

# **СРАВНИТЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СОСТАВ ПО ЭЛЕМЕНТАМ ГРУППЫ ПЛАТИНЫ ДЕФОРМИРОВАННЫХ И ЗЕРНИСТЫХ ПЕРИДОТИТОВ ТРУБКИ УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ (ЯКУТИЯ).**

Ильина О. В., Агашев А. М., Кожемякина Е. А., Похиленко Л. Н., Похиленко Н. П.

## **Сопроводительное письмо**

Ответ на рецензию.

Авторы выражают искреннюю благодарность рецензенту за проделанную работу. Мы постарались учесть все ваши замечания и ответить на все возникшие вопросы. Далее размещены комментарии рецензента и ответы к ним.

Рукопись посвящена изучению валового и минерального состава ксенолитов гранатовых перидотитов (зернистых и деформированных разновидностей) из кимберлитов трубки Удачная-Восточная, Якутия. В работе на основе детального изучения валового состава неизмененных ксенолитов мантийных перидотитов и основных минералов из них, реконструированы метасоматические процессы, происходящие в литосферной мантии на широком интервале глубин. Особое внимание в работе уделено вопросу фракционирования минералов платиновой группы в исследованных образцах. Несмотря на то, что в работе частично используются ранее полученные результаты исследования ксенолитов данного типа из кимберлитов трубки Удачная-Восточная, в работе представлены новые данные по составу зернистых и деформированных ксенолитов, и минералов из них, включая концентрации элементов платиновой группы, что несомненно повышает актуальность исследований и практическую значимость при изучении мантийных процессов, проходящих на глубинных горизонтах литосферной мантии. В целом, рукопись логично структурирована; для исследования природных материалов применялись современные аналитические методы; результаты базируются на полученных результатах, обобщенных с ранее полученными данными, а обсуждение затрагивает актуальные вопросы петрологии мантийных перидотитов, выносимых в качестве ксенолитов кимберлитовыми магмами. Отличительной особенностью представленной работы, по сравнению с аналогичными работами для мантийных ксенолитов из различных регионов мира, является наличие представительной коллекции мантийных ксенолитов, которые претерпели минимальные вторичные преобразования, а часто представлены в виде уникально свежих образцов, и могут быть использованы как для детальных минералогических исследований, так и для изучения валового состава.

Несмотря на общее положительное впечатление от представленной работы, имеется ряд вопросов и рекомендаций, которые следует доработать или добавить в рукопись. Рецензент рекомендует принять рукопись к публикации в журнале Геология и геофизика после дополнительной проработки согласно предложенным замечаниям и рекомендациям, представленным далее и в тексте публикации (см. дополнительный файл).

03.08.2021 г.

Основные комментарии

Название. По мнению рецензента, авторам возможно следует подумать по поводу изменения названия в сторону актуализации проблематики. В настоящем случае название выглядит слишком обобщенным и не отражает основное содержание работы. Возможно, следует сделать акцент либо

на фракционировании минералов платиновой группы в ходе мантийного метасоматоза, или указать про стадийность мантийного метасоматоза и/или эволюции его агента. Так, в ходе работы были получены важные результаты, которые позволяют рассматривать зернистые и деформированные перидотиты в рамках единого эпизода мантийного метасоматоза – это очень важно, поскольку, часто деформированные перидотиты выносятся за рамки метасоматических процессов, протекающих в литосферной мантии.

ОТВЕТ. Название исправлено.

Введение. Имеется ряд следующих рекомендаций:

1. Действительно, изучению ксенолитов мантийных пород из кимберлитов трубки Удачная посвящены многочисленные публикации в научных периодических изданиях. По мнению рецензента, в этой части введения следует дать краткое описание того, какие результаты для этих ксенолитов были получены, какие модели предложены и почему, несмотря на эти исследования, изучение этих ксенолитов остается актуальным. Возможно, следует сделать акцент на новизне представленных в настоящей рукописи исследований – изучению состава минералов платиновой группы.

ОТВЕТ. В последующих двух абзацах дается небольшое описание исследованных пород и модели, объясняющие происхождения структуры перидотитов.

2. По возможности следует коротко расшифровать, какие структурные особенности отличают деформированные перидотиты от зернистых, например, порфиорокластическая структура, согласно Harte 1977 - *Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallisation textures in olivine-bearing xenoliths. The Journal of Geology* 85 (3), 279-288.

Ответ. Добавлено. Также в главе «Петрография» более подробно описана структура деформированных и зернистых перидотитов.

3. Дополнительно можно коротко указать на взаимоотношение деформированных перидотитов с кимберлитовыми магмами, поскольку этот вопрос остается дискуссионным.

Например, предположение об интенсивной деформации пород мантийной литосферы на границе с астеносферой в период кимберлитобразующего цикла (Соловьева, Л.В., Костровицкий, С.И., Калашникова, Т.В., Иванов, А.В., 2019. Природа флогопит-ильменитовых и ильменитовых парагенезисов в мантийных ксенолитах из трубки Удачная. Доклады Академии наук 486, 223–227. DOI: 10.31857/S0869-56524862223-227).

Ответ. Добавлено. «В статье Соловьева и др. (2017) было описано взаимодействие деформированных перидотитов с кимберлитовыми расплавами. Авторы предположили, что процессы интенсивной деформации пород литосферной мантии на границе с астеносферой были сопряжены с образованием кимберлитовых расплавов [Соловьева и др., 2017]».

4. Стоит указать, что в работе Ionov et al., 2015, представлены данные как для зернистых, так и для деформированных перидотитов.

ОТВЕТ. Добавлено.

5. «В некоторых перидотитах обнаружены слегка повышенные концентрации Pd и Pt. Такая характеристика указывает на метасоматическое преобразование пород [Ionov et al., 2015]». В этом обзоре, необходимо указать, что по данным Ionov et al., 2015, повышение концентраций палладия происходит в деформированных перидотитах, при этом изменяется отношение Pt / Pd (рис. 3).

ОТВЕТ. Добавлено.

6. Рецензент крайне рекомендует переформатировать главную цель исследований, поскольку «комплексная минералого-геохимическая характеристика образцов» не может быть главной целью, а может являться механизмом (инструментом / методом / подходом) для достижения цели. Возможно, лучше указать достижение более глобальных петрологических результатов, например, природа и эволюция мантийного агента при формировании деформированных и зернистых перидотитов; или, роль / фракционирование элементов платиновой группы при формировании / преобразовании изученных пород; тем более что именно эти вопросы обсуждаются в выводах к исследованиям.

ОТВЕТ. Исправлено. «Главной целью данной работы является комплексная минералого-геохимическая характеристика уникально свежих деформированных и зернистых перидотитов трубки Удачная и роль элементов группы платины при формировании изученных пород; выявление различий в химическом составе двух типов пород и генетических причин этих различий.»

Методы исследования. Следует привести расшифровку всех сокращений при первом их использовании в тексте. Для ряда аналитических методов необходимо представить либо более расширенное описание методики с приведением данных о пределе и погрешности определения элементов, или представить ссылку на детальную методику.

ОТВЕТ. Добавлено.

Раздел Петрография. Из общих рекомендаций можно посоветовать добавить несколько фотографий исследуемых образцов в BSE – они особенно будут полезны, когда идет обсуждение зональности минералов. Также, авторам необходимо проверить соответствие описания петрографии таблице с составами исследуемых образцов (Таблица 1), например, в тексте указано, что содержание граната в деформированных перидотитах изменяется от 5 до 12, а в таблице – от 5 до 15 об. %. Но, большее несоответствие для зернистых перидотитов: в тексте указаны следующие значения для минералов: оливин – 72–84 %; ортопироксен – 2–30 %; гранат – 5–12 %; клинопироксен – 1–5 %, хотя исходя из таблицы 1 они должны быть такими: оливин – 57-76 %; ортопироксен – 13-30 %; гранат – 4–12 %; клинопироксен – 1–5 %.

ОТВЕТ. Исправлено. Также исправлены размеры зерен минералов, замечания по которым отмечены в тексте статьи. Фотографий образцов в BSE, к сожалению, отсутствуют.

«Между ними располагаются крупные порфирокласты клинопироксена изумрудно-зеленого и светло-зеленого цвета» - Это действительно порфирокласты клинопироксена? Если да, то тогда надо где-то указать, что протолитом для метасоматического преобразования деформированных перидотитов служили не только деплетированные грацбургиты, но и более обогащенные мантийной разности.

ОТВЕТ. В деформированных перидотитах действительно присутствуют крупные порфирокласты клинопироксена (рис. 1). Авторы предполагают, что они образовались в результате наложения модального метасоматоза на исходные гарцбургит-дуниты. Деформированные перидотиты подвергались воздействию модального метасоматоза сильнее, чем зернистые, что и является причиной высоких модальных содержаний гранатов и клинопироксенов по сравнению с зернистыми перидотитами.

Эти образования ортопироксена рассматриваются как необласты?

ОТВЕТ. Да.

Дополнительно, следует уточнить какая классификация была использована при разделении перидотитов на разновидности (гарцбургиты, лерцолиты), поскольку, большая часть лерцолитов из образцов деформированных перидотитов, согласно таблице 1, содержит клинопироксен на уровне 6-9 %, а среди зернистых разновидностей – от 5 и ниже %. Обычно, по классическим

классификационным диаграммам, лерцолиты принято классифицировать как перидотиты с содержанием клинопироксена более 10 об. %. Исходя из этого, в изученной коллекции всего 6 образцов гранатовых лерцолитов, а не 17 как это заявлено в таблице 1. Дополнительные комментарии к этому разделу см. в приложенном файле.

ОТВЕТ. Авторы отнесли все исследованные перидотиты к лерцолитам согласно определению, данному в разделе «Гранаты ультраосновных пород» из монографии «Парагенетические типы гранатов» Соболева Н.В. (1964). В этом разделе указано, что в ксенолитах перидотитов могут быть самые разные отношения четырех минералов: граната, оливина, ортопироксена и клинопироксена, но подавляющее большинство перидотитов относится к лерцолитам. Кроме того, согласно диаграмме CaO-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (рис. 4) точки гранатов всех исследованных пород, кроме одного, находятся в лерцолитовом поле.

Глава «Химический состав пород». Несмотря на то, что в целом это общепринятые сокращения, будет корректно привести расшифровку всех аббревиатур, которые используются в тексте в месте их первого использования.

ОТВЕТ. Добавлено.

Лучше дополнительно указать интервал концентраций этих оксидов для каждой выделенной группы.

ОТВЕТ. Добавлено.

«Деформированные разности характеризуются повышенными модалными содержаниями граната и клинопироксена...» - Последний пункт не является различием образцов по содержанию главных петрогенных компонентов. Лучше говорить, что выше указанные различия (пункты 1-2) в первую очередь связаны с широкой вариацией модалного содержания граната и клинопироксена в изученных породах.

ОТВЕТ. Добавлено.

Обычно принято использовать такие слова как слабая / средняя / высокая / сильная корреляция при описании корреляционной связи. Стоит избегать такие выражений как "хорошая корреляция" или "плохая корреляция". Для наглядности лучше привести значение коэффициента корреляции (например, Коэффициент корреляции Пирсона - r, который используется в большинстве случаев и понятен читателю).

ОТВЕТ. Исправлено.

Раздел РТ параметры... Раздел хорошо структурирован содержит всю необходимую информацию, вопросов к данным нет. Исключение составляют номера рисунков и таблиц – как правило, номера для рисунков и таблиц приводятся в порядке их первого упоминания в тексте. Сейчас, рисунок 7 идет сразу после рисунка 2, а таблица 5 – после таблицы 1. По мнению рецензента, необходимо привести порядок последовательности номеров рисунков и таблиц в рукописи.

ОТВЕТ. Исправлено.

Раздел Химический состав пород. В целом, критических замечаний к разделу нет. Единственный вопрос, который возможно следует усилить в тексте рукописи, связан с воздействием на ксенолиты кимберлитового расплава, в ходе доставки ксенолитов к поверхности. Как правило, подъем кимберлитового расплава, который выносил изученные ксенолиты, мог происходить относительно быстро. Учитывая этот факт, при подъеме может происходить резкая декомпрессия, в результате чего, мантийный модули характеризуются повышенной трещиноватостью. Особенно это актуально для мегакристов, но и среди мантийных ксенолитов – также широко распространенный эффект В ходе этих процессов, трещинки, образованные при декомпрессии, моментально заполняются

кимберлитовым расплавом / флюидом. Образованная в этом процессе система трещин в мантийных модулях может быть не значительной по объему, однако содержать минералы обогащенные несовместимыми элементами (легкими RЗЭ, Sr, Ba). Поскольку изучались валовые составы мантийных модулей, то на этапе пробоподготовки достаточно сложно контролировать попадание геохимически обогащенных компонент в навеску. Но, учитывая исходное деплетирование мантийных перидотитов, даже такой небольшой объем кимберлитового вещества может внести вклад в «геохимическое обогащение» пород. Да, авторы справедливо отмечают отсутствие или невысокие значения потерь при прокаливании, сопоставляя это с отсутствием вторичных преобразований. Но это никак не исключает воздействие выносящих ксенолиты кимберлитовых расплавов. Поэтому, к интерпретации валового состава следует подходить осторожно и рецензент рекомендует добавить небольшой текст, что авторы понимают этот момент и держали его под контролем (лучше показать фотографии BSE образцов, где будет хорошо видно, что выносящие ксенолиты кимберлитовые расплавы не воздействовали на мантийные нодули.

Также отдельное внимание стоит уделить описанию статистических критериев, таких как корреляция. Авторам стоит указать, какой критерий корреляции был рассчитан, привести его значения. Сам текст рукописи (не только в этом разделе) следует привести к единому виду с точки зрения описания корреляционной связи. Лучше использовать такие словосочетания как «слабая, сильная, средняя, высокая положительная / отрицательная корреляция» вместо «хорошая корреляция». Также следует привести значения коэффициента корреляции (например, значение коэффициента корреляции Пирсона – r).

ОТВЕТ. Да, во многих публикациях, например [Шарьгин и др., 2012; Golovin et al., 2018; Abersteiner et al., 2019], хорошо описано воздействие кимберлитового расплава на перидотиты. Эта информация была добавлена в раздел интерпретации валового состава перидотитов, однако нами были сделаны другие выводы. К сожалению, хороших фотографий BSE нет в наличии. Коэффициенты корреляций были добавлены.

