

Реконструкция состава и строения литосферной мантии на основании концентраций главных элементов в ксенокристаллах гранатов и хромдиопсидов из пород кратерной части кимберлитовой трубки (на примере трубки им. В. Гриба, Архангельская алмазоносная провинция)*

А. И. Гудимова^{1,2}, Е. В. Агашева¹, А. М. Дымшиц^{3,4}

¹ Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Российская Федерация, 630090, Новосибирск, пр. Академика Коптюга, 3

² Новосибирский государственный университет, Российская Федерация, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2

³ Институт земной коры СО РАН, Российская Федерация, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128

⁴ Геологический институт КНЦ РАН, Российская Федерация, 184209, Апатиты, ул. Ферсмана, 14

Для цитирования: Гудимова, А. И., Агашева, Е. В., Дымшиц, А. М. (2024). Реконструкция состава и строения литосферной мантии на основании концентраций главных элементов в ксенокристаллах гранатов и хромдиопсидов из пород кратерной части кимберлитовой трубки (на примере трубки им. В. Гриба, Архангельская алмазоносная провинция). *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, 69 (3), 580–604. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2024.310>

Приведены данные по концентрациям главных элементов в ксенокристаллах гранатов (1104 зерна) и клинопироксенов (238 зерен), извлеченных из пород кратерной части высокоалмазоносной кимберлитовой трубки им. В. Гриба, расположенной в Архангельской алмазоносной провинции. Все отобранные зерна гранатов были разделены на пять цветовых групп: фиолетовые (35 % от общей выборки), оранжевые (40 %), красные (23 %), красно-оранжевые (< 1 %) и дихроичные (1.3 %). Интерпретация данных по составу гранатов указывает на наличие в литосферной мантии лерцолитов (39 %), гарцбургит-дунитов (до 8 %), из которых 4 % являются потенциально алмазоносными, а также в значительном количестве мегакристов (23 %), низкохромистых пироксени-тов (до 19 %), и эклогитов (11 %). Диапазону температур от 900 до 1200 °С, являющемуся наиболее распространенным температурным интервалом стабильности алмаза в литосферной мантии, соответствуют 78 % гранатов лерцолитового и 88 % гранатов гарцбургит-дунитового парагенезисов, в том числе 95 % гранатов «алмазной ассоциации». Результирующее значение поверхностного теплового потока с использованием программы Gtherm по расчетным P-T-параметрам ксенокристов хромдиопсидов

* Все аналитические работы выполнены при поддержке Российского научного фонда, грант № 20-77-10018. Программа Gtherm разработана при поддержке Российского научного фонда, грант № 22-77-10073. Отбор образцов песчаников из кратерной части трубки им. В. Гриба был проведен по государственному заданию Института геологии и минералогии Сибирского отделения Российской академии наук (№ 122041400157-9).

составило 36.8 мВт/м². Реконструкция строения литосферной мантии указывает на расположение дерцолитов на всем участке литосферной мантии от ~ 80 до ~ 205 км, гарцбургит-дунитов, в том числе и потенциально алмазоносных разновидностей, преимущественно в ее центральной и нижней частях от ~ 130 до ~ 180 км. Нижняя граница литосферной мантии может быть установлена на глубине ~ 230 км. Фактическая мощность «алмазного окна» составляет ~ 85 км. Результаты исследования показали корректность использования данных по составу минералов-индикаторов кимберлита из пород кратерных частей для прогнозирования перспектив потенциальной алмазности кимберлитовых объектов на этапе бурения.

Ключевые слова: кимберлитовая трубка, кратерная часть, песчаник, Архангельск, Восточно-Европейская платформа, литосферная мантия, пироп, хромдиопсид, термальный режим, алмазность.

1. Введение

В пределах Архангельской области к настоящему времени выявлено ~ 100 магматических объектов основного и ультраосновного состава, представленных трубками взрыва (единично силлами) кимберлитов, оливиновых мелилититов/пикритов, базальтов и карбонатитов, образующих на севере области Архангельскую алмазоносную провинцию (ААП). Все кимберлитовые тела ААП были обнаружены в результате заверок методом бурения перспективных магнитных аномалий «трубчатого» типа на поисковых площадях, на которых предварительно были выполнены геологическая съемка и шлихо-минералогическое опробование (Веричев, 2002; Agasheva, 2021). В поисковом плане территория ААП является «закрытой», так как все обнаруженные трубки не выходят на поверхность и перекрыты осадочными породами каменноугольного, пермского и четвертичного возрастов мощностью от 30–50 м в западной части до 150–200 м в восточной части ААП (Богатиков и др., 1999). В строении большинства кимберлитовых трубок выделяется кратерная часть с варьирующей мощностью от 20–40 до 200–300 м, представленная вулканокластическими (туфы и туфобрекчи), вулканогенно-осадочными (песчаники с примесью магматического материала) и осадочными (песчаники) породами (Веричев, 2002). Идентификация индикаторных минералов кимберлита (далее ИМК: гранат, оливин, хромдиопсид, хромшпинель, пикроильменит и флогопит) в породах «кратерного» типа на этапах заверки аномалий «трубчатого» типа при бурении является одним из ключевых факторов, который влияет на принятие решения о продолжении дальнейшего опробования объекта.

Однако для пород кратерных частей кимберлитовых трубок ААП характерны особенности, которые следует учитывать во время поисково-разведочных работ на алмазы в этом регионе. При отсутствии видимой примеси магматического материала невозможно визуально отличить вмещающие отложения венда от кратерных песчаников (Agasheva, 2021; Агашева и Агашев, 2022). В этом случае может быть применен метод определения типа песчаников (вмещающие или составляющие кратерной части) на основании интерпретации их состава, а при условии наличия примеси магматического материала — определение типа примеси (кимберлит, оливиновый мелилитит / пикрит, карбонатит, базальт) (Agasheva, 2021; Агашева и Агашев, 2022). При наличии же магматического материала наблюдается высокая степень вторичных изменений его компонентов и отдельных зерен ИМК.

Тем не менее при условии вскрытия кратерной части кимберлитовой трубки и наличия в осадочных породах ИМК оценка перспектив коренной алмазоносности объекта может быть сделана на основании анализа и последующей интерпретации химического состава ИМК. Это позволит установить процентное количество ИМК «алмазной ассоциации» и реконструировать основные параметры литосферной мантии, такие как соотношение типов пород, участвующих в ее строении, термальный режим, глубину залегания ее нижней границы и мощность «алмазного окна». Данная информация может быть получена при изучении состава ксенокристов гранатов и хромдиопсидов, извлеченных из раздробленного материала осадочных пород керна заверочных скважин.

Однако породы кратерных частей трубок ААП содержат более низкие концентрации ИМК по сравнению с таковыми из диатремовых частей, а распределение и количество ИМК в породах кратера имеет абсолютно случайный характер, не связанный ни с количеством магматического материала, ни с глубиной отбора образца (Agasheva, 2021). С учетом перечисленных особенностей ожидается, что информация, полученная по ИМК из кратерных частей кимберлитовых трубок ААП, может в реальности не отражать ни истинный состав подстилающей литосферной мантии, ни степень потенциальной алмазоносности опробуемого объекта.

В настоящей работе мы приводим результаты реконструкции основных параметров литосферной мантии, полученных при обработке данных по концентрациям главных элементов в гранатах и хромдиопсидах из пород кратерной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба. Целью настоящей работы является выяснение корректности и представительности этих результатов на основании их сравнения с таковыми, полученными ранее при изучении ксенокристов гранатов и хромдиопсидов из кимберлита диатремовой части кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Гудинова и др., 2022; Агашева и др., 2023). Результаты работы, в свою очередь, позволят определить возможности использования данных по составу ИМК из пород кратерных частей для прогнозирования перспектив дальнейшего опробования магматических объектов на этапе бурения.

2. Геологическое строение объекта исследования

Кимберлитовая трубка им. В. Гриба расположена в центральной части ААП в Верхотинском поле кимберлитов и оливиновых мелилититов / пикритов (Веричев, 2002; Mahotkin et al., 2000) (рис. 1). По валовому составу кимберлит данной трубки относится к умеренно-титанистому минералого-геохимическому типу (TiO_2 — 0.8–2 мас. %) (Кононова и др., 2007; Богатиков и др., 2007), а по изотопному составу Nd и Sr (Кононова и др., 2007) близок к кимберлитам I группы Южной Африки (Smith et al., 1985).

Трубка прорывает слаболитифицированные осадочные отложения верхнего протерозоя и перекрывается толщей терригенно-карбонатных пород среднего карбона и рыхлых четвертичных отложений. Средняя мощность перекрывающих отложений ~ 70 м (Пенделяк, 2019). На уровне эрозионного среза кимберлитовая трубка имеет ромбовидно-округлую форму северо-западного простирания (аз. 25°) площадью 16 га (рис. 2). В геологическом строении трубки им. В. Гриба четко выражены кратерная и жерловая части (Веричев, 2002).

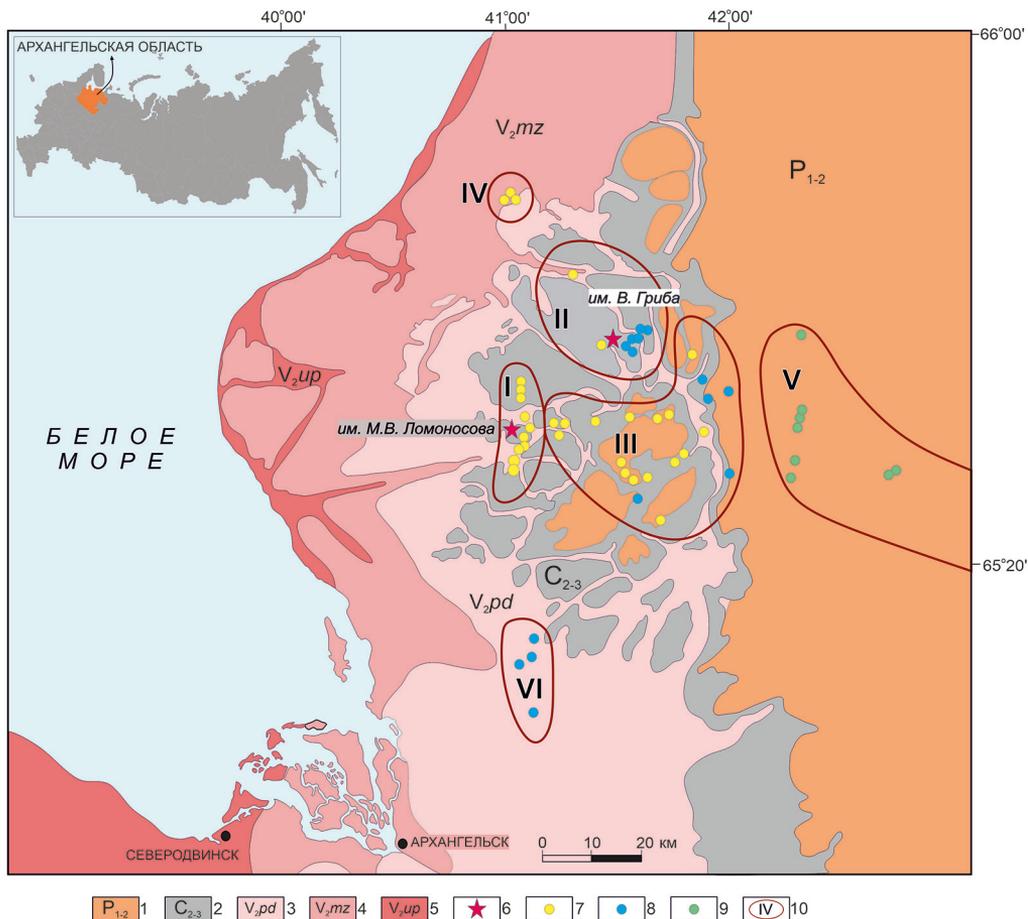


Рис. 1. Схема размещения кимберлитов и родственных пород ААП по (Устинов и др., 2021):

