

На правах рукописи



ЯКОВЛЕВ Игорь Викторович

**ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРНОЙ
МАНТИИ ПОД ВЕРХНЕМУНСКИМ КИМБЕРЛИТОВЫМ ПОЛЕМ ПО
ДАНЫМ ИЗУЧЕНИЯ ПЕРИДОТИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ И
МИНЕРАЛОВ СПУТНИКОВ АЛМАЗА**

1.6.4. – «Минералогия, кристаллография. Геохимия, геохимические методы
поисков полезных ископаемых»

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук (ИГМ СО РАН), г. Новосибирск.

Научный руководитель

Мальковец Владимир Григорьевич, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник лаборатории №451 Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН.

Официальные оппоненты

Сафонов Олег Геннадьевич, доктор геолого-минералогических наук, директор Института экспериментальной минералогии РАН, (г. Черноголовка).

Носова Анна Андреевна, доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией петрографии Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН им. академика А.Н. Заварицкого РАН, (г. Москва).

Ведущая организация

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (ИГХ СО РАН), (г. Иркутск)

Защита состоится «25» сентября 2024 года в 14.00 часов на заседании Диссертационного совета 24.1.050.02, созданного на базе ФГБУН ИГМ СО РАН, в конференц-зале (630090, г. Новосибирск, пр-т ак. Коптюга, 3).

Отзыв в одном экземпляре, оформленный в соответствии с требованиями Минобрнауки России, просим направлять по адресу: 630090, г. Новосибирск, пр-т ак. Коптюга, 3, Гаськовой О.Л. Тел./факс: +7 (383) 373-03-28; +7(383) 373-05-61 e-mail: gaskova@igm.nsc.ru

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке и на сайте ФГБУН ИГМ СО РАН https://www.igm.nsc.ru/images/diss/loadfiles_dzubenko/yakovlevIV/dis-Yakovlev.pdf.

Автореферат разослан «12» августа 2024 г.

Ученый секретарь

Диссертационного совета,

д.г.-м.н.

О.Л. Гаськова

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования.

Проблемы поиска и оценки коренных алмазоносных месторождений за последние два десятилетия приобрели особую актуальность в алмазодобывающей индустрии. За этот период значительно сократилось количество обнаруженных алмазоносных кимберлитовых тел, что наводит на мысль о необходимости пересмотра и совершенствования существующих методов и подходов их поиска.

Для разработки более эффективных методов поиска и оценки месторождений алмаза важно понимать процессы, при которых образовались не только эти месторождения, но и сами алмазы. В настоящее время достоверно известно, что генезис большинства алмазов из кимберлитов, связан с субконтинентальной литосферной мантией (Соболев, 1974, 1983; Meyer et al., 1987; Harris et al., 1992), их образование происходит при высоких давлениях, на глубинах 150-250 км и температурах 900-1400°C (Boyd et al., 1980, Stachel et al., 1997, Gurney et al., 2010), а сами кимберлиты являются лишь транспортерами алмаза к земной поверхности. Однако проблемы оценки алмазоносности кимберлитовых месторождений, а также методы прогнозирования алмазоносных трубок до сих пор являются ключевыми в алмазодобывающей промышленности.

Известно, что количество алмазов на тонну кимберлитового сырья, а также их качество, во многом зависит от степени метасоматического преобразования перидотитов в литосферной мантии, через которую происходило внедрение кимберлита. Определить степень метасоматической переработки алмазоносного кила, а также мощность “алмазоносного окна” возможно с помощью изучения ксенолитов перидотитов из кимберлитов, а также минералов спутников алмазов.

Верхнемунское кимберлитовое поле является уникальным объектом исследования, так как на относительно небольшой территории вмещает значительное количество кимберлитовых тел, относящихся к разным рудоконтролирующим разломам и характеризующихся различной степенью алмазоносности. Таким образом, исследование Верхнемунского кимберлитового поля может пролить свет на ключевые аспекты алмазоносности кимберлитовых тел, способствуя разработке более эффективных методов поиска и оценки коренных месторождений алмаза.

Цель исследования - установить особенности состава и строения литосферной мантии под Верхнемунским кимберлитовым полем. **Задачи:** 1) Исследовать химический состав минералов спутников алмаза из перидотитовых ксенолитов и их дезинтегрированных фрагментов из концентрата тяжелой фракции кимберлитовых тел Верхнемунского поля, 2) Сравнить составы минералов спутников алмаза из разных кимберлитовых тел Верхнемунского кимберлитового поля (в том числе принадлежащих к разным рудоконтролирующим структурам), 3) Оценить влияние метасоматических процессов на область литосферной мантии в пределах Верхнемунского кимберлитового поля, 4) Реконструировать палеогеотерму, выявить мощность литосферной мантии и “алмазного окна” под Верхнемунским кимберлитовым полем.

Фактический материал, методы исследования и личный вклад автора. Работа базируется на результатах изучения представительной коллекции перидотитовых ксенолитов и шлиховых проб, часть которых предоставлена Мальковцом В.Г., часть компанией АЛРОСА, а часть отобрана лично автором в ходе полевых работ в 2019-2020 г. Исследованы 171 перидотитовый ксенолит из кимберлитовой трубки Комсомольская-Магнитная и 34 перидотитовых ксенолита из кимберлитовой трубки Деймос, а также 1724

зерен граната, 1435 зерен оливина, 2348 зерен хромшпинелидов и 442 зерна клинопироксена из шлиховых проб 13 кимберлитовых тел Верхнемунского кимберлитового поля (тр. М-2, тр. Комсомольская-магнитная, тр. Интеркосмос, тр. 325 лет Якутии, к.т. Вилюйская-2019, тр. Космос-2, тр. Заполярная, тр. Деймос, к.т. 1/15, к.т. 3/15, к.т. 1/94, к.т. Жила-1, к.т. Жила-2). Для выяснения характера метасоматических процессов в литосферной мантии были изучены геохимические характеристики гранатов из ксенолитов перидотитов трубки Комсомольская-Магнитная (35 зерен) и гранатов из шлиховых проб из трубок Комсомольская-Магнитная (308 зерен) и Деймос (146 зерен).

Химический состав минералов определялся методом РСМА на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8100 в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск). Содержания редких элементов в гранатах определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой с использованием прибора Agilent 7700cs с системой лазерной абляции Photon Machines Excite Excimer в GEMOC National Key Centre, Macquarie University (г.Сидней, Австралия).

Для реконструкции палеогеотермы использовался мономинеральный клинопироксеновый термобарометр Nimis, Taylor (2000). Для определения РТ условий образования гранатов использовались Ni-in-Gar геотермометр и Cr-in-Gar геотермобарометр (Griffin et al., 1995).

Автором полностью выполнена пробоподготовка образцов, которая включала: отбор минералов спутников алмаза (МСА) из шлиховых проб и перидотитовых ксенолитов, монтирование МСА в шашки из эпоксидной смолы и полировку. Автор самостоятельно проводил аналитику гранатов методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой в GEMOC National Key Centre, Macquarie University (г.Сидней, Австралия). Кроме того, автором выполнена обработка всех полученных данных и их интерпретация.

Научная новизна и практическая значимость работы. Исследована представительная коллекция перидотитовых ксенолитов кимберлитовой трубки Комсомольская-Магнитная и трубки Деймос (Верхнемунского кимберлитового поля). Впервые был подробно исследован и описан химический состав минералов спутников алмаза из шлиховых и протолочных проб семи новых кимберлитовых тел Верхнемунского кимберлитового поля. В работе приводятся новые оригинальные данные по реконструкции палеогеотермы и определению химической границы субконтинентальной литосферной мантии под Верхнемунским кимберлитовым полем. Показана гетерогенность составов минералов спутников алмаза для ряда кимберлитовых тел в пределах одного кимберлитового поля, относящихся к трем различным рудоконтролирующим разломам и имеющим значительные отличия в содержании алмазного сырья.

Данная работа направлена на изучение состава и строения субконтинентальной литосферной мантии, с которой непосредственно связаны процессы образования алмаза. Кроме того, исследованы метасоматические преобразования, способствующие росту, либо же напротив растворению алмаза в литосферной мантии. Таким образом, результаты, полученные в данной работе, могут быть практически использованы при совершенствовании методов прогнозирования, поиска и оценки промышленных месторождений алмаза.

Основные защищаемые положения.

1. Литосферная мантия под Верхнемунским кимберлитовым полем сложена преимущественно гранат- и хромитсодержащими дунитами и гарцбургитами, а также зернистыми гранатовыми лерцолитами. Высокая доля (~30%) перидотитов с

высокомагнезильными оливинами $Mg\# >93$ мол. %, а также наличие гранатов с аномально низкими содержаниями Cr_2O_3 (<5 мас. %), CaO (<4 мас. %) и TiO_2 (<90 ppm) свидетельствует о наличии в литосферной мантии под Верхнемунским кимберлитовым полем блока высокодеплетированных пород.

2. На момент кимберлитового магматизма (365 млн. лет) мощность литосферы под Верхнемунским кимберлитовым полем составляла ~220 км. Геохимические характеристики гранатов позволяют выделить в литосферной мантии рубеж 180-190 км, выше которого метасоматические преобразования перидотитов были вызваны воздействием карбонатитовых расплавов/флюидов, а ниже – силикатными расплавами. “Алмазное окно” – область распространения перидотитов алмазной фации глубинности, не испытавших существенного воздействия силикатного метасоматоза, располагалось в интервале глубин 125-190 км.
3. Разнообразие парагенетических групп минералов спутников алмаза, а также значительные разбросы их составов и содержаний в индивидуальных кимберлитовых телах Верхнемунского поля свидетельствуют о значительной гетерогенности литосферной мантии под этим полем.

Соответствие результатов работы научным специальностям. Результаты работы соответствуют пунктам 1 (Минералогия земной коры и глубинных геосфер Земли, ее поверхности и дна водоемов), 3 (Генетическая минералогия, исследование парагенезисов минералов и эволюции минералогенеза в природных и техногенных системах), 4 (Минералогия месторождений металлического и неметаллического сырья; минералогическое картирование и минералогические методы, используемые для прогноза, поисков, разведки и оценки месторождений полезных ископаемых) паспорта специальности 1.6.4.

Апробация работы. По результатам исследования опубликовано 15 работ, в том числе 3 статьи в журналах, включенных в перечень рецензируемых научных изданий ВАК (из них 2 статьи в зарубежных научных изданиях, индексируемых в БД Scopus, WoS) 1 в журнале не включенном в перечень ВАК, 12 публикаций в сборниках материалов международных и всероссийских научных конференций (из них 2 в сборниках зарубежных конференций).

Основные положения диссертации были доложены и обсуждены на научных конференциях:

1. VIII, IX, X, XI, XII, XIV Всероссийские научно-практические конференции “Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России (Якутск, 2018, 2019, 2020, 2021, 2022).
2. 31 молодёжная научная школа-конференция, посвящённая памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца (Санкт-Петербург, 2020 г.).
3. 9 Всероссийская молодежная научная конференция «Минералы: строение, свойства, методы исследования» (Екатеринбург, 2018).
4. 11 Международная научно-практическая конференция научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов (Москва, 2022).
5. Международная научная конференция молодых ученых «Молодые - Научкам о Земле» (Москва, 2022).
6. The EGU General Assembly (Вена, Австрия, 2020, 2022).
7. А также на всероссийском научном форуме «Наука будущего наука молодых» (Москва, 2020).

Список опубликованных работ в журналах из перечня ВАК :

1. Dymshits A.M., Sharygin I.S., Zhe Liu, Korolev N., Malkovets V.G., Alifirova T.A., Yakovlev I.V. and Yi-Gang Xu, Oxidation state of the lithospheric mantle beneath

- Komsomolskaya–Magnitnaya Kimberlite Pipe, upper Muna field, Siberian Craton //Minerals. – 2020. – Т. 10. – №. 9. – С. 740.
2. Dymshits A.M, Sharygin I.S., Malkovets V.G., Yakovlev I.V., Gibsher A.A., Alifirova T.A., Vorobei S.S., Potapov S.V. and Garanin V.K., 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. – 2020. – Т. 10. – №. 6. – С. 549.
 3. Яковлев И.В., Мальковец В.Г., Гибшер А.А., Дымшиц А.М., Кузьмин Д.В., Даниловская В.А., Милаушкин М.В., Похиленко Н.П., Соболев Н.В. Минералогия перидотитовых ксенолитов из кимберлитовой трубки Комсомольская-Магнитная (Верхнемунское поле, Сибирский кратон) // Доклады Академии наук. Науки о Земле. 2022, том 506, № 1, с. 43–49.