Раздел Химический состав минералов. По мнению рецензента, описание некоторых минералов следует переструктурировать и представить более детально. В первую очередь это касается ксенолитов деформированных перидотитов, которые имеют порфинокласты и необласты. Следует представить состав для порфинокластов и порфиробластов по отдельности. Как правило, порфинокласты оливина и ортопироксена в ксенолитах деформированных перидотитов, близки по своему составу (особенно по магнезиальности) к составу минералов из ксенолитов зернистых перидотитов, тогда как составы необластов этих минералов, имеют более железистые составы. В целом, это согласуется с данными по составу оливина, который имеет широкий разброс значений величины магнезиальности от 86 до 91. Однако из текста не ясно, как такой разброс значений коррелирует с позицией минерала в породе. Также авторы пишут, что «Составы оливиновых необластов и порфинокластов в исследованных нами деформированных перидотитах идентичны в пределах одного образца» - из текста не ясно, составы необластов = состава порфинокластов, или составы минерала постоянны для каждой петрографической позиции (т.е. отсутствует зональность в минералах).

Также в тексте статьи не хватает более детального сопоставления состава минералов с их петрографической позицией не только в терминах порфинокласт / необласт, то также с позиции зональности минералов, наличия каких-либо обогащенных доменов и тд. Т.е. не хватает более детальных BSE изображений исследуемых минералов.

Дополнительные комментарии к этому разделу см. в приложенном файле.

Как состав оливина коррелирует с необластами и порфинокластами? Или есть образцы ксенолитов, в которых встречаются только магнезиальные или железистые оливины? Эта часть может быть не ясна читателю.

ОТВЕТ. Авторы ссылаются на работу [Agashev et al., 2013], где приведен график составов оливиновых порфинокластов и необластов. Составы необластов и порфинокластов оливинов

схожие. Это показано на рис. 3 в статье [Agashev et al., 2013]. Зерна всех оливинов однородны, их состав не варьирует от центра к краю. Более железистые оливины из деформированных перидотитов схожи по составу с оливинами из ильменит-содержащих перидотитов кимберлитов трубки Удачная [Pokhilenko et al., 1976].

«Наблюдается положительная корреляция между...» - Здесь можно отметить, что корреляция достаточно сильная или очень высокая.

ОТВЕТ. Добавлено.

Как правило, в мантийных перидотитах, которые не были подвержены какому либо метасоматическому воздействию, гранаты содержат низкие концентрации оксида титана, которые не превышают 0,4-0,6 мас. %. В изученных ксенолитах концентрации граната имеют широкую вариацию. Не ясно, как эта вариация коррелирует с петрографической позицией (порфинокласты, порфиробласты, краевые зоны, обогащенные домены в зерне и тп), а также не ясно, является ли эта вариация постепенной или существуют гранаты с низкими концентрациями титана (например, ниже 0,4 мас. %) и с высокими концентрациями (например, выше 0,8 мас. %). Возможно, стоит привести более детальное описание.

ОТВЕТ. Добавлено. «В деформированных перидотитах такой широкий диапазон концентраций TiO<sub>2</sub> наблюдается также в зональных зернах граната (например, Uv-27/01 центр граната 0,16, край граната 1,03 мас. %). Содержания TiO<sub>2</sub> постепенно возрастают от минимального к максимальному значению и не зависят от модального состава граната в породе».

Есть ли корреляция спектра распределения РЗЭ с концентрациями титана?

ОТВЕТ. Такой корреляции нет.

Такие же составы также могут быть типичны для низкохромистых мегакристов граната.

ОТВЕТ. Добавлено.

В целом приведенные данные показывают сильное перекрытие состава граната из деформированных и зернистых пород. В таком случае, для того чтобы действительно говорить о различии в составе граната из двух типов пород, необходимо использовать статистические критерии сходства или различия двух выборок. Например Критерий Манна-Уитни.

ОТВЕТ. Добавлено. «Составы граната по Sc и Ni в деформированных перидотитах перекрывают таковые из зернистых перидотитов, однако в целом имеют повышенные значения по отношению к гранатам из зернистых перидотитов (94,2–158,6 и 81,6–159,5 г/т; 76,7–123,4 и 23,1–157,1 г/т, соответственно)».

Раздел Обсуждение результатов. В целом, вопросы обсуждаемые в разделе являются актуальными и базируются на полученных результатах. Критических замечаний или вопросов к обсуждению нет. Дополнительные комментарии к этому разделу см. в приложенном файле.

«Деформированные перидотиты подвергались влиянию модального метасоматоза значительно сильнее, чем зернистые разности, что и является причиной их обогащения магнефильными компонентами и высоких модальных содержаний гранатов и клинопироксенов по сравнению с зернистыми перидотитами.» - Возможно тут также стоит обсудить, с чем это было связано (указать возможные причины).

ОТВЕТ. Добавлено. «Степень влияния модального метасоматоза на породы зависит от расположения пород - вблизи или на значительном расстоянии от ослабленных зон литосферной мантии [Agashev et al., 2013]. Так как деформированные перидотиты находились вблизи ослабленных зон, они подвергались воздействию модального метасоматоза сильнее, чем зернистые

перидотиты».

В конце этого раздела можно добавить короткий абзац, который будет суммировать полученные результаты, которые главным образом сводятся к диагностике двух типов модального метасоматоза. А также привести примеры, в каких мантийных ксенолитах из других кимберлитовых трубок отмечается схожий мантийный метасоматоз.

ОТВЕТ. Добавлено.

Однако стоит отметить, что последний раздел «Элементы группы платины и свидетельства мантийного метасоматоза» может быть сокращен в объеме в два раза, так как содержит много смысловых повторов.

Раздел Выводы. Поскольку в тексте рукописи идет обсуждение мантийного метасоматоза, обусловленного силикатными и карбонатными расплавами, то следует коротко суммировать основные результаты в выводах.

ОТВЕТ. Добавлено.

В аннотацию к рукописи следует внести соответствующие корректировки, которые будут внесены в основной текст и выводы.

ОТВЕТ. Исправлено.

Комментарии к рисункам.

Необходимо добавить подписи основных минеральных фаз.

ОТВЕТ. Добавлено.

Возможно, стоит также привести диаграммы для тех элементов, которые обсуждаются в результатах, например, титан

ОТВЕТ. К сожалению, ввиду большого объема статьи, многие графики невозможно привести.

## **Аннотация**

**СРАВНИТЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СОСТАВ ПО ЭЛЕМЕНТАМ ГРУППЫ ПЛАТИНЫ ДЕФОРМИРОВАННЫХ И ЗЕРНИСТЫХ ПЕРИДОТИТОВ ТРУБКИ УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ (ЯКУТИЯ).**

О.В. Ильина<sup>1</sup>, А.М. Агашев<sup>1</sup>, Е.А. Кожемякина<sup>1</sup>, Л.Н. Похиленко<sup>1</sup>, Н.П. Похиленко<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>2</sup>Новосибирский Государственный Университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Проведено комплексное минералого-геохимическое исследование двух структурных типов уникально свежих мантийных перидотитов из кимберлитовой тр. Удачная: деформированных и зернистых. Главной целью данной работы являлось комплексная минералого-геохимическая характеристика уникально свежих деформированных и зернистых перидотитов трубки Удачная и роль элементов группы платины при формировании изученных пород; выявление различий в химическом составе двух типов пород и генетических причин этих различий.

Установленные параметры последнего равновесия минеральных ассоциаций ксенолитов

показывают различные значения: деформированные перидотиты характеризуются более высокими расчетными РТ (Т=1230–13500С, Р=56–67 кбар) по сравнению с зернистыми перидотитами (Т=750–13000С, Р=30–67 кбар).

Детальные геохимические исследования позволили обнаружить различия по содержанию главных петрогенных, рассеянных элементов и элементов группы платины как внутри группы деформированных перидотитов, так и между структурными типами пород. Часть деформированных перидотитов и все зернистые перидотиты обогащены несовместимыми элементами, имеют низкие модалные содержания клинопироксена и гранаты с повышенными средними РЗЭ. Это является свидетельством влияния на породы расплава/флюида с высоким содержанием несовместимых элементов, возможно карбонатитового состава. Обогащение деформированных перидотитов магмафильными элементами (Са, Al, Ti) по отношению к зернистым обусловлено воздействием модалного метасоматоза на деформированные перидотиты в большей степени, чем на зернистые.

Повышенные значения легких и пониженные значения тяжелых РЗЭ в зернистых перидотитах относительно деформированных пород объясняются разницей в составе метасоматического агента. На первом этапе (силикатный метасоматоз) расплав обогатился легкими и деплетировался тяжелыми РЗЭ. На втором этапе (карбонатитовый метасоматоз) фракционированный расплав повлиял на состав зернистых и часть деформированных перидотитов за счет просачивания в межзерновое пространство.

Зернистые перидотиты отличаются от деформированных по характеру распределения ЭПГ и широкими вариациями содержаний в ряду Os-Pt. Это возможно объясняется наличием неравномерно распределенных Os-Ir и Pt-Os-Ir-интерметаллических соединений, которые образовывались как реститы по сульфидам при частичном плавлении перидотитов литосферной мантии. Деформированные перидотиты имеют практически равномерное распределение ЭПГ в ряду Os-Pt. Обогащение деформированных перидотитов Pd, Re и частично Pt вероятно произошло во время модалного метасоматоза при увеличении количества граната и клинопироксена, которое сопровождалось осаждением сульфидных фаз в интерстиции.

### **Ключевые слова:**

Перидотит, Литосферная мантия, Элементы группы платины, Кимберлит, Ксенолит, Метасоматизм

# СРАВНИТЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СОСТАВ ПО ЭЛЕМЕНТАМ ГРУППЫ ПЛАТИНЫ ДЕФОРМИРОВАННЫХ И ЗЕРНИСТЫХ ПЕРИДОТИТОВ ТРУБКИ УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ (ЯКУТИЯ).

О.В. Ильина<sup>1</sup>, А.М. Агашев<sup>1</sup>, Е.А. Кожемякина<sup>1</sup>, Л.Н. Похиленко<sup>1</sup>, Н.П. Похиленко<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

<sup>2</sup>*Новосибирский Государственный Университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия*

## ВВЕДЕНИЕ

В результате изучения фрагментов мантийных пород, вынесенных на поверхность Земли кимберлитами в виде ксенолитов, установлено, что литосферная мантия под древними архейскими кратонами сложена преимущественно перидотитами и, в меньшей степени, эклогитами и пироксенитами [Соболев, Соболев, 1964; Sobolev, 1977; Boyd et al., 1997, 1998; Korylova et al., 1999; Griffin et al., 2003; Агашев и др., 2006]. Определение химического состава, петрографических характеристик и генезиса перидотитовых ксенолитов из кимберлитов Сибирского кратона были представлены в работах отечественных и зарубежных петрологов [Бобриевич и др., 1959; Sobolev, 1977; Boyd, 1984; Похиленко, 1990; Sobolev et al., 2009; Ziberna et al., 2013]. Трубка Удачная является одним из крупнейших месторождений алмазов в мире [Pokhilenko et al., 1977]. Ее географическое и геологическое положение описаны во многих работах, упомянутых ниже. В последнее десятилетие в уникально свежем кимберлите [Kamenetsky et al., 2012; Golovin et al., 2018] из этой трубки было собрано много крупных и исключительно свежих, практически не затронутых процессами вторичных изменений ксенолитов, что дало новый толчок многочисленным исследованиям мантийных пород [Agashev et al., 2013; 2018; Doucet et al., 2012, Ionov et al., 2010; 2017; Pokhilenko, 2018; Шацкий и др., 2020]. Таким образом, несмотря на десятилетия исследований ксенолитов трубки Удачная, их изучение остается актуальным и вызывает большой интерес у петрологов мира.

Выделяется два структурных типа перидотитов, слагающих литосферную мантию: деформированные и зернистые [Соболев, Похиленко, 1975; Boyd and Nixon, 1975; Harte, 1977]. Зернистые перидотиты занимают широкую область на РТ диаграмме – между кривыми теплового потока 35 и 45 мВт/м<sup>2</sup> в поле стабильности алмаза и графита [Boyd, 1984, Ionov et al., 2010; Doucet et al., 2012]. Деформированные перидотиты отличаются от

зернистых прежде всего порфирокластической структурой [Harte, 1977], и высокой температурой последнего равновесия. Впервые деформированные перидотиты под названием «порфиновые перидотиты» были описаны для месторождений алмазов Якутии из трубки Удачная Бобриевичем с соавторами (1959). На РТ диаграмме они располагаются равномерно между геотермами 40 и 45 мВт/м<sup>2</sup>, образуя некоторое скопление вдоль геотермы 45 мВт/м<sup>2</sup> [Тычков и др., 2014]. В ранних исследованиях было сделано предположение, что деформированные перидотиты являются частью астеносферы [Boyd and Nixon, 1975]. В дальнейшем было установлено, что они слагают нижний, метасоматически обогащенный слой архейской кратонной мантии на границе с астеносферой [Харькив и др., 1983; Соболев и др., 1984; Sobolev et al., 1986; O'Reilly and Griffin, 2010]. По современным данным, деформированные перидотиты имеют локальное распространение под кимберлитовыми полями не образуя сплошного слоя [Agashev et al., 2013, Doucet et al, 2013]. Существует несколько моделей, объясняющих происхождение структуры данных перидотитов: 1) деформация была вызвана в результате стрессовых напряжений при внедрении мантийного диапира [Green and Gueguen, 1974]; 2) деформация обусловлена воздействием мантийного метасоматоза в результате воздействия астеносферных расплавов на породы литосферной мантии [Ehrenberg, 1979]; 3) деформация произошла в результате нагрева при сдвиге на границе литосфера-астеносфера [Kennedy et al., 2002]. В статье Соловьева и др. (2017) было описано взаимодействие деформированных перидотитов с кимберлитовыми расплавами. Авторы предположили, что процессы интенсивной деформации пород литосферной мантии на границе с астеносферой были сопряжены с образованием кимберлитовых расплавов [Соловьева и др., 2017].

В последние годы все больше внимания уделяется изучению распределения элементов группы платины (ЭПГ) в породах, так как они являются индикаторами петрогенетических процессов в верхней мантии [Lorand et al., 2013, Aulbach et al., 2016]. Считается, что во время аккреции Земли все ЭПГ были удалены из силикатной части планеты и сконцентрированы в ядре [O'Neill, 1991; Fisher-Godde et al., 2011]. Однако содержания ЭПГ в верхней мантии достигают уровня нескольких частей на миллиард (мг/т) [Palme et al., 2003; Lorand et al., 2008b], что всего на два порядка ниже таковых в хондритовых метеоритах. Наиболее признанной гипотезой повышенного содержания ЭПГ в мантии является «поздняя хондритовая добавка», которая подразумевает привнос метеоритного вещества в силикатную оболочку Земли после формирования ядра [Chou, 1978; Jagoutz et al., 1979; Morgan, 1986; O'Neill, 1991; Schmidt et al., 2000]. Кратонные перидотиты дают возможность оценить фракционирование ЭПГ при очень высоких

степенях частичного плавления (30–50 %), несравнимых с таковыми в некратонных перидотитах (<30 %) [Pearson et al., 2004; Walter, 2014]. Данные по ЭПГ и Re-Os системе в зернистых и деформированных перидотитах кимберлитовой трубки Удачная приведены в работах [Ionov et al., 2015; Pernet-Fisher et al., 2015]. Перидотитовые ксенолиты имеют содержания Os и Ir близкие или чуть выше, чем в примитивной мантии (ПМ). Эти элементы могут концентрироваться в Os-Ir интерметаллических соединениях во время частичного плавления. Содержания Pd значительно ниже, чем в ПМ, что может объясняться потерей сульфида, который является главным концентратом этого элемента, при частичном плавлении >20 %. В некоторых перидотитах наблюдается легкое повышение концентраций Pd и Pt, при этом изменяется отношение Pt/Pd. Такая характеристика указывает на метасоматическое преобразование пород [Ionov et al., 2015].