1 — пермская система; 2 — каменноугольная система; 3–5 — верхний венд: 3 — падушская свита; 4 — мезенская свита; 5 — усть-пинезжская свита; 6 — месторождения алмазов (кимберлитовые трубки); 7 — кимберлитовые трубки; 8 — мелилититовые и пикритовые трубки; 9 — трубки базальт-долеритовой формации Сояно-Пинежского комплекса; 10 — поля кимберлитов, родственных и других пород; I — Золотицкое, II — Верхотинское (по Веричев, 2002), III — Кепинское, IV — Мельское, V — Соянское (Турьинское), VI — Ижмозерское

В верхней части трубка имеет кратерный раструб чашеобразной формы мощностью от 67.2 до 146.6 м, который в среднем составляет 110 м. Отложения кратера представлены красновато-бурыми песчаниками и алевропесчаниками с незначительной примесью магматического (туфогенного) материала (ММ < 1 об. %) (рис. 3, а, б), от рыхлых до сцементированных туфопесчаников с содержанием магматического материала до 20 об. % (рис. 3, в, г), туффитами (рис. 3, д) и туфами (рис. 3, е), в которых содержание магматического материала превышает 30 об. %. Магматический материал визуальнo диагностируется как образования округлой или овально-удлиненной формы, имеющие зеленоватый оттенок и хаотично расположенные в породе, и могут быть представлены ди- и триоктаэдрическими раз-

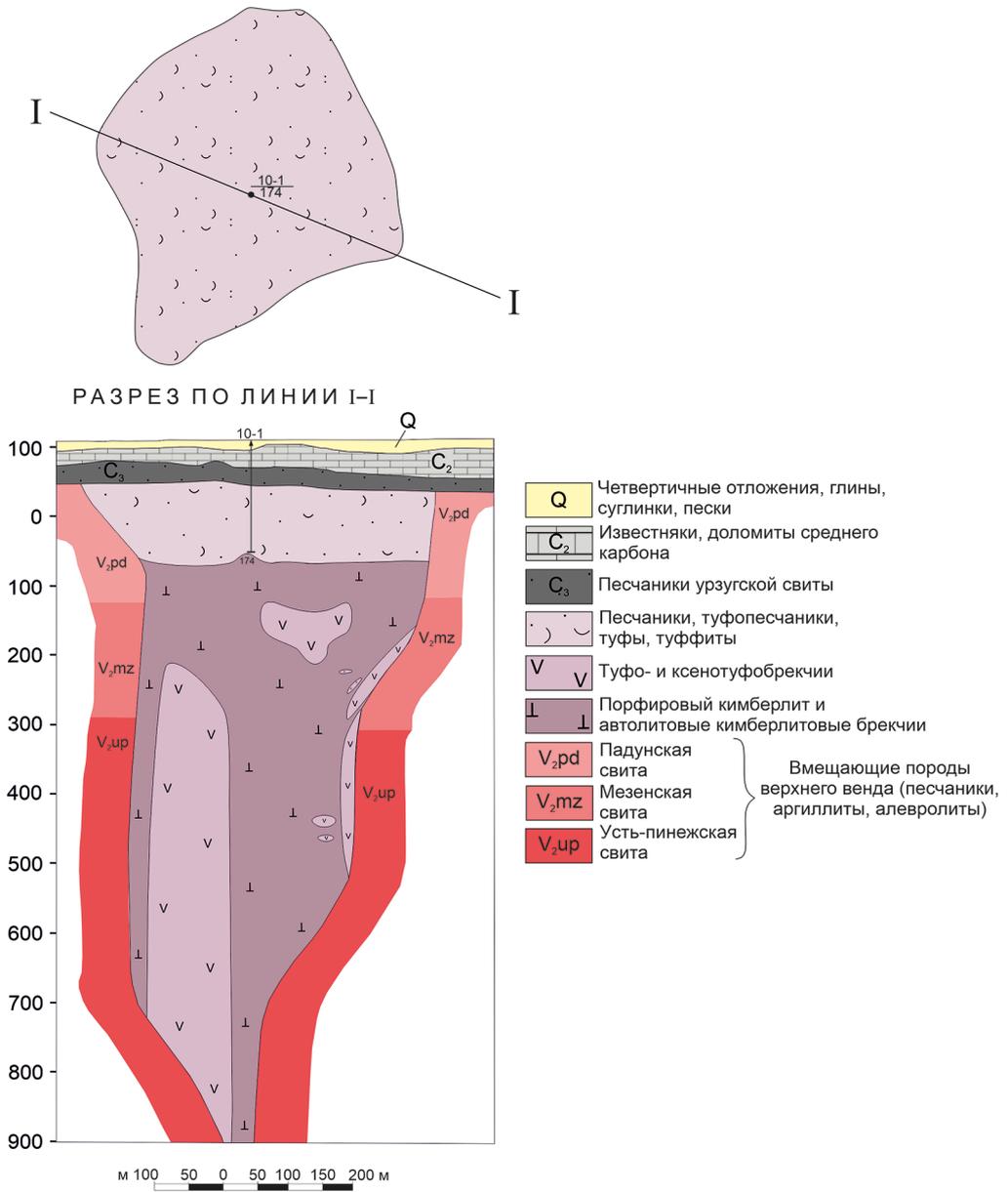


Рис. 2. Геологический план и разрез трубки им. В. Гриба по (Веричев, 2002) с дополнениями

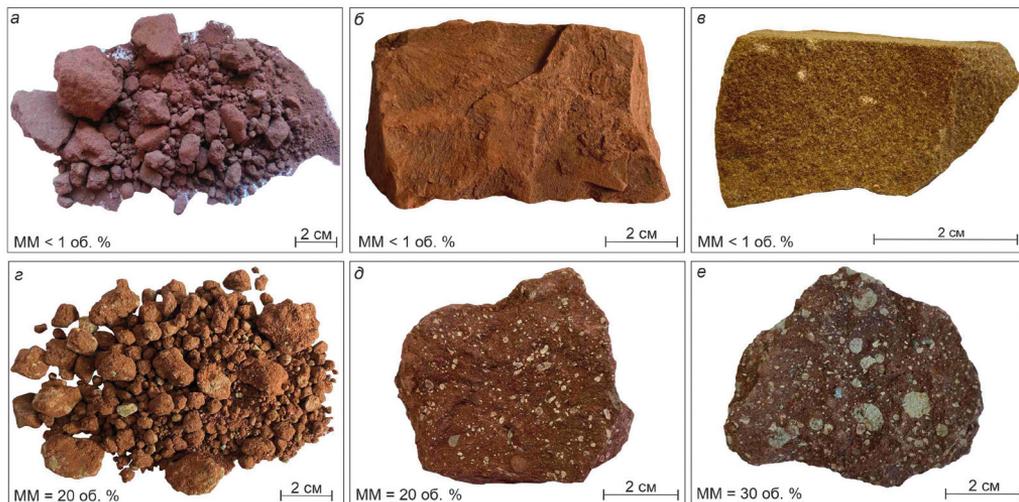


Рис. 3. Породы кратерной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба, использованные для выделения минералов тяжелой фракции и последующего отбора ИМК: песчаники и алевропесчаники (а-з), туфопесчаники (д-е); ММ — магматический материал

новидностями смектитов (как правило, монтмориллонит и сапонит) и хлоритом (Agasheva, 2021).

Жерловая часть трубки им. В. Гриба выполнена туфо- и ксенотуфобрекчиями (I и II фазы внедрения), автолитовыми кимберлитовыми брекчиями и порфиоровыми кимберлитами (III–VI фазы внедрения). Детальное строение трубки представлено в работах (Богатиков и др., 1999; Веричев, 2002; Пенделяк и др., 2019; Устинов и др., 2021).

Среди минералов тяжелой фракции преобладают пикроильменит, гранат и хромдиоксид при подчиненной роли хромшпинели. Породы трубки характеризуются высоким выходом минералов тяжелой фракции — от 0.8 кг/т в отложениях кратерных частей до 20 кг/т в туфах и кимберлитах жерла (Устинов и др., 2021). По содержанию алмазов трубка является высокоалмазоносной: от 0.30 кар/т в породах кратерных фаций до 0.93–1.27 кар/т в диатремовой части (Устинов и др., 2021). Возраст внедрения кимберлитов трубки им. В. Гриба оценивается в 376 ± 3 млн лет на основании датирования флогопита Rb–Sr-методом, представленным в работе (Ларионова и др., 2016).

3. Методы исследования

Для настоящего исследования были отобраны все породы из керна одной заверочной скважины (№ 10-1), пробуренной в центральной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба, представляющие интервал от 60 до 174 м от поверхности (см. рис. 2). Образцы песчаников были раздроблены и обработаны методами магнитной сепарации и разделения в тяжелых жидкостях. Из полученного концентрата минералов тяжелой фракции с помощью бинокулярного микроскопа ZEISS Stemi 305 были отобраны все визуально диагностируемые зерна ксенокристов гранатов

(1104 шт.) и клинопироксенов (238 шт.), визуально «свежие» и не содержащие минеральных включений.

Концентрации главных элементов в 1104 зернах гранатов и 238 зернах клинопироксенов определялись методом рентгеноспектрального анализа с использованием электронно-зондового микроанализатора JEOL JXA-8100 в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (Новосибирск) при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе 50 нА с размером пучка 1 мкм (Королюк и др., 2008; Лаврентьев и др., 2015). Для калибровки использовались собственные природные минеральные стандарты ИГМ СО РАН. Время накопления сигнала составляло 20 с для пиков и 10 с для фона с каждой стороны; был применен метод коррекции ZAF. Пределы обнаружения составляли < 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. Концентрации Ni были определены при ускоряющем напряжении 25 кВ и токе пучка 300 нА, время подсчета составляло 400 с для пиков и фона. Предел обнаружения для Ni составляет 0.0005 %.

По полученным химическим составам ксенокристов клинопироксенов была проведена оценка P-T-параметров (давление — температура) с помощью мономинерального клинопироксенового термобарометра Нимиса и Тэйлора (Nimis and Taylor, 2000), основанного на комбинации термометра En-in-Crx (точность ± 30 °C) и барометра Cr-in-Crx (точность ± 2.3 кбар), при условии равновесия между хромдиопсидом, энстатитом и гранатом. Данный термобарометр применялся к составам хромдиопсидов, являющимся типичными для кратонных гранатовых перидотитов согласно классификации, предложенной в работе (Ramsey and Tompkins, 1994) и предварительно прошедшим отбор по протоколу, приведенному в (Ziberna et al., 2016). В результате отбраковки пригодными для термобарометрии оказались составы 51 зерна (21.4 % от общей выборки) хромдиопсидов.

Определение термального режима литосферной мантии проводилось с использованием программного обеспечения Gtherm (автор А. М. Дымшиц), базирующегося на модели Хастерока и Чапмана (Hasterock and Chapman, 2011). Программа проводит оценку теплового потока за счет оптимизации отклонения измеренных значений температуры и давления от профиля моделируемой геотермы, задаваемого начальным значением теплового потока (от 34 до 50 мВт/м²). Результирующая оптимальная геотерма определялась аппроксимацией сплайнами третьего порядка с применением метода одномерной оптимизации «Золотое сечение» на полученном сплайне. Несоответствие оптимальной геотермы входному массиву P-T было рассчитано с использованием среднеквадратического распределения ΔT из рассчитанной линии геотермы. Оценка нижней границы литосферной мантии проводилась путем пересечения кондуктивной геотермы с мантийной адиабатой с поверхностной температурой 1315 °C и градиентом 0.3 °/км (Hasterock and Chapman, 2011). Полученные данные можно найти в прил. 10¹.

¹ Приложение доступно по электронному адресу: <https://escjournal.spbu.ru/article/view/17665>.

4. Результаты исследования

4.1. Ксенокристы гранатов

На основании цветовых характеристик гранаты были разделены на оранжевые (39.3 % от общего количества), фиолетовые (35.1 %), красные (23.4 %), красно-оранжевые (0.9 %) и дихроичные (сине-зеленый оттенок при дневном свете и фиолетовый при желтом искусственном освещении; 1.3 %) группы (рис. 4). Количественное соотношение гранатов выделенных цветовых групп показывает явные отличия от таковых, представленных в работе (Барабаш и Агашева, 2023) (фиолетовые — 50 %, оранжевые — 12 %, красно-оранжевые — 33 %, дихроичные — 5 %), в которой исходным материалом для изучения являлись также породы кратерной части трубки, но извлеченные из другой заверочной скважины.