В иных изданиях:

Яковлев, И.В., В. Г. Мальковец, А. А. Гибшер, Минералогия оливинов и гранатов из перидотитовых ксенолитов кимберлитовой трубки комсомольская-магнитная (Верхнемунское поле, Сибирский кратон) // Вопросы естествознания. – 2018. – № 4(18). – С. 140-144.

Структура и объем диссертации.

Диссертация состоит из введения, семи глав, заключения и списка литературы из 112 наименований. Объем диссертации составляет 203 страницы, в том числе 93 рисунка и 10 таблиц.

Благодарности. Автор выражает благодарность: научному руководителю к.г.-м.н. Мальковцу В.Г. за организацию полевых работ, высокоточных аналитических исследований, а также за помощь в интерпретации полученных данных, академику Похиленко Н.П., к.г.-м.н. Гибшер А.А., д.г.-м.н. Соколу А.Г., д.г.-м.н. Сокол Э.В., к.г.-м.н. Тычкову Н.С., к.г.-м.н. Даку А.И., к.г.-м.н. Дымшиц А.М., Шарыгину И.С. за ценные консультации и советы при подготовке диссертации, Королюку В.Н., Усовой Л.В., Даниловской В.А. за помощь в проведении аналитических измерений. Автор также выражает благодарность за поддержку всем коллегам лаборатории № 451 литосферной мантии и алмазных месторождений ИГМ СО РАН. Работа выполнена в рамках плановых тем НИР ИГМ СО РАН и финансово поддержана грантами РФФИ № 20-35-90097 и РНФ № 18-17-00249, № 22-27-00724.

Глава 1. Аналитический обзор данных о составе и строении литосферной мантии и процессах ее преобразования.

Впервые термин “литосфера” был предложен американским геологом Дж. Баррелом в 1914 году. Литосфера включает земную кору (океаническую/континентальную) и верхний слой мантии. Нижняя граница литосферы нерезкая, выделяется по уменьшению вязкости, скорости сейсмических волн и увеличению электропроводности, обусловленным повышением температуры и частичным плавлением вещества. Особый интерес представляет субконтинентальная (кратонная) литосферная мантия, находящаяся в нижней части разреза жестких и “холодных” литосферных плит, которые двигаются по более пластичной и горячей астеносфере. Кратоны представляют собой крупные сегменты архейской или протерозойской континентальной земной коры, длительное время сохраняющие стабильность, а кратонная литосфера достигает мощности (до 200 – 250 км и более).

Геохимическая эволюция вещества субконтинентальной литосферной мантии под влиянием процессов частичного плавления и магма- и флюидо- переноса по сей день является предметом научных дискуссий. Одна из наиболее признанных гипотез предполагает, что первичная литосфера возникла вследствие процесса интенсивного плавления, как ультрадеплетированный гарцбургитовый остаток после выплавления коматиитовых расплавов (Griffin et al, 1999; Simon et al, 2007). Затем гарцбургитовое вещество обогащалось в ходе мантийных метасоматических процессов под воздействием широкого спектра расплавов/флюидов (Griffin et al, 1999; McCammon et al, 2001; Похиленко и др., 2015).

Мантийным метасоматозом называется процесс, при котором происходит изменение химического состава породы под воздействием расплава или флюида, при этом модальный состав породы может оставаться неизменным. Такой метасоматоз называется “скрытым”. При скрытом метасоматозе происходит обогащение несовместимыми элементами первичных минералов и пород. Если же при метасоматическом процессе происходит изменение модального состава породы – с образованием новых минеральных фаз, такой метасоматоз называется “модальным”. При этом зачастую проявляются реакционные взаимодействия между наложенными минералами и минералами первичной ассоциации, а также сопутствующее изменение состава первичных минералов и пород.

Мантийные метасоматические процессы в СКЛМ значительно варьируют как по составу мигрирующих расплавов/флюидов, так и по объемам/масштабам в различных геодинамических обстановках. В кратонной литосфере традиционно выделяются два основных геохимических типа мантийного метасоматоза — карбонатитовый и базитовый (силикатный). Карбонатитовый метасоматоз проявляется в обогащении пород и минералов несовместимыми элементами, без значительных изменений модального состава и наиболее часто наблюдается в деплетированных (в том числе алмазоносных) дунит-гарцбургитах средней части разреза литосферной мантии. Силикатный, в свою очередь, приводит к значительному росту модальных содержаний граната и клинопироксена в перидотитах и приурочен к корневым частям литосферы (Похиленко и др., 2015). Несколько иной тип метасоматических преобразований наблюдается в низкотемпературных (900-1100°C) флогопитсодержащих перидотитовых ксенолитах из кимберлитов. Флогопитовый метасоматоз, как и силикатный (расплавный) приводит к существенному изменению химического состава перидотитов литосферной мантии и проявляется в основном в новообразованиях флогопита. Метасоматическим агентом является низкотемпературный (относительно силикатного метасоматоза) К-Н₂О-содержащий флюид.

В целом, изучение ксенолитов перидотитов выявило важную роль метасоматических преобразований литосферной мантии в процессах роста/растворения алмаза (Liu et al, 2009). На данный момент существует множество работ, посвященных изучению метасоматических процессов в литосферной мантии, по данным изучения ксеногенного материала кимберлитов (Соболев, 1974; Pearson et al., 1995a,б, 2003; Pokhilenko et al., 1977, 1999; Simon et al., 2003, 2007; Malkovets et al., 2007; Shirey et al., 2013; Agashev et al., 2013; Похиленко Н.П. и др., 2015). Предполагается, что именно с карбонатитовым метасоматозом связан процесс роста алмаза, на это указывает химический состав флюидных включений в алмазах (Zedgenizov et al., 2007; Пальянов Ю.Н. и др., 2005). Силикатный метасоматоз, как правило, более поздний, чем карбонатитовый и является причиной растворения алмаза, что может стать причиной убогой алмазоносности кимберлитовых тел или отсутствием алмаза в трубках (Luth et al., 1990; Griffin et al., 1995; Malkovets et al., 2007).

В настоящее время существует две основных модели метасоматоза в субконтинентальной литосферной мантии. Первая модель - регионального метасоматоза, в которой породы СКЛМ преобразуются в результате непосредственного воздействия мантийных плюмов, диаметр такого воздействия может достигать до 1 тыс. км и более

(Pokhilenko et al., 1999; Howarth et al., 2014). Вторая модель – рассматривает метасоматические преобразования в СКЛМ как локальные жильные системы, приуроченные к ослабленным зонам в СКЛМ (Malkovets et al., 2007). Однако в обеих моделях последовательность преобразования остается сходной: на начальной стадии взаимодействия с метасоматизирующими расплавами/флюидами идет образование алмазов в деплетированных перидотитах, на последующих стадиях — рефертилизация и распространение деформированных перидотитов и сужение области существования алмазов за счет более интенсивного метасоматоза, приводящего к растворению алмазов. Кроме того, следует разграничивать этапы метасоматоза мантии, предшествовавшие кимберлитовому магматизму, и древний архейский метасоматоз, приводивший к формированию алмазов в архее (Shirey, Richardson, 2011; Shirey et al., 2013).

Изучение химического состава минералов перидотитовых ксенолитов, а также минералов спутников алмаза позволяет оценить степень метасоматической переработки литосферной мантии под кимберлитовым телом (на момент его внедрения) и его потенциальную алмазоносность.

Глава 2. Геологическая характеристика Верхнемунского кимберлитового поля.

Якутская алмазоносная провинция (ЯАП) занимает северо-восточную часть Сибирской платформы. Верхнемунское поле входит в состав южных полей провинции и расположено в бассейне верхнего течения р. Муна и ее правого притока р. Улах-Муна, в 180 км к северо-востоку от г. Удачный.

Структура Верхнемунского кимберлитового поля определяется дизъюнктивно-блоковой решеткой, проявленной системой структурных элементов кристаллического фундамента и диагональной системой в структуре осадочного чехла. Рассматриваемое поле – одно из самых небольших в провинции, однако оно характеризуется высокой плотностью кимберлитовых тел (Харькив и др., 1998). К настоящему времени в пределах поля известны 23 кимберлитовых тела (18 трубок и 5 даек). Кимберлитовые тела образуют 3 линейно расположенные цепочки северо-западного простирания, приуроченные к глубинным разломам, которые простираются практически перпендикулярно региональным разломам (рис. 1).

Возраст кимберлитов данного поля принимается как среднепалеозойский (D₃-C₁) на том основании, что кимберлиты рвут терригенные и осадочные породы нижнего палеозоя, а в трубках не обнаружены ксенолиты траппов. Кимберлиты Верхнемунского поля датируются по цирконам методом треков: 362±5 млн. лет (Кривонос, 1997), тр. Интеркосмос - 369±11 млн. лет (Комаров, Илупин, 1990) а также U/Pb методом в ряде работ: тр. 325 лет Якутии – 440 млн. лет (Дэвис и др., 1979), 355,5±1,5 млн. лет (Левченков и др., 2005), тр. Заполярная - 361±10 млн. лет (Lepikhina et al., 2008). Поле расположено вне областей среднепалеозойских палеорифтов в пределах стабильной части Сибирского кратона. Кимберлитовый магматизм этого возраста является наиболее алмазоносным на Сибирском кратоне и инициирован термохимическим Якутским плюмом, существование которого подтверждается рядом геологических и петролого-геохимических свидетельств (Ernst, Buchan, 1997; Киселев и др., 2006; Соловьева и др., 2008).

Глава 3. Материалы и методы исследования.

Из всех трубок Верхнемунского кимберлитового поля в трубке Комсомольская-Магнитная найдено наибольшее количество неизменённых перидотитовых ксенолитов. Было проведено изучение химического состава минеральных ассоциаций 171 перидотитового ксенолита тр. Комсомольская-Магнитная. Изученная коллекция ксенолитов включает 80 дунитов (из них 5 хромит-пироповых, 26 пироповых и 22 хромитовых), 75 гарцбургитов (из них 9 хромит-пироповых, 24 пироповых и 11

хромитовых) и 16 лерцолитов (из них 1 хромит-пироповый, 3 пироповых). В трех образцах (два гарцбургита и один лерцолит) присутствует флогопит (Рис. 2).

Кроме того, исследован минеральный состав 34 перидотитовых ксенолитов из трубки Деймос.

Также исследовано 1724 зерен граната, 1435 зерен оливина, 2348 зерен хромшпинелидов и 442 зерна клинопироксена из протолочных и шлиховых проб 13 кимберлитовых тел Верхнемунского кимберлитового поля (тр. М-2, тр. Комсомольская-магнитная, тр. Интеркосмос, тр. 325 лет Якутии, к.т. Виллюйская-2019, тр. Космос-2, тр. Заполярная, тр. Деймос, к.т. 1/15, к.т. 3/15, к.т. 1/94, к.т. Жила-1, к.т. Жила-2) (табл. 1).

Таблица 1. Количество исследованных минералов спутников алмаза из различных кимберлитовых тел Верхнемунского поля.

принадлежность к разломным зонам	кимберлитовые тела	Grt	Chrt	Ol	Срх	Ilm
центральная цепочка к.т.	Тр. Интеркосмос	201	201	19	-	148
	Тр. Космос-2	9	266	30	-	-
	Тр. 325 лет Якутии	258	281	202	29	184
	Тр. Комсомольская-Магнитная	626	211	435	314	46
	к.т. 1/15	2	94	-	-	1
	к.т. 3/15	31	130	-	-	4
	к.т. 1/94	2	98	58	-	2
	к.т. Виллюйская-2019	111	329	127	-	4
	к.т. Жила-2	4	62	-	-	-
восточная цепочка к.т.	Тр. Деймос	200	233	324	-	-
	Тр. Заполярная	224	294	240	99	-
западная цепочка к.т.	к.т. М-2	11	98	-	-	2

Химический состав минералов определялся методом РСМА на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8100 в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск). Для проверки степени гомогенности и наличия вариаций в составах оливинов для каждого ксенолита анализировалось по пять зерен. Состав оливинов, гранатов, клинопироксенов и хромитов определялся по стандартной методике с ускоряющим напряжением 20 кВ и током зонда 50 нА. Микропримеси в оливине анализировали при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 900 нА по специальной методике, позволяющей достигнуть точности 20–30 г/т (две стандартные ошибки) для Ni, Ca, Mn, Al, Ti, Cr и 0,02 мол. % для форстеритовой составляющей ($Fo = [100Mg/(Mg + Fe)]$) в оливине (Sobolev et al., 2007).