Первые данные, полученные при изучении коллекции деформированных перидотитов трубки Удачная приведены в наших работах [Agashev et al., 2013; Ильина и др., 2016; Сургутанова и др., 2016]. В дополнение к имеющимся результатам мы провели детальное исследование 6-ти зернистых перидотитов трубки Удачная. Главной целью данной работы является комплексная минералого-геохимическая характеристика уникально свежих деформированных и зернистых перидотитов трубки Удачная и роль элементов группы платины при формировании изученных пород; выявление различий в химическом составе двух типов пород и генетических причин этих различий.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Макроскопическое изучение перидотитов проводилось с помощью бинокулярного микроскопа Nikon C-PS160. Были сделаны плоскополированные пластины, так как для анализа методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) требуется толщина больше, чем у шлифов. Минералого-петрографическое исследование перидотитов выполнялось с использованием микроскопа Olympus BX51, оснащенного фотовидеокамерой высокого разрешения Olympus ColorView III. Химический состав пород был определен методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) на приборе СМР-25 в Аналитическом центре Института Геологии и Минералогии им. В.С. Соболева (ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия). Химический состав породообразующих минералов определялся методом рентгеноспектрального микроанализа с электронным зондом на микроанализаторе JEOL JXA 8100 в аналитическом центре ИГМ СО РАН. Анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе пучка 40–70 нА, диаметр пучка электронного зонда составлял 2 мкм, время отсчета 20 сек для пиков и 10 сек для фона.

Для силикатов проводился стандартный 10-элементный анализ на элементы с пересчетом на окислы: SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO, MnO, CaO, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O. Пределы обнаружения для SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> составляли 0,03–0,04 мас. %, а для FeO, MnO и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, – 0,05–0,07 мас. %. Точность анализа 2 отн. %. Подробнее метод описан в работе [Королук и др., 2008].

Модальный состав пород рассчитан по химическим составам минералов и пород при помощи адаптированного метода CIPW [Cross et al., 1903].

Концентрации редких и рассеянных элементов в породах были определены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе высокого разрешения Finnigan Mat ELEMENT ICP с U-5000AT+ ультразвуковым распылителем в ИГМ СО РАН (Новосибирск, Россия). Образцы разлагали с использованием метода сплавления с метаборатом лития с последующим растворением. Подробнее метод описан в работе [Николаева И.В. и др., 2008].

Содержание редких и рассеянных элементов в минералах деформированных перидотитов проанализировано в Университете Монпелье (Франция), а в зернистых перидотитах - в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). В обоих случаях использовался метод масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой в сочетании с лазерной абляцией (LA-ICP-MS) на приборе Finnigan Mat Element. Лазер работал с энергией импульса 12 мДж/см<sup>2</sup> и размером пучка 80 мкм. В качестве газового носителя использовался гелий. Время сбора данных составляло 90 сек для фона и 60 сек для сигнала. Подробнее метод описан в работе [Agashev et al., 2013].

Для определения микроколичеств ЭПГ (Os, Ir, Ru, Pt, Pd, Re) в перидотитах, сульфидах и оливинах из перидотитов применялся метод изотопного разбавления с масс-спектрометрическим окончанием на приборе высокого разрешения ELEMENT Finnigan Mat в ИГМ СО РАН. Относительное стандартное отклонение результатов анализа составляет от 5 до 15 %. Методика подробно изложена в работе [Козьменко и др., 2011]. Для каждого образца размер навески составлял 1 грамм, для сульфидов и оливинов – до 0,02 грамм. Порошки пород и минералы-концентраты вместе с рассчитанным количеством трассеров-растворов, содержащих обогащенные изотопы Ru<sup>99</sup>, Pd<sup>106</sup>, Re<sup>185</sup>, Os<sup>190</sup>, Ir<sup>191</sup> и Pt<sup>194</sup>, помещались в трубки Кариуса, затем добавлялась смесь концентрированных кислот (3 мл HCl + 4 мл HNO<sub>3</sub>). После разложения пробы трубки вскрывались, и, в первую очередь, выделялся осмий. После его отделения содержимое трубки Кариуса приводили в раствор, подходящий по свойствам для анализа методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) без разбавления.

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИССЛЕДОВАННЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

**Деформированные перидотиты.** Несмотря на то, что в некоторых образцах содержание клинопироксена составляет меньше 5 %, все ксенолиты относятся к лерцолитам (19 шт) с различной степенью деформации [Соболев, 1964; Boyd, 1984]. Породы состоят из порфировкластов граната, клинопироксена, ортопироксена и оливина, обособленных или вытянутых в виде цепочек в матрице, сложенной полигональными необластами рекристаллизованного оливина (рис. 1). Модальные содержания минералов изменяются в следующих диапазонах: оливин 59–85 %; ортопироксен 5–18 %; гранат 5–15 %; клинопироксен 2–14 % (Табл. 1). Размер порфировкластов варьирует от 1–2 мм до 12 мм. Размер оливиновых необластов обычно составляет 0,1–0,5 мм.

Пять образцов деформированных перидотитов характеризуются порфировкластической (рис. 1, а, б) структурой с содержанием оливиновых необластов от 10 до 50 % (0,1–0,5 мм). Порфировкласты граната (1–12 мм) в таких образцах занимают меньше половины объема породы. Между ними располагаются крупные порфировкласты клинопироксена изумрудно-зеленого и светло-зеленого цвета (1–5 мм), ортопироксена (до 3 мм) и оливина (до 8 мм). Порфировкласты граната имеют изометричную форму и, часто, келифитовую кайму (до 0,2 мм), представленную флогопитом, глиноземистыми пироксенами, шпинелью и, редко, сульфидами. Шесть образцов перидотитов характеризуются мозаично-порфировкластической структурой (рис. 1, в). Такие образцы содержат  $\geq 50$  % необластов оливина ( $\leq 0,1$  мм) и менее 10 % порфировкластов оливина от общего количества зерен этого минерала [Harte, 1977]. Порфировкласты оливина и пироксенов в этих ксенолитах вытянуты и образуют едино-направленный рисунок. Зерна граната (от 1 до 12 мм) имеют келифитовую кайму от 5 до 50 % от объема минерала. Ортопироксен частично рекристаллизован в необласты вдоль границ зерен. Восемь образцов перидотитов имеют мозаично-порфировкластическую структуру с флюидальным (рис. 1, д (Uv-3/01, Uv-213/02, Uv-18/04)) и ламинарным подтипами (рис. 1, з (Uv-1/04, Uv-285/02)). Флюидальный подтип характеризуется наличием рекристаллизованного ортопироксена, который внедряется в виде «хвостов» в основную массу оливиновых необластов. Ламинарный подтип характеризуется присутствием тонких прослоев рекристаллизованного ортопироксена в основной массе пород. Оливин и пироксены в этих образцах имеют вытянутую, линзовидную форму зерен (2–3 мм). Зерна граната (1–12 мм) характеризуются изометричной формой.

**Зернистые перидотиты.** Все образцы зернистых перидотитов по минеральному составу относятся к гранатовым лерцолитам. Породы имеют среднезернистую структуру (рис. 1, ж, з) и характеризуются равномерным распределением оливина, клинопироксена, ортопироксена и граната в породе. Модальные содержания минералов изменяются в следующих диапазонах: оливин 57–76 %; ортопироксен 13–30 %; гранат 4–12 %; клинопироксен 1–5 %. Зерна минералов имеют размер в основном 2–3 мм, некоторые достигают 6 мм. Гранаты темно-лилового цвета изометричной формы практически все имеют келифитовую кайму толщиной < 0,2 мм. Встречаются включения граната в оливине (Uv-122/11). Края зерен таких гранатов ровные, без келифитовых кайм. Клинопироксен светло-зеленого цвета образует выделения неправильной формы, иногда вытянутые вдоль зерен других минералов. Ортопироксен светло-желтого цвета образует ксеноморфные зерна. Оливин представлен бесцветными кристаллами изометричной формы.

В восьми образцах деформированных перидотитов (Uv-27/01, Uv-257/02, Uv-24/05, Uv-285/02, Uv-252/02, Uv-268/02, Uv-97/02, Uv-03/02) и в одном образце зернистого перидотита (Uv-122/11) были обнаружены сульфиды. Таблицы с химическим составом сульфидов представлены в разделе «Supplementary material» (Табл. 1). Для образца Uv-268/02 данные были предоставлены Шарыгиным И.С.

Сульфиды образуют полисульфидные агрегаты и встречаются как в виде включений в гранатах, так и в межзерновом пространстве пород (рис. 2). Включения сульфидов находятся в виде глобул в гранатах трех образцов (Uv-268/02, Uv-27/01, Uv-257/02). Глобулы имеют следующие составы: пирротин + пентландит, пирротин + пентландит ± халькопирит и пирротин + джерфишерит ± пентландит ± халькопирит. Пентландит обнаружен в виде ламели в пирротине, а халькопирит - в виде прерывистой каймы по периферии включений. Джерфишерит, как правило, располагается вокруг полисульфидных агрегатов в виде прерывистой каймы. Интерстиционные сульфиды представлены следующими ассоциациями: пирротин + пентландит ± джерфишерит (деформированные), пирротин + пентландит (зернистые перидотиты).

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Химические составы минералов деформированных и зернистых перидотитов трубки Удачная представлены в разделе «Supplementary material» (Табл. 2-5).

**Оливин.** Порфирокласты и необласты оливина имеют схожий состав в пределах одного образца. Это показано на рис. 3 в статье [Agashev et al., 2013]. Более железистые оливины из деформированных перидотитов схожи по составу с оливинами из ильменит-

содержащих перидотитов кимберлитов трубки Удачная [Pokhilenko et al., 1976]. Зерна оливинов деформированных перидотитов однородны, их составы не варьируют от центра к краю. Средняя магнезиальность оливина (Mg#) в деформированных перидотитах составляет 89,83 (диапазон 86,36–91,69), а в зернистых - 91,5 (диапазон 90,40–92,40). Наши данные частично соответствуют аналогичным данным более ранних исследований. Например, в работе [Sobolev et al., 2009] деформированные и зернистые гранатовые перидотиты трубки Удачная имеют среднюю магнезиальность оливина 90,29 (диапазон 85,45–91,87) и 92,16 (диапазон 90,82–93,04), соответственно. Подавляющее большинство оливинов деформированных перидотитов имеют магнезиальность, близкую к оливинам деформированных перидотитов Южной Африки (рис. 3, а) [Boyd, 1989]. Точки значений для оливинов трех зернистых перидотитов трубки Удачная находятся в поле составов деформированных перидотитов, и два образца из шести идентичны зернистым перидотитам Южной Африки по составу оливинов.

Все оливины имеют значимую положительную корреляцию магнезиального номера с содержанием NiO ( $R^2=0,51$ ; 0,59 в деформированных и зернистых породах, соответственно) (рис. 3, б). Средние значения концентраций NiO в оливинах деформированных и зернистых перидотитов составляют 0,331 и 0,368 мас. %, соответственно. Содержания NiO в оливинах деформированных и зернистых гранатовых перидотитах по данным Sobolev et al. (2009) чуть выше и составляют 0,372 и 0,395 мас. %, соответственно.

**Ортопироксен.** Ортопироксены деформированных и зернистых перидотитов представлены энстатитом (MgO 32,8–35,5 и 33,4–35,0 мас. %, соответственно). Магнезиальный номер (Mg#) ортопироксенов деформированных перидотитов изменяется от 88,2 до 92,5, а зернистых - от 91,5 до 93,0. Наблюдается достаточно сильная положительная корреляция между магнезиальным номером оливина и ортопироксена ( $R^2=0,97$ ). Содержание  $Al_2O_3$  в ортопироксенах из деформированных перидотитов изменяется в более узком диапазоне ( $Al_2O_3$  0,4–0,68 мас. %) по сравнению с таковым в зернистых перидотитах ( $Al_2O_3$  0,3–1,2 мас. %). Концентрации  $Na_2O$  в ортопироксенах меняются от 0,09 до 0,25 мас. % и от 0,01 до 0,15 мас. % для деформированных и зернистых, соответственно. Согласно более ранним данным [Sobolev, 1977], содержание  $Na_2O$  в энстатите деформированных перидотитов трубки Удачная изменяется в интервале от 0,042 до 0,254 мас. %, а в зернистых перидотитах: от 0,045 до 0,099% мас.

**Гранат.** Гранаты из деформированных и зернистых перидотитов относятся к хромовым пиропам ( $Cr_2O_3$  2,69–9,22 и 3,8–6,9 мас. %, соответственно), и на диаграмме

$\text{Cr}_2\text{O}_3$ -CaO [Соболев и др., 1969; Sobolev et al., 1973] точки их составов находятся в области лерцолитового поля, кроме одного образца зернистого перидотита (Uv-36/11), точка состава которого попадает в верлитовое поле (рис. 4, а). Гранаты из двух деформированных перидотитов характеризуются повышенным содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  ( $> 10$  мас. %) (рис. 4, а), что не противоречит данным предыдущих исследователей [Соболев, 1977].

Mg# варьирует от 77,65 до 84,13 в деформированных, и от 79,24 до 83,13 в зернистых перидотитах. Корреляций между Mg# гранатов и оливинов не наблюдается. Модальное содержание гранатов деформированных и зернистых перидотитов показывает отрицательную корреляцию со значениями  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  ( $R^2=0,54$  для деформированных и  $R^2=0,56$  для зернистых перидотитов) (рис. 4, б).

Гранаты деформированных перидотитов отличаются повышенным содержанием  $\text{TiO}_2$  (0,04–1,84 мас. %) по сравнению с таковым в гранатах зернистых перидотитов (0,003–0,93 мас. %). В деформированных перидотитах такой широкий диапазон концентраций  $\text{TiO}_2$  наблюдается также в зональных зернах граната (например, Uv-27/01 центр граната 0,16, край граната 1,03 мас. %). Содержания  $\text{TiO}_2$  постепенно возрастают от минимального к максимальному значению и не коррелируют с модальным составом граната в породе.