Ввиду незначительного количества красно-оранжевых гранатов исследование их химического состава не проводилось. По классификации (Schulze, 2003) 32 зерна (3 % от общей выборки) гранатов были определены как немантийные и исключены из дальнейшего исследования. Дальнейшее изучение проводилось только с зернами гранатов мантийного генезиса (1072 шт., 96 %).

По классификациям (Sobolev et al., 1973; Grütter et al., 2004) были выделены парагенезисы для каждой цветовой группы (рис. 5). Все фиолетовые разновидности гранатов относятся к перидотитовой ассоциации с преобладанием лерцолитового парагенезиса (81 %). Только в этой цветовой группе идентифицированы гранаты

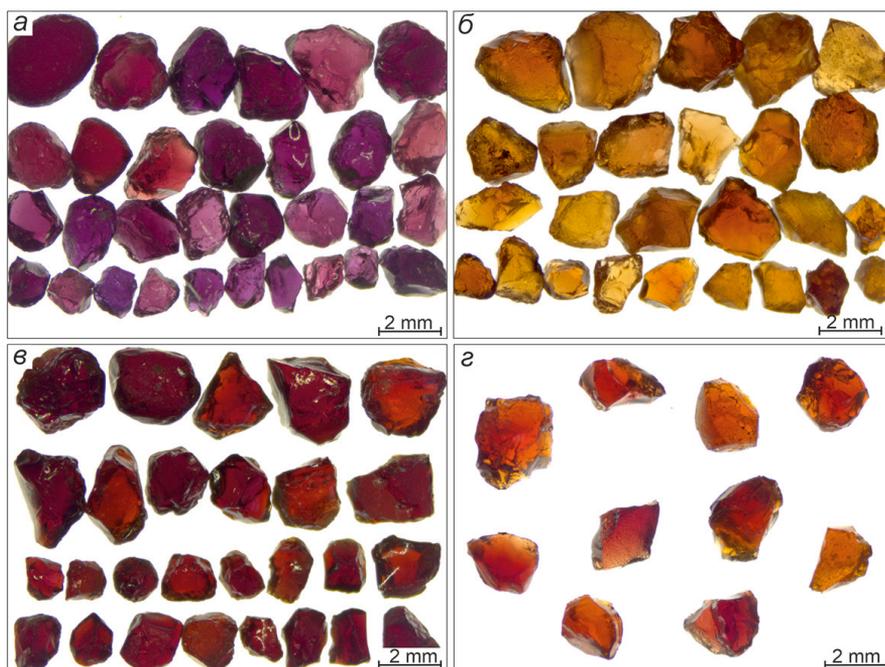


Рис. 4. Гранаты различных цветовых групп, отобранные из концентрата минералов тяжелой фракции пород кратерной части трубки им. В. Гриба:

а — фиолетовые; б — оранжевые; в — красные; з — красно-оранжевые

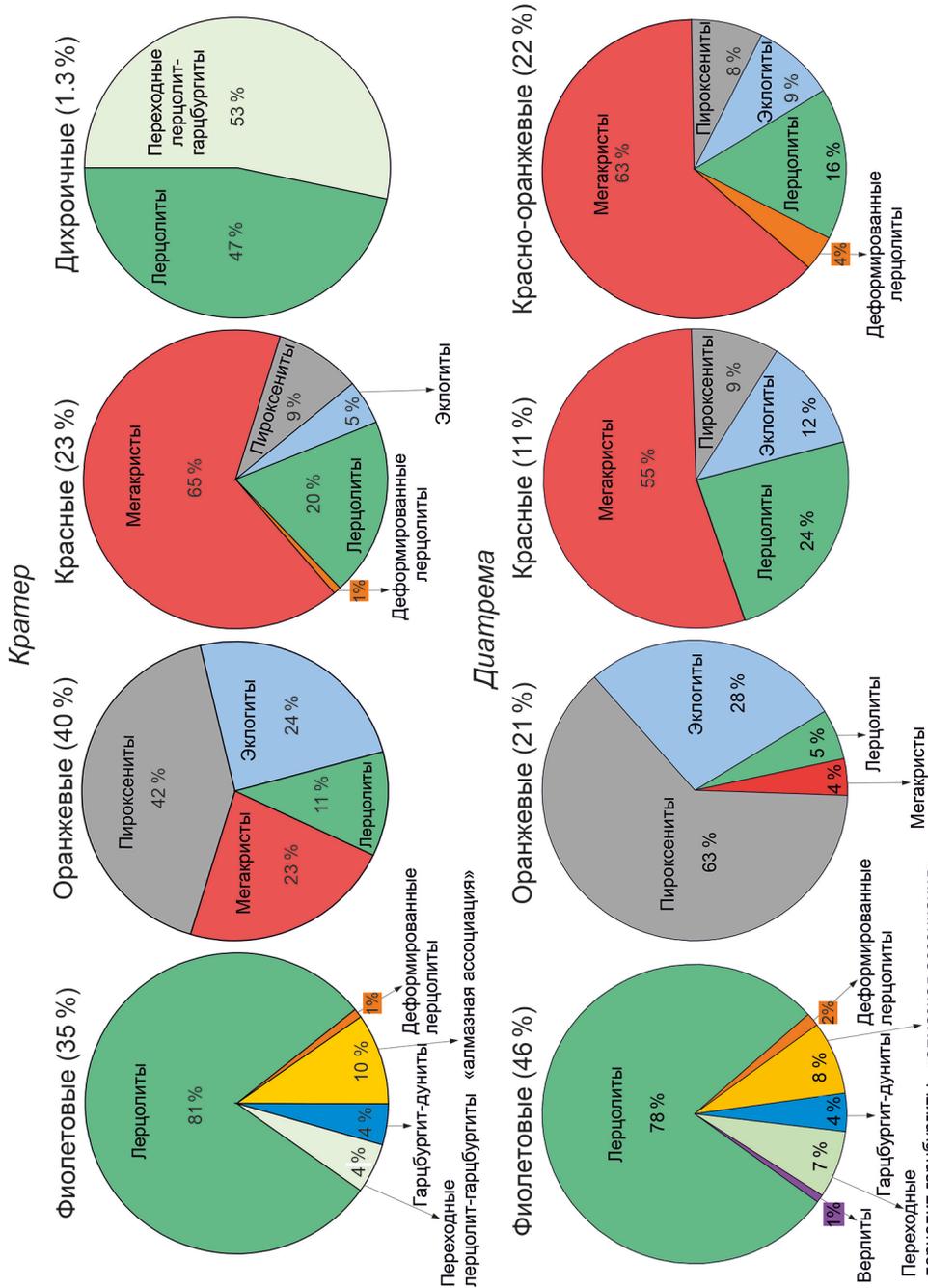


Рис. 5. Распределение парагенезисов гранатов различных цветовых групп из кратерной и диатремной частей кимберлитовой трубки им. В. Гриба. Для кратерной части трубки не показана группа красно-оранжевых гранатов (0.7% от общей выборки)

гарцбургит-дунитового парагенезиса (~ 20 %), в том числе «алмазной ассоциации» (~ 10 %) (рис. 5). В группе оранжевых гранатов подавляющее большинство зерен соответствует ассоциации низкохромистых пироксенитов (42 %), а в группе красных — мегакристной ассоциации (65 %). Гранаты сине-зеленого оттенка относятся к лерцолитовому (47 %) и переходному лерцолит-гарцбургитовому (53 %) парагенезисам. В целом процентные соотношения по принадлежности различных цветовых групп гранатов к определенным типам мантийных пород из кратерной части трубки им. В. Гриба согласуются с полученными ранее для гранатов из диатремовой части (Гудимова и др., 2022; Агашева и др., 2023).

Среди гранатов из кратерной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба преобладают пиропы лерцолитового парагенезиса (39 % от общей выборки). Максимальное количество гранатов гарцбургит-дунитовой ассоциации определено как 6 %, из которых 4 % отнесены к гарцбургит-дунитам «алмазной ассоциации» (рис. 6, а, б). Группа переходных лерцолит-гарцбургитовых гранатов, названная так по принадлежности на диаграмме Н. В. Соболева и соавторов в (Sobolev et al., 1973) к полю гарцбургит-дунитов, а на диаграмме Грюттера и соавторов (Grütter et al., 2004) к полю лерцолитов, составляет 2 %. Доля гранатов ассоциации деформированных лерцолитов незначительна и составляет 0.6 %. Установлено высокое содержание пиропов мегакристной (23.8 %) и низкохромистой пироксенитовой (18.6 %) ассоциаций. Гранаты эклогитового парагенезиса составляют 11 %. Также в ходе исследования была выделена группа гранатов (16 зерен), относящихся по концентрациям СаО и Cr₂O₃ к гарцбургит-дунитовой ассоциации (рис. 6, а), но содержащих при этом высокие концентрации TiO₂ (0.7–1.05 мас. %), не характерные для гранатов этого парагенезиса, но типичные для гранатов ассоциаций мегакристов и деформированных лерцолитов (Соловьева и др., 2008; Agashev et al., 2013; Kargin et al., 2017). Несмотря на то что составы этих гранатов не соответствуют критериям выделения гранатов ассоциаций мегакристов и деформированных лерцолитов (Grütter et al., 2004), в настоящей работе эти зерна интерпретируются как мегакристы по аналогии с (Агашева и др., 2023), где была установлена принадлежность таких же зерен к группе мегакристов на основании их редкоэлементного состава.

Гранаты перидотитовой и мегакристной ассоциаций являются пиропами с варьирующими содержаниями альмандин-пироп-гроссуляровых миналов (Alm₁₃₋₂₅ Prp₆₂₋₈₄ Grs₆₋₁₈). Гранаты ассоциации низкохромистых пироксенитов также являются пиропами, но с более высокими значениями альмандинового компонента (Alm₁₄₋₅₁ Prp₄₁₋₇₅ Grs₇₋₁₆), а гранаты эклогитового парагенезиса чаще всего являются переходными по составу альмандин-пиропами (Alm₁₇₋₅₁ Prp₂₅₋₅₉ Grs₁₆₋₄₀).

Гистограмма содержаний Ni в ксенокристаллах гранатов различных парагенезисов из кратерной части трубки им. В. Гриба представляет собой бимодальное распределение с двумя модами в интервалах 20–30 ppm (17 %) и 40–60 ppm (60 %) (рис. 6). Концентрации Ni варьируют в широких пределах для гранатов лерцолитовой (5–132 ppm) ассоциации (рис. 6, а), но наблюдается более узкий диапазон концентраций Ni для гранатов ассоциаций деформированных лерцолитов (52–74 ppm), гарцбургитов (15–80 ppm) и мегакристов (38–89 ppm).