Содержания редких элементов в гранатах определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой с использованием прибора Agilent 7700cs

с системой лазерной абляции Photon Machines Excite Excimer в GEMOC National Key Centre, Macquarie University (г.Сидней, Австралия).

Для реконструкции палеогеотермы использовался мономинеральный клинопироксеновый термобарометр Nimis, Taylor (2000). Для определения PT условий образования гранатов использовались Ni-in-Gar геотермометр и Cr-in-Gar геотермобарометр (Griffin et al., 1995).

Глава 4. Результаты исследований.

Результаты исследования химических составов перидотитовых ксенолитов и минералов спутников алмаза.

Кимберлитовая трубка Комсомольская-Магнитная

Оливины. Исследование химического состава оливинов из перидотитовых ксенолитов показало, что содержание Fo в оливинах варьирует от 82,20 до 94,04 (здесь и далее в мол. %), при этом содержание Fo в большинстве (64%) исследуемых зерен превышает 92 и 30% зерен имеют содержание Fo >93. Среднее содержание Fo в оливинах составляет 91,83, а медианное значение 92,53. Для каждого перидотитового ксенолита было исследовано по 5 зерен оливина. Состав оливинов для каждого отдельного ксенолита в значимой степени не различался.

По содержанию Fo в оливине выделяются две группы перидотитовых ксенолитов: с Fo от 88,39 до 90,70, характерными для высокотемпературных катаклазированных (деформированных) перидотитов (44 образца, ~25%), которые широко распространены в тр. Удачная (Sobolev et al., 2009), и группа с высокомагнезиальными составами с содержанием Fo от 91,20 до 94,12 (127 образцов, ~ 75%), близкие по составу к оливинам из мегакристаллических гарцбургит-дунитов с субкальциевым хромистым гранатом и включениям оливинов в алмазах (Pokhilenko et al., 1977; Sobolev et al., 1983; Похиленко и др., 2014; Мальковец и др., 2011).

Для сравнения нами были исследованы 435 зерен оливина из КТФ (концентрат тяжелой фракции) шлиховых проб, взятых с трубки Комсомольская-Магнитная. Содержание элементов примесей в оливинах из КТФ практически идентично оливинам из перидотитовых ксенолитов (Рис. 3). Среди оливинов из КТФ также выделяются две группы – с содержанием Fo от 86,2 и до 91 (~30% зерен) и высокомагнезиальная с содержанием Fo от 91 и до 94,2 (~70% зерен).

Хромшпинелиды. В рамках данной работы нами был изучен химический состав хромшпинелидов из 20 ксенолитов и 212 зерен из КТФ. Хромиты из тр. Комсомольская-Магнитная характеризуются повышенными содержаниями TiO₂; в 45% изученных хромитов содержания TiO₂ превышают 0,8 мас. %. В соответствии с классификационной диаграммой (Соболев, 1974) 15% изученных хромшпинелидов попадают в поле включений в алмазах. Состав хромшпинелидов, из перидотитовых ксенолитов варьирует в следующих пределах (n=20; мас. %): Cr₂O₃ 55,0–65,0; Al₂O₃ 5,52–11,9; MgO 11,3–12,9; FeO 15,4–19,8; TiO₂ 0,2–3,18. Хромшпинелиды из КТФ характеризуются более широкими вариациями входящих в их состав элементов (n=212; мас. %): Cr₂O₃ 22,3–65,8; Al₂O₃ 1,46–48,5; MgO 7,28–19,8; FeO 10,3–37,6; TiO₂ 0,2–4,4.

Клинопироксены. Химический состав клинопироксена был изучен для 16-ти перидотитовых ксенолитов тр. Комсомольская-Магнитная (95 зерен, по 6-7 зерен для каждого ксенолита; составы клинопироксенов внутри одного ксенолита не отличаются в пределах ошибки измерения), а также 382 зерна клинопироксена из КТФ.

Содержание основных и примесных элементов в клинопироксенах из перидотитовых ксенолитов (в мас. %): MgO 15,5–20,5, CaO 15,7–22,03, MnO 0,07–0,12, Cr₂O₃ 0,36–3,59, TiO₂ 0,05–0,53, Al₂O₃ 0,83–3,38, Na₂O 1,04–3,2. Содержание основных и примесных элементов в пироксенах из КТФ (в мас. %): MgO 12,4–21,2, CaO 13,9–23,5, MnO 0,04–0,13, Cr₂O₃ 0,36–4,19, TiO₂ 0,01–0,65, Al₂O₃ 0,47–5,56, Na₂O 0,47–3,95.

Следуя классификационным диаграммам (Ramsay et al., 1994) 95% исследованных зерен клинопироксена относятся к гранатовым и гранат-шпинелевым перидотитам. Из этих 95% около 2% имеют аномально высокие содержания Na₂O (3–3,88 мас. %). Оставшиеся 5% клинопироксенов (по классификации Ramsay et al., 1994) относятся к мегакристовой ассоциации. Интересно отметить полное отсутствие шпинелевых безгранатовых перидотитов и клинопироксенов относящихся к эклогитовому парагенезису.

Гранаты. Вариации химического состава пиропов изученных ксенолитов (n=35) показаны на диаграмме CaO-Cr₂O₃ (рис. 3) (Sobolev et al., 1973). Пиропы относятся к гарцбургит-дунитовому (n=18) (из них 13 относятся к области включений в алмазах) и лерцолитовому парагенезисам (n=17). Содержание оксидов в пиропых гарцбургит-дунитового парагенезиса варьируют в следующих пределах (мас. %): Cr₂O₃ 2,88–13,27, CaO 0,69–3,87, TiO₂ 0,02–0,09, а в лерцолитовых: Cr₂O₃ 1,29–8,45, CaO 3,33–7,58, TiO₂ 0,02–1,06.

Для сравнения нами также было изучено 626 зерен гранатов из КТФ. Содержание оксидов в пиропых из КТФ (мас. %): Cr₂O₃ 0,02–12,25, CaO 0,43–8,14, TiO₂ 0,02–1,55. Основная масса проанализированных гранатов (по Sobolev et al., 1973) относится к лерцолитовому парагенезису (~46%), присутствуют гранаты гарцбургит-дунитового парагенезиса (~15,5%), гранатов с составами близкими к верлитовым ~3,5%, 35% гранатов выборки имеют содержание Cr₂O₃ < 2 мас. % и условно отнесены к эклогитовым. В область характерных для включений граната в алмазе попадают составы 39 зерен (6,2% от всех, 12,9% от перидотитовых гранатов) (рис. 3). Умеренное содержание пиропов гарцбургит-дунитового парагенезиса хорошо согласуется со сравнительно невысоким содержанием алмазов в тр. Комсомольская-Магнитная (~0,47 кар/т).

Геохимия гранатов

Для выявления характера наложенных метасоматических процессов было проведено исследование геохимических характеристик гранатов из перидотитов (n=35) и КТФ (n=420). На диаграмме хондрит-нормализованных спектров распределения REE исследованные гранаты отчетливо разделяются по содержанию MREE и HREE на две группы. К группе 1 (~70% пиропов) относятся гранаты со спектрами распределения редкоземельных элементов, типичными для гранатов из фертильной мантии. К группе 2 (~30% пиропов) относятся гранаты с S-образными спектрами, которые характерны для минеральных включений перидотитовых гранатов в алмазах (Pearson et al., 1995) (рис. 4). Для гранатов первой группы характерны высокие содержания MREE и HREE и обеднение LREE с La/Yb < 1. На диаграмме CaO-Cr₂O₃ гранаты первой группы попадают в поле лерцолитового парагенезиса (Рис. 4). Среди гранатов группы 2 по отношению La/Dy можно выделить 2 подгруппы: 2а – с La/Dy ~ 1 (~75% пиропов 2 группы) и 2б с La/Dy > 1 (~25% пиропов 2 группы). На диаграмме CaO-Cr₂O₃ гранаты второй группы также занимают обособленное положение (Рис. 1А). Гранаты группы 2б (La/Dy > 1) попадают в поле гарцбургит-дунитового парагенезиса с содержаниями Cr₂O₃ от 8,5 до 13 мас. % (Рис. 4). Гранаты группы 2а (La/Dy ~ 1) на диаграмме CaO-Cr₂O₃ занимают промежуточное положение между гранатами дунит-гарцбургитового и лерцолитового парагенезисами (Рис. 4). Содержания TiO₂ (мас. %) в гранатах лерцолитового парагенезиса выше, чем в гранатах гарцбургит-дунитового парагенезиса: группа 1 – 0,12–1,06 (\bar{x} = 0,65, медиана = 0,78), группа 2а – 0,02–0,68 (\bar{x} = 0,1, медиана = 0,02) и группа 2б – 0,02–0,09 (\bar{x} = 0,04, медиана = 0,04). Предполагается, что образование S-образных спектров REE в гарцбургит-дунитовых

гранатах связано с метасоматическим воздействием карбонатитовых расплавов/флюидов, обогащенных LREE и обедненных Ti, HFSE, MREE и HREE (Pearson et al, 1995).

Кимберлитовая трубка Деймос

Оливины. Исследованы составы оливина из 34 перидотитовых ксенолитов кимберлитовой трубки Деймос. Содержание Fo в оливинах варьирует от 89,1 до 93,7 (здесь и далее в мол. %), при этом содержание Fo в оливинах в преобладающем большинстве (88%) исследуемых ксенолитов превышает 92, а 20% ксенолитов имеют оливин с Fo>93. Среднее содержание Fo в оливинах составляет 92,5, а медианное значение 92,7. Для каждого перидотитового ксенолита было исследовано по 3-5 зерен оливина. Состав оливинов для каждого отдельного ксенолита в значимой степени не различался. Таким образом, лишь 1 ксенолит по содержаниям Fo в оливине можно отнести к деформированным перидотитам, остальные перидотитовые ксенолиты содержат оливины высокодеплетированного состава.

Кроме того, исследовано 324 зерна оливина и КТФ кимберлитовой трубки Деймос. Значения Fo варьируют от 86 до 94,4, среднее значение Fo 92,2 (медиана 92,3), при этом только 10% оливинов имеют Fo<91,2% оливинов имеют Fo>93.

Гранаты. Химический состав гранатов был исследован в 13 ксенолитах. Все исследованные гранаты представлены пиропами. По классификации (Sobolev et al., 1973) все гранаты попадают в поле дунитов и гарцбургитов, гранаты алмазной ассоциации отсутствуют.

Содержание главных и примесных элементов в гранатах из перидотитовых ксенолитов (мас. %): Cr₂O₃ 1,67–4,7, CaO 0,77–4,2, TiO₂ нпо, MgO 21,2–24,2, Al₂O₃ 20,02–22,64, MnO 0,36–0,42, FeO 6,79–7,39.

На диаграмме TiO₂-Cr₂O₃ все пиропы попадают в область зернистых перидотитов (по Ramsay, 1993) причем содержание TiO₂ в гранатах крайне низкое (ниже предела обнаружения). По классификации (Schulze, 2003) все исследованные гранаты так же относятся к гарцбургитовому парагенезису. По классификации (Grutter, 2004) все гранаты относятся к группе G10, из которых 1 гранат относится к G10D – гарцбургитовый гранат алмазной ассоциации.

Кроме того, исследовано 200 зерен граната из концентрата тяжелой фракции шлиховых проб, отобранных непосредственно с кимберлитовой трубки Деймос.

По классификации (Sobolev et al., 1973) 55 (27,5%) гранатов относятся к лерцолитовому парагенезису, 4 (2%) граната к верлитовому, 97 (48,5%) гранатов к гарцбургит-дунитовому, из которых 15 (9,6% от перидотитовых (по Schulze, 2003), 7,5% от всех) гранатов попадают в область алмазной ассоциации, кроме того, 44 граната (22%) (из полей лерцолитового и верлитового парагенезисов) имеют содержания Cr₂O₃<2 мас. % и условно не являются перидотитовыми (рис. 5).

