

СРАВНИТЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СОСТАВ ЭЛЕМЕНТОВ ГРУППЫ ПЛАТИНЫ ДЕФОРМИРОВАННЫХ И ЗЕРНИСТЫХ ПЕРИДОТИТОВ ТРУБКИ УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ (Якутия)

О.В. Ильина¹, А.М. Агашев¹, Л.Н. Похиленко¹, Е.А. Кожемякина¹, Н.П. Похиленко^{1,2}

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

²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

Проведено комплексное минералого-геохимическое исследование двух структурных типов уникально свежих мантийных перидотитов из кимберлитовой тр. Удачная: деформированных и зернистых. Целью данной работы являлась комплексная минералого-геохимическая характеристика уникально свежих деформированных и зернистых перидотитов тр. Удачная, определение роли 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 PT ($T = 1230\text{—}1350\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 56\text{—}67$ кбар) по сравнению с зернистыми перидотитами ($T = 750\text{—}1300\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 30\text{—}67$ 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 мафилльными элементами (Ca, 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 количеств граната и клинопироксена, которое сопровождалось осаждением сульфидных фаз в интерстиции.

Перидотит, литосферная мантия, элементы группы платины, кимберлит, ксенолит, метасоматизм

SHEARED AND GRANULAR PERIDOTITES FROM THE UDACHNAYA–EAST KIMBERLITE (Yakutia): MINERALOGY, CHEMISTRY, AND PGE PATTERNS

O.V. Ilyina, A.M. Agashev, L.N. Pokhilenko, E.A. Kozhemyakina, N.P. Pokhilenko

Mantle xenoliths of fresh sheared and granular peridotites from the Udachnaya kimberlite pipe (Yakutian kimberlite province, Siberia, Russia) are studied in terms of mineralogy, chemistry, and behavior of platinum-group elements (PGE), with a focus on difference between the two types of peridotites and on the role of PGEs in their origin. The analyzed samples of sheared and granular peridotites differ in mineral-liquid equilibrium temperatures and pressures: 1230–1350 °C, 56–67 kbar inferred for the former and 750–1300 °C, 30–67 kbar for the latter. The contents of major oxides, trace elements, and PGEs differ both between sheared and granular peridotites and within each group. Some sheared and all granular peridotites are enriched in incompatible elements, have low percentages of clinopyroxene and contain garnet rich in middle rare-earth elements (MREE). These features result from interaction of the peridotites with melts and related fluids of presumably carbonate compositions containing incompatible elements in high abundances. Sheared peridotites were more strongly enriched and gained more Ca, Al, and Ti than the granular variety. On the other hand, granular peridotites have

higher light REE (LREE) and lower heavy REE (HREE) enrichment, which may record compositional difference of metasomatic agents. Metasomatism acted in two stages: first silicate agents caused LREE enrichment and HREE depletion of melts and then the fractionated melts percolated through the mantle and affected the compositions of granular peridotites and, partly, sheared peridotites. The two types of peridotites differ also in PGE patterns, with largely variable Os–Pt concentrations in granular peridotite. This difference may be due to uneven distribution of the Os–Ir and Pt–Os–Ir intermetallic compounds, which formed as sulfide melting residue in the lithospheric mantle. Sheared peridotites show almost uniform Os–Pt distribution and are enriched in Pd, Re, and partly Pt. The enrichment possibly occurred during metasomatism when the percentages of garnet and clinopyroxene increased while sulfide phases precipitated into interstitials.

Peridotite, lithospheric mantle, PGE, kimberlite, xenolith, metasomatism

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; Nixon, 1973; Sobolev, 1977; Boyd et al., 1997; Boyd, 1998; Kopylova et al., 1999; Griffin et al., 2003; Агашев и др., 2006]. Определение химического состава, петрографических характеристик и генезиса перидотитовых ксенолитов из кимберлитов Сибирского кратона было представлено в работах отечественных и зарубежных петрологов [Бобриневич 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 [Ionov et al., 2010, 2017; Doucet et al., 2012; Agashev et al., 2013, 2018; Pokhilenko, 2018; Шацкий и др., 2020]. Таким образом, несмотря на десятилетия исследований ксенолитов тр. Удачная, их изучение остается актуальным и вызывает большой интерес у петрологов мира.