Концентрации  $\text{Al}_2\text{O}_3$  варьируют в широком диапазоне от 11,28 до 21,0 мас. % и от 16,30 до 20,85 мас. % в гранатах деформированных и зернистых перидотитов, соответственно. Содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  в гранатах деформированных перидотитов, определенное в соответствии с методикой, изложенной в [Sobolev and Lavrentiev, 1977], достигает 0,14 мас. %, в зернистых – 0,06 мас. %.

По форме спектров РЗЭ, нормированных на состав хондрита, гранаты деформированных перидотитов делятся на две группы: 1) с нормальным распределением РЗЭ, имеющие плато в районе тяжелых и средних РЗЭ и резкое понижение в легких ( $\text{Sm}/\text{Er}_n < 1$ ); 2) с синусоидальным распределением РЗЭ ( $\text{Sm}/\text{Er}_n > 1$ ) (рис. 5, а). Спектры первой группы соответствуют распределению в лерцолитовых гранатах и в низкохромистых мегакристаллах граната [Burgess and Harte, 2004], в то время как формы спектров РЗЭ второй группы характерны для гарцбургитовых гранатов и гранатовых включений в алмазы [Shimizu and Sobolev, 1995; Шимизу и др., 1997; Stachel and Harris, 2008]. Гранаты зернистых перидотитов также делятся на две группы по форме спектров РЗЭ: 1) с синусоидальным распределением РЗЭ, имеющие обеднение по легким и тяжелым РЗЭ и обогащение по средним РЗЭ; 2) с V-образной формой, имеющие обогащение по легким и тяжелым, но обеднение по средним элементам (рис. 5, б).

Концентрации Zr в гранатах имеют диапазоны 6,43–98,82 г/т в деформированных, и 0,03–93,30 г/т в зернистых перидотитах. Составы граната по содержанию Sc и Ni в деформированных перидотитах перекрывают таковые из зернистых перидотитов, однако в целом имеют повышенные значения по отношению к гранатам из зернистых перидотитов (94,2–158,6 и 81,6–159,5 г/т; 76,7–123,4 и 23,1–157,1 г/т, соответственно).

Детальные исследования отдельных зерен гранатов трех образцов деформированных перидотитов (Uv-33/04, Uv-27/01, Uv-32/04) выявили зональность по главным и редкоземельным элементам: в узких краевых частях зерен, как правило, возрастает содержание TiO<sub>2</sub>, FeO, Na<sub>2</sub>O, но понижается CaO и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (данные представлены в таблице 4 в разделе «Supplementary material»). По главным элементам все эти гранаты отвечают лерцолитовому парагенезису. Однако по редкоземельным элементам, нормированным на хондрит, наблюдаются следующие различия: центральные части гранатов имеют синусоидальное распределение PЗЭ, соответствующее таковому в гарцбургитовых гранатах, а краевые части – нормальное распределение PЗЭ, которое соответствует распределению в лерцолитовых гранатах.

**Клинопироксен.** Клинопироксены в перидотитах относятся к хромдиопсиду (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0,46–1,46 мас. % в деформированных и 0,52–1,38 мас. % в зернистых перидотитах). Значения Mg# в клинопироксенах деформированных перидотитах составляют 87,0–92,8, а в зернистых – 90,5–95,0. Содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в клинопироксенах деформированных и зернистых перидотитах варьирует от 0,78 до 1,79 мас. % и от 0,67 до 1,29 мас. %, соответственно. Предыдущие исследования [Sobolev, 1977] показали, что клинопироксен из деформированных перидотитов содержит значимую примесь K<sub>2</sub>O в диапазоне от 0,025 до 0,096% мас. Концентрации K<sub>2</sub>O в исследованных нами пироксенах деформированных и зернистых перидотитах изменяются в диапазонах 0,03–0,07 и от 0,03–0,09 мас. %, соответственно.

Содержания редкоземельных элементов, нормированных на состав хондрита, представлены на рис. 6. Наклоненная в сторону тяжелых PЗЭ форма спектров типична для клинопироксенов мантийных перидотитов [Pearson et al., 2003]. Клинопироксены двух типов перидотитов обогащены легкими PЗЭ (LREE) с максимумом в ряду Ce-Nd. Значения (La/Yb)<sub>n</sub> в клинопироксенах деформированных и зернистых перидотитов составляют 9,6–106,1 и 43,2–527,6, соответственно. Концентрации La<sub>n</sub> в клинопироксенах деформированных разностей находятся на уровне 9,13–17,53 хондритовых единиц, а в зернистых – 6,21–11,10. Содержания Yb<sub>n</sub> в клинопироксенах двух типов перидотитов не превышает 1. Соотношение (Nd/Yb)<sub>n</sub> в клинопироксенах составляет 16,95–127,64 в деформированных перидотитах, и 65,14–736,30 в зернистых. Отношение Ti/Eu в

клинопироксенах значительно выше в деформированных (851–4922) по отношению к таковому в зернистых (919–1120) перидотитах.

Содержание Sr клинопироксенов в деформированных перидотитах значительно ниже (63–144 г/т), чем в зернистых – (157–188 г/т). Концентрации Zr варьируют в следующих диапазонах: 2,08–9,44 в деформированных, и 0,02–3,32 в зернистых перидотитах (Табл. 5 в разделе «Supplementary material»).

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

**Главные петрогенные элементы.** Таблица составов деформированных и зернистых перидотитов по главным петрогенным элементам приведена в таблице 6 (раздел «Supplementary material»). Относительно состава ПМ [McDonough, Sun, 1995], деформированные перидотиты обогащены MgO (38,5–46,1 мас. %) и истощены магнефильными компонентами Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,6–3,0 мас. %), CaO (0,6–2,8 мас. %) и TiO<sub>2</sub> (0,02–0,18 мас. %) (рис. 7). Наблюдаются отрицательная корреляция CaO с MgO (рис. 7) и положительная с Na<sub>2</sub>O. Содержание Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> варьирует в диапазоне от 0,18 до 0,56 мас. %. Концентрации FeO изменяются в широком диапазоне (7,75–12,14 мас. %); имеется положительная корреляция FeO с TiO<sub>2</sub> и с MnO. Деформированные перидотиты обогащены Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и CaO в сравнении с реститами высокой степени частичного плавления – гарцбургит-дунитами (рис. 8, а) [Похиленко и др., 1993]. По степени обогащения этими элементами деформированные перидотиты тр. Удачная можно разделить на слабообогащенные – их составы самые низко кальциевые и близкие по содержанию Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> к составу гарцбургит-дунитов (8 образцов, CaO+Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,23–2,33 мас. %) и средне- и сильнообогащенные деформированные перидотиты (11 образцов, CaO+Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 2,64–5,85 мас. %).

Большинство образцов имеют отрицательные потери при прокаливании (LOI). Это объясняется тем, что при нагреве порошка образца до 900°C Fe<sup>2+</sup> окисляется до Fe<sup>3+</sup>. Таким образом, отрицательные потери веса при прокаливании указывают на исключительную свежесть пород. Только 6 образцов имеют положительные LOI величины, два из которых могут рассматриваться как слегка измененные с LOI, равным 0,6–1,0 мас. %.

Зернистые перидотиты обогащены MgO (41,5–45,0 мас. %) и обеднены Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,7–2,6 мас. %) и CaO (0,9–1,5 мас. %) относительно ПМ. На диаграмме CaO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> они образуют поле состава между составами ПМ и гарцбургит-дунитов, но отстоят от тренда деформированных перидотитов и имеют узкий диапазон по содержанию CaO (рис. 8, а). Концентрации FeO изменяются незначительно – от 6,41 до 7,99 мас. %, и, в целом, среднее

значение FeO (7,36 мас. %) ниже, чем в деформированных перидотитах (9,08 мас. %) (рис. 7, д). Зернистые перидотиты обогащены K<sub>2</sub>O (0,21 мас. %) по отношению к ПМ и деформированным разностям (0,029 и 0,13 мас. %, соответственно). Потери при прокаливании для всех образцов положительные и варьируют в диапазоне от 0,14 до 1,21. В обоих типах пород отсутствуют корреляции LOI с CaO и FeO, в отличие от серпентинизированных перидотитов по данным Бойда с соавторами [Boyd et al., 1997].

Таким образом, по содержанию главных петрогенных компонентов в изученных типах перидотитов наблюдаются следующие различия: 1) в деформированных перидотитах наблюдаются повышенные содержания магнефильных элементов (Ca, Al, Ti и Fe) относительно зернистых разностей; 2) зернистые перидотиты имеют небольшие содержания и узкий диапазон составов по CaO и чуть более широкий по Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> по сравнению с деформированными перидотитами. Вышеуказанные различия связаны с широкими вариациями модалного содержания граната и клинопироксена в изученных породах: деформированные перидотиты характеризуются повышенными модалными содержаниями граната и клинопироксена, по сравнению с зернистыми.

**Рассеянные и редкоземельные элементы.** Таблица значений редких и рассеянных элементов для зернистых перидотитов представлена в разделе «Supplementary material» (Табл. 7). Значения этих элементов для деформированных перидотитов взяты из [Agashev et al., 2013]. Форма распределения РЗЭ, нормированных на состав хондрита, характеризуется резким снижением от легких к тяжелым элементам (La<sub>n</sub> 0,99–5,69; (La/Yb)<sub>n</sub> 13,30–62,05 в зернистых; La<sub>n</sub> 0,73–2,69; (La/Yb)<sub>n</sub> 2,08–21,10 в деформированных) (рис. 9).

В деформированных перидотитах наблюдается обогащение высоко-несовместимыми элементами относительно состава ПМ. Степень обогащения Rb (2,15–12,15 г/т) изменяется от 2 до 10 раз; Ba (6,45–28,93 г/т), Th (0,57–0,20 г/т), U (0,017–0,085 г/т), Nb (0,88–2,68 г/т), La (0,47–1,74 г/т) – в диапазоне 1–5 раз от состава ПМ. Содержания умеренно-несовместимых элементов (MREE – Middle Rare Earth Elements, Zr и Hf) близки к таковым в ПМ, а в некоторых образцах даже ниже. Эти элементы имеют положительные корреляции с TiO<sub>2</sub>, CaO и Na<sub>2</sub>O, в то время как тяжелые РЗЭ (HREE – Heavy Rare Earth Elements) имеют положительные корреляции только с Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и CaO. Концентрации тяжелых РЗЭ ниже, чем в ПМ.

Зернистые перидотиты обогащены сильно несовместимыми элементами, такими как Rb (2,78–14,00 г/т), U (0,03–0,12 г/т), Nb (1,58–4,70 г/т), La (0,64–3,69 г/т), относительно ПМ в 2-5 раз, Ba (14,66–120,33 г/т) и K (0,08–0,35 г/т) - в 10 раз. Содержания этих элементов хорошо коррелируют между собой и с P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Умеренно-несовместимые

элементы имеют хорошие корреляции только с  $TiO_2$ , за исключением Sr, с другими петрогенными компонентами ( $CaO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $Cr_2O_3$ ,  $K_2O$ ) зависимости не наблюдается. Тяжелые РЗЭ показывают положительные корреляции с  $TiO_2$ .

Зернистые и деформированные перидотиты имеют схожие графики нормированных на ПМ мультиэлементных спектров. Однако для зернистых перидотитов характерно повышенное содержание элементов в ряду Rb-Nd и пониженные концентрации Y и HREE по отношению к деформированным разностям.

**Элементы группы платины (Os, Ir, Ru, Pt, Pd, Re).** Содержания ЭПГ в деформированных перидотитах ранее были опубликованы в статье [Ильина и др., 2016]. Эти и новые данные по ЭПГ в зернистых перидотитах, сульфидах и оливинах представлены в разделе Supplementary material (Табл. 8). Принято относить Os, Ir, и Ru к иридиевой подгруппе (ИЭПГ), и Pt, Pd, Re к палладиевой подгруппе (ПЭПГ), учитывая их совместное и несовместное поведение, соответственно, в магматических процессах [Barnes et al., 1985]. Распределения содержаний ЭПГ в деформированных и зернистых перидотитах, нормированные на состав хондрита [McDonough and Sun, 1995], представлены на рисунке 10. Деформированные перидотиты характеризуются близкими формами спектров в ряду Os-Pt, около 0,01 хондритовых единиц, за исключением двух образцов (Luv-703/11 и Uv-27/01) и широкими диапазонами по Pd и Re (рис. 10, а). Зернистые перидотиты имеют широкий диапазон концентраций по всем значениям ЭПГ, кроме Pd (рис. 10, в). Формы спектров и вариации содержаний в обоих типах пород находятся в диапазоне таковых для изученных ранее кратонных перидотитов мира (рис. 11, г) [Pearson et al., 2004; Irvine et al., 2003; Ionov et al., 2015].

Значения Os и Ir в деформированных перидотитах чуть выше, чем в ПМ ( $Os = 3,4$ ;  $Ir = 3,2$  мг/т) и изменяются в диапазонах 0,2–4,06 и 2,45–4,02 мг/т, соответственно. ИЭПГ показывают отрицательную корреляцию с  $Al_2O_3$  (рис. 11, а). Прослеживается общая тенденция к обеднению Os и Ir от слабообогатченных к обогащенным образцам в ходе увеличения содержания  $CaO$  и  $Al_2O_3$ . Корреляций ЭПГ с  $FeO$  в деформированных перидотитах не наблюдается. Образцы с повышенным содержанием  $FeO$  в большинстве своем не содержат сульфиды, кроме одного ксенолита (Uv-27/01).

Концентрация Ir в зернистых перидотитах изменяется от 0,14 до 5,13, Os от 0,19 до 8,56. Наблюдается отрицательная корреляция ЭПГ с  $Al_2O_3 + CaO$ . С повышением концентраций  $FeO$  увеличивается общее содержание ЭПГ ((Pt + Pd) от 1,12 до 14,4 мг/т; (Ir + Os) от 0,33 до 13,69 мг/т).

Деформированные перидотиты по содержанию Pd изменяются от самых деплетированных (0,08) до обогащенных (6,13) [Ильина и др., 2016]. Причем обогащение

по палладию не совпадает с обогащением силикатным компонентом (Al + Ca). На рисунке 11 (з) показаны слабые корреляции ПЭПГ с CaO + Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Зернистые перидотиты характеризуются более узким диапазоном составов по Pd 0,87–3,35. Концентрация Pt в зернистых перидотитах изменяется в широком диапазоне от 0,26 до 11,05. В деформированных перидотитах содержание Pt варьирует в диапазоне от 3,05 до 7,06 мг/т.