По классификации (Schulze, 2003) 157 (78,5%) гранатов относятся к перидотитовым парагенезисам, из них 48 (30,6% от перидотитовых, 24% от всех) гранатов лерцолитового парагенезиса, 109 (69,4% от перидотитовых, 54,5% от всех) гранатов гарцбургитового парагенезиса. Кроме того, 19 (9,5%) гранатов относятся к мегакристовым и 23 (11,5%) граната к эклогитовым, из которых 16 эклогитовых группы А и 7 группы В (по Coleman, 1965). Гранаты алмазной фации глубинности среди эклогитовых гранатов отсутствуют (по Gurney, 1984).

По классификации (Ramsay, 1993) на диаграмме TiO₂-Cr₂O₃ 155 (77,5%) фигуративных точек составов гранатов попадают в область зернистых перидотитов, причем 6 из них

имеют повышенные содержания TiO_2 ($>0,5$ мас. %), 17 (8,5%) гранатов отнесены к гранатам из деформированных перидотитов, 13 (6,5%) к мегакристам, 15 (7,5%) гранатов к эклогитовому парагенезису (рис. 5).

Палеогеотерма и разрез мантийной колонны.

Для модельной реконструкции палеогеотермы под Верхнемунским кимберлитовым полем использовались данные по P-T оценкам (методом Nimis, Taylor, 2000) клинопироксена ($n=314$) из КТФ трубки Комсомольская-Магнитная. Мономинеральный термобарометр Nimis, Taylor (2000) выбран как один из наиболее точных методов определения P-T параметров равновесия мантийных перидотитов, при этом возможность использовать составы одних лишь клинопироксенов позволяет рассчитать эти параметры для большого количества зерен, что необходимо для наиболее точного построения палеогеотермы.

Определение параметров палеогеотермы производилась в программе FITPLOT (Mather et al. 2011; McKenzie et al. 2005). Наблюдается хорошая сходимость для основной массы точек. В расчете были использованы только те точки, для которых значение давления не превышало 5,5 ГПа, что связано с ограниченным набором данных в модели термобарометра (рис. 8).

Значение теплового потока составило 34,6 мВ/м², а мощность литосферы ~ 225 км, что согласуется с данными по кимберлитовой трубке Новинка Верхнемунского кимберлитового поля (тепловой поток - 34,1 мВ/м², мощность литосферы 225 км, Ziberna et al., 2016).

Для определения P-T условий образования гранатов использовались Ni-in-Gar геотермометр и Cr-in-Gar геотермобарометр (Griffin et al., 1995). По содержаниям CaO и Cr_2O_3 гранаты разделены на верлитовые, лерцолитовые, кальциевые гарцбургитовые и низкокальциевые гарцбургитовые (по Griffin et al., 1995). Барометр корректно работает только для гранатов, относящихся к низкокальциевым гарцбургитам (находящимся в равновесии с хромитом), для остальных гранатов фигуративные точки P-T условий проецировались на геотерму, рассчитанную по клинопироксенам, по значениям полученных температур для получения оценок P. Для группы низкокальциевых гарцбургитовых гранатов характерны только синусоидальные спектры распределения REE, с повышенным содержанием LREE, пониженным HFSE, MREE и HREE. Для гранатов с синусоидальными спектрами распределения REE наблюдаются различные пики обогащения LREE от Ce до Sm, такое смещение происходит по мере увеличения отношения метасоматический агент/порода (Похиленко и др., 2015). Такие же синусоидальные спектры REE характерны для кальциевых гарцбургитовых гранатов, однако в этой группе наблюдается перекрытие (~3-5% спектров REE типичных для гранатов лерцолитового парагенезиса) с лерцолитовыми гранатами, имеющими спектры распределения редкоземельных элементов, типичные для гранатов из фертильной мантии, обедненные LREE и обогащенные MREE и HREE. Обогащение граната тяжелыми REE отражает метасоматическое воздействие силикатными расплавами - на этом этапе происходит смещение состава гранатов в область бедных Cr_2O_3 составов, характерных для гранатов лерцолитов на диаграмме Cr_2O_3 -CaO. Примерно в той же степени присутствует наложение спектров с синусоидальным распределением REE для лерцолитовых гранатов.

С использованием рассчитанных температур равновесия для гранатов и содержаний в них Y, были рассчитаны глубины основания деплетированной литосферы (“Y край”; Griffin et al., 1995), глубже которой отсутствуют низкокальциевые гарцбургитовые гранаты

с относительно деплетированными составами и начинают резко преобладать лерцолитовые гранаты, обогащенные MREE, HREE, Ti. Для гранатов трубки Деймос “Y край” определен при $T \sim 1180$ °C, на глубине ~ 180 км, для гранатов трубки Комсомольская-Магнитная при $T \sim 1190$ °C, на глубине ~ 190 км (рис. 6, рис. 8).

Отмечаются различия составов гранатов из трубок Деймос и Комсомольская-Магнитная по распределениям Y, Zr и Ti (рис. 7). Так для трубки Деймос характерны деплетированные гранаты ($\sim 70\%$ гранатов) с низкими содержаниями Y, Zr, Ti, к гранатам с признаками силикатного метасоматоза (высокие содержания Y, Zr, Ti) относится около 20% гранатов, также присутствует $\sim 5\%$ гранатов с признаками флогопитового метасоматоза (высокие содержания Zr, низкие содержания Y). Для трубки Комсомольская-Магнитная напротив характерны гранаты с признаками силикатного метасоматоза ($\sim 75\%$ гранатов), деплетированных гранатов около 18% , гранатов с признаками флогопитового метасоматоза около 7% . Стоит отметить, наличие группы низкокальциевых и низкохромистых гранатов (в большей степени характерная для трубки Деймос); для таких гранатов характерны крайне низкие содержания Ti, и они не ложатся ни в одно из полей, выделенных в работе Griffin et al., 1995. Такие гранаты наиболее вероятно являются результатом частичного плавления примитивных мантийных гранатовых перидотитов.

Также имеются различия по распределению содержаний Sc и Nd. Так для трубки Деймос замечена высокая пропорция гранатов ($\sim 65\%$ гранатов) с $Nd/Y > 0,5$ и $Sc/Y > 12$, гранаты таких составов характерны для включений граната в алмазе (Batumike et al., 2009). Для трубки Комсомольская-Магнитная гранатов с $Nd/Y > 0,5$ и $Sc/Y > 12$ около 10% . В рамках интерпретации модели разделения тектонических блоков на 3 типа – архон ($> 2,4$ млрд. лет), протон ($2,4-1,6$ млрд. лет), тектон ($1,6-0,8$ млрд. лет) (Griffin et al., 1998), по распределению Y/Ga и Zr/Y составы гранатов трубок Деймос и Комсомольская-Магнитная в подавляющем большинстве попадают в область характерную для архонов, что указывает на архейский возраст формирования литосферной мантии и согласуется с расположением Верхнемунского поля в пределах Сибирского кратона.

С применением методологии реконструкции глубинных разрезов по перидотитовым гранатам были построены разрезы мантийной колонны под трубками Комсомольская-Магнитная и Деймос (Griffin et al., 1999; Malkovets et al., 2007). Для трубки Комсомольская-Магнитная наблюдается высокая концентрация гранатов из деплетированных пород (гарцбургитов ($\sim 20-30\%$) и низкокальциевых гарцбургитов) на глубинах $110-180$ км ($T=750-1050$ °C). С глубины 180 км начинает увеличиваться доля лерцолитовых гранатов, их высокие температуры равновесия ($T=1300-1600$ °C) и микроэлементный состав указывают на влияние метасоматических процессов, связанных с силикатными расплавами. Аналогичный разрез мантийной колонны наблюдается и для трубки Деймос, за исключением наличия значительной доли гранатов из сильно деплетированных низкокальциевых гарцбургитов на глубинах $120-180$ км (от 40 до 90%). При разделении гранатов на группы по Grutter (2004) низкокальциевые гарцбургитовые гранаты соответствуют группе G10D (гарцбургитовые гранаты алмазной ассоциации), высококальциевые гарцбургитовые гранаты группе G10 (гарцбургитовые гранаты), а лерцолитовые гранаты нижней части мантийного разреза группам G9 (лерцолитовые гранаты), G11 (высокотитанистые гранаты из деформированных перидотитов) и G1 (низкохромистые, высокотитанистые мегахромистые гранаты) (рис. 9).

Характер распределения парагенезисов минералов спутников алмаза в индивидуальных кимберлитовых телах Верхнемунского кимберлитового поля.

В данной главе был проведен сравнительный анализ составов минералов спутников алмаза из всех исследованных кимберлитовых тел Верхнемунского поля.

Гранаты. Составы гранатов и пропорции гранатов различных генетических типов могут значительно отличаться в пределах не только всего поля, но и каждой линейной цепочки кимберлитовых трубок. Отмечается гетерогенность составов гранатов между кимберлитовыми телами, в пределах каждой из двух линейных цепочек. Так гранаты трубок Деймос и Заполярная (трубки, расположенные на расстоянии около 400 м друг от друга) в значительной степени отличаются по содержаниям СаО и TiO₂. Для трубки Заполярная характерны высокотитанистые мегакристовые гранаты и гранаты из деформированных перидотитов, в то время как в трубке Деймос преобладают гранаты из зернистых перидотитов и эклогитов. Кроме того, для трубки Деймос характерны низкокальциевые, низкохромистые гранаты гарцбургит-дунитового парагенезиса, в трубке Заполярная такие гранаты не найдены. Подобные отличия наблюдаются и для кимберлитовых тел центральной линейной цепочки. В частности, для тр. Комсомольская-Магнитная, к.т. 3/15 и к.т. Вилюйская-2019, характерны составы гранатов как в тр. Заполярная. Распределение составов гранатов для тр. 325 лет Якутии, к.т. Жила-2 и тр. Интеркосмос схоже с распределением составов для тр. Деймос (рис. 10).

Хромшпинелиды. Исследование химических составов хромшпинелидов показало, различные пределы вариаций составов для различных кимберлитовых тел. Так, процент составов хромшпинелидов (по Соболев, 1974) попадающих в поле алмазной ассоциации для различных кимберлитовых тел Верхнемунского поля варьирует от <1% (для к.т. 3/15, к.т. Жила-2 и к.т. Вилюйская-2019) до 36% (для тр. Заполярная); наблюдается: 4-7% хромшпинелидов алмазной ассоциации для к.т. 1/15, к.т. 1/94, тр. Космос-2, тр. Деймос; 8-13% для тр. Интеркосмос, тр. 325 лет Якутии и тр. Комсомольская-Магнитная; повышенные содержания хромшпинелидов алмазной ассоциации (21%) наблюдаются для тр. М-2, относящейся к западной цепочке кимберлитовых тел.

Составы подавляющего большинства хромшпинелидов всех кимберлитовых тел Верхнемунского поля ложатся на перидотитовый тренд (по Соболев, 1974). Наблюдается наличие трендов составов хромшпинелидов, параллельных перидотитовому тренду, для них характерны повышенные содержания TiO₂ и Fe³⁺, что, вероятно, связано с метасоматическим воздействием силикатных расплавов. Также присутствует группа хромшпинелидов (3-4% от всех хромшпинелидов), которая относится к магматическому тренду и имеет аномально низкие содержания Al₂O₃ (<2 мас. %). В пределах Якутской алмазоносной провинции такие хромшпинелиды ранее были обнаружены в трубках Комсомольская и Юбилейная (Алакит-Мархинское кимберлитовое поле), однако их генетическая принадлежность до сих пор остается неизвестной.

Составы хромшпинелидов среди трех линейных цепочек кимберлитовых тел (по аналогии с составами гранатов) в целом схожи (за исключением, гораздо более выраженной для центральной цепочки группы хромшпинелидов магматического тренда). Однако имеются различия составов хромшпинелидов среди индивидуальных кимберлитовых тел внутри каждой цепочки. На примере кимберлитовых трубок восточной цепочки (тр. Деймос и тр. Заполярная) отчетливо выражены отличия составов хромшпинелидов по содержаниям Cr₂O₃: пропорция высокохромистых хромшпинелидов (алмазной ассоциации) для тр.