Выделяются два структурных типа перидотитов, слагающих литосферную мантию: деформированные и зернистые [Соболев, Похиленко, 1975; Boyd, Nixon, 1975; Harte, 1977]. Зернистые перидотиты занимают широкую область на *PT*-диаграмме — между кривыми теплового потока 35 и 45 мВт/м² в поле стабильности алмаза и графита [Boyd, 1984; Ionov et al., 2010; Doucet et al., 2012]. Деформированные перидотиты отличаются от зернистых прежде всего порфировкlastической структурой [Harte, 1977] и высокой температурой последнего равновесия. Впервые деформированные перидотиты под названием «порфиновые перидотиты» были описаны для месторождений алмазов Якутии из тр. Удачная А.П. Бобриневичем с соавторами [1959]. На *PT*-диаграмме порфиновые перидотиты располагаются равномерно между геотермами 40 и 45 мВт/м², образуя некоторое скопление вдоль геотермы 45 мВт/м² [Тычков и др., 2014]. В ранних исследованиях было сделано предположение, что деформированные перидотиты являются частью астеносферы [Boyd, Nixon, 1975]. В дальнейшем установлено, что они слагают нижний, метасоматически обогащенный слой архейской кратонной мантии на границе с астеносферой [Харькин и др., 1983; Соболев и др., 1984; Sobolev et al., 1986; O'Reilly, 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 стрессовыми напряжениями при внедрении мантийного диапира [Green, 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 Л.В. Соловьевой с соавторами [2008] 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.

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., 2008], 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 некротонных перидотитах (<30 %) [Pearson et al., 2004; Walter, 2014]. Данные по ЭПГ и Re-Os системе в зернистых и деформированных перидотитах кимберлитовой тр. 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 концентратором 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 тр. 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 шести зернистых перидотитов тр. Удачная. Главной целью данной работы является комплексная минералого-геохимическая характеристика уникально свежих деформированных и зернистых перидотитов тр. Удачная и определение роли 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 определен методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) на приборе СМР-25 в Аналитическом центре Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (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 с для пиков и 10 с для фона. Для силикатов проводился стандартный 10-элементный анализ с пересчетом на оксиды: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Cr₂O₃, FeO, MgO, MnO, CaO, K₂O, Na₂O. Пределы обнаружения для SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, MgO, CaO, K₂O, Na₂O и P₂O₅ составляли 0.03—0.04 мас. %, а для FeO, MnO и Cr₂O₃ — 0.05—0.07 мас. %. Точность анализа 2 отн. %. Подробнее метод описан в работе [Королюк и др., 2008].

Модальный состав пород рассчитан по химическим составам минералов и пород при помощи адаптированного метода CIPW [Cross et al., 1902].

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 метабора́том лития с последующим растворением. Подробнее метод описан в работе [Николаева 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 применялся 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/см² и размером пучка 80 мкм. В качестве газового носителя использовался гелий. Время сбора данных составляло 90 с для фона и 60 с 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 Finnigan Mat Element 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 г, для сульфидов и оливинов — до 0.02 г. Порошки пород и минералы-концентраторы вместе с рассчитанным количеством трассеров-рас-

творов, содержащих обогащенные изотопы Ru^{99} , Pd^{106} , Re^{185} , Os^{190} , Ir^{191} и Pt^{194} , помещались в тр. Кариуса, затем добавлялась смесь концентрированных кислот (3 мл HCl + 4 мл HNO_3). После разложения пробы трубки вскрывали и в первую очередь выделяли осмий. После его отделения содержимое трубки приводили в раствор, подходящий по свойствам для анализа методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) без разбавления.

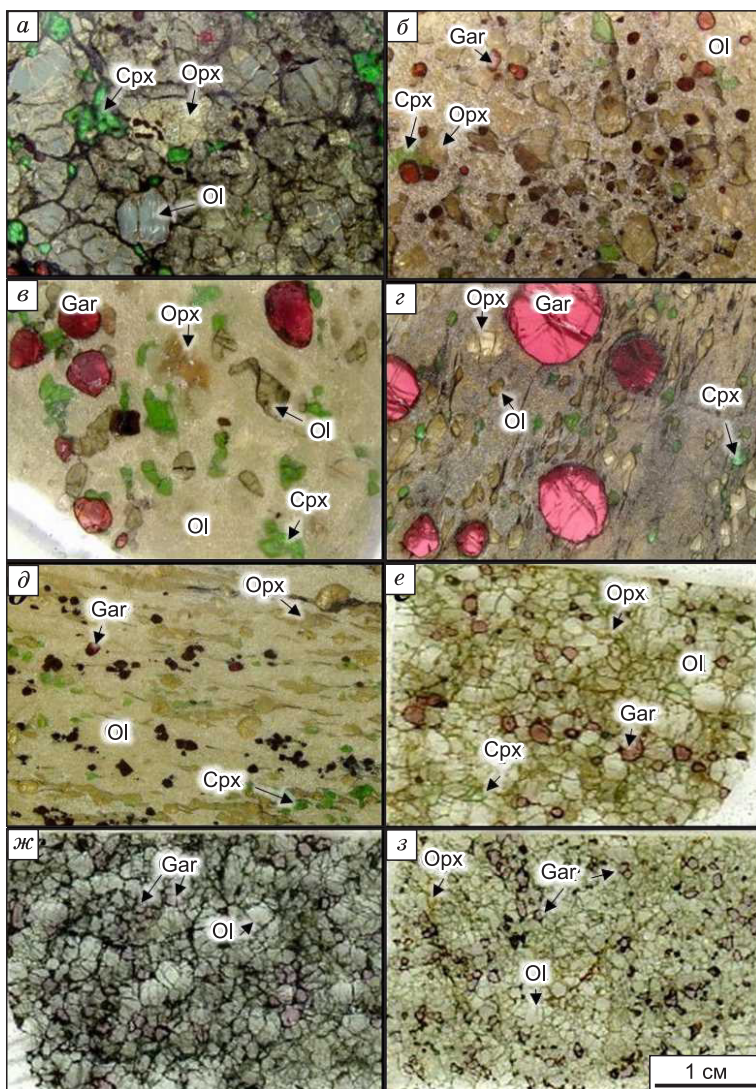
ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИССЛЕДОВАННЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