Параметр T для гранатов определялся с помощью термометра (Canil, 1999), основанного на зависимости содержаний Ni в гранатах от температуры его равнове-

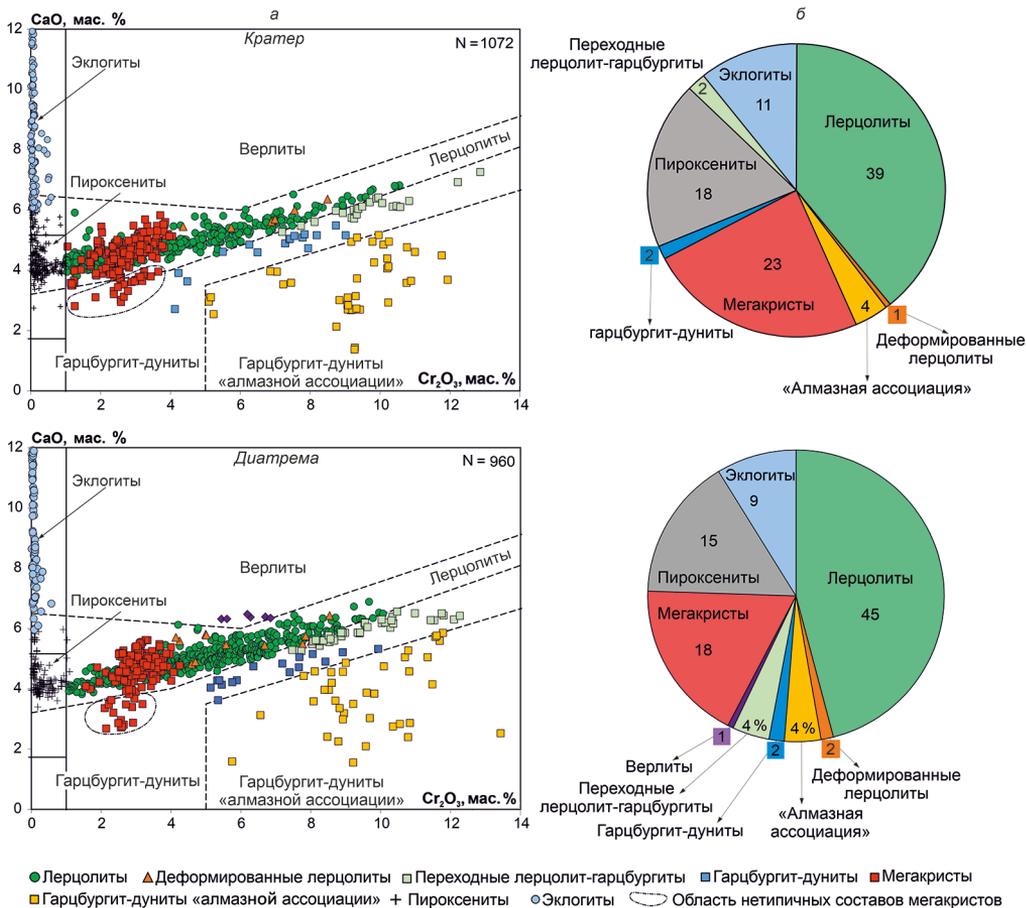


Рис. 6. Составы гранатов на диаграмме CaO-Cr₂O₃ (а) и распределение парагенезисов гранатов (%), выделенных по классификациям (Sobolev et al., 1973) и (Grütter et al., 2006) (б) из кратерной и диатремовой (Агашева и др., 2023) частей кимберлитовой трубки им. В.Гриба. Группа высокотитанистых гранатов, соответствующих полю гарцбургитовой ассоциации, из диатремовой части трубки (Агашева и др., 2023) на круговой диаграмме включена в группу «мегакристов»

сия с сосуществующим оливином. Оценка T_{Ni} проводилась только для гранатов перидотитовой и мегакристовой ассоциаций, предполагая их возможное равновесие с оливином в условиях литосферной мантии. Считается, что интервал температур от 900 до 1200 °C является наиболее распространенным температурным интервалом стабильности алмаза в породах литосферной мантии (Nowicki et al., 2007; Day, 2012; Nimis, 2022), что также согласуется с оценками температур, установленных для алмазов из трубки им. В.Гриба 1050–1170 °C (Rubanova et al., 2009). Указанному интервалу соответствует преобладающее большинство гранатов лерцолитового (78%) и гарцбургит-дунитового (88%) парагенезисов, в том числе 95% гранатов «алмазной ассоциации». Гранаты из группы мегакристов (92%) характеризуются параметром T_{Ni} в диапазоне 1000–1200 °C (рис. 7).

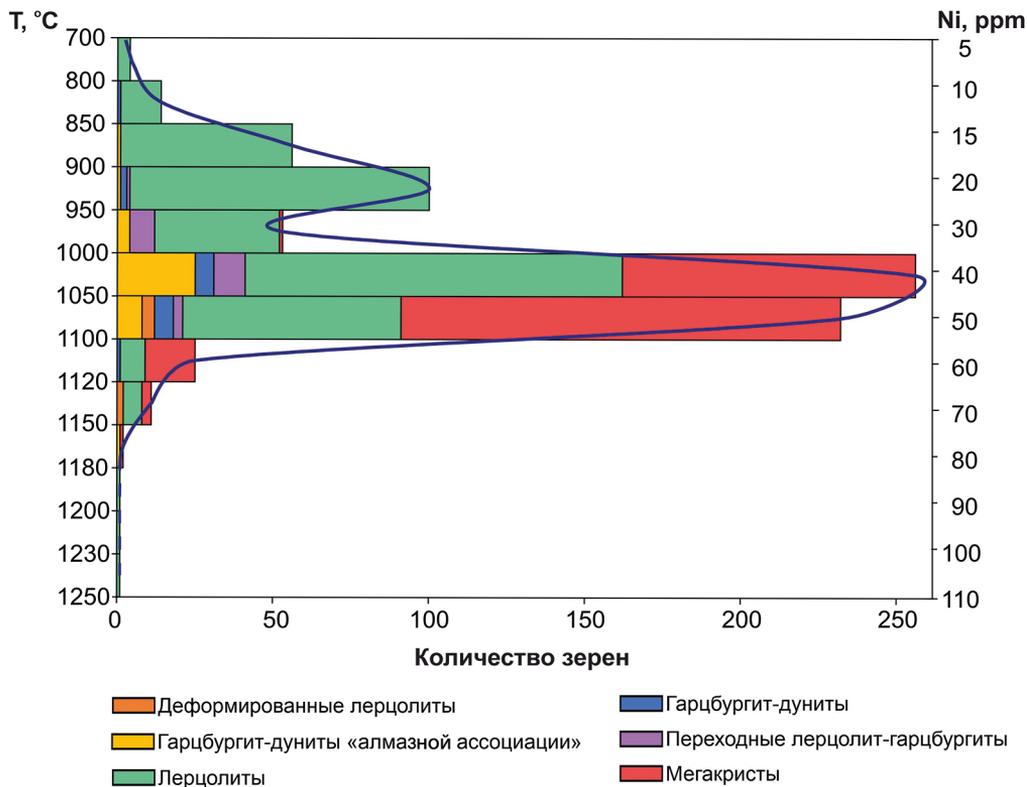


Рис. 7. Гистограмма распределения концентрации Ni (ppm) и расчетных значений температуры, T ($^{\circ}\text{C}$), по (Sanil, 1999), в гранатах перидотитовой и мегакристовой ассоциаций из кратерной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба. Синей линией показана плотность распределения

4.2. Ксенокристы хромдиопсидов и реконструкция термального режима литосферной мантии

Генетическая принадлежность клинопироксенов к одному из типов мантийных пород, указанных в классификации (Ramsey and Tompkins, 1994), показана на рис. 8, а. Среди изученных зерен клинопироксенов 2 % относятся к эклогитовой ассоциации ($\text{Mg} = 78\text{--}90$, $0.21 < \text{Na} / (\text{Na} + \text{Ca}) < 0.41$), 6 % генетически могут принадлежать к мегакристовой ассоциации ($\text{Cr}_2\text{O}_3 < 0.5$ мас. %, $\text{Mg} = 82\text{--}92$), а преобладающее большинство (92 %) является хромдиопсидами ($0.51 < \text{Cr}_2\text{O}_3 < 3.23$ мас. %, $\text{Mg} = 88\text{--}96$), типичными для кратонных гранатовых перидотитов. Применение набора фильтров по (Ziberna et al., 2016) позволило идентифицировать 51 зерно (21.4 %), составы которых пригодны для расчета Р-Т-параметров. С помощью программы Gtherm результирующее оптимальное значение поверхностного теплового потока по данным составов ксенокристов хромдиопсидов из кратерной части трубки составило 36.8 мВт/м^2 ($\pm \Delta T 46^{\circ}$), а глубина нахождения нижней границы литосферной мантии — на уровне ~ 230 км (рис. 8, б). Схожие результаты были получены для хромдиопсидов из диатремовой части трубки: расчетный оптимальный тепловой поток литосферной мантии составляет 36.1 мВт/

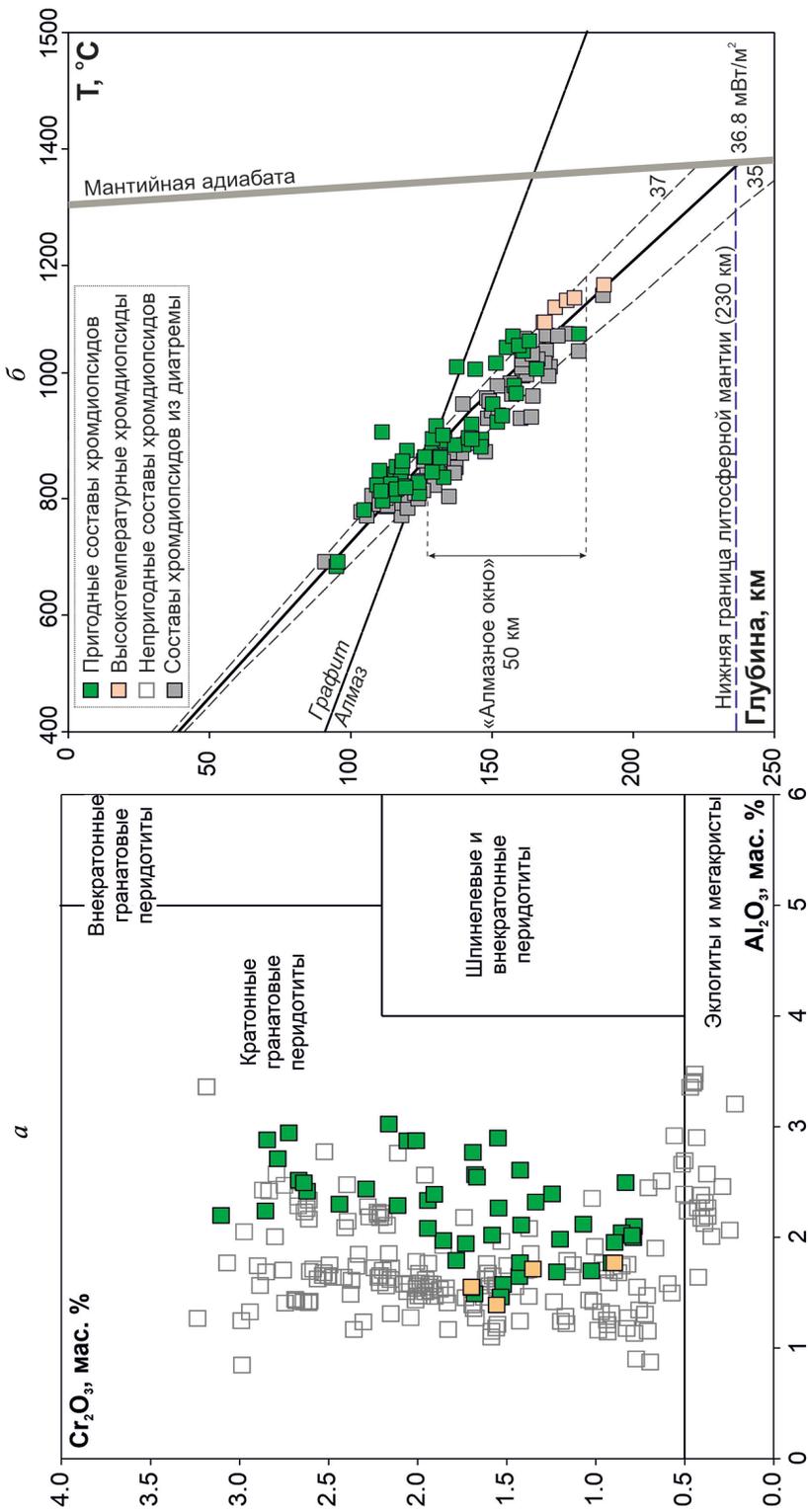


Рис. 8. Составы ксенокристов клинопироксенов на дискриминационной диаграмме $Cr_2O_3 - Al_2O_3$ (Ramsey and Tompkins, 1994) и расчетные P-T-параметры по (Nimis and Taylor, 2000) для хромдиопсидов из кратерной части трубки им. В. Гриба (б). Пригодные составы ксенокристов хромдиопсидов из диагетровой части трубки им. В. Гриба по данным (Гудимова и др., 2022); линии тепловых потоков и мантийная адиабата по (Hasterock and Charman, 2011); Линия фазового перехода графит-алмаз по (Day, 2012); черной сплошной линией показана результирующая расчетная оптимальная геотерма $36.8 \text{ мВт/м}^2 (\pm \Delta T 46^\circ)$

$m^2 (\pm \Delta T 42^\circ)$, а ее нижняя граница — на глубине ~ 242 км. Р-Т-параметры ксенокристов хромдиопсидов из кратерной части трубки им. В.Гриба находятся в диапазоне: T — от 670 до 1160 $^\circ\text{C}$; P — от 30 до 58 кбар и идентичны таковым из диатремовой части трубки (рис. 8, б). Самые глубинные зерна хромдиопсидов установлены на уровне ~ 175 км, и на этом основании может быть установлена минимальная мощность «алмазного окна» в ~ 55 км (рис. 8, б). Расчетные значения T для шести зерен хромдиопсидов показали значения выше 1100 $^\circ\text{C}$ при P 54–58 кбар, что может указывать на их генетическую принадлежность к деформированным перидотитам, расположенным, по-видимому, преимущественно в нижней части литосферной мантии (Agashev et al., 2013; Ziberna et al., 2016; Dymshits et al., 2020).