Заполярная значительно выше (36%), чем для тр. Деймос (5%). Для центральной цепочки наблюдаются кимберлитовые тела в которых отсутствуют хромшпинелиды алмазной ассоциации: к.т. Жила-2, к.т. 3/15, к.т. Виллюйская-2019 (<1%)); кимберлитовые тела с умеренной пропорцией таких хромшпинелидов (4–8%): к.т. 1/15, к.т. 1/94, тр. Космос-2, тр. Интеркосмос; а также кимберлитовые тела с относительно высокой пропорцией хромшпинелидов алмажной ассоциации (12-13%): тр. Комсомольская-Магнитная, тр. 325 лет Якутии. Кроме того, для кимберлитовых тел Космос-2, Виллюйская-2019, Жила-2, 3/15, 1/15, 1/94 наблюдается практически полное отсутствие низкохромитсых, богатых алюминием хромшпинелидов ($Cr_2O_3 < 42$ мас. %, $Al_2O_3 > 28$ мас. %; хромшпинелиды шпинель-пироповой и шпинель-пироксеновой фации по Харьков, 1989), тогда как для трубок Комсомольская-Магнитная, Деймос, Заполярная содержание таких хромшпинелидов доходит до 9%, для трубок 325 лет Якутии, Интеркосмос, М-2 до 3% (рис.11).

Оливины. Исследование химического состава оливинов из протолочных и шлиховых проб показало, что содержание Fo в оливинах из исследованных кимберлитовых тел Верхнемунского поля варьирует от 81,9 до 94,2 мол. %, при этом 16% оливинов из всех трубок имеют $Fo > 93$ мол. %. Наибольшее количество высокомагнезиальных оливинов приходится на трубку Комсомольская-Магнитная (23% оливинов с $Fo > 93$ мол. %). Как правило для кимберлитовых тел Верхнемунского поля преобладают оливины с Fo 92-93 мол. %, за исключением кимберлитового тела Виллюйская-2019 (преобладают оливины с Fo 90-91 мол. %) и трубок Интеркосмос, Космос-2 (может быть связано с не представительной выборкой) (рис. 12). По распределению элементов примесей выделяется трубка Комсомольская-Магнитная, в которой присутствует кластер (~16% от оливинов из КТФ, ~9% от оливинов из перидотитовых ксенолитов) низкомагнезиальных оливинов (Fo от 88 до 91 мол. %) с высокими содержаниями Al_2O_3 , CaO, TiO_2 , для остальных кимберлитовых тел Верхнемунского поля такие оливины либо отсутствуют, либо встречаются единичные зерна. Содержания элементов примесей для таких оливинов варьируют в следующих пределах (в мас. %): Al_2O_3 0,01-0,05 ($\bar{x}=0,03$), CaO 0,05-0,09 ($\bar{x}=0,06$), TiO_2 0,01- 0,05 ($\bar{x}=0,03$), NiO 0,23-0,4 ($\bar{x}=0,36$).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании исследования коллекции глубинных ксенолитов установлено, что литосферная мантия под Верхнемунским кимберлитовым полем сложена преимущественно гранат- и хромит-содержащими дунитами и гарцбургитами, а также зернистыми гранатовыми лерцолитами. Высокая пропорция (~30%) перидотитов с высокомагнезиальными оливинами $Mg\# > 93$ мол. % ($Mg\# > 94$ мол. % для единичных зерен), а также наличие гранатов с аномально низкими содержаниями Cr_2O_3 , CaO и TiO_2 , (особенно характерных для кимберлитовой трубки Деймос) свидетельствует о наличии в литосферной мантии блока высокодеплетированных пород.

По результатам исследования составов гранатов сделан вывод об умеренной степени переработки литосферной мантии под Верхнемунским кимберлитовым полем карбонатитовыми расплавами/флюидами. Также отмечается присутствие следов флогопитового метасоматоза. Для трубки Комсомольская-Магнитная наблюдается высокая концентрация гранатов из деплетированных пород (гарцбургитов (~20–30%) и низкокальциевых гарцбургитов) на глубинах 110–180 км. С глубины 180 км начинает увеличиваться доля лерцолитовых гранатов (в том числе с высоким содержанием Ti), их высокие температуры равновесия ($T=1300–1600^\circ C$) и микроэлементный состав указывают на влияние метасоматических процессов, связанных с силикатными расплавами. Аналогичный разрез мантийной колонны наблюдается и для трубки Деймос, за

исключением наличия значительной доли гранатов из сильно деплетированных низкокальциевых гарцбургитов на глубинах 120-180 км (от 40 до 90%).

По данным мономинеральной термобарометрии по клинопироксенам кимберлитовой трубки Комсомольская-Магнитная, реконструирована палеогеотерма. Мощность литосферы в районе Верхнемунского кимберлитового поля составляет ~220 км, а значение теплового потока 34,6 мВт/м². Область распространения перидотитов (не подверженных в значительной степени силикатному метасоматозу) алмазной фации глубинности в литосферной мантии (“алмазное окно”), в районе Верхнемунского поля, во время кимберлитового магматизма распространялась с глубин 125 до 190 км (мощность около 55–65 км).

Среди кимберлитовых тел Верхнемунского поля наблюдается ярко выраженная гетерогенность по составам минералов спутников алмаза не только для кимберлитовых тел, принадлежащих разным рудоконтролирующим разломам, но и для тел каждой линейной цепочки. Так для кимберлитовых тел Комсомольская-Магнитная, Заполярная, Вилюйская-2019, к.т. 3/15 характерны высокие содержания высокотитанистых лерцолитовых и мегакристовых гранатов (при полном отсутствии низкокальциевых гарцбургитовых и дунитовых гранатов в к.т. 3/15 и Вилюйская-2019). Для кимберлитовых трубок Деймос, 325 лет Якутии, Интеркосмос высокотитанистые гранаты составляют незначительную долю, при этом преобладают гранаты гарцбургит-дунитового парагенезиса с аномально низкими содержаниями Са и Ст. Также значительные отличия выявлены в составах хромшпинелидов из различных трубок поля. Так для различных кимберлитовых тел значительно варьирует содержание хромшпинелидов алмаз-хромпироповой фации глубинности (хромшпинелиды алмазной ассоциации, содержание варьирует от 0 до 36%) и низкохромистых высокохромшпинелидов с высокими содержаниями Al (шпинель-пироповой и шпинель-пироксеновой фаций глубинности).

Список публикаций по теме диссертации.

Статьи в рецензируемых научных журналах по списку ВАК:

1. Dymshits A., Sharygin I., Zhe Liu, Korolev N., Malkovets V., Alifirova T, **Yakovlev I.** and Yi-Gang Xu, Oxidation state of the lithospheric mantle beneath Komsomolskaya–Magnitnaya Kimberlite Pipe, upper Muna field, Siberian Craton //Minerals. – 2020. – Т. 10. – №. 9. – С. 740.
2. Dymshits A.M, Sharygin I.S., Malkovets V.G., **Yakovlev I.V.**, Gibsher A.A., Alifirova T.A., Vorobei S.S., Potapov S.V. and Garanin V.K., 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. – 2020. – Т. 10. – №. 6. – С. 549.
3. **Яковлев И.В.**, Мальковец В.Г., Гибшер А.А., Дымшиц А.М., Кузьмин Д.В., Даниловская В.А., Милаушкин М.В., Похиленко Н.П., Соболев Н.В. Минералогия перидотитовых ксенолитов из кимберлитовой трубки Комсомольская-Магнитная (Верхнемунское поле, Сибирский кратон) // Доклады Академии наук. Науки о Земле. 2022, том 506, № 1, с. 43–49.

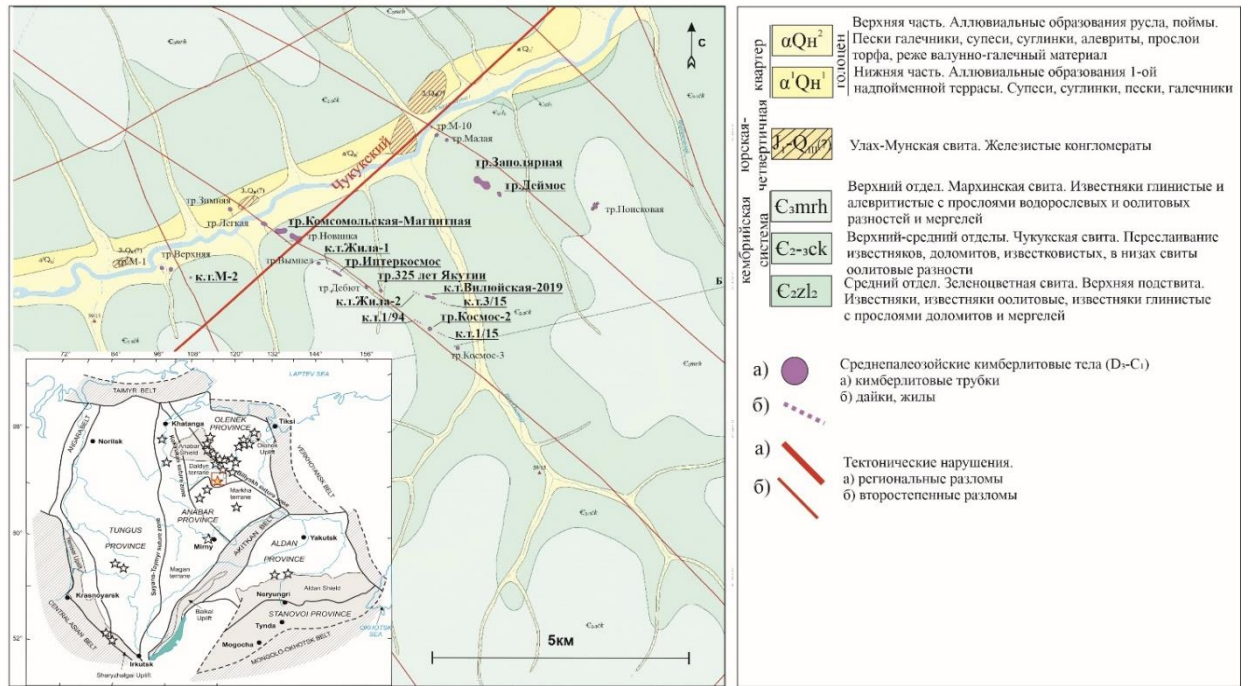


Рисунок 1. Геологическая карта Верхнемунского кимберлитового поля (источник – по данным АК “АЛРОСА” (ПАО)), во врезке схема положения террейнов Сибирской платформы, звездочками обозначены кимберлитовые поля, желтой звездочкой - Верхнемунское кимберлитовое поле (Rosen et al., 2003).

