как фактор локализации алмазоносных кимберлитов (север Восточно-Европейского кратона) // Доклады Академии наук. 2009. Т. 424. № 6. С. 796-801.
20. *Устинов В.Н., Неручев С.С., Загайный А.К. и др.* Алмазоносность севера Восточно-Европейской платформы. СПб: Наука, 2021. 410 с.
21. *Васильев Е.А., Криулина Г.Ю., Гаранин В.К.* Спектроскопические особенности алмаза месторождения имени М.В.Ломоносова // Записки Российского минералогического общества. 2020. Т. 149. № 2. С. 1-11. DOI: 10.31857/S0869605520020082

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

22. *Васильев Е.А., Кудрявцев А.А., Клепиков И.В., Антонов А.В.* Особенности строения кристаллов и агрегатов алмаза // Записки Российского минералогического общества. 2022. Т. 151. № 2. С. 79-93. DOI: 10.31857/S0869605522020083

23. *Pashkevich M.A., Alekseenko A.V.* Reutilization Prospects of Diamond Clay Tailings at the Lomonosov Mine, Northwestern Russia // Minerals. 2020. Vol. 10. Iss. 6. № 517. DOI: 10.3390/min10060517

24. *Васильев Е.А.* Дефекты кристаллической структуры в алмазе как индикатор кристаллогенеза // Записки Горного института. 2021. Т. 250. С. 481-491. DOI: 10.31897/PMI.2021.4.1

25. *Козлов А.В., Васильев Е.А., Иванов А.С. и др.* Геолого-генетическая модель алмазоносной флюидно-магматической системы // Записки Горного института. 2024. Т. 269. С. 708-720.

26. *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

27. *Серебряков Е.В., Гладков А.С., Кошкарев Д.А.* Трехмерные структурно-вещественные модели формирования кимберлитовых трубок Нюрбинской и Ботуобинской (Якутская алмазоносная провинция) // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 4. С. 899-920. DOI: 10.5800/GT-2019-10-4-0448

28. *Васильев Е.А., Устинов В.Н., Лешуков С.И. и др.* Кристаллы алмаза кимберлитовой трубки им. В. Гриба: морфология и структурно-химические особенности // Литосфера. 2023. Т. 23. № 4. С. 549-563. DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-4-549-563

29. *Гаранин В.К., Гаранин К.В., Васильева Е.Р. и др.* Минералогия мантийных ксенолитов из алмазоносной кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция). Ст. 2. Гранат-клинопироксен±ильменит±флогопитовые сростки // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2005. № 1. С. 23-29.

30. *Доливо-Добровольский Д.В.* MINAL – программа для эффективной работы с химическими анализами минералов // Записки Российского минералогического общества. 2025. Т. 154. № 1. С. 142-150. DOI: 10.31857/S0869605525010086

31. *Кривовичев В.Г., Гульбин Ю.Л.* Рекомендации по расчету и представлению формул минералов по данным химических анализов // Записки Российского минералогического общества. 2022. Т. 151. № 1. С. 114-124. DOI: 10.31857/S0869605522010087

32. *Locock A.J.* An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations // Computers & Geosciences. 2014. Vol. 62. P. 1-11. DOI: 10.1016/j.cageo.2013.09.011

33. *Warr L.N.* IMA–CNMNC approved mineral symbols // Mineralogical Magazine. 2021. Vol. 85. Iss. 3. P. 291-320. DOI: 10.1180/mgm.2021.43

34. *McDonough W.F., Sun S.-s.* The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. Iss. 3-4. P. 223-253. DOI: 10.1016/0009-2541(94)00140-4

35. *Ellis D.J., Green D.H.* An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1979. Vol. 71. Iss. 1. P. 13-22. DOI: 10.1007/BF00371878

36. *Powell R.* Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited // Journal of Metamorphic Geology. 1985. Vol. 3. Iss. 3. P. 231-243. DOI: 10.1111/j.1525-1314.1985.tb00319.x

37. *Yang Ai.* A revision of the garnet-clinopyroxene Fe^{2+}-Mg exchange geothermometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1994. Vol. 115. Iss. 4. P. 467-473. DOI: 10.1007/BF00320979

38. *Ravna K.* The garnet–clinopyroxene Fe^{2+}-Mg geothermometer: an updated calibration // Journal of Metamorphic Geology. 2000. Vol. 18. Iss. 2. P. 211-219. DOI: 10.1046/j.1525-1314.2000.00247.x

39. *Ashchepkov I.V., Rotman A.Y., Somov S.V. et al.* Composition and thermal structure of the lithospheric mantle beneath kimberlite pipes from the Catoca cluster, Angola // Tectonophysics. 2012. Vol. 530-531. P. 128-151. DOI: 10.1016/j.tecto.2011.12.007

40. *Beyer C., Frost D.J., Miyajima N.* Experimental calibration of a garnet–clinopyroxene geobarometer for mantle eclogites // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2015. Vol. 169. Iss. 2. № 18. DOI: 10.1007/s00410-015-1113-z

41. *Newton R.C., Perkins III D.* Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz // American Mineralogist. 1982. Vol. 67. № 3-4. P. 203-222.