4.3. Реконструкция строения литосферной мантии

Полученные данные о термальном режиме позволяют реконструировать строение литосферной мантии в районе трубки им. В.Гриба на момент кимберлитового магматизма. Для определения нижней границы литосферной мантии, мощности «алмазного окна» и положения пород в ее разрезе необходимо знать давление (P). Для расчета параметра P могут быть использованы версии барометров, предложенных в (Ryan et al., 1996) и (Grutter et al., 2006), корректность работы которых обусловлена возможностью равновесного сосуществования граната с хромитом. Однако максимальные оценки давления варьируют в пределах 40–43 кбар при температурах 1010–1030 $^\circ\text{C}$ для гранатов лерцолитовой и гарцбургит-дунитовой ассоциаций и поэтому не могут использоваться для реконструкции строения литосферной мантии. Альтернативным способом расчета параметра P для гранатов является метод проецирования полученных температур (Canil, 1999) на результирующую геотерму, соответствующую тепловому потоку 36.8 мВт/ m^2 и определенную по Р-Т-данным ксенокристов хромдиопсидов. Среди гранатов перидотитовой ассоциации (рис. 9) значения P для лерцолитов составляют от ~ 30 до ~ 72 кбар (максимальные значения установлены для трех зерен в диапазоне от ~ 66 до ~ 72); для потенциально алмазоносных гранатов гарцбургит-дунитовой группы — от ~ 41 до ~ 63 кбар; для гарцбургитов — от ~ 41 до ~ 59 кбар. Нижняя граница литосферной мантии, определенная по пересечению мантийной адиабаты и линии расчетной оптимальной геотермы, может находиться на глубине ~ 230 км, что на ~ 20 км больше, чем определенные максимальные значения P для гранатов. Мощность «алмазного окна» характеризует алмазный потенциал литосферной мантии в районе кимберлитовых трубок (Nowicki et al., 2007), и чем больше эта величина, тем выше ожидаемая алмазоносность. В настоящем исследовании данный параметр рассматривается как интервал фактически опробованной литосферной мантии по данным Р-Т-параметров мантийных образцов. По данным гранатов и клинопироксенов из пород кратерной части кимберлитовой трубки им. В.Гриба фактическая мощность «алмазного окна» составляет ~ 85 км.

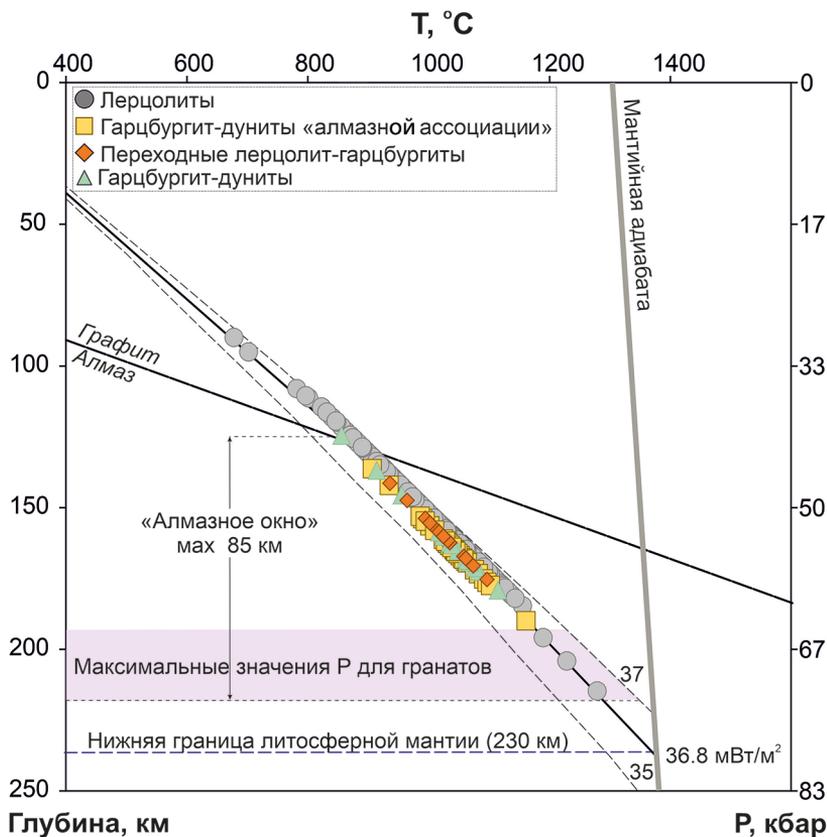


Рис. 9. Расчетные значения температуры (T_{Ni}) для гранатов перидотитовой ассоциации, спроецированные на результирующую оптимальную геотерму (36.8 мВт/м^2); линии тепловых потоков и мантийная адиабата по (Hasterock and Charman, 2011); линия фазового перехода графит — алмаз по (Day, 2012)

5. Обсуждение результатов

Термальный режим литосферной мантии в районе кимберлитовой трубки им. В. Гриба с использованием программы Gtherm оценен как соответствующий кондуктивной геотерме с тепловым потоком $36.1\text{--}36.8 \text{ мВт/м}^2$ по (Hasterock and Charman, 2011) для хромдиопсидов из диатремовой и кратерной частей трубки соответственно, что существенно уточняет ранее установленную мощность теплового потока ($36\text{--}38 \text{ мВт/м}^2$), определенную по образцам мантийных ксенолитов и ксенокристов (Щукина и др., 2012; Щукина и др., 2015; Агашева и др., 2023; Kostrovitsky et al., 2004).

Несмотря на практически полное отсутствие красно-оранжевых разновидностей гранатов в концентрате минералов тяжелой фракции из кратерной части трубки, доля которых в кимберлите диатремовой части составляет 22% (Гудимова и др., 2022) (рис. 5), процентное соотношение типов мантийных пород внутри цветовых групп в кратере и диатреме достаточно близкое. Абсолютно вся группа фиолетовых гранатов из обеих частей трубки относится к перидотитовой ассоци-

ации, в которой до 80 % зерен характеризуется лерцолитовым парагенезисом, 4 % гарцбургитовым и 10 % гарцбургит-дунитовым «алмазной ассоциации» (см. рис. 5). Гранаты верлитового парагенезиса обнаружены только в диатреме в количестве < 1 %. Среди оранжевых гранатов преобладает ассоциация низкохромистых пироксенитов (42 % в кратере и 63 % в диатреме), при этом в кратерной части трубки встречаются в значительном количестве гранаты из мегакристов и эклогитов (по ~ 20 %), а в диатремовой — только из эклогитов (27 %), а мегакристная ассоциация составляет всего 4 %. Группа красных гранатов из кратера в процентном соотношении типов мантийных пород практически идентична группе красных и красно-оранжевых разновидностей из диатремовой части (см. рис. 5): преобладает мегакристная ассоциация (до 60 %), лерцолиты составляют до 20 %, эклогиты — до 10 %, низкохромистые пироксениты — до 9 %. Дихроичные гранаты как в кратере, так и в диатреме относятся к переходному лерцолит-гарцбургитовому типу (53 и 80 % соответственно) и к лерцолитовому (47 и 10 % соответственно), при этом в диатремовой части установлены гранаты гарцбургитовой ассоциации (10 %). По составу дихроичные гранаты схожи с фиолетовыми лерцолитовыми и переходными лерцолит-гарцбургитовыми гранатами, но характеризуются более высоким содержанием кноррингитового компонента (Kgr_{11-21}) относительно фиолетовых разновидностей (Kgr_{8-16}), что, вероятно, и обуславливает их дихроичную окраску.

Данные по всем гранатам указывают на преобладание в составе литосферной мантии в районе кимберлитовой трубки им. В. Гриба лерцолитов — до 40 %, по данным гранатов из кратерной части, и до 50 % — по диатремовой (Гудимова и др., 2022; Агашева и др., 2023). Количество гранат-содержащих гарцбургит-дунитов установлено до 10 %, из которых 4 % как в кратере, так и в диатреме являются потенциально алмазоносными, ~ 2 % относятся к гарцбургит-дунитам и ~ 4 % к переходным лерцолит-гарцбургитам. В составе литосферной мантии в значительном количестве установлены породы эклогитового (~ 11 %) и низкохромистого пироксенитового (~ 18 %) типов. Количество гранатов из деформированных лерцолитов незначительное и составляет 0.6 % в кратере, 1.5 % в диатреме, при этом гранаты мегакристной ассоциации установлены в обеих частях трубки в количестве ~ 20 %. Гранаты верлитового типа не установлены в кратерной части трубки, а в диатремовой части идентифицированы в незначительном количестве (0.4 %), что в целом согласуется с ранее опубликованными данными по мантийным ксенолитам и ксенокристам из данной трубки (Васильева и др., 2005; Щукина и др., 2015; Shchukina et al., 2017).

Реконструкция строения литосферной мантии на основании данных по ИМК из кратерной части позволила установить, что гранат-содержащие лерцолиты представлены на всем участке литосферной мантии от ~ 80 до ~ 205 км (рис. 9 и 10). Гарцбургит-дуниты, в том числе переходные лерцолит-гарцбургиты, расположены преимущественно в центральной и нижней частях литосферной мантии в интервале от ~ 120 до ~ 170 км. Потенциально алмазоносные гарцбургиты расположены на участке литосферной мантии от ~ 130 до ~ 180 км исключительно в поле стабильности алмаза (Day, 2012). Глубина нахождения нижней границы литосферной мантии предполагается на уровне ~ 230 км. Фактическая мощность «алмазного окна» составляет ~ 85 км. Данные по гранатам из диатремы указывают на аналогичное положение типов мантийных пород перидотитовой ассоциации в разрезе литосферной мантии (рис. 10). При этом фактическая мощность «алмазного окна» при