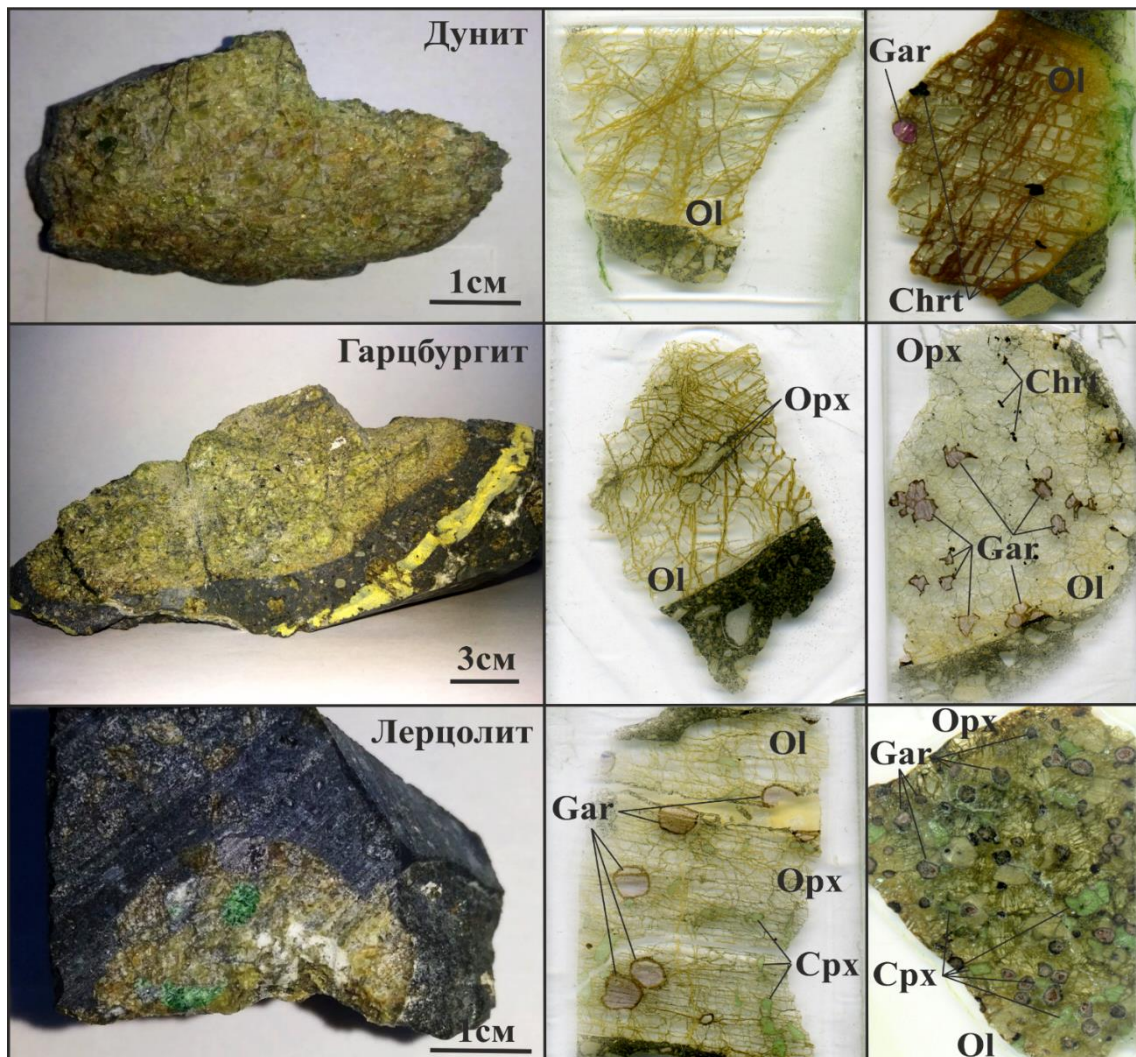


Рисунок 2. Образцы перidotитовых ксенолитов трубки Комсомольская-Магнитная.

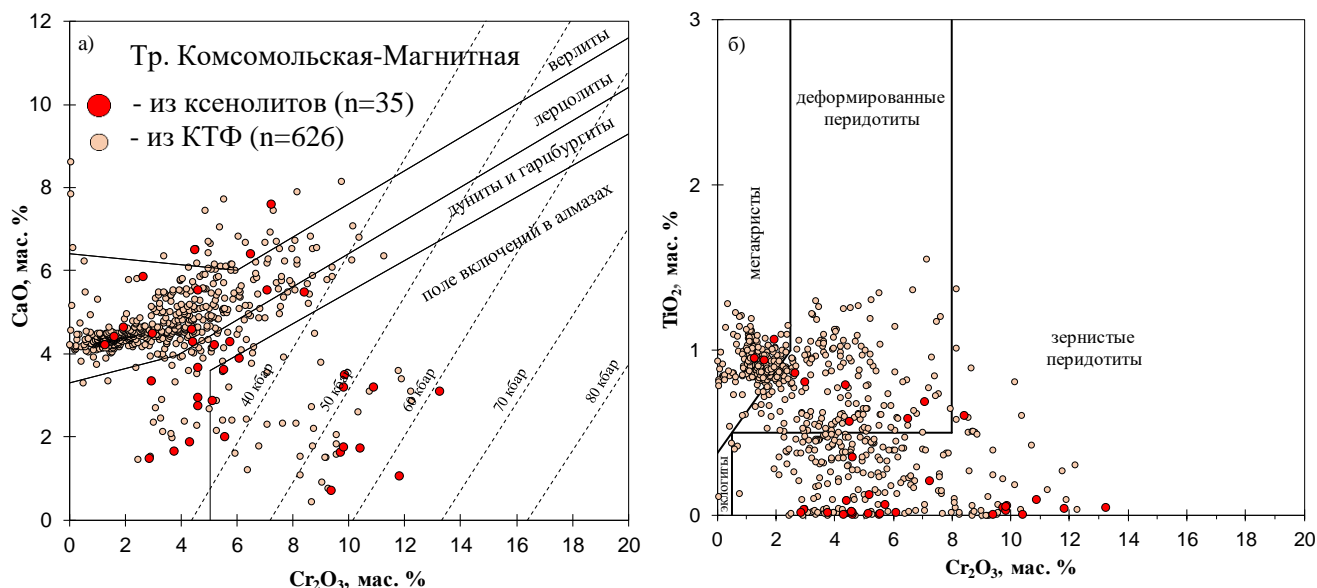


Рисунок 3. Особенности химического состава гранатов кимберлитовой трубки Комсомольская-Магнитная. а) классификация перidotитовых гранатов на диаграмме CaO-Cr₂O₃ по Соболев (1974), изобары Cr-в-гранате рассчитаны для геотермального градиента 38 mW/m² (Grutter et al., 2006); б) классификация гранатов на диаграмме TiO₂-Cr₂O₃ по Ramsay (1993).

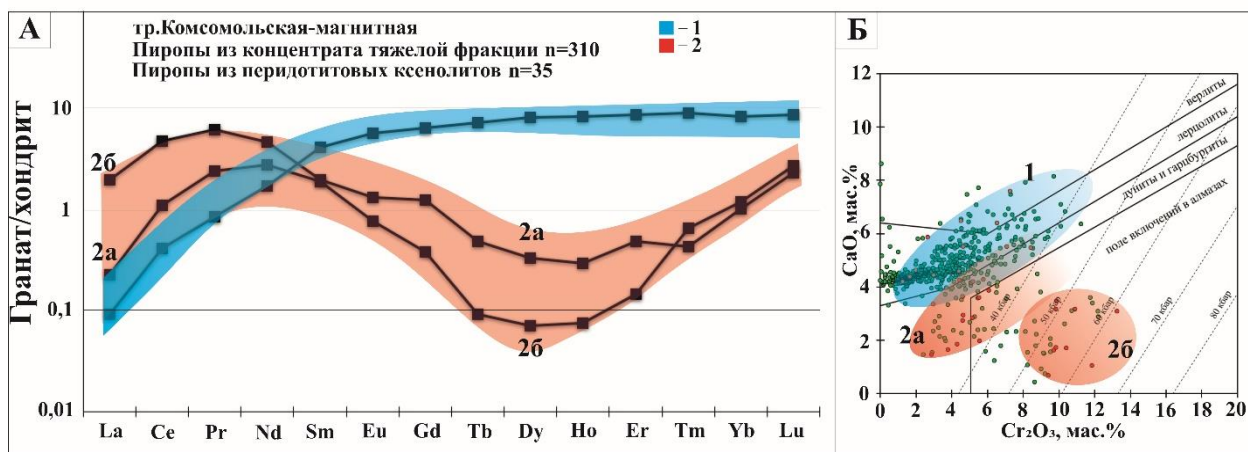


Рисунок 4. Геохимические особенности гранатов трубки Комсомольская-Магнитная. А) Спектры распределения РЗЭ в перidotитовых гранатах из ксенолитов и КТФ. Пояснения к группам 1, 2а и 2б см. в тексте. Б) Классификация перidotитовых гранатов на диаграмме CaO-Cr₂O₃ по Соболев (1974), с разделением на группы 1, 2а, 2б, соответствующие группам по распределению РЗЭ. Красные точки- гранаты из перidotитовых ксенолитов, зеленые точки- гранаты из КТФ.

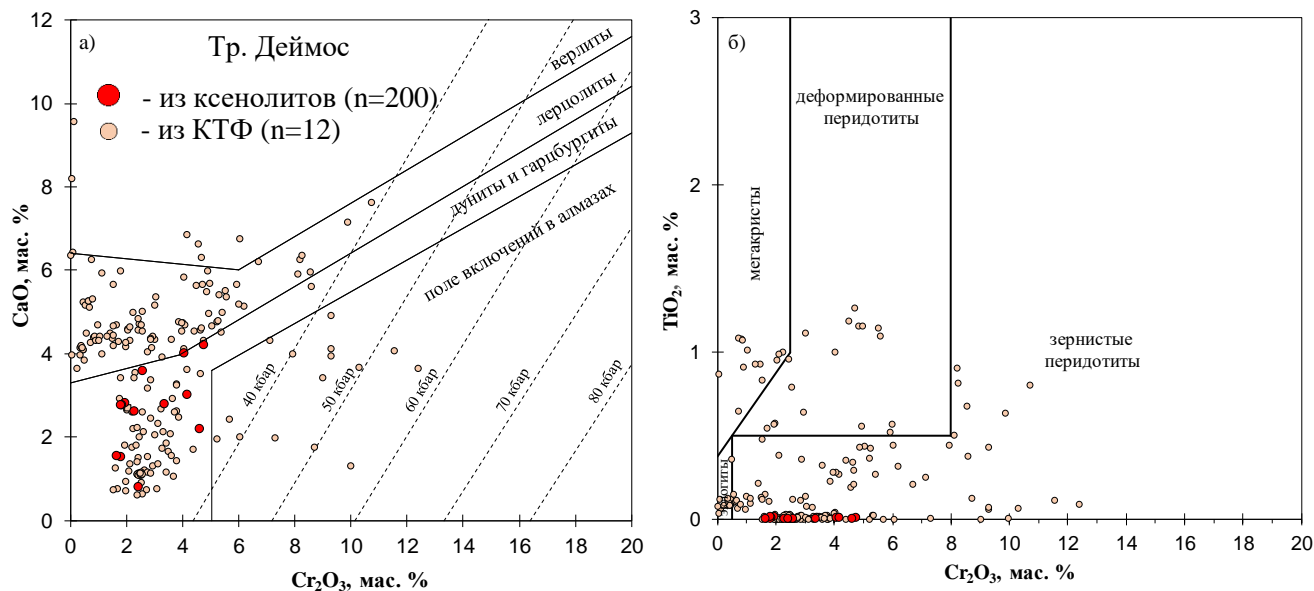


Рисунок 5. Особенности химического состава гранатов кимберлитовой трубки Деймос. а) классификация перидотитовых гранатов на диаграмме CaO-Cr₂O₃ по Соболев (1974), изобары Cr-в-гранате рассчитаны для геотермального градиента 38 mW/m² (Grutter et al., 2006); б) классификация гранатов на диаграмме TiO₂-Cr₂O₃ по Ramsay (1993).

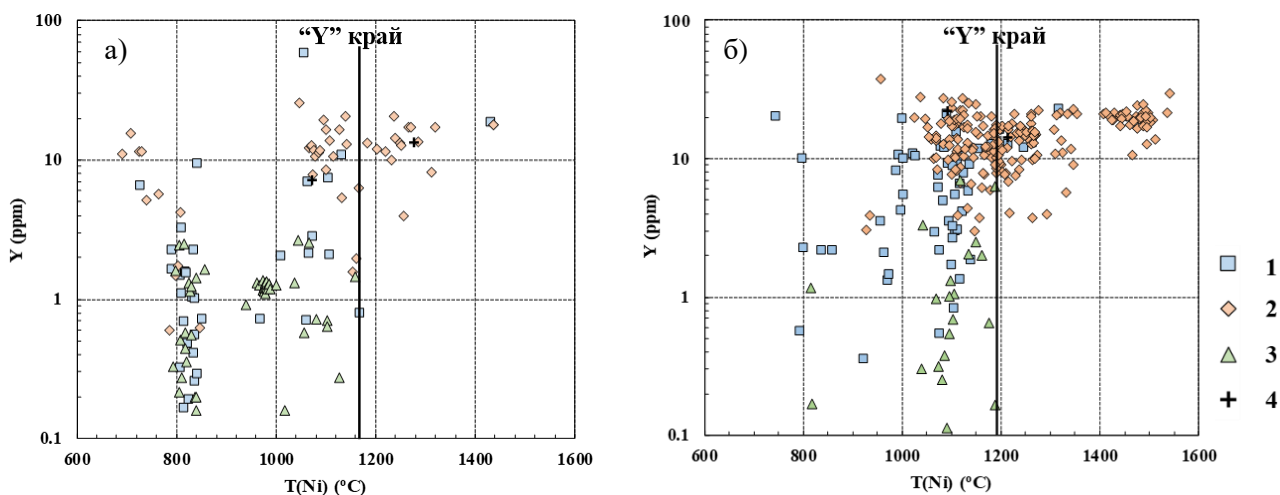


Рисунок 6. Распределение Y в гранатах, в зависимости от температуры образования. а) гранаты трубки Деймос. б) гранаты трубки Комсомольская-Магнитная. 1 – гранаты из кальциевых гарцбургитов, 2 – гранаты из лерцолитов, 3 – гранаты из низкокальциевых гарцбургитов, 4 – гранаты из верлитов (по Griffin et al., 1995).