42. *Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B.* Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2006. Vol. 151. Iss. 4. P. 413-433. DOI: 10.1007/s00410-006-0068-5

43. *Smit K.V., Stachel T., Creaser R.A. et al.* Origin of eclogite and pyroxenite xenoliths from the Victor kimberlite, Canada, and implications for Superior craton formation // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2014. Vol. 125. P. 308-337. DOI: 10.1016/j.gca.2013.10.019

44. *Aulbach S., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Doyle B.J.* Origins of Xenolithic Eclogites and pyroxenites from the Central Slave Craton, Canada // Journal of Petrology. 2007. Vol. 48. Iss. 10. P. 1843-1873. DOI: 10.1093/petrology/egm041

45. *Pernet-Fisher J.F., Howarth G.H., Yang Liu et al.* Komsomolskaya diamondiferous eclogites: evidence for oceanic crustal protoliths // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2014. Vol. 167. Iss. 3. № 981. DOI: 10.1007/s00410-014-0981-y

46. *Rötzler J., Romer R.L., Budzinski H., Oberhänsli R.* Ultrahigh-temperature high-pressure granulites from Tirschheim, Saxon Granulite Massif, Germany: P-T-t path and geotectonic implications // European Journal of Mineralogy. 2004. Vol. 16. № 6. P. 917-937. DOI: 10.1127/0935-1221/2004/0016-0917

47. *Kryza R., Pin C., Vielzeuf D.* High-pressure granulites from the Sudetes (south-west Poland): evidence of crustal subduction and collisional thickening in the Variscan Belt // Journal of Metamorphic Geology. 1996. Vol. 14. Iss. 4. P. 531-546. DOI: 10.1046/j.1525-1314.1996.03710.x

48. *Taylor L.A., Neal C.R.* Eclogites with Oceanic Crustal and Mantle Signatures from the Bellsbank Kimberlite, South Africa, Part I: Mineralogy, Petrography, and Whole Rock Chemistry // The Journal of Geology. 1989. Vol. 97. № 5. P. 551-567. DOI: 10.1086/629334

49. *Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K. et al.* Nomenclature of Pyroxenes // Mineralogical Magazine. 1988. Vol. 52. Iss. 367. P. 535-550. DOI: 10.1180/minmag.1988.052.367.15

50. *Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al.* Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names // Mineralogical Magazine. 1997. Vol. 61. Iss. 405. P. 295-310. DOI: 10.1180/minmag.1997.061.405.13

51. *Azimov P., Shtukenberg A.* Numerical Modeling of Growth Zoning at Nonstationary Crystallization of Solid Solutions: Metamorphic Garnets // Mathematical Geology. 2003. Vol. 35. Iss. 4. P. 405-430. DOI: 10.1023/A:1024841907133

52. *Лебедева Н.М., Носова А.А., Сазонова Л.В., Ларионова Ю.О.* Метасоматические преобразования ксенолитов мантийных эклогитов и гранатовых пироксенитов из кимберлитов трубки им. В.Гриба, Архангельская провинция // Петрология. 2022. Т. 30. № 5. С. 498-519. DOI: 10.31857/S0869590322050041

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

53. *Mikhailenko D., Golovin A., Korsakov A. et al.* Metasomatic Evolution of Coesite-Bearing Diamondiferous Eclogite from the Udachnaya Kimberlite // Minerals. 2020. Vol. 10. Iss. 4. № 383. DOI: 10.3390/min10040383

54. *Jacob D.E.* Nature and origin of eclogite xenoliths from kimberlites // Lithos. 2004. Vol. 77. Iss. 1-4. P. 295-316. DOI: 10.1016/j.lithos.2004.03.038

55. *Hacker B., Kylander-Clark A., Holder R.* REE partitioning between monazite and garnet: Implications for petrochronology // Journal of Metamorphic Geology. 2019. Vol. 37. Iss. 2. P. 227-237. DOI: 10.1111/jmg.12458

56. *Klein-BenDavid O., Pettke T., Kessel R.* Chromium mobility in hydrous fluids at upper mantle conditions // Lithos. 2011. Vol. 125. Iss. 1-2. P. 122-130. DOI: 10.1016/j.lithos.2011.02.002

***Авторы*: Екатерина Вадимовна Стецкая,** *аспирант* (*Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия*), *yekaterina.logunova.02@mail.ru*, *https://orcid.org/0009-0001-1547-8176*, **Ляйсан Ильшатовна Салимгараева,** *канд. геол.-минерал. наук, научный сотрудник* (*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*), *https://orcid.org/0000-0002-3285-847X*, **Алексей Васильевич Березин,** *канд. геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник* (*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*), *https://orcid.org/0000-0002-5324-5840*, **Виктор Николаевич Устинов,** *д-р геол.-минерал. наук, советник генерального директора* (*АО «АГД Даймондс», Архангельск, Россия*), *https://orcid.org/0000-0002-6565-6575*, **Роман Николаевич Пенделяк,** *начальник управления* (*АО «АГД Даймондс», Архангельск, Россия*), *https://orcid.org/0009-0004-7798-2118*.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0