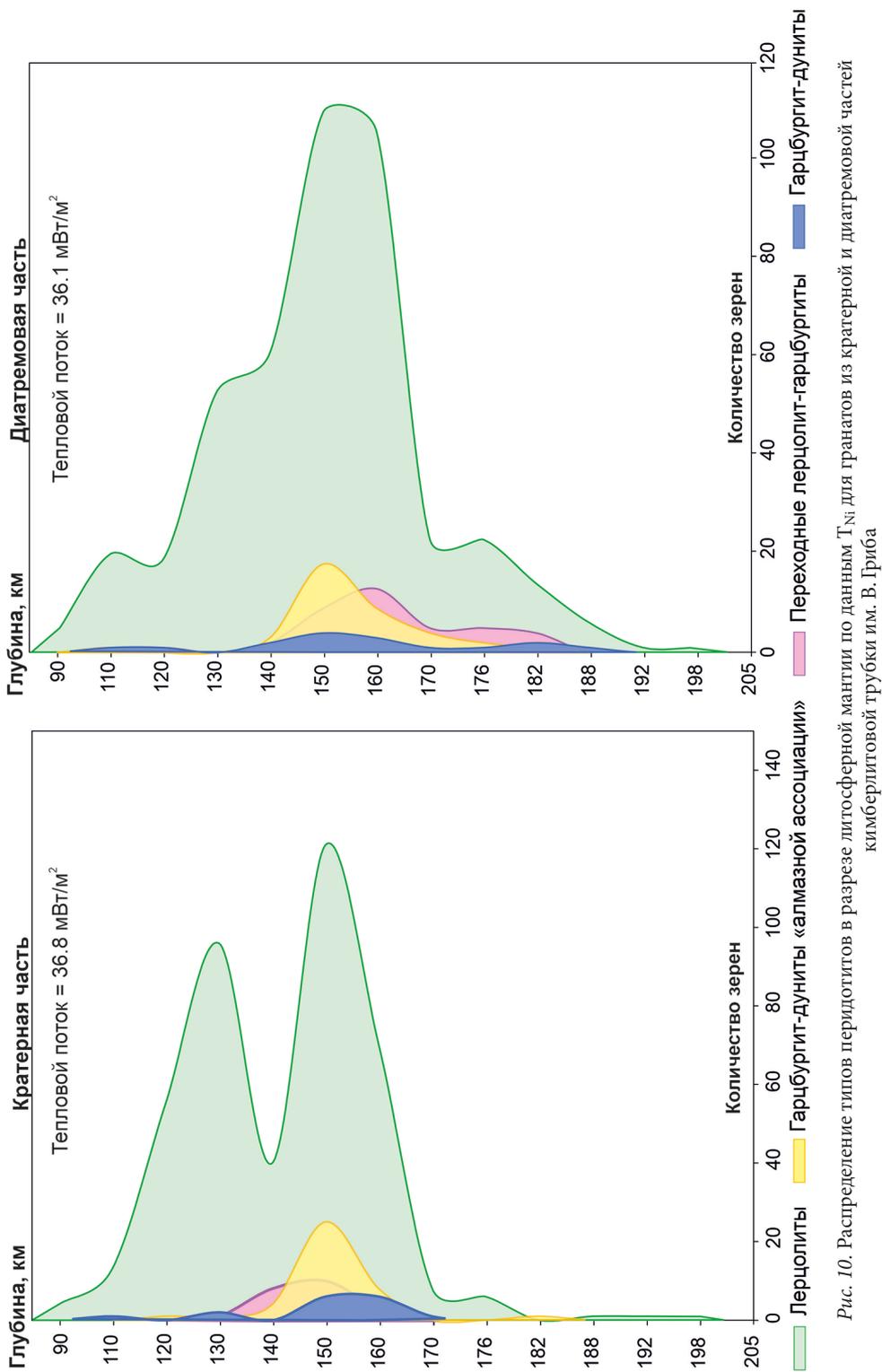


Рис. 10. Распределение типов перидотитов в разрезе литосферной мантии по данным Γ_{Ni} для гранатов из кратерной и диагременовой частей кимберлитовой трубки им. В. Гриба

тепловом потоке 36.1 мВт/м^2 составляет $\sim 90 \text{ км}$, а нижняя граница литосферной мантии может быть установлена на глубине $\sim 240 \text{ км}$.

Таким образом, результаты реконструкции основных параметров литосферной мантии, полученные на основании изучения ксенокристов гранатов и хромдиопсидов из пород кратерной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба, выбранных из одной заверочной скважины, показывают значительное соответствие с таковыми, полученными по диатремовой части (Гудимова и др., 2022; Агашева и др., 2023). Тем не менее можно выделить следующие различия: 1) в составе литосферной мантии, по данным гранатов из кратера, отсутствуют верлиты; 2) тепловой поток литосферной мантии, по расчетным Р-Т-параметрам ксенокристов хромдиопсидов из кратера, выше (36.8 мВт/м^2), чем таковой, определенный для хромдиопсидов из диатремовой части (36.1 мВт/м^2); 3) мощность «алмазного окна» составляет $\sim 85 \text{ км}$, по данным гранатов из кратерной части, и $\sim 90 \text{ км}$, по данным из диатремовой части, при глубине нахождения нижней границы литосферной мантии на уровне ~ 230 и $\sim 240 \text{ км}$, соответственно.

Известно (см. обзор в (Хмельков, 2008)), что во время геолого-оценочных работ на алмазы используется практика отбора и последующего изучения исключительно фиолетовых гранатов, так как их состав всегда соответствует ультраосновной ассоциации. В случае такого подхода количество гранатов «алмазной ассоциации» будет завышенным, а представление о строении литосферной мантии — неполным. Кроме того, без изучения гранатов других цветовых разновидностей сделать первичную оценку степени влияния высокотемпературного силикатного метасоматоза на породы литосферной мантии, который влияет на степень сохранности алмазов в породах литосферной мантии (Agashev et al., 2018), будет невозможно из-за отсутствия в выборке гранатов ассоциаций мегакристов и деформированных лерцолитов (Агашева и др., 2023). Следует также учитывать тот факт, что процент гранатов «алмазной ассоциации», определенный только по концентрациям Cr_2O_3 и CaO , низкий ($< 4\%$) для кимберлитовых трубок ААП (Васильева и др., 2005; Агашева и др., 2022) и не коррелирует с установленной алмазоносностью трубок и поэтому может в реальности не отражать истинную алмазоносность изучаемого объекта при первичной оценке потенциальной алмазоносности. Так, например, среднее содержание алмазов в трубке Архангельская (0.99 кар/т) в два раза больше, чем в трубке Ломоносовская (0.44 кар/т) (Устинов и др., 2021), но процентное количество гранатов «алмазной ассоциации» составляет 1.6 и 3.4% для обеих трубок соответственно (Агашева и др., 2022; Гудимова и др., 2023). Аналогичная ситуация наблюдается для слабоалмазных трубок: при одинаково низком содержании алмазов 0.06 кар/т доля потенциально алмазных гарцбургит-дунитов в трубке ЦНИГРИ-Архангельская составляет 0.7% (Агашева и др., 2023), а в трубке Ан-693 1.1% (Гудимова и др., 2023). В связи с этим для оценки алмазного потенциала опробуемого объекта при геолого-разведочных работах в условиях Архангельской области необходима полная реконструкция основных параметров литосферной мантии, таких как: состав (с выявлением процентного количества гранатов из различных типов перидотитов и обязательным определением количества ассоциаций мегакристов и деформированных лерцолитов), термальный режим (так как мощность теплового потока напрямую влияет на сохранение алмазов) и строение (определение мощности «алмазного окна» и нижней границы литосферной мантии).

6. Заключение

Интерпретация концентраций главных элементов в ксенокристаллах гранатов и хромдиопсидов из пород кратерной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба позволила реконструировать основные параметры литосферной мантии на момент кимберлитового магматизма. Литосферная мантия в районе трубки сложена преимущественно гранат-содержащими лерцолитами на всем ее участке — от ~ 80 до ~ 205 км — при сохранении деплетированных потенциально алмазоносных гарцбургит-дунитов в ее центральной и нижних частях — от ~ 130 до ~ 180 км. С помощью программы Gtherm результирующее оптимальное значение поверхностного теплового потока, по данным составов ксенокристаллов хромдиопсидов из кратерной части трубки, составило 36.8 мВт/м². Нижняя граница литосферной мантии предполагается на глубине ~ 230 км, а фактическая мощность «алмазного окна» составляет ~ 85 км. Полученные результаты показывают значительное соответствие основным параметрам литосферной мантии, реконструированным по ксенокристаллам гранатов и хромдиопсидов из пород диатремовой части кимберлитовой трубки им. В. Гриба. Таким образом, данные о химическом составе минералов-индикаторов кимберлита, отобранных из кратерных частей трубок ААП, могут быть использованы для первичной оценки потенциальной алмазоносности кимберлитовых объектов на этапе поисковых работ и реконструкции основных параметров литосферной мантии. Поскольку в кратерной части кимберлитовых трубок выход минералов тяжелой фракции значительно меньше, чем в диатремовой, для проведения исследований желательно использовать все зерна ИМК из максимально возможного количества заверочных скважин на опробуемом объекте, в том числе без предварительной отбраковки зерен ИМК (прежде всего граната) по цветовым характеристикам.

Благодарности

Авторы искренне благодарны двум анонимным рецензентам за их детальное прочтение рукописи и ценные замечания и пожелания, которые помогли улучшить качество представленной статьи.

Литература

- Агашева, Е. В. и Агашев, А. М. (2022). Способ оценки типа магматического материала в осадочных породах при поиске коренных месторождений алмазов в пределах алмазоносных районов. Федеральная служба по интеллектуальной собственности Российской Федерации, из № 2775724 RU 2 775 724 С1.
- Агашева, Е. В., Агашев, А. М., Гудимова, А. И., Малыгина, Е. В., Червяковский, В. С., Прусакова, Н. А., Щукин, В. С., Голубев, Ю. К., Похиленко, Н. П. (2022). Состав гранатов из кимберлитов Архангельской области как один из признаков алмазоносности. *Отечественная геология*, 1, 71–91. <https://doi.org/10.47765/0869-7175-2022-10005>
- Агашева, Е. В., Гудимова, А. И., Червяковский, В. С., Агашев, А. М. (2023). Контрастная алмазоносность кимберлитов трубок им. В. Гриба и ЦНИГРИ-Архангельская (Архангельская алмазоносная провинция) как следствие различий в составе и эволюции литосферной мантии: данные по концентрациям главных и редких элементов в ксенокристаллах граната. *Геология и геофизика*, 64 (12), 1751–1777. <https://doi.org/10.15372/GiG2023155>
- Богатиков, О. А., Гаранин, В. К., Кононова, В. А., Кудрявцева, Г. П., Васильева, Е. Р., Вержак, Е. М., Парсаданян, К. С., Посухова, Т. В. (1999). *Архангельская алмазоносная провинция*. М.: МГУ.

- Богатилов, О. А., Кононова, В. А., Носова, А. А., Кондрашов, И. А. (2007). Кимберлиты и лампроиты Восточно-Европейской платформы: петрология и геохимия. *Петрология*, 15 (4), 339–360.
- Васильева, Е. Р., Веричев, Е. М., Гаранин, В. К., Кудрявцева, Г. П., Писарев, П. А. (2005). Особенности состава важнейших минералов-индикаторов тяжелой фракции из месторождения алмазов им. В. Гриба. *Известия вузов. Геология и разведка*, 3, 33–41.
- Веричев, Е. М. (2002). *Геологические условия образования и разведка месторождения алмазов им. В. Гриба*. Дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ.
- Гудимова, А. И., Агашева, Е. В., Агашев, А. М., Похиленко, Н. П. (2022). Состав, строение и термальный режим литосферной мантии в районе высокоалмазоносной кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция): данные по химическому составу ксенокристов граната и хромдиопсида. *Доклады РАН*, 505 (1), 38–45. <https://doi.org/10.31857/S2686739722070088>
- Гудимова, А. И., Агашева, Е. В., Зырянова, Л. В. (2023). Реконструкция основных параметров литосферной мантии в районе кимберлитовых трубок Ломоносовская (Золотицкое поле) и Ан-693 (Кепинское поле), Архангельская алмазоносная провинция. В: *Рудная школа ЦНИГРИ 2023: материалы IV молодежной научно-образовательной конференции ЦНИГРИ*. М.: изд-во ФГБУ ЦНИГРИ, 50–56.
- Кононова, В. А., Голубева, Ю. Ю., Богатилов, О. А., Каргин, А. В. (2007). Алмазоносность кимберлитов Зимнебережного поля (Архангельская область). *Геология рудных месторождений*, 49 (6), 483–505.
- Королюк, В. Н., Лаврентьев, В. Г., Усова, Л. В., Нигматулина, Е. Н. (2008). О точности электронно-зондового анализа породообразующих минералов на микроанализаторе JXA-8100. *Геология и геофизика*, 49 (3), 221–225.
- Лаврентьев, Королюк, Усова, Нигматулина (2015). Рентгеноспектральный микроанализ породообразующих минералов на микроанализаторе JXA-8100. *Геология и геофизика*, 56 (10), 1813–1824. <https://doi.org/10.15372/GiG20151005>
- Ларионова, Ю. О., Сазонова, Л. В., Лебедева, Н. М., Носова, А. А., Третьяченко, В. В., Травин, А. В., Каргин, А. В., Юдин, Д. С. (2016). Возраст кимберлитов Архангельской провинции: Rb-Sr, ⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопно-геохронологические и минералогические данные для флогопита. *Петрология*, 24 (6), 607–639. <https://doi.org/10.7868/S0869590316040026>
- Пенделяк, Р. Н., Морозов, А. В., Могутова, В. А. (2019). Геологическое строение трубки им. В. Гриба и ее индикаторные особенности в геофизических полях. *Отечественная геология*, 5, 53–59.
- Соловьева, Л. В., Лаврентьев, Ю. Г., Егоров, К. Н., Костровицкий, С. И., Королюк, В. Н., Суворова, Л. Ф. (2008). Генетическая связь деформированных перидотитов и мегакристов граната из кимберлитов с астеносферными расплавами. *Геология и геофизика*, 49 (4), 281–301.
- Устинов, В. Н., Неручев, С. С., Загайный, А. К., Антащук, М. Г., Лобкова, Л. П., Микоев, И. И., Николаева, Э. В., О'Брайан, Х., Пелтонен, П., Пенделяк, Р. Н. (2021). *Алмазоносность севера Восточно-Европейской платформы*. СПб.: Наука.
- Хмельков, А. М. (2008). *Основные минералы кимберлитов и их эволюция в процессе ореолообразования (на примере Якутской алмазоносной провинции)*. Новосибирск: АРТА.
- Щукина, Е. В., Агашев, А. М., Костровицкий, С. И., Похиленко, Н. П. (2015). Метасоматические изменения литосферной мантии в районе кимберлитовой трубки им. В. Гриба, Архангельская алмазоносная провинция. *Геология и геофизика*, 56 (12), 2153–2172. <https://doi.org/10.15372/GiG20151204>
- Щукина, Е. В., Головин, Н. Н., Мальковец, В. Г., Похиленко, Н. П. (2012). Минералогия и P-T-параметры равновесия минеральных парагенезисов перидотитов из кимберлитовой трубки им. В. Гриба, Архангельская алмазоносная провинция. *Доклады РАН*, 444 (6), 1–6.
- Agashev, A. M., Ionov, D. A., Pokhilenko, N. P., Golovin, A. V., Cherepanova, Yu., Sharygin, I. S. (2013). Metasomatism in the lithospheric mantle roots: Constraints from WR and minerals chemical composition of deformed peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe. *Lithos*, 160–161, 201–215. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.11.014>
- Agashev, A. M., Nakai, S., Serov, I. V., Tolstov, A. V., Garanin, K. V., Kovalchuk, O. E. (2018). Geochemistry and origin of the Mirny field kimberlites, Siberia. *Mineralogy and Petrology*, 112, 597–608. <https://doi.org/10.1007/s00710-018-0617-4>