На рисунке 10 (а, б) представлены распределения ЭПГ в сульфидах и оливинах из деформированных перидотитов. Содержания ЭПГ в сульфидах выше такового в породах и в оливинах на 2–3 порядка. В некоторых образцах (Uv-268/02; Uv-257/02; Uv-30/04; Uv-27/01) сульфиды были обнаружены визуально, но только в образце Uv-27/01 удалось отобрать нужное количество сульфидов для анализа методом изотопного разбавления. В ряду Rh-Re сульфиды, вал и оливин имеют одинаковую форму спектров ЭПГ (рис. 10, б). Оливины в ряду Ir-Ru показывают схожий с сульфидами характер распределения. Образцы, в которых были обнаружены сульфиды, характеризуются повышенным содержанием палладия в составе пород (рис. 10, а светло-серые линии).

#### РТ ПАРАМЕТРЫ РАВНОВЕСИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

Температура и давление последнего равновесия минеральных ассоциаций зернистых перидотитов определены с помощью двупироксенового термобарометра [Brey et al., 1990]. Значения составляют 1230–1350°C, 56–67 кбар для деформированных [Agashev et al., 2013] и 750–1300°C, 30–67 кбар для зернистых перидотитов (Табл. 1). Точки значений деформированных и трех зернистых перидотитов на РТ диаграмме располагаются равномерно между кривыми теплового потока 40 и 45 мВт/м<sup>2</sup>, попадая в поле стабильности алмаза (рис. 12). Точки значений оставшихся трех зернистых перидотитов находятся вдоль геотермы 35 мВт/м<sup>2</sup>, причем одна из них располагается в поле стабильности графита.

Содержания Cr, Na и Al в клинопироксенах деформированных и двух зернистых перидотитов не подходят под критерии оценки РТ параметров равновесия минеральных ассоциаций с помощью клинопироксенового термобарометра Nimis, Taylor (2000). На рисунке 12а показаны точки значений 12 деформированных перидотитов, посчитанных по Nimis, Taylor (2000). Можно заметить, что давление существенно повышено в соотношении с точками значений, посчитанных с помощью термобарометра Brey et al. (1990). Только в четырех зернистых перидотитах концентрации Cr, Na и Al в клинопироксенах соответствуют критериям, требуемым для качественного расчета РТ параметров, используя термобарометр Nimis, Taylor (2000). Значения температуры и давления для них

составили 1269–1311 °С, 58–68 кбар, соответственно (Табл. 1) и точки их значений находятся в поле таковых для зернистых перидотитов, посчитанных с помощью термобарометра [Brey et al., 1990] (рис. 12а).

На рисунке 12б представлены данные для деформированных и зернистых перидотитов из трубки Удачная по оценкам Ионова с соавторами [Ionov et al., 2010; 2015]. Поля расположений точек значений перидотитов схоже с таковыми исследуемых нами перидотитов.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

**Положение в литосферной мантии.** На основании расчетных данных РТ параметров было установлено, что деформированные перидотиты находятся в мантии на глубинах от 170 до 220 км [Agashev et al., 2013], а зернистые – от 90 до 220 км ( $P = 3,4\text{--}7,4$  ГПа), что согласуется с ранее представленными данными для гранатовых зернистых перидотитов трубки Удачная [Boyd et al., 1997; Ionov et al., 2010]. Это указывает на то, что в основании литосферной мантии могут находиться как зернистые, так и деформированные перидотиты, и степень деформированности перидотитов не зависит от вертикального положения в мантии [Agashev et al., 2013]. Некоторые зернистые перидотиты имеют высокую температуру последнего минерального равновесия, сравнимую с таковой в деформированных перидотитах, из чего следует, что степень деформации также не зависит от температуры [Boyd et al., 1997; Ionov et al., 2010]. По мнению некоторых исследователей, деформация могла произойти из-за напряжения на контакте при внедрении астеносферных расплавов в слабые зоны подошвы литосферной мантии [например, Green and Gueguen, 1974; Agashev et al., 2013]. Впервые деформация из-за воздействия мантийного метасоматоза была предложена Ehrenberg (1979) и Gurney and Harte (1980). Также были сделаны предположения, что деформация происходила при растяжении литосферы, вызванном поднятием мантийного плюма, незадолго до захвата ксенолитов кимберлитовой магмой [Franz et al., 1996] либо, что различная степень деформации является функцией расстояния от пород до ослабленных зон, в которые внедрялся астеносферный расплав [Agashev et al., 2013].

**Модальный метасоматоз.** Кратонные перидотиты образовались в результате высокой степени частичного плавления (35–45 %) вследствие чего в рестите исчез клинопироксен и большая часть граната [Wittig et al., 2008; Herzberg, 2004]. Таким образом, присутствие этих минералов в мантийных породах указывает либо на метасоматическое воздействие, либо на выделение граната и клинопироксена из высокотемпературного

ортопироксена при охлаждении [Pearson et al., 1995]. Модальные содержания клинопироксена в деформированных перидотитах примерно в три раза выше, чем в зернистых. Оба типа исследованных перидотитов из кимберлитов трубки Удачная характеризуются широкими диапазонами модальных содержаний гранатов. В целом, в деформированных перидотитах модальные содержания граната выше, чем в зернистых перидотитах. Наблюдается значимая корреляция между содержаниями  $Al_2O_3$  и CaO в деформированных и зернистых перидотитах и модальными количествами граната (для  $Al_2O_3$   $R^2=0,88$  и  $0,98$ , соответственно; для CaO  $R^2= 0,71$  в деформированных перидотитах) и клинопироксена (для CaO  $R^2=0,95$  и  $0,74$ , соответственно) в них (рис. 8 б, г). Эти признаки свидетельствуют об образовании изученных пород в результате наложения модального метасоматоза на исходные гарцбургит-дуниты. Однако, воздействие метасоматоза на исходные деплетированные породы, приведшее к формированию разных типов перидотитов, отличается как степенью, так и характером. Деформированные перидотиты подвергались влиянию модального метасоматоза значительно сильнее, чем зернистые разности, что и является причиной их обогащения магнефильными компонентами и высоких модальных содержаний гранатов и клинопироксенов по сравнению с зернистыми перидотитами. Степень влияния модального метасоматоза на породы зависит от расположения пород - вблизи или на значительном расстоянии от ослабленных зон литосферной мантии [Agashev et al., 2013]. Так как деформированные перидотиты находились вблизи ослабленных зон, они подвергались воздействию модального метасоматоза сильнее, чем зернистые перидотиты.

На графике Zr-Y (рис. 13, а) два типа гранатов образуют два тренда согласно определению Griffin et al. (1999): составы гранатов с нормальным распределением РЗЭ соответствуют тренду высокотемпературного метасоматоза силикатными расплавами, а составы гранатов с синусоидальной формой спектров – тренду метасоматоза расплавами карбонатитового состава. На проявление низкотемпературного метасоматоза указывают такие признаки, как синусоидальные спектры РЗЭ и  $(Sm/Er)_n > 1$  в гранатах деформированных перидотитов [Agashev et al., 2013].

Точки составов гранатов зернистых перидотитов с синусоидальной формой спектров РЗЭ также ложатся в тренд карбонатитового метасоматоза по соотношению Zr-Y. Часть гранатов зернистых и деформированных перидотитов имеют низкие содержания Zr, Y и Ti ( $Zr < 10$ ,  $Y < 10$  и  $Ti < 1000$  г/т), что может указывать на реститовое происхождение пород в результате высокой степени плавления примитивной мантии, на которые впоследствии наложился метасоматоз [Griffin et al., 1999]. Гранаты с синусоидальными формами спектров РЗЭ, как правило, встречаются в гарцбургит-дунитах [Pokhilenko et al.,

2012; Похиленко и др., 2015], и их происхождение до сих пор остается дискуссионным вопросом в мантийной петрологии [Pearson et al., 1995]. Они могут быть продуктом реакции энстатит + шпинель  $\leftrightarrow$  форстерит + пироп [MacGregor, 1964], катализированной карбонатитовым флюидом [Agashev et al., 2013]. Также они могут быть ранней метасоматической фазой в мантийных перидотитах, которая образовывалась за счет реакции ортопироксена с метасоматическими флюидами [Simon et al., 2007]. В статье [Burgess and Harte, 2004] авторы объяснили два типа распределения РЗЭ в гранатах мантийных перидотитах фракционированием метасоматических расплавов во время их движения через перидотиты. Нормальный тип распределения РЗЭ в гранатах в основании литосферной мантии далее менялся на синусоидальный тип распределения в середине литосферной мантии в соответствии с изменением состава расплава, из которого кристаллизовались гранаты [Burgess and Harte, 2004]. Наши предположения связаны с тем, что после образования гарцбургит-дунитов произошло метасоматическое воздействие на породы расплава, возможно, карбонатитового состава. О таком воздействии свидетельствует обогащение пород несовместимыми элементами, низкое модальное содержание клинопироксена и обогащение гранатов средними РЗЭ в перидотитах, точки составов которых находятся в тренде карбонатитового расплава на графике Zr-Y (рис. 13, а). В результате такого воздействия все гранаты перидотитов этого тренда стали лерцолитовыми по составу главных элементов (рис. 4), но с ярко выраженными синусоидальными распределениями РЗЭ (рис. 5, а).

Оставшаяся часть деформированных перидотитов, точки составов гранатов которых находятся в тренде высокотемпературного расплавленного метасоматоза на диаграмме Zr-Y (рис. 13, а), характеризуется высокими модальными содержаниями граната и клинопироксена. Мы предполагаем, что в таких деформированных перидотитах субкальциевые гранаты подвергались силикатному метасоматозу и по составу стали отвечать гранатам лерцолитового парагенезиса с нормальным типом распределения РЗЭ [Agashev et al., 2013; Stachel and Harris, 2008].

Клинопироксены имеют нормальные формы спектров РЗЭ, нормированные на хондрит (рис. 6). На диаграмме  $(La/Yb)_n - Ti/Eu$  [Coltorti et al., 1999] (рис. 13, б) точки составов клинопироксенов большинства деформированных и двух зернистых перидотитов соответствуют тренду силикатного метасоматоза. Остальные точки значений клинопироксенов зернистых и одного деформированного перидотита образуют тренд, который указывает на обогащение в результате карбонатитового метасоматоза. Модальное содержание клинопироксенов в породах, соответствующих этому тренду, не превышает 5 %. Таким образом, клинопироксен зернистых перидотитов также подвергся

воздействию расплавов, возможно, карбонатитового состава, которые не повлияли на его модальные содержания в породе. А в деформированных перидотитах, произошло наложение силикатного метасоматоза, в результате которого увеличилось модальное содержание клинопироксена.

Итак, на преобразование деформированных и зернистых перидотитов трубки Удачная оказали влияние два типа метасоматоза: карбонатитовый и силикатный. В ходе карбонатитового метасоматоза произошло обогащение пород несовместимыми элементами и обогащение гранатов средними РЗЭ. В результате такого воздействия все гранаты перидотитов этого тренда стали лерцолитовыми по составу главных элементов, но с ярко выраженными синусоидальными распределениями РЗЭ. Во время карбонатитового метасоматоза в породах не увеличились модальные содержания граната и клинопироксена. В ходе силикатного метасоматоза произошло увеличение модального содержания граната и клинопироксена.

**Скрытый метасоматоз.** На графике  $\text{CaO} - \text{La/Yb}$  показана схематическая модель эволюции химического состава перидотитов литосферной мантии (рис. 14, а) [Agashev et al., 2010]. Этапы, выделенные Агашевым с соавторами [2010] в перидотитах тр. Удачная, прослеживаются в ходе эволюции в наших образцах. Мы предполагаем несколько этапов этого процесса: 1) образование деплетированных кратонных гарцбургитов в результате высокой степени частичного плавления мантии; 2) метасоматическое обогащение пород основания литосферной мантии расплавом/флюидом с высоким содержанием несовместимых элементов, возможно, карбонатитового состава; 3) силикатное метасоматическое обогащение пород, приведшее к увеличению количества граната и клинопироксена, в результате которого составы деформированных перидотитов приблизились к составу ПМ, образуя тренд от низких значений  $\text{CaO}$  до высоких при понижении  $\text{La/Yb}$  отношения (рис. 14 а, тренд 3а). Зернистые перидотиты (наши исследования и данные Ionov et al., 2010), вместе с единичными деформированными перидотитами образуют другой тренд (рис. 14 а, тренд 3б), выраженный в значительном увеличении  $\text{La/Yb}$  отношения при незначительных вариациях содержаний  $\text{CaO}$ . В деформированных перидотитах, точки составов которых находятся в этом тренде, содержится мало граната и клинопироксена. Поэтому, подавляющее большинство несовместимых элементов в таких образцах сосредоточено в келифитовых каймах и редких субмикронных фазах (карбонат, апатит, флогопит), расположенных в интерстициях между зернами породообразующих минералов [Agashev et al., 2010]. Некоторыми авторами это было объяснено следствием воздействия кимберлитового расплава на ксенолиты [Шарьгин и др., 2008; Abersteiner et al., 2019]. Мы предполагаем, что во время

третьего этапа, произошла фракционная кристаллизация силикатного расплава, в результате которой возросло количество и размер гранатов и клинопироксенов в деформированных перидотитах и образовался остаточный расплав. La/Yb отношение в деформированных перидотитах понижается с увеличением количества граната и клинопироксена, соответственно, в остаточном расплаве La/Yb отношение повышается, приближаясь к таковому в кимберлитах и карбонатитах. То есть, расплав обогатился несовместимыми элементами и деплетировался тяжелыми РЗЭ и, таким образом, эволюционировал в сторону состава кимберлита и карбонатита. Согласно классификации мантийного метасоматоза [Harte and Freer, 1982; Dawson, 1984] в этом случае можно говорить о проявлении скрытого (cryptic) метасоматоза. Поэтому, в зернистых и в меньшей части деформированных перидотитов мы наблюдаем воздействие фракционированного остаточного расплава, обогащенного легкими и обедненного тяжелыми РЗЭ (тренд 3б на рис. 14, а). Вероятно, в этих породах происходил «скрытый» метасоматоз за счет межзернового просачивания расплава, близкого по составу к кимберлитовому.

**Элементы группы платины и свидетельства мантийного метасоматоза.** По результатам экспериментальных исследований сульфидных и силикатных систем было выявлено, что ИЭПГ в верхней мантии могут накапливаться в Cu-Fe-Ni сульфидах, моносульфидном твёрдом растворе (МТР), минералах платиновой группы, которые содержатся в сульфидах и в твердых растворах, Os-Ir интерметаллических сплавах, хромшпинели [Park et al., 2012]. Известно, что ПЭПГ распределяются в Cu-Fe-Ni сульфиды, реже в МТР; Pd – в Cu-Fe-Ni сульфиды, а Pt, при определенных условиях, распределяется в Pt-Ir-Os интерметаллические соединения [Fleet et al., 1991, 1999; Ballhaus et al., 2001; Barnes et al., 2001; Mungall et al., 2005, 2014; Vockrath et al., 2004].