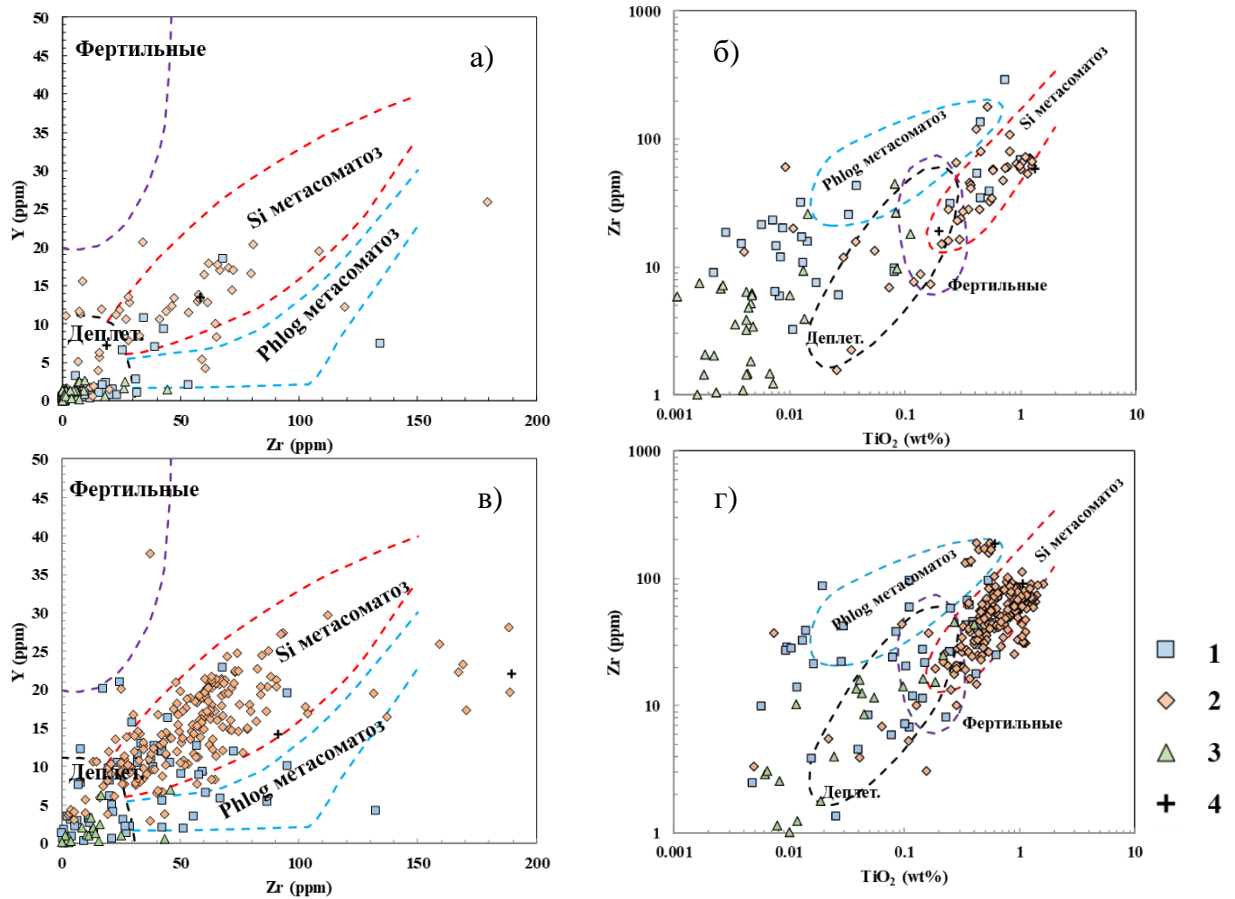


Рисунок 7. Распределения Y, Zr, TiO₂ в гранатах, отражающие различные метасоматические преобразования. а-б) гранаты трубки Деймос, в-г) гранаты трубки Комсомольская-Магнитная. 1 – гранаты из кальциевых гарцбургитов, 2 – гранаты из лерцолитов, 3 – гранаты из низкокальциевых гарцбургитов, 4 – гранаты из верлитов (по Griffin et al., 1995).

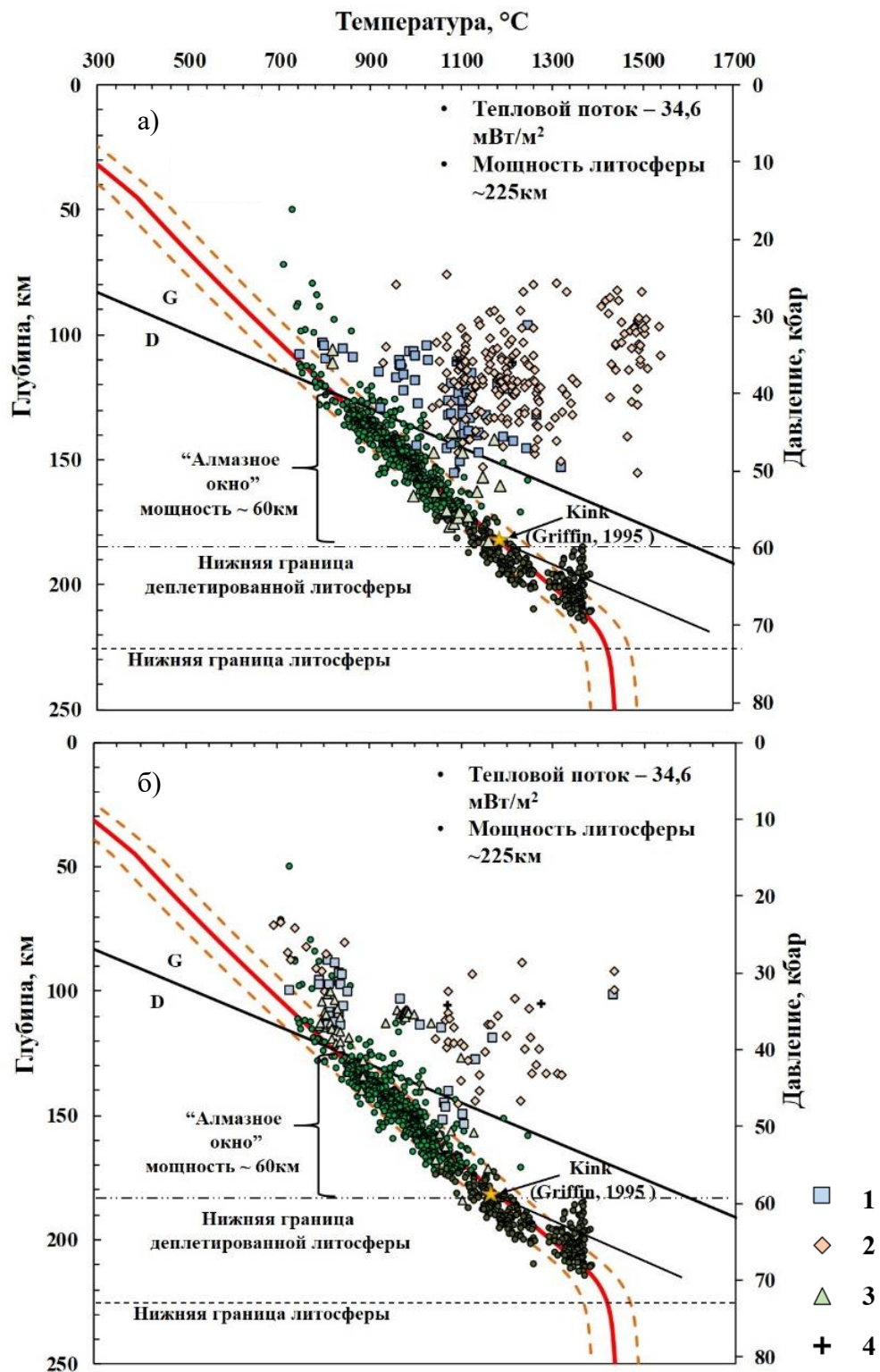


Рисунок 8. Модельная палеогеотерма, рассчитанная с использованием программы FITPLOT по клинопироксенам трубки Комсомольская-Магнитная. Зеленые точки – РТ параметры клинопироксенов, темно зеленые точки – клинопироксены с $P > 5,5$ ГПа. Красная линия – палеогеотерма и ее доверительные интервалы (оранжевые тонкие линии). Пунктирная линия указывает на основание литосферной мантии. G и D – поля стабильности графита и алмаза (Kennedy, 1976). а) Палеогеотерма с вынесенными фигуративными точками РТ гранатов трубки Комсомольская-Магнитная, б) Палеогеотерма с вынесенными фигуративными точками РТ гранатов трубки Деймос.1 – гранаты из кальциевых гарцбургитов, 2 – гранаты из лерцолитов, 3 – гранаты из низкокальциевых гарцбургитов, 4 – гранаты из верлитов (по Griffin et al., 1995).

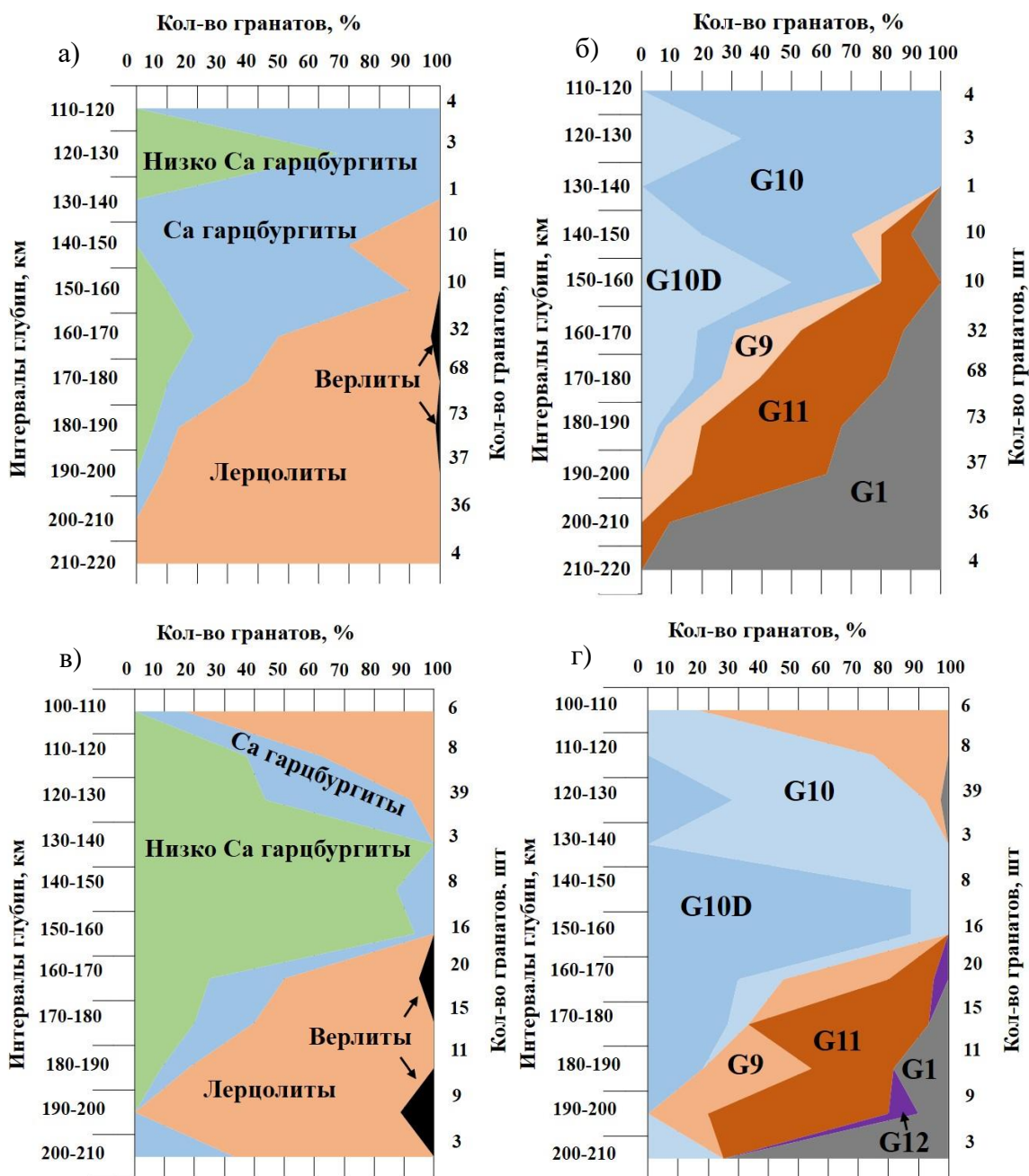


Рисунок 9. Реконструированные глубинные разрезы под трубками Комсомольская-Магнитная (а, б) и Деймос (в, г). а,в) разделение гранатов на генетические группы (по Griffin et al., 1995), б,г) разделение гранатов на генетические группы (по Grutter, 2004, описание см. в тексте).