- Agasheva, E. V. (2021). Magmatic material in sandstone shows prospects for new Diamond deposits within the Northern East European platform. *Minerals*, 11 (4), 339. <https://doi.org/10.3390/min11040339>
- Canil, D. (1999). The Ni-in-garnet geothermometer: calibration at natural abundances. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 136, 240–246. <https://doi.org/10.1007/s004100050535>
- Day, H. W. (2012). A revised diamond-graphite transition curve. *American Mineralogist*, 97, 52–62. <https://doi.org/10.2138/am.2011.3763>
- Dymshits, A. M., Sharygin, I. S., Malkovets, V. G., Yakovlev, I. V., Gibsher, A. A., Alifirova, T. A., Vorobei, S. S., Potapov, S. V., Garanin, V. K. (2020). Thermal State, Thickness, and Composition of the Lithospheric Mantle beneath the Upper Muna Kimberlite Field (Siberian Craton) Constrained by Clinopyroxene Xenocrysts and Comparison with Daldyn and Mirny Fields. *Minerals*, 10 (6), 549. <https://doi.org/10.3390/min10060549>
- Grütter, H. S., Gurney, J. J., Menzies, A. H., Winter, F. (2004). An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers. *Lithos*, 77, 841–857. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.012>
- Grütter, H., Latti, D., Menzies, A. (2006). Cr-Saturation Arrays in Concentrate Garnet Compositions from Kimberlite and their Use in Mantle Barometry. *Journal of Petrology*, 47, 801–820. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi096>
- Hasterok, D. and Chapman, D. S. (2011). Heat production and geotherms for the continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 307, 59–70. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.04.034>
- Kargin, A. V., Sazonova, L. V., Nosova, A. A., Pervov, V. A., Minevrina, E. V., Khvostikov, V. A., Burmii, Z. P. (2017). Sheared peridotite xenolith from the V.Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk Diamond Province, Russia: Texture, composition, and origin. *Geoscience Frontiers*, 8, 653–669. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.03.001>
- Kostrovitsky, S. I., Malkovets, V. G., Verichev, E. M., Garanin, V. K., Suvorova, L. V. (2004). Megacrysts from the V.Grib Kimberlite Pipe. *Lithos*, 77, 511–523. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.014>
- Mahotkin, I. L., Gibson, S. A., Thompson, R. N., Zhuravlev, D. Z., Zherdev, P. U. (2000). Late Devonian Diamondiferous Kimberlite and Alkaline Picrite (Proto-kimberlite?) Magmatism in the Arkhangelsk Region, Russia. *Journal of Petrology*, 41 (2), 201–227. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.2.201>
- Nimis, P. (2022). Pressure and temperature data for diamonds. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 88 (1), 533–565. <https://doi.org/10.2138/rmg.2022.88.10>
- Nimis, P. and Taylor, W. R. (2000). 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*, 139, 541–554. <https://doi.org/10.1007/s004100000156>
- Nowicki, T. E., Moore, R. O., Gurney, J., Baumgartner, M. C. (2007). Diamonds and associated heavy minerals in kimberlite: A review of key concepts and applications. *Developments in Sedimentology*, 58, 1235–1267. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(07\)58046-5](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(07)58046-5)
- Ramsey, R. R. and Tompkins, L. A. (1994). The geology, heavy mineral concentrate, mineralogy, and diamond prospectivity of Boa Esperanca and Cana Verde pipes, Corrego D'anta, Minas Gerais, Brazil. In: *Kimberlites, Related Rocks and Mantle Xenoliths, Proc. 5th Int. Kimberlite Conference*. Araxa: CPRM Spec. Publ., 329–345.
- Rubanova, E. V., Palazhchenko, O. V., Garanin, V. K. (2009). Diamonds from the V.Grib pipe, Arkhangelsk kimberlite province, Russia. *Lithos*, 112, 880–885. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.04.044>
- Ryan, C. G., Griffin, W. L., Pearson, N. J. (1996). Garnet geotherms: A technique for derivation of P-T data from Cr-pyroxene garnets. *Journal of Geophysical Research*, 101, 5611–5625. <https://doi.org/10.1029/95JB03207>
- Schulze, D. J. (2003). A classification scheme for mantle-derived garnets in kimberlite: a tool for investigating the mantle and exploring for diamonds. *Lithos*, 71, 195–213. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(03\)00113-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(03)00113-0)
- Shchukina, E. V., Agashev, A. M., Pokhilenko, N. P. (2017). Metasomatic origin of garnet xenocrysts from the V.Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk region, NW Russia. *Geoscience Frontiers*, 8, 641–651. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.08.005>
- Smith, C. B., Gurney, J. J., Skinner, E. M. W., Clement, C. R., Ebrahim, N. (1985). Geochemical character of Southern African kimberlites: A new approach on isotopic constraints. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 88, 267–280.
- Sobolev, N. V., Lavrent'ev, Yu. G., Pokhilenko, N. P., Usova, L. V. (1973). Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40, 39–52. <https://doi.org/10.1007/BF00371762>

Ziberna, L., Nimis, P., Kuzmin, D., Malkovets, V.G. (2016). Error sources in single-clinopyroxene thermobarometry and a mantle geotherm for the Novinka kimberlite, Yakutia. *American Mineralogist*, 101, 2222–2232. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5540>

Статья поступила в редакцию 27 декабря 2023 г.

Статья рекомендована к печати 20 июня 2024 г.

Информация об авторах:

Гудимова Алёна Ивановна — a.gudimova@igm.nsc.ru, gudimovaa2@gmail.com

Агашева Елена Владимировна — shchukinalena@igm.nsc.ru

Дымшиц Анна Михайловна — adymshits@crust.irk.ru

Reconstruction of the composition and structure of the lithospheric mantle based on the major element composition of garnet and chromium diopside xenocrysts from rocks of the crater part of a kimberlite pipe (the example of the V. Grib pipe, Arkhangelsk diamondiferous province)*

A. I. Gudimova^{1,2}, E. V. Agasheva¹, A. M. Dymshits^{3,4}

¹ Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Siberian Branch of the Russian Academy of Science,

3, pr. Koptyuga, Novosibirsk, 630090, Russian Federation

² Novosibirsk State University,

2, ul. Pirogova, Novosibirsk, 630090, Russian Federation

³ Institute of the Earth's Crust of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,

128, ul. Lermontova, Irkutsk, 664033, Russian Federation

⁴ Geological Institute of the Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences,

14, ul. Fersmana, Apatity, 184209, Russian Federation

For citation: Gudimova, A. I., Agasheva, E. V., Dymshits, A. M. (2024). Reconstruction of the composition and structure of the lithospheric mantle based on the major element composition of garnet and chromium diopside xenocrysts from rocks of the crater part of a kimberlite pipe (the example of the V. Grib pipe, Arkhangelsk diamondiferous province). *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*, 69 (3), 580–604. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2024.310> (In Russian)

The article reports data on the concentrations of the major elements in garnet (1104 grains) and clinopyroxene (238 grains) xenocrysts extracted from rocks of the crater part of the highly diamondiferous V. Grib kimberlite pipe, located within the Arkhangelsk diamondiferous province. All garnet grains were divided into five color groups: violet (35 % of the total sample), orange (40 %), red (23 %), red-orange (< 1 %) and dichroic (1.3 %). The composition of garnets indicates the presence in the lithospheric mantle of lherzolites (39 %), harzburgite-dunites (up to 8 %, including 4 % of potentially diamond-bearing), as well as a significant amount of megacrysts (23 %), low-chromium pyroxenites (up to 19 %), and eclogites (11 %). The temperature varies from 900 to 1200 °C, which is the most common temperature range of diamond stability in the lithospheric mantle rocks, corresponds to 78 % of lherzolite garnets and 88 % of garnets of the harzburgite-dunite paragenesis, including 95 % of “diamond association” garnets. The bestfit geotherm was determined using the software Gtherm according

* All analytical works were supported by the Russian Science Foundation (grant no. 20-77-10018). The software Gtherm was developed by the Russian Science Foundation (grant no. 22-77-10073). Sampling of sandstones from the crater part of the V. Grib kimberlite pipe was carried out due to the state assignment of IGM SB RAS (no. 122041400157-9).

to the calculated P-T values of chrome diopside xenocrysts and was consistent with 36.8 mW/m² surface heat flux. Reconstruction of the structure of the lithospheric mantle indicates the location of garnets of lherzolite paragenesis throughout the entire section of the lithospheric mantle from ~ 80 to ~ 205 km, harzburgite-dunites, including potentially diamond-bearing varieties, mainly in its central and lower parts from ~ 130 to ~ 180 km. The lower boundary of the lithospheric mantle was established at a depth of ~ 230 km. The thickness of the “diamond window” is ~ 85 km. The results of the study showed that kimberlite indicator minerals from the crater parts could be suitable to predict the potential diamond content of kimberlite objects at the drilling stage.

Keywords: kimberlite pipe, crater part, sandstone, Arkhangelsk, East European Platform, lithospheric mantle, pyrope, chromium diopside, thermal state, diamond content.