Содержание  $Al_2O_3$  в перидотитах понижается при увеличении степени частичного плавления и поэтому часто используется в качестве индекса деплетирования. Деформированные и зернистые перидотиты трубки Удачная не показывают корреляций Os + Ir с увеличением  $Al_2O_3$  в породе, что подтверждает совместимый характер ИЭПГ (рис. 11, а). Между значениями Os/Ir и  $Al_2O_3$  нет корреляций, так как Os и Ir не фракционируют между собой (рис. 11, б). Деформированные перидотиты имеют тенденцию к уменьшению Pt/Ir отношений от 1,80 до 0,84 при понижении содержаний  $Al_2O_3$  (рис. 11, в). Так же наблюдается тренд снижения Pd/Ir отношений от 1,90 до 0,02 ( $R^2=0,67$ ) в деформированных и от 2,09 до 0,48 (за исключением точки значений 6,37) в зернистых перидотитах с понижением количеств  $Al_2O_3$  (рис. 11, г). Четких корреляций на данных графиках для зернистых перидотитов (рис. 11, в, г) не наблюдается. Однако такие тренды возможно предполагают несовместимый характер Pd и Pt в исследованных породах. Эти

характерные черты поведения ЭПГ также прослеживаются в ксенолитах перидотитов из кимберлитов других кратонов мира (Каапваль, Слэйв, Северо-Атлантический, Балтийский кратоны) [Logand et al., 2013]. Зернистые перидотиты с наименьшим количеством  $Al_2O_3$  имеют высокое значение Pt/Ir, а образцы с более высоким содержанием  $Al_2O_3$  – низкое отношение Pt/Ir (рис. 11, в). Поскольку платина может выделяться в Pt-Ir-Os интерметаллические сплавы при плавлении МТР в условиях низкой активности серы [Peregodedova et al., 2004], вероятно, в зернистых перидотитах с большей степенью частичного плавления платина осталась в подобных соединениях. Pd/Pt отношения уменьшаются от 0,87 почти до 0 в деформированных и от 3,58 до 0,22 в зернистых перидотитах при  $Al_2O_3 < 2$  мас. % (рис. 11, д).

Деформированные и зернистые ксенолиты перидотитов из кимберлитов трубки Удачная имеют различные формы спектров распределения ЭПГ, нормированных на хондрит (рис. 10, а, в). Но в целом, спектры попадают в диапазон таковых по ЭПГ в кратонных перидотитах [Irvine et al., 2003, Pearson et al., 2004; Becker et al., 2006]. Распределение ЭПГ в изученных нами деформированных перидотитах схоже с таковым в гранатовых перидотитах переходного типа по данным [Ionov et al., 2015; Pernet-Fisher et al., 2015] (рис. 10, г). Только концентрации Pd в некоторых наших деформированных образцах отличаются повышенными значениями.

Зернистые перидотиты показывают широкие диапазоны составов по ИЭПГ и Pt, и более узкий по Pd. Предполагается, что широкий диапазон по ИЭПГ в кратонных нодулях является результатом неполной гомогенизации архейской мантии с хондритовым материалом, добавленным после образования ядра [Maier et al., 2009]. Однако среднее содержание Os, подсчитанное Майером с соавторами (2012) в кратонных перидотитах Южной Африки, мало отличается от такового в некротонных перидотитах, которые не могли обогатиться хондритовым материалом, так как образовались позже [Maier et al., 2012]. Другим объяснением широкого диапазона ИЭПГ в валовом составе перидотитов является «эффект самородка», который дают обогащенные Os, Ir, Ru, Pt реститовые минералы платиновой группы, [Logand et al., 2013], либо неравномерно распределенные зерна МТР. Перидотиты кратона Слэйв (Канада) показывают значимые корреляции между Ru, Ir и Os ( $Ru/Ir = 2,04$   $Os/Ir = 1$ ), и линии корреляции пересекают оси X и Y практически в начале координат, что предполагает нахождение этих элементов в одной фазе [Irvine et al., 2003]. Pt также положительно коррелирует с Os и Ir, однако пересекает ось Y в значении 1–2 мг/т. Ирвин с соавторами предположили [Irvine et al., 2003], что среди возможных мантийных минералов только МТР или Pt-Ir-Os интерметаллические соединения могут объяснить нахождение ЭПГ в перидотитах кратона Слэйв. Аналогично,

низкие и высокие содержания осмия в перидотитах трубки Удачная объясняются неравномерным распределением в породе интерметаллических соединений [Pearson et al., 1995; Ionov et al., 2015]

В исследованных нами зернистых перидотитах наблюдаются корреляции между Ir и Os ( $R^2=0,99$ ), где линия тренда аппроксимации пересекает ось в начале координат (рис. 15, а). Положительная корреляция также наблюдается между содержаниями Pt и Ir ( $R^2=0,84$ ), но линия тренда аппроксимации пересекает ось X в значении  $\sim 0,8$  мг/т (рис. 15, б). Положительная корреляция Ir с Pt показывает, что Pt фракционирует с Ir во время частичного плавления, однако часть пород с наибольшей степенью частичного плавления характеризуются повышенными содержаниями Pt, а нодулы с меньшими степенями плавления – пониженными содержаниями Pt. Таким образом, по-видимому, во время частичного плавления Pt как несовместимый элемент уходила в расплав, но при повышении степени экстракции расплава, давления, и низкой активности серы удерживалась в Pt-Os-Ir интерметаллических соединениях, которые образовались при плавлении мантийных сульфидов. Поэтому, при таких условиях, одним из объяснений широкого диапазона концентраций ИЭПГ могут быть Os-Ir- и Pt-Os-Ir-интерметаллические фазы, неравномерно распределённые либо в интерстициях, либо в виде включений микронных размеров в силикатных минералах. Следовательно, ксенолиты с низкими содержаниями ИЭПГ и Pt имели небольшое количество подобных фаз, а перидотиты с высокими значениями этих элементов – повышенные концентрации таких соединений (Табл. 8 в разделе Supplementary material). Также низкие и высокие содержания Ir и Os в породах могут быть результатом потери ЭПГ при растворении сульфидов во время проникновения расплава в некоторых образцах [Rehkamper et al., 1999] или повторного осаждения ИЭПГ-обогащенных расплавов в виде метасоматических сульфидов. В исследованных нами зернистых перидотитах только в одном ксенолите были обнаружены сульфиды. Этот образец обогащен Ir, Os и Pd. Зернистые перидотиты формируют тренд уменьшения количеств Pt + Pd с увеличением содержаний  $Al_2O_3 + CaO$ , однако корреляции не наблюдается (рис. 11, з). Положительная корреляция ( $R^2=0,63$ ) прослеживается между всеми ЭПГ и FeO (рис. 11, е). Зависимости содержания Pd от степени метасоматического обогащения  $(La/Yb)_n$  не наблюдается (рис. 14, б). Поэтому, можно отметить, что содержание ЭПГ не зависит от модального метасоматоза в зернистых перидотитах, тем более что три образца с минимальными значениями FeO и  $Al_2O_3+CaO$  показывают наличие только скрытого метасоматоза.

Таким образом, обогащение и деплетирование ЭПГ в отдельных образцах зернистых перидотитов подчинено различным по времени и характеру событиям. Широкий диапазон ИЭПГ и Pt в зернистых перидотитах возможно объясняется:

- наличием неравномерно распределенных Os-Ir и Pt-Os-Ir-интерметаллических соединений, которые образовывались как рститы при частичном плавлении перидотитов литосферной мантии;
- деплетированием ИЭПГ в результате растворения сульфидов при просачивании метасоматических расплавов и обогащением этими элементами ввиду повторного осаждения обогащенных ИЭПГ метасоматических сульфидов. Вариации содержаний Pd также можно объяснить осаждением метасоматических сульфидов.

Полученные данные изотопного разбавления с масс-спектрометрическим окончанием, а также подсчет вклада ЭПГ, с учетом 0,5 % сульфида и 70 % оливина в деформированных перидотитах, показали, что практически все ЭПГ концентрируются в сульфидах [Lorand et al., 2013]. Для большинства образцов, в которых сульфиды визуально не найдены, предполагается, что ЭПГ могут скапливаться в сульфидах микронных размеров, находящихся как в интерстициях, так и во включениях минералов. По валовому составу деформированные перидотиты характеризуются узким диапазоном содержаний ИЭПГ и Pt. Между Ir и Os, Ir и Ru наблюдаются положительные корреляции, что указывает на обогащение пород этими элементами в рамках единого процесса и концентрацию их в идентичных фазах. Положительных корреляций между ИЭПГ и Pt, Pd нет. Таким образом, ИЭПГ во время частичного плавления, вероятно, сконцентрировались в Os-Ir интерметаллических соединениях, и узкий диапазон составов ИЭПГ обусловлен равномерным распределением их в объеме пород.

Предполагается, что ни одна Cu-Ni-обогащенная сульфидная фаза, которая концентрирует Pd, не выдержит экстремальных степеней плавления (> 50 %), которое испытали кратонные перидотиты, и содержание Pd в породах будет равняться нулю [Lorand et al., 2012]. Однако некоторые деформированные перидотиты обогащены палладием (Uv-268/02; Uv-257/02; Uv-30/04; Uv-27/01). В этих образцах сульфиды были обнаружены визуально, но только в образце Uv-27/01 удалось отобрать нужное количество сульфидов для анализа методом изотопного разбавления. Форма спектров в ряду Rh-Re в сульфидах и в породе в целом деформированных перидотитов совпадает (рис. 10, б). Отрицательные пики по Pt в сульфидах и по валу (рис. 10, а) возможно свидетельствуют о том, что Pt могла удерживаться во время частичного плавления в интерметаллических соединениях. Таким образом, ИЭПГ и частично Pt в деформированных перидотитах могут находиться в Os-Ir-Pt сплавах, которые образовались при плавлении первичных

мантийных сульфидов, а ПЭПГ во вторичных метасоматических сульфидах (пирротин, пентландит, халькопирит). На графике  $(La/Yb)_n - Pd$  в деформированных перидотитах наблюдается тренд понижения содержания Pd с увеличением  $(La/Yb)_n$  значения (рис. 14, б). А с увеличением концентраций  $Al_2O_3 + CaO$  происходит повышение содержаний Pt + Pd в них (рис. 11, е). Следовательно, возрастание содержаний Pd в деформированных перидотитах происходило в рамках единого метасоматического процесса, вероятно во время модального метасоматоза силикатными расплавами при увеличении количества граната и клинопироксена в результате осаждения сульфидных фаз в интерстиции.

## ВЫВОДЫ

Существуют различия по содержанию главных элементов как внутри групп перидотитов, так и между группами зернистых и деформированных перидотитов. Это обусловлено влиянием модального метасоматоза на породы: деформированные перидотиты подвергались воздействию модального метасоматоза в большей степени, чем зернистые.

Вариации составов по РЗЭ и рассеянным элементам, возможно, объясняются разницей в составе метасоматического агента. На первом этапе (силикатный метасоматоз) расплав обогатился легкими и деплетировался тяжелыми РЗЭ. На втором этапе (карбонатитовый метасоматоз) фракционированный расплав повлиял на состав зернистых и часть деформированных перидотитов за счет просачивания в межзерновое пространство.

Большая часть ЭПГ в исследованных нами образцах содержится в сульфидах и интерметаллических соединениях. Широкий диапазон по ИЭПГ и Pt в зернистых перидотитах, скорее всего, объясняется наличием неравномерно распределенных в породах интерметаллических соединений субмикронных размеров в интерстициях и в виде включений в силикатных минералах. Деплетирование ИЭПГ в двух образцах происходило в результате проникновения метасоматических расплавов и растворения ими сульфидов в породе.

Деформированные перидотиты сформировались в рамках единого процесса высокой степени частичного плавления, при котором ИЭПГ и, частично, Pt сконцентрировались в реститовых интерметаллических соединениях. Непосредственно перед внедрением кимберлитов во время модального метасоматоза произошло обогащение пород ПЭПГ и Re в результате осаждения метасоматических сульфидов из силикатного расплава.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН, при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, а также при поддержке РФФИ (проекты № 18-05-70064, 20-05-00662).

#### ЛИТЕРАТУРА.

Агашев А.М., Похиленко Н.П., Мальковец В.Г. Соболев Н.В. Sm-Nd-изотопная система в мегакристаллах граната из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия) и проблема

- петрогенезиса кимберлитов // Доклады Академии наук, 2006, т. 407, № 6, с. 806–809.
- Бобривич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А. и др. Алмазные месторождения Якутии // М. Госгеолтехиздат, 1959.
- Бобривич А.П., Илупин Н.П., Козлов И.Т. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии // М.: Недра, 1964, 190 с.
- Ильина О.В., Тычков Н.С., Агашев А.М., Головин А.В., Изох А.Э., Козьменко О.А., Похиленко Н.П. Распределение элементов группы платины в деформированных лерцолитах трубки Удачная (Якутия) // Доклады Академии наук, 2016, т. 467, № 6, с. 694–697.
- Королук В.Н., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В., Нигматулина Е.Н. О точности электронно-зондового анализа породообразующих минералов на микроанализаторе JXA-8100 // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (3), с. 221–225.
- Козьменко О.А., Палесский С.В., Николаева И.В., Томас В.Г., Аношин Г.Н. Усовершенствование методики химической подготовки геологических образцов в трубках кариуса для определения элементов платиновой группы и рения // Аналитика и контроль, 2011, т. 15, № 4, с. 378–385.
- Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индукционно-связанной плазмой (ИСП-МС) // Геохимия, 2008, № 10, с. 1085–1091.
- Похиленко Н.П. Мантийные парагенезисы в кимберлитах, их происхождение и поисковое значение // Автореферат докторской диссертации, 1990, с. 1–39.
- Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Бойд Ф.Р., Пирсон Г.Д., Шимизу Н. Мегакристаллические пироповые перидотиты в литосфере Сибирской платформы: минералогия, геохимические особенности и проблема происхождения // Геология и геофизика, 1993, т. 34, с. 56–67.
- Соболев В.С., Соболев Н.В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли // Доклады АН СССР, 1964, т. 158, № 1, с. 108–111.
- Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов // Изд. Наука, 1964, с. 218.
- Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г., Пospelова Л.Н., Соболев Е.В. Хромовые пиропы из алмазов Якутии // Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 1, с. 162–165.
- Соболев Н.В., Похиленко Н.П. Ксенолиты катаклазированных перидотитов в кимберлитах Далдыно-Алаakitского района Якутии // Глубинные ксенолиты и верхняя мантия, - Новосибирск, Наука, 1975, с. 48–55.
- Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Ефимова Э.С. Ксенолиты алмазоносных перидотитов в кимберлитах и проблема происхождения алмазов // Геология и геофизика, 1984, № 12, с. 63–80.
- Соловьева, Л.В., Костровицкий, С.И., Калашникова, Т.В., Иванов, А.В., 2019. Природа флогопит-ильменитовых и ильменитовых парагенезисов в мантийных ксенолитах из трубки Удачная. Доклады Академии наук 486, 223–227.
- Сургутанова Е.А., Агашев А.М., Демонтерова Е., Головин, А., Похиленко Н.П. Rb–Sr–И Sm–Nd-изотопный состав ксенолитов деформированных перидотитов из трубки Удачная // Доклады Академии наук, 2016, т. 471, № 3, с. 340–343.
- Тычков Н.С., Агашев А.М., Малыгина Е.В., Николенко Е.И., Похиленко Н.П. Термальные возмущения в литосферной мантии на примере Р-Т условий равновесия ксенолитов из трубки Удачная // Доклады Академии наук, 2014, т. 454, № 3, с. 328–333.
- Харькив А.Д., Похиленко Н.П., Соболев Н.В. Крупные ксенолиты катаклазированных лерцолитов из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия) // Геология и геофизика, 1983, № 1, с. 74–80.
- Шацкий В.С., Рагозин А.Л., Козьменко О.А., Денисенко А.А. Геохимические свидетельства участия субдущированной коры в процессах модификации субконтинентальной