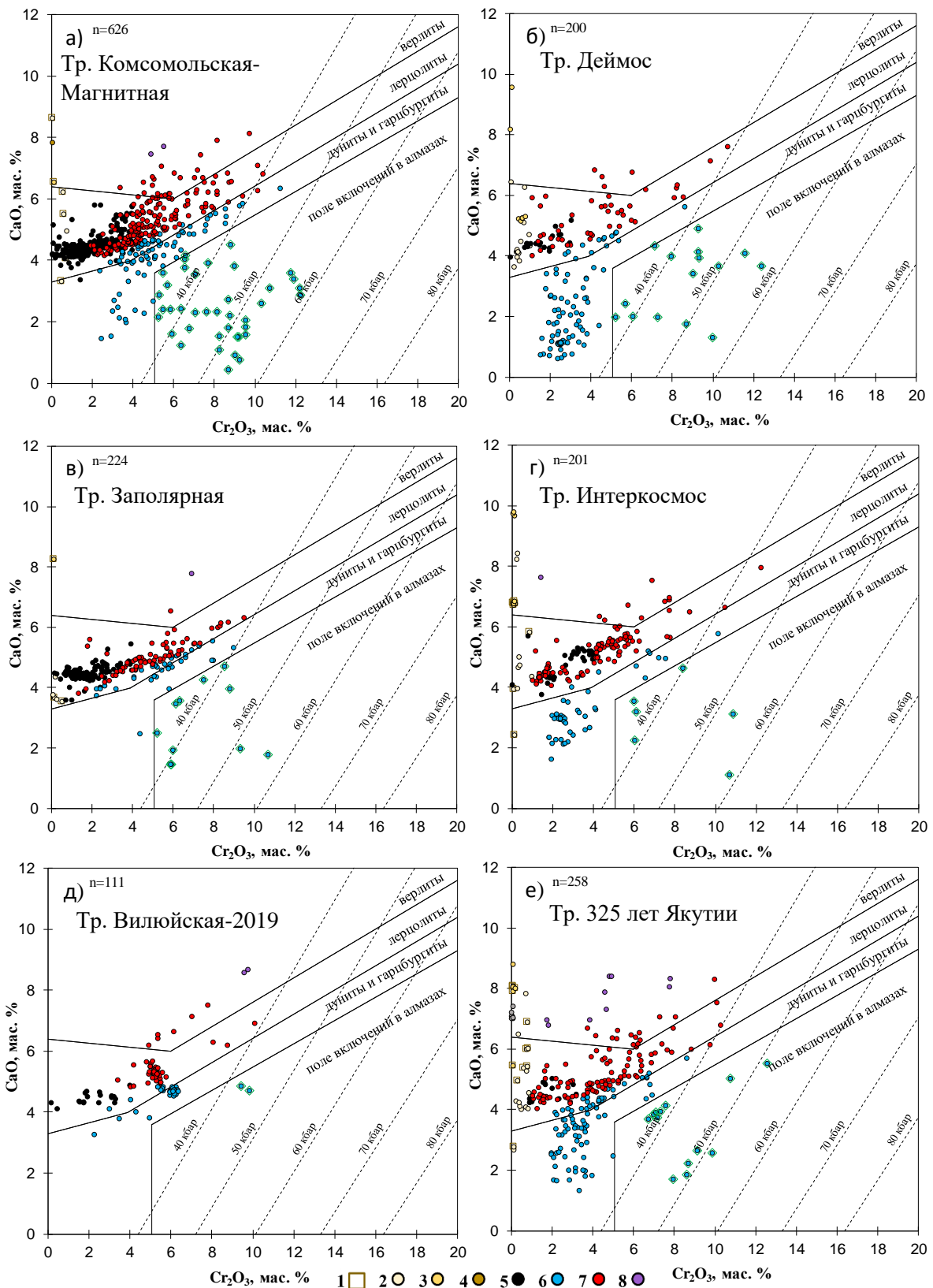


Рисунок 10. Классификация гранатов на диаграмме CaO-Cr₂O₃ по Соболев (1974), изобары Cr-в-гранате рассчитаны для геотермального градиента 38 mW/m² (Grutter et al., 2006). а) гранаты трубки Комсомольская-Магнитная, б) гранаты трубки Деймос, в) гранаты трубки Заполярная, г) гранаты трубки Интеркосмос, д) гранаты трубки Вилуйская 2019, е) гранаты трубки 325 лет Якутии. Цветами обозначена генетическая классификация гранатов (по Schulze, 2003): 1, 2, 3, 4 – эклогитовые гранаты, 1 – алмазной фации, 2 – группы А, 3 – группы Б, 4 – группы С, 5 – мегакристовые высоко Тi гранаты, 6 – гарцбургитовые, 7 – лерцолитовые, 8 – верлитовые.

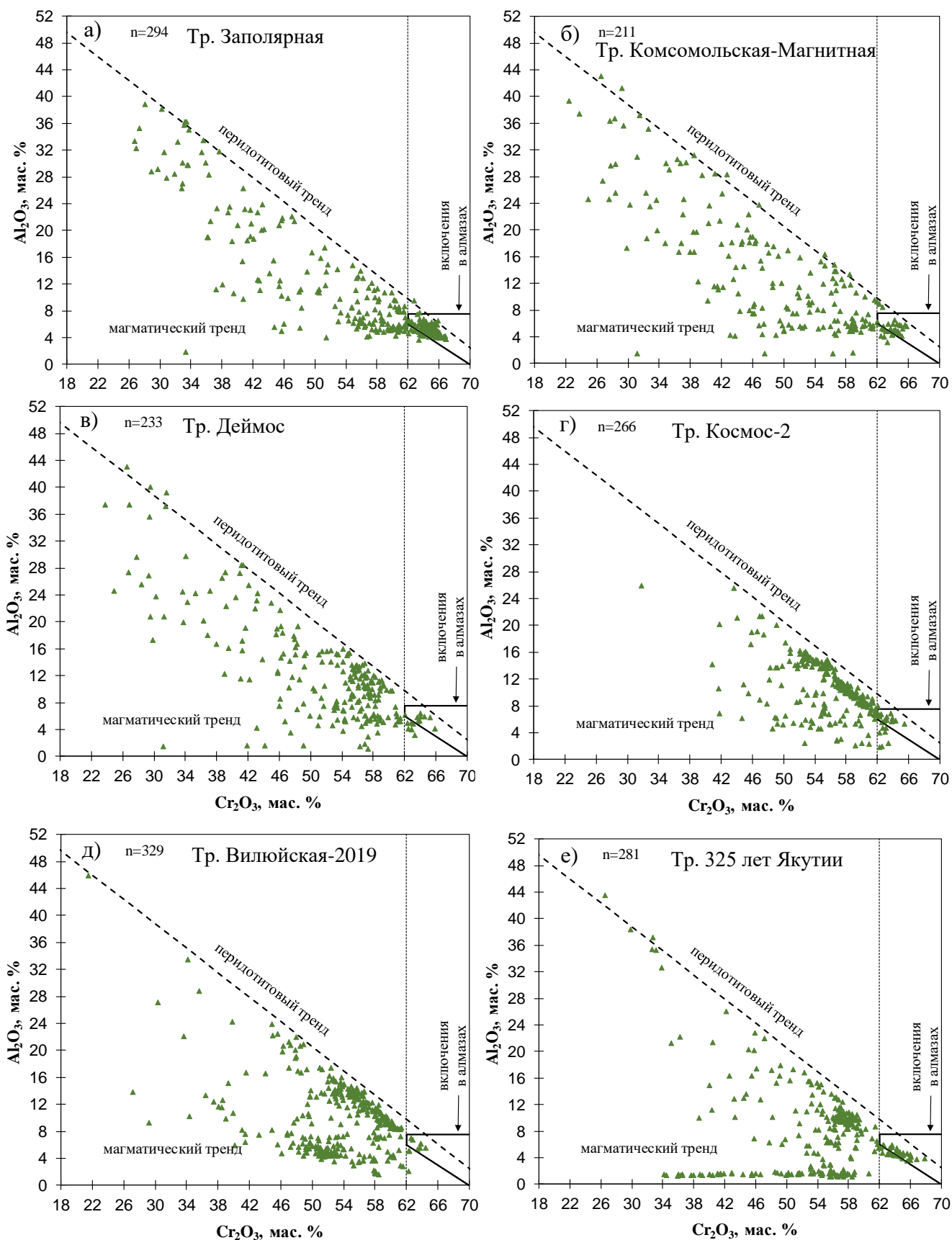


Рисунок 11. Особенности химического состава хромшпинелидов (по Соболев 1974). а) хромшпинелиды трубки Заполярная, б) хромшпинелиды трубки Комсомольская-Магнитная, в) хромшпинелиды трубки Деймос, г) хромшпинелиды трубки Космос-2, д) хромшпинелиды трубки Вилюйская-2019, е) хромшпинелиды трубки 325 лет Якутии.

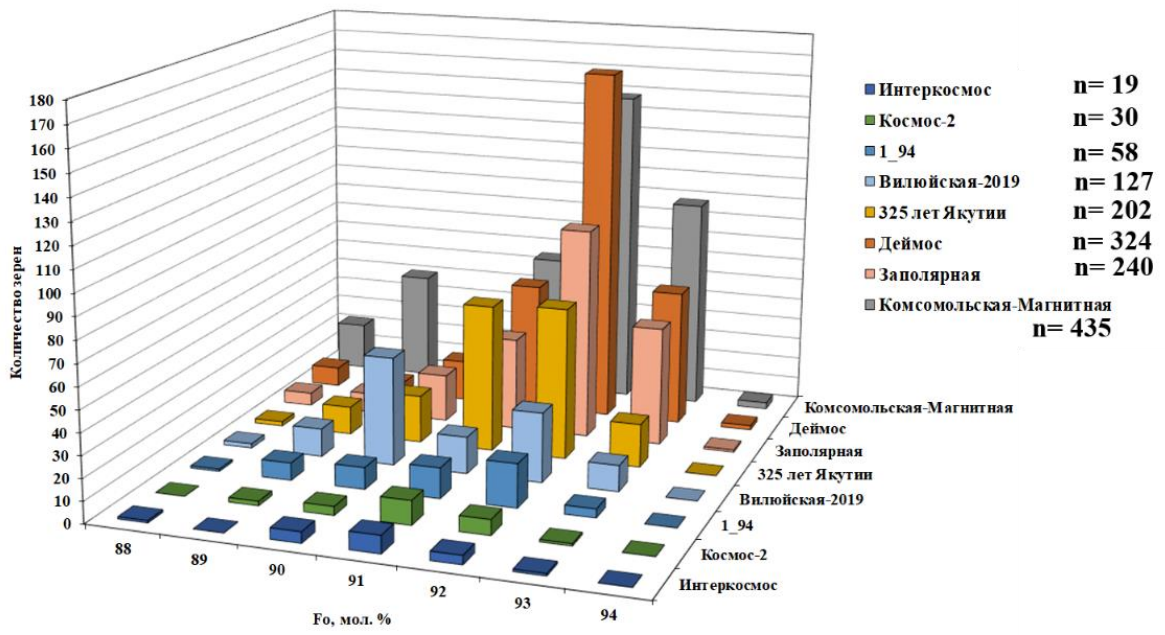


Рисунок 12. Содержание форстеритового минала (Fo) в оливинах из КТФ кимберлитовых тел Верхнемунского поля.