References

- Agashev, A. M., Ionov, D. A., Pokhilenko, N. P., Golovin, A. V., Cherepanova, Yu., Sharygin, I. S. (2013). Metasomatism in the lithospheric mantle roots: Constraints from WR and minerals chemical composition of deformed peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe. *Lithos*, 160–161, 201–215. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.11.014>
- Agashev, A. M., Nakai, S., Serov, I. V., Tolstov, A. V., Garanin, K. V., Kovalchuk, O. E. (2018). Geochemistry and origin of the Mirny field kimberlites, Siberia. *Mineralogy and Petrology*, 112, 597–608. <https://doi.org/10.1007/s00710-018-0617-4>
- Agasheva, E. V. (2021). Magmatic material in sandstone shows prospects for new Diamond deposits within the Northern East European platform. *Minerals*, 11 (4), 339. <https://doi.org/10.3390/min11040339>
- Agasheva, E. V. and Agashev, A. M. (2022). A method for evaluating the type of magmatic material in sediments when searching for indigenous diamond deposits within diamond-rich areas. *The Federal Service for Intellectual Property*, from no. 2775724 RU 2 775 724 C1. (In Russian)
- Agasheva, E. V., Agashev, A. M., Gudimova, A. I., Malygina, E. V., Chervyakovsky, V. S., Prusakova, N. A., Shchukin, V. S., Golubev, Yu. K., Pokhilenko, N. P. (2022). Garnet composition from kimberlites of the Arkhangelsk region as a proxy for diamond prospectivity. *Otechestvennaia geologia*, 1, 71–91. <https://doi.org/10.47765/0869-7175-2022-10005> (In Russian)
- Agasheva, E. V., Gudimova, A. I., Chervyakovskii, V. S., Agashev, A. M. (2023). Contrasting diamond potentials of kimberlites of the V. Grib and TSNIGRI-Arkhangelskaya pipes (Arkhangelsk diamondiferous province) as a result of the different compositions and evolution of the lithospheric mantle: data on the contents of major and trace elements in garnet xenocrysts of rock mass under open-pit mine. *Geology and Geophysics*, 64 (12), 1459–1480. <https://doi.org/10.2113/RGG20234569> (In Russian)
- Bogatikov, O. A., Garanin, V. K., Kononova, V. A., Kudryavtseva, G. P., Vasileva, E. R., Verzhak, V. V., Verichev, E. M., Parsadanyan, K. S., Posuhova, T. V. (1999). *Arkhangelsk Diamondiferous Province*. Moscow: Moscow University Press. (In Russian)
- Bogatikov, O. A., Kononova, V. A., Nosova, A. A., Kondrashov, I. A. (2007). Kimberlites and lamproites of the East-European Platform: Petrology and geochemistry. *Petrology*, 15, 315–334. <https://doi.org/10.1134/S0869591107040017> (In Russian)
- Canil, D. (1999). The Ni-in-garnet geothermometer: calibration at natural abundances. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 136, 240–246. <https://doi.org/10.1007/s004100050535>
- Day, H. W. (2012). A revised diamond-graphite transition curve. *American Mineralogist*, 97, 52–62. <https://doi.org/10.2138/am.2011.3763>
- Dymshits, A. M., Sharygin, I. S., Malkovets, V. G., Yakovlev, I. V., Gibsher, A. A., Alifirova, T. A., Vorobei, S. S., Potapov, S. V., Garanin, V. K. (2020). Thermal State, Thickness, and Composition of the Lithospheric Mantle beneath the Upper Muna Kimberlite Field (Siberian Craton) Constrained by Clinopyroxene Xenocrysts and Comparison with Daldyn and Mirny Fields. *Minerals*, 10 (6), 549. <https://doi.org/10.3390/min10060549>
- Grütter, H., Latti, D., Menzies, A. (2006). Cr-Saturation Arrays in Concentrate Garnet Compositions from Kimberlite and their Use in Mantle Barometry. *Journal of Petrology*, 47, 801–820. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi096>

- Grütter, H. S., Gurney, J. J., Menzies, A. H., Winter, F. (2004). An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers. *Lithos*, 77, 841–857. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.012>
- Gudimova, A. I., Agasheva, E. V., Agashev, A. M., Pokhilenko, N. P. (2022). Composition, structure, and thermal regime of the lithospheric mantle in the area of the highly diamondiferous V. Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk diamondiferous province: data on the chemical composition of garnet and chrome-diopside xenocrysts. *Doklady Earth Sciences*. 505 (1), 439–445. <https://doi.org/10.1134/S1028334X2207008X> (In Russian)
- Gudimova, A. I., Agasheva, E. V., Zyryanova, L. V. (2023). Reconstruction of the main parameters of the lithospheric mantle in the area of Lomonosovskaya (Zolotitsa field) and An-693 (Kepino field) kimberlitic pipes, Arkhangelsk diamondiferous province. In: *Rudnaia shkola TSNIGRY 2023: Materialy IV molodiozhnoi nauchno-obrazovatel'noi konferentsii TSNIGRY*. Moscow: Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, 50–56. (In Russian)
- Hasterok, D. and Chapman, D. S. (2011). Heat production and geotherms for the continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 307, 59–70. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.04.034>
- Kargin, A. V., Sazonova, L. V., Nosova, A. A., Pervov, V. A., Minevrina, E. V., Khvostikov, V. A., Burmii, Z. P. (2017). Sheared peridotite xenolith from the V. Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk Diamond Province, Russia: Texture, composition, and origin. *Geoscience Frontiers*, 8, 653–669. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.03.001>
- Khmelkov, A. M. (2008). *The main minerals of kimberlites and their evolution in the process of halo formation (on the example of the Yakutsk diamondiferous province)*. Novosibirsk: ARTA Publ. (In Russian)
- Kononova, V. A., Golubeva, Y. Y., Bogatkov, O. A., Kargin, A. V. (2007). Diamond resource potential of kimberlites from the Zimny Bereg field, Arkhangelsk oblast. *Geologia rudnykh mestorozhdenii*, 49 (6), 483–505. <https://doi.org/10.1134/S1075701507060013> (In Russian)
- Kostrovitsky, S. I., Malkovets, V. G., Verichev, E. M., Garanin, V. K., Suvorova, L. V. (2004). Megacrysts from the V. Grib Kimberlite Pipe. *Lithos*, 77, 511–523. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.014>
- Korolyuk, V. N., Lavrent'ev, Yu. G., Usova, L. V., Nigmatulina, E. N. (2008). JXA-8100 microanalyzer: Accuracy of analysis of rock-forming minerals. *Geology and Geophysics*, 49 (3), 165–168. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2007.07.005> (In Russian)
- Larionova, Yu. O., Sazonova, L. V., Lebedeva, N. M., Nosova, A. A., Tretyachenko, V. V., Travin, A. V., Kargin, A. V., Yudin, D. S. (2016). Kimberlite age in the Arkhangelsk Province, Russia: Isotopic geochronologic Rb–Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and mineralogical data on phlogopite. *Petrology*, 24, 562–593. <https://doi.org/10.1134/S0869591116040020> (In Russian)
- Lavrent'ev, Yu. G., Korolyuk, V. N., Usova, L. V., Nigmatulina, E. N. (2015). Electron probe microanalysis of rock-forming minerals with a JXA-8100 electron probe microanalyzer. *Geology and Geophysics*, 56, 1428–1436. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.09.005> (In Russian)
- Mahotkin, I. L., Gibson, S. A., Thompson, R. N., Zhuravlev, D. Z., Zherdev, P. U. (2000). Late Devonian Diamondiferous Kimberlite and Alkaline Picrite (Proto-kimberlite?) Magmatism in the Arkhangelsk Region, Russia. *Journal of Petrology*, 41 (2), 201–227. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.2.201>
- Nimis, P. and Taylor, W. R. (2000). 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*, 139, 541–554. <https://doi.org/10.1007/s004100000156>
- Nimis, P. (2022). Pressure and temperature data for diamonds. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 88 (1), 533–565. <https://doi.org/10.2138/rmg.2022.88.10>
- Nowicki, T. E., Moore, R. O., Gurney, J., Baumgartner, M. C. (2007). Diamonds and associated heavy minerals in kimberlite: A review of key concepts and applications. *Developments in Sedimentology*, 58, 1235–1267. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(07\)58046-5](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(07)58046-5)
- Pendelyak, R. N., Morozov, A. V., Mogutova, V. A. (2019). Geological structure of the tube V. Griba and its display features in geophysical fields. *Otechestvennaia geologia*, 5, 53–59. (In Russian)
- Ramsey, R. R. and Tompkins, L. A. (1994). The geology, heavy mineral concentrate, mineralogy, and diamond prospectivity of Boa Esperanca and Cana Verde pipes, Corrego D'anta, Minas Gerais, Brazil. In: *Kimberlites, Related Rocks and Mantle Xenoliths, Proc. 5th Int. Kimberlite Conference*. Araxa: CPRM Spec. Publ., 329–345.
- Rubanova, E. V., Palazhchenko, O. V., Garanin, V. K. (2009). Diamonds from the V. Grib pipe, Arkhangelsk kimberlite province, Russia. *Lithos*, 112, 880–885. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.04.044>

- Ryan, C. G., Griffin, W. L., Pearson, N. J. (1996). Garnet geotherms: A technique for derivation of P-T data from Cr-pyrope garnets. *Journal of Geophysical Research*, 101, 5611–5625. <https://doi.org/10.1029/95JB03207>
- Schulze, D. J. (2003). A classification scheme for mantle-derived garnets in kimberlite: a tool for investigating the mantle and exploring for diamonds. *Lithos*, 71, 195–213. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(03\)00113-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(03)00113-0)
- Shchukina, E. V., Agashev, A. M., Pokhilenko, N. P. (2017). Metasomatic origin of garnet xenocrysts from the V. Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk region, NW Russia. *Geoscience Frontiers*, 8, 641–651. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.08.005>
- Shchukina, E. V., Agashev, A. M., Kostrovitsky, S. I., Pokhilenko, N. P. (2015). Metasomatic processes in the lithospheric mantle beneath the V. Grib kimberlite pipe (Arkhangelsk diamondiferous province). *Geology and Geophysics*, 56, 1701–1716. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.11.004>
- Shchukina, E. V., Golovin, N. N., Mal'kovets, V. G., Pokhilenko, N. P. (2012). Mineralogy and Equilibrium P–T Estimates for Peridotite Assemblages from the V. Grib Kimberlite Pipe (Arkhangelsk Kimberlite Province). *Doklady Earth Sciences*, 444 (2), 776–781. <https://doi.org/10.1134/S1028334X12060268> (In Russian)
- Smith, C. B., Gurney, J. J., Skinner, E. M. W., Clement, C. R., Ebrahim, N. (1985). Geochemical character of Southern African kimberlites: A new approach on isotopic constraints. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 88, 267–280.
- Sobolev, N. V., Lavrent'ev, Y. G., Pokhilenko, N. P., Usova, L. V. (1973). Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40, 39–52. <https://doi.org/10.1007/BF00371762>
- Solov'eva, L. V., Egorov, K. N., Lavrent'ev, Yu. G., Korolyuk, V. N., Kostrovitskii, S. I., Suvorova, L. F. (2008). The genetic relationship of the deformed peridotites and garnet megacrysts from kimberlites with asthenospheric melts. *Russian Geology and Geophysics*, 49 (4), 207–224. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2007.09.008> (In Russian)
- Ustinov, V. N., Neruchev, S. S., Zagainy, A. K., Antashchuk, M. G., Lobkova, L. P., Mikoev, I. I., Nikolaeva, E. V., O'Bryan, H., Peltonen, P., Pendelak, R. N. (2021). *Diamonds in the north of the East European Platform*. St Petersburg: Nauka Publ. (In Russian)
- Vasilyeva, E. R., Verichev, E. M., Garanin, V. K., Kudryavtseva, G. P., Pisarev, P. A. (2005). Composition characteristics of the most important mineral-indicators of heavy fraction from the diamond deposit named after V. Grib (Arkhangelsk diamondiferous province). *Isvestia vuzov. Geologia i razvedka*, 3, 33–41. (In Russian)
- Verichev, E. M. (2002). *Geological Conditions of Formation and Exploration of the V. Grib Deposit*. PhD thesis. Moscow. (In Russian)
- Ziberna, L., Nimis, P., Kuzmin, D., Malkovets, V. G. (2016). Error sources in single-clinopyroxene thermobarometry and a mantle geotherm for the Novinka kimberlite, Yakutia. *American Mineralogist*, 101, 2222–2232. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5540>

Received: December 27, 2023

Accepted: June 20, 2024

Authors' information:

Alena I. Gudimova — a.gudimova@igm.nsc.ru, gudimovaa2@gmail.com

Elena V. Agasheva — shchukinalena@igm.nsc.ru

Anna M. Dymshits — adymshits@crust.irk.ru