- мантии Якутской алмазоносной провинции // Доклады Академии наук, 2020, т. 493, № 1, с. 37–42.
- Шимизу Н., Соболев Н.В., Ефимова Е.С. Химическая гетерогенность гранатовых включений и ювенильность перидотитовых алмазов из Сибири // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (2), с. 337–352.
- Abersteiner A., V.S. Kamenetsky, K. Goemann, A.V. Golovin, I.S. Sharygin, D.G. Pearson, M. Kamenetsky, M.A. Gornova. Polymineralic inclusions in kimberlite-hosted megacrysts: implications for kimberlite melt evolution // *Lithos*, 2019, № 336, p. 310-325.
- Agashev A.M., Pokhilenko N.P., Takazawa E., McDonald J.A., Vavilov M.A., Watanabe T., Sobolev N.V. Primary melting sequence of a deep (> 250 km) lithospheric mantle as recorded in the geochemistry of kimberlite–carbonatite assemblages, Snap Lake dyke system, Canada // *Chemical Geology*, 2008, v. 255, p. 317–328.
- Agashev A.M., Pokhilenko N.P., Cherepanova Yu.V., Golovin A.V. Geochemical evolution of rocks at the base of the lithospheric mantle: evidence from study of xenoliths of deformed peridotites from kimberlite of the Udachnaya pipe // *Doklady Earth Sciences*, 2010, v. 432, p. 746–749.
- Agashev A.M., Ionov D.A., Pokhilenko N.P., Golovin A.V., Cherepanova Yu.V., Sharygin I.S. Metasomatism in lithospheric mantle roots: constraints from whole-rock and mineral chemical composition of deformed peridotite xenoliths from kimberlite pipe Udachnaya // *Lithos*, 2013, v. 160, p. 201–215.
- Agashev A.M., Pokhilenko L.N., Pokhilenko N.P., Shchukina E.V. Geochemistry of eclogite xenoliths from the Udachnaya Kimberlite Pipe: Section of ancient oceanic crust sampled // *Lithos*, 2018, v. 314–315, p. 187–200.
- Aulbach S., Mungall J.E., Pearson D.G. Distribution and processing of highly siderophile elements in cratonic mantle lithosphere // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2016, v. 81, p. 239–304.
- Ballhaus C., Tredoux M., Späth A. Phase relations in the Fe–Ni–Cu–PGE–S system at magmatic temperature and application to massive sulphide ores of the Sudbury igneous complex // *Journal of Petrology*, 2001, v. 42, №10, p. 1911–1926.
- Barnes S.J., Naldrett A., Gorton M. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas // *Chemical Geology*, 1985, v. 53, № 3–4, p. 303–323.
- Barnes S.J., Achterbergh E., Makovicky E., Li C.. Proton microprobe results for the partitioning of platinum-group elements between monosulphide solid solution and sulphide liquid // *South African Journal of Geology*, 2001, v. 104, № 4, p. 275–286.
- Becker H., Horan M., Walker R., Gao S., Lorand J.-P., Rudnick R. Highly siderophile element composition of the Earth's primitive upper mantle: constraints from new data on peridotite massifs and xenoliths // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2006, v. 70, №17, p. 4528–4550.
- Bockrath C., Ballhaus C., Holzheid A. Fractionation of the platinum group elements during mantle melting // *Science*, 2004, v. 305, № 5692, p. 1951–1953.
- Boyd F.R., Nixon P.H. Origins of the ultramafic nodules from some kimberlites of northern Lesotho and the Monastery Mine, South Africa // *Physics and Chemistry of the Earth*, 1975, p. 431–454.
- Boyd F. Siberian geotherm based on Iherzolite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, USSR // *Geology*, 1984, v. 12, p. 528–530.
- Boyd F.R. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere // *Earth and Planetary Science Letters*, 1989, v. 96, p. 15–26.
- Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Mertzman S.A., Sobolev N.V., Finger L.W. Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1997, v. 128, p. 228–246.
- Boyd F. The origin of cratonic peridotites: a major-element approach // *International Geology Review*, 1998, v. 40, p. 755-764.

- Brey G.P., Köhler T., Nickel K.L. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // *Journal of Petrology*, 1990, v. 31, p. 1353–1378.
- Burgess S.R., Harte B. Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9–G10 garnets in peridotite xenoliths, II: REE Chemistry // *Journal of petrology*, 2004, v. 45, p. 609–634.
- Chou C.L. Fractionation of siderophile elements in the earth's upper mantle // *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 9<sup>th</sup>*, 1978, p. 219–230.
- Coltorti M., Bonadiman C., Hinton R.W., Siena F., Upton B.G.J. Carbonatite metasomatism of the oceanic upper mantle: evidence from clinopyroxenes and glasses in ultramafic xenoliths of Grande Comore, Indian Ocean // *Journal of Petrology*, 1999, v. 40, p. 133–165.
- Cross C.W., Iddings J.P., Pirsson L.V., Washington, H. S. Quantitative classification of igneous rocks // 1903.
- Dawson J.B. Contrasting type of upper-mantle metasomatism // *Kimberlites II: the mantle and crust-mantle relationships* / Ed. J. Kornprobst. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 289–294.
- Doucet L.S., Ionov D.A., Golovin A.V., Pokhilenko N.P. Depth, degrees and tectonic settings of mantle melting during craton formation: inferences from major and trace element compositions of spinel harzburgite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, central Siberia // *Earth and Planetary Science Letters*, 2012, v. 359, p. 206–218.
- Doucet L.S., Ionov D.A., Golovin A.V. The origin of coarse garnet peridotites in cratonic lithosphere: new data on xenoliths from the Udachnaya kimberlite, central Siberia // *Contrib. to Mineralogy and Petrology*, 2013, v. 165, p. 1225–1242.
- Ehrenberg S.N. Garnetiferous ultramafic inclusions in minette from the Navajo volcanic field // *Proc. of the 2<sup>nd</sup> Intern. Kimberlite Conf: Amer. Geophys. Union*, 1979, v. 2, p. 213–226.
- Fisher-Godde M., Becker H., Woombacher F. Rhodium, gold and other highly siderophile elements in orogenic peridotites and peridotite xenoliths // *Chemical Geology*, 2011, v. 280, p. 365–383.
- Fleet M., Stone W., Crocket J. Partitioning of palladium, iridium, and platinum between sulfide liquid and basalt melt: Effects of melt composition, concentration, and oxygen fugacity // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1991, v. 55, № 9, p. 2545–2554.
- Fleet M., Crocket J., Liu M., Stone W. Laboratory partitioning of platinum-group elements (PGE) and gold with application to magmatic sulfide–PGE deposits // *Lithos*, 1999, v. 47, № 1–2, p. 127–142.
- Franz L., Brey G. P., Okrusch M. Reequilibration of ultramafic xenoliths from Namibia by metasomatic processes at the mantle boundary // *Journal of Geology*, 1996, v. 104, № 5, p. 599–615.
- Golovin A.V., Sharygin I.S., Kamenetsky V.S., Korsakov A.V., Yaxley G.M. Alkali-carbonate melts from the base of cratonic lithospheric mantle: Links to kimberlites // *Chemical Geology*, 2018, v. 483, p. 261–274.
- Green II H.W., Gueguen Y. Origin of kimberlite pipes by diapiric upwelling in the upper mantle // *Nature*, 1974, v. 249, p. 617.
- Griffin W.L., Shee S.R., Ryan C.G., Win T.T., Wyatt B.A. Harzburgite to lherzolite and back again: metasomatic processes in ultramafic xenoliths from the Wesselton kimberlite, Kimberley, South Africa // *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 1999a, Vol. 134, p. 232–250.
- Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Abe N., Aulbach S., Davies R.M., Pearson N.J., Doyle B.J., Kivi K. The origin and evolution of Archean lithospheric mantle // *Precambrian Research*, 2003, v. 127, p. 19–41.
- Gurney J.J., Harte B. Chemical variations in upper mantle nodules from southern African kimberlites // *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 1980, v. 297, p. 273–293.

- Harte B. Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallisation textures in olivine-bearing xenoliths // *Journal of Geology*, 1977, v. 85, p. 279–288.
- Harte B. Freer R. Diffusion data and their bearing on the interpretation of mantle nodules and the evolution of the mantle lithosphere // *International Kimberlite Conference: Extended Abstracts*, 1982, v. 3, p. 273–275.
- Herzberg C. Geodynamic information in peridotite petrology // *Journal of Petrology*, 2004, v. 45, p. 2507–2530.
- Ionov D.A., Doucet L.S., Ashchepkov I.V. Composition of the lithospheric mantle in the Siberian craton: new constraints from fresh peridotites in the Udachnaya-East kimberlite // *Journal of Petrology*, 2010, v. 51, p. 2177–2210.
- Ionov D.A., Doucet L.S., Carlson R.W., Golovin A.V., Korsakov A.V. Post-Archean formation of the lithospheric mantle in the central Siberian craton: Re–Os and PGE study of peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2015, v. 165, p. 466–483.
- Ionov D.A., Doucet L.S., Pogge von Strandmann P.A.E., Golovin A.V., Korsakov A.V. Links between deformation, chemical enrichments and Li-isotope composition in the lithospheric mantle of the central Siberian craton // *Chemical Geology*, 2017, v. 475, p. 105–121.
- Irvine G.J., Pearson D.G., Kjarsgaard B.A., Carlson R.W., Kopylova M.G., Dreibus G. A Re–Os isotope and PGE study of kimberlite-derived peridotite xenoliths from Somerset Island and a comparison to the Slave and Kaapvaal cratons // *Lithos*, 2003, v. 71, p. 461–488.
- Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H., Blum K., Cendales M., Dreibus G., Spettel B., Lorenz V., Wanke H. The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules // *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* 10<sup>th</sup>, 1979, p. 2031–2050.
- Kamenetsky, V.S., Kamenetsky, M.B., Golovin, A.V., Sharygin, V.V., Maas, R. Ultrafresh salty kimberlite of the Udachnaya–East pipe (Yakutia, Russia): a petrological oddity or fortuitous discovery? // *Lithos*, 2012, v. 152, p. 173–186.
- Kennedy L.A., Russel J.K., Kopylova M.A. Mantle shear zones revisited: the connection between the cratons and mantle dynamics // *Geology*, 2002, v. 30, p. 419–422.
- Kopylova M.G., Russel J.K., Cookenboo H. Petrology of peridotite and pyroxenite xenoliths from Jericho kimberlite: implications for the thermal state of the mantle beneath the Slave Craton, Northern Canada // *Journal of Petrology*, 1999, v. 40, p. 79–104.
- Lorand J.P., Luguet A., Alard O. Platinum-group elements: a new set of key tracers for the Earth's interior // *Elements*, 2008b, v. 4, p. 247–253.
- Lorand J.P., Luguet A., Alard O. Platinum-group element systematics and petrogenetic processing of the continental upper mantle: A review // *Lithos*, 2013, v. 164, p. 2–21.
- Maier W.D., Barnes S.J., Campbell I.H., Fiorentini M.L., Peltonen P., Barnes S.J., Smithies R.H. Progressive mixing of meteoritic veneer into the early Earth's deep mantle // *Nature*, 2009, v. 460, p. 620–623.
- Maier W.D., Peltonen P., McDonald I., Barnes S.J., Barnes S.J., Hatton C., Viljoen F. The concentration of platinum-group elements and gold in southern African and Karelian kimberlite-hosted mantle xenoliths: implications for the noble metal content of the Earth's mantle // *Chemical Geology*, 2012, v. 302, p. 119–135.
- MacGregor I.D. The reaction  $4 \text{ enstatite} + \text{spinel} \leftrightarrow \text{forsterite} + \text{pyrope}$  // *Carnegie inst. Wash. Yearbook*, 1964, v. 64, p. 157.
- Morgan J.W. Ultramafic xenoliths: clues to Earth's late accretionary history // *Journal of Geophysical research*, 1986, v. 91, p. 12375–12387.
- Mungall J.E., Andrews D.R.A., Cabri L.J., Sylvester P.J., Tubrett M. Partitioning of Cu, Ni, An, and platinum-group elements between monosulfide solid solution and sulfide melt under controlled oxygen and sulfur fugacities // *Geochimica et Cosmochim Acta*, 2005, v. 69, p. 4349–4360.

- Mungall J.E., Brenan J.M. Partitioning of platinum-group elements and Au between sulfide liquid and basalt and the origins of mantle-crust fractionation of the chalcophile elements // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2014, v. 125, p. 265–289.
- McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*, 1995, v. 120, p. 223–253.
- Nimis P., Taylor W.R. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Pt I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // *Contr. Miner. Petrol.*, 2000, v. 139, №5, p. 541–554.
- Nixon P.H. Petrogenesis of the granular and sheared ultrabasic nodule suite in kimberlites // *Lesotho kimberlites*, 1973, p. 48–56.
- O'Neill H.S.C. The origin of the Moon and early history of the Earth—a chemical model: Part 2. The Earth // *Geochimica et Cosmochim Acta*, 1991, v. 55, p. 1159–1172.
- O'Reilly S.Y., Griffin W.L. The continental lithosphere–asthenosphere boundary: can we sample it? // *Lithos*, 2010, v. 120, p. 1–13.
- Palme H., O'Neill H.S.C., Benz W. Evidence for collisional erosion of the Earth // *Lunar Planet. Sci.*, 2003, v. 34, p. 1741.
- Park J.-W., Campbell I.H., Eggins S.M. Enrichment of Rh, Ru, Ir and Os in Cr spinels from oxidized magmas: Evidence from the Ambae volcano, Vanuatu // *Geochimica et Cosmochim Acta*, 2012, v. 78, p. 28–50.
- Pearson D.G., Carlson R.W., Shirey S.B., Boyd F.B., Nixon P.H. Stabilisation of Archaean lithospheric mantle: A ReOs isotope study of peridotite xenoliths from the Kaapvaal craton // *Earth and Planetary Science Letters*, 1995, v. 134, № 3–4, p. 341–357.
- Pearson D.G., Canil D., Shirey S.B. Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds // *Treatise on geochemistry*, 2003, v. 2, p. 568.
- Pearson D.G., Irvine G.J., Ionov D.A., Boyd F.R., Dreibus G.E. Re–Os isotope systematics and platinum group element fractionation during mantle melt extraction: a study of massif and xenolith peridotite suites // *Chemical Geology*, 2004, v. 208, p. 29–59.
- Peregodedova A., Barnes S.J., Baker D.R. The formation of Pt–Ir alloys and Cu–Pd-rich sulfide melts by partial desulfurization of Fe–Ni–Cu sulfides: results of experiments and implications for natural systems // *Chemical Geology*, 2004, v. 208, № 1–4, p. 247–264.
- Pernet-Fisher J.F., Howarth G.H., Pearson D.G., Woodland S., Barry P.H., Pokhilenko N.P., Pokhilenko L.N., Agashev A.M., Taylor L.A. Plume impingement on the Siberian SCLM: Evidence from Re–Os isotope systematics // *Lithos*, 2015, v. 218, p. 141–154.
- Pokhilenko L.N., Malkovets V.G., Agashev A.M., Griffin W.L. The geochemical features of the garnets from peridotites of Udachnaya pipe (Yakutia) // *Goldshmidt Conference*, 2012, v. 76, № 6, p. 2242.
- Pokhilenko N.P., Agashev A.M., Litasov K.D., Pokhilenko L.N. Carbonatite metasomatism of peridotite lithospheric mantle: implications for diamond formation and carbonatite-kimberlite magmatism // *Russian Geology and Geophysics*, 2015, v. 56, № 1–2, c. 280–295.
- Pokhilenko L.N. Exotic Olivine-Mica Rocks from the Udachnaya-East Pipe (Yakutia): Features of the Chemical Composition and Origin // *Doklady Earth Sciences*, 2018, v. 481, part 2, p. 1050–1055.
- Pollack H.N., Chapman D.S. On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness // *Tectonophysics*, 1977, v. 38, № 3–4, p. 279–296.
- Rehkaemper M., Halliday A., Fitton J., Lee D.C., Wieneke M., Arndt N. Ir, Ru, Pt, and Pd in basalts and komatiites: new constraints for the geochemical behavior of the platinum-group elements in the mantle // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, v. 63, №22, p. 3915–3934.
- Rudnick R.L., Nyblade A.A. The thickness and heat production of Archean lithosphere: constraints from xenolith thermobarometry and surface heat flow // *Mantle petrology:*

- field observations and high pressure experimentation: a tribute to Francis R.(Joe) Boyd, 1999, v. 6, p. 3-12.
- Schmidt G., Palme H., Kratz K.-L., Kurat G. Are highly siderophile elements (PGE, Re and Au) fractionated in the upper mantle of the earth? New results on peridotites from Zabargad // *Chemical Geology*, 2000, v. 163, p. 167–188.
- Shimizu N., Sobolev N.V. Young peridotitic diamonds from the Mit kimberlite pipe // *Nature*, 1995, v. 375, p. 394–397.
- Simon, N.S.C., Carlson, R.W., Pearson, D.G., Davies, G.R., 2007. The origin and evolution of the Kaapvaal cratonic lithospheric mantle // *Journal of Petrology*, v. 48, p. 589–625.
- Sobolev N.V., Lavrent'ev Y.G. Isomorphic sodium admixture in garnets formed at high pressures // *Contr. Mineral. and Petrol.*, 1971, v. 31, p. 1–12.
- Sobolev N.V., Lavrent'ev Yu.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V.. Chrome-Rich Garnets from the Kimberlites of Yakutia and Their Parageneses // *Contr. Mineral. and Petrol.*, 1973 v. 40, p. 39–52.
- Sobolev N.V. Deep-seated inclusions in kimberlites and the problem of the composition of the upper mantle // *Amer Geophysical Union*, 1977.
- Sobolev N.V., Pokhilenko N.P., Carswell D.A., Rodionov A.S. Sheared lherzolites from kimberlites of Yakutia // *Fourth International Kimberlite Conference: Abstracts. Geological Society of Australia, Sydney, 1986, № 16, p. 338–339.*
- Sobolev N.V., Kaminsky F.V., Griffin W.L., Yefimova E.S., Win T.T., Ryan C.G., Botkunov A.I. Mineral inclusions in diamonds from the Sputnik kimberlite pipe, Yakutia // *Lithos*, 1997, v. 39, p. 135–157.
- Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Pokhilenko N.P., Malygina E.V., Kuzmin D.V., Sobolev A.V. Petrogenetic significance of minor elements in olivines from diamonds and peridotite xenoliths from kimberlites of Yakutia // *Lithos*, 2009, v. 112, p. 701–713.
- Solov'eva L., Lavrent'ev, Y. G., Egorov, K., Kostrovitskii, S., Korolyuk, V., & Suvorova, L. The genetic relationship of the deformed peridotites and garnet megacrysts from kimberlites with asthenospheric melts // *Russian Geology and Geophysics*, 2008, v. 49(4), p. 207–224.
- Stachel T., Harris J.W. The origin of cratonic diamonds—constraints from mineral inclusions // *Ore Geology Reviews*, 2008, v. 34, № 1–2, p. 5–32.
- Walter M.J. Melt extraction and compositional variability in mantle lithosphere // *Treatise on Geochemistry*, 2014, v. 2, p. 363–394.
- Wittig N., Pearson D.G., Webb M., Ottley C.J., Irvine G.J., Kopylova M., Jensen S.M., Nowell G.M. Origin of cratonic lithospheric mantle roots: a geochemical study of peridotites from the North Atlantic craton, West Greenland // *Earth and Planetary Science letters*, 2008, v. 274, p. 24–33.
- Zibera L., Nimis P., Zanetti A., Marzoli A., Sobolev N.V. Metasomatic processes in the central Siberian cratonic mantle: evidence from garnet xenocrysts from the Zagadochnaya kimberlite // *J. Petrology*, 2013, v. 54, № 11, p. 2379–2409.

**Рис. 1.** Ксенолиты деформированных и зернистых перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная. Деформированные перидотиты: **а) б)** перидотиты с порфирокластической структурой и низкой степенью деформации (Uv-24/05 Uv-252/02, соответственно); **в)** Uv-97/01 – перидотит с мозаично-порфирокластической структурой со средней степенью деформации; **г) д)** перидотиты с высокой степенью деформации (Uv-1/04 (г) - ламинарный подтип мозаично-порфирокластической структуры, Uv-3/01 (д) - флюидальный подтип мозаично-порфирокластической структуры, соответственно); **е) ж) з)** зернистые перидотиты с равномернозернистой структурой (Uv-58/11, Uv-38/11, Uv-538/10, соответственно).

**Рис. 2.** Полисульфидные агрегаты в деформированных перидотитах из кимберлитовой трубки Удачная. Ро – пирротин, Рп – пентландит, Сср – халькопирит.

**Рис. 3.** **а)** Диаграмма модального содержания оливина и его магнезиальности в ксенолитах перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная. 1 – деформированные перидотиты; 2 – тренд состава реститов при плавлении океанической мантии [Boyd, 1989]; 3 - зернистые перидотиты. Поля, выделены Бойдом по составам ксенолитов Южной Африки: серое поле – зернистые перидотиты; прозрачное поле – деформированные перидотиты. **б)** Диаграмма зависимости модального содержания оливина и концентрации NiO в деформированных и зернистых перидотитах.

**Рис. 4.** **а)** Классификационная диаграмма составов граната ксенолитов перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная согласно нашим данным: 1 – деформированные перидотиты; 2 – зернистые перидотиты. В - верлитовый, Л - лерцолитовый, Г – дунит-гарцбургитовые парагенезисы [Sobolev et al., 1973]. **б)** Зависимость модального содержания граната от содержания  $Cr_2O_3$  в нем.

**Рис. 5.** Редкоземельные спектры гранатов, нормированные на состав хондрита, деформированных (**а**) и зернистых (**б**) ксенолитов перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная.

**Рис. 6.** Редкоземельные спектры, нормированные на состав хондрита, в клинопироксенах деформированных (черная область) и зернистых (серая область) перидотитах.

**Рис. 7.** Корреляции главных элементов по валу в деформированных и зернистых перидотитах трубки Удачная. Условные обозначения 1, 2, 4 см. на рис. 3. Звездочка (3) – примитивная мантия [McDonough and Sun, 1995].

**Рис. 8.** Диаграмма составов ксенолитов перидотитов (в мас. %) в сравнении с составами примитивной мантии и хондрита (**а**) и особенности составов граната и клинопироксена ксенолитов перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная (**б, в, г**). 1 –

деформированные перидотиты, 2 – гарцбургит-дуниты из кимберлитовой трубки Удачная [Похиленко, 1990], 3 – примитивная мантия и 5 – хондрит [McDonough and Sun, 1995], 4 – зернистые перидотиты. Группа слабообогатщенных деформированных перидотитов обведена в круг.

**Рис. 9.** Мультиэлементные спектры, нормированные на состав примитивной мантии, в ксенолитах перидотитов кимберлитовой трубки Удачная. Черная область – деформированные перидотиты, серая область – зернистые перидотиты. Толстыми линиями показаны средние значения для этих групп пород.

**Рис. 10.** Содержания ЭПГ, нормированные на состав хондрита: а - деформированные перидотиты и сульфиды в них; б – сульфиды, оливины и вал в образце деформированного перидотита Uv-27/01; в - зернистые перидотиты; г – ксенолиты перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная по данным Ионава [Ionov et.al., 2015].

**Рис. 11.** Ковариации ЭПГ (г/т) с  $Al_2O_3$  (а-д),  $Al_2O_3 + CaO$  (е) и FeO (ж, з) (мас. %) в деформированных и зернистых перидотитах из кимберлитовой трубки Удачная. Условные обозначения см. на рис. 3.

**Рис. 12.** РТ параметры равновесия минеральных парагенезисов деформированных и зернистых перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная. 1 – деформированные перидотиты; 2 – зернистые перидотиты; 3 – зернистые перидотиты и 4 – деформированные перидотиты по данным Ионава с соавторами [Ionov et al, 2010, 2015]. Пунктирными линиями обозначены геотермы согласно [Pollack and Chapman, 1977], сплошная линия – фазовый переход графит/алмаз [Rudnick and Nyblade, 1999].

**Рис. 13.** Особенности составов граната и клинопироксена в деформированных и зернистых перидотитах трубки Удачная: а) зависимость Y от Zr в гранатах; б) зависимость  $(La/Yb)_n$  от Ti/Eu в клинопироксенах.

**Рис. 14.** Схематическая модель эволюции химического состава деформированных и зернистых перидотитов литосферной мантии. 1 – деформированные перидотиты, 2 – зернистые перидотиты, 3 – примитивная мантия [McDonough and Sun, 1995], 4 – перидотиты из кимберлитовой трубки Удачная по данным Ионава [Ionov et.al., 2010].

а) Предполагается несколько этапов формирования этого процесса: 1) в результате экстракции из мантии расплавов высокой степени частичного плавления образовались деплетированные кратонные гарцбургиты; 2) метасоматическое обогащение пород основания литосферной мантии расплавом/флюидом с высоким содержанием несовместимых элементов, возможно, карбонатитового состава; 3а) увеличение количества граната и клинопироксена, в результате которого составы деформированных

перидотитов приблизились к составу ПМ, образуя тренд от низких значений СаО до высоких при понижении  $(La/Yb)_n$  отношения, 3б) зернистые перидотиты (наши исследования и данные Ионова с соавторами, 2010), вместе с единичными деформированными перидотитами образуют другой тренд, выраженный в значительном увеличении La/Yb отношения при незначительных вариациях содержаний СаО.

б) Зависимость Pd от  $(La/Yb)_n$  в деформированных и зернистых перидотитах трубки Удачная.

**Рис. 15.** Ковариации Ir с Os и Pt в зернистых перидотитах из кимберлитовой трубки Удачная.

Таблица 1. Модальный состав ксенолитов перидотитов и температуры равновесия минералов.

№ образца	Порода	Модальное содержание, мас. %				Сульфиды	Т (°C)*	Р (кбар)*	Т (°C)**	Р (кбар)**
		Ol	Orx	Срх	Grт					
Деформированные перидотиты										
Uv-268/02	Лерцолит	63	14	11	12	+	1320	62		
Uv-285/02	Лерцолит	80	10	4	6	+	1275	57		
Uv-38/02	Лерцолит	77	11	6	6		1281	65		
Uv-32/04	Лерцолит	79	13	3	5		1319	59		
Uv-97/02	Лерцолит	67	14	9	10	+	1321	68		
Uv-208/02	Лерцолит	79	12	2	7		1300	56		
Uv-1/04	Лерцолит	66	15	7	12		1260	65		
Uv-213/02	Лерцолит	75	18	2	5		1330	60		
Uv-3/01	Лерцолит	81	6	6	7		1403	66		
Uv-18/04	Лерцолит	85	7	3	5		1330	60		
Uv-252/02	Лерцолит	67	18	6	9	+	1340	69		
Uv-205/02	Лерцолит	80	11	3	6		1289	64		
Uv-03/02	Лерцолит	59	12	14	15	+	1255	60		
Uv-33/04	Лерцолит	77	13	4	6		1318	60		
Uv-257/02	Лерцолит	75	5	11	9	+	1327	62		
Uv-30/04	Лерцолит	74	11	6	9		1310	65		
Uv-27/01	Лерцолит	60	17	12	11	+	1400	69		
Uv-24/05	Лерцолит	79	6	8	7	+	1370	70		
Uv-3/05	Лерцолит	65	13	14	8		1340	64		
Зернистые перидотиты										
Uv-36/11	Лерцолит	72	18	4	6		800	34	757	32
Uv-38/11	Лерцолит	76	13	2	9		975	53		
Uv-58/11	Лерцолит	73	16	4	7		1300	67		
Uv-155/11	Лерцолит	73	16	5	6		1310	63	1311	68
Uv-122/11	Лерцолит	76	17	3	4	+	995	61	1276	62
Uv-538/10	Лерцолит	57	30	1	12		1288	74	1269	58

Примечание. \* *PT* - параметры для деформированных перидотитов взяты из статьи [Agashev et al., 2013]. Для зернистых перидотитов *PT* параметры равновесия минералов посчитаны с помощью двухпироксенового термобарометра Брея-Келлера [Brey, Köhler, 1990].

\*\* Для зернистых использовался клинопироксеновый термобарометр Nimis, Taylor (2000).





