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 порфирокластов 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 мас. %, ортопироксен 5—18; гранат 5—15; клинопироксен 2—14 мас. % (таблица). Размер порфирокластов варьирует от 1—2 до 12 мм. Размер оливиновых необластов обычно составляет 0.1—0.5 мм.

Пять образцов деформированных перидотитов характеризуются порфирокластической (см. рис. 1, а, б) структурой с содержанием оливиновых необластов от 10 до 50 % (0.1—0.5 мм). Порфирокласты граната (1—12 мм) в таких образцах занимают меньше половины объема породы. Между ними располагаются крупные порфирокласты клинопироксена изумрудно-зеленого и светло-зеленого цвета (1—5 мм), ортопироксена (до 3 мм) и оливина (до 8 мм). Порфирокласты граната имеют изометричную форму и часто келифитовую кайму (до 0.2 мм), представленную флогопитом, глиноземистыми пироксенами, шпинелью, иногда сульфидами. Шесть образцов перидотитов характеризуются мозаично-порфирокластической структурой (см. рис. 1, в). Такие образцы содержат ≥ 50 % необластов оливина (≤ 0.1 мм) и менее 10 % порфирокластов оливина от общего количества зерен этого минерала [Harte, 1977]. Порфирокласты оливина и пироксенов в этих ксенолитах вытянуты и образуют единоподчиненный 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-порфирокластическую структуру с флюидальным (см. рис. 1, д, Uv-3/01, Uv-213/02, Uv-

Рис. 1. Ксенолиты деформированных и зернистых перидотитов из кимберлитовой тр. 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 равномерно-зернистой структурой (Uv-58/11, Uv-38/11, Uv-538/10 соответственно). Орх — ортопироксен, Срх — клинопироксен, Ол — оливин, Гар — гранат.



Модальный состав ксенолитов перидотитов и температуры равновесия минералов

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

Примечание. Для зернистых перидотитов *PT*-параметры равновесия минералов посчитаны с помощью двупироксенового термобарометра Брея—Келлера [Brey, Köhler, 1990].

* *PT*-параметры для деформированных перидотитов взяты из статьи [Agashev et al., 2013].

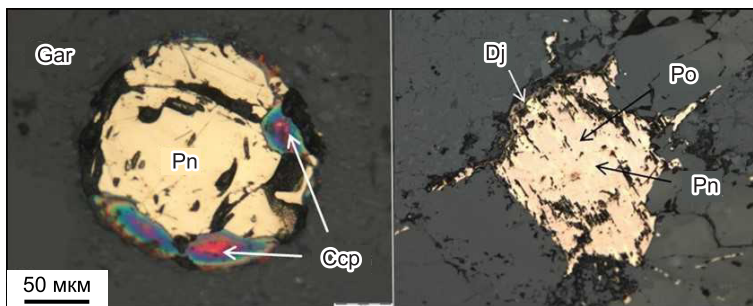
** Для зернистых использовался клинопироксеновый термобарометр [Nimis, Taylor, 2000].

18/04) и ламинарным подтипами (рис. 1, з, обр. 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 (см. рис. 1, ж, з) и характеризуются равномерным распределением оливина, клинопироксена, ортопироксена и граната в породе. Модальные содержания минералов (мас. %) 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.

Рис. 2. Полисульфидные агрегаты в деформированных перидотитах из кимберлитовой тр. Удачная.

Po — пирротин, Pn — пентландит, Ccp — халькопирит, Dj — джерфшерит.



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 дополнительных материалах табл. 1, <https://sibran.ru/upload/medialibrary/040/04077a46634ab38a43f9043f1cb81a7a.pdf>. Для образца Uv-268/02 данные были предоставлены И.С. Шарыгиным.

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 + джерфшерит ± пентландит ± халькопирит. Пентландит обнаружен в виде ламелли в пирротине, а халькопирит — в виде прерывистой каймы по периферии включений. Джерфшерит, как правило, располагается вокруг полисульфидных агрегатов в виде прерывистой каймы. Интерстиционные сульфиды представлены следующими ассоциациями: пирротин + пентландит ± джерфшерит (деформированные), пирротин + пентландит (зернистые перидотиты).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Химические составы минералов деформированных и зернистых перидотитов тр. Удачная представлены в таблицах 2—5 (см. доп. материалы).

Оливин. Порфирикласты 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 ильменитсодержащих перидотитов кимберлитов тр. 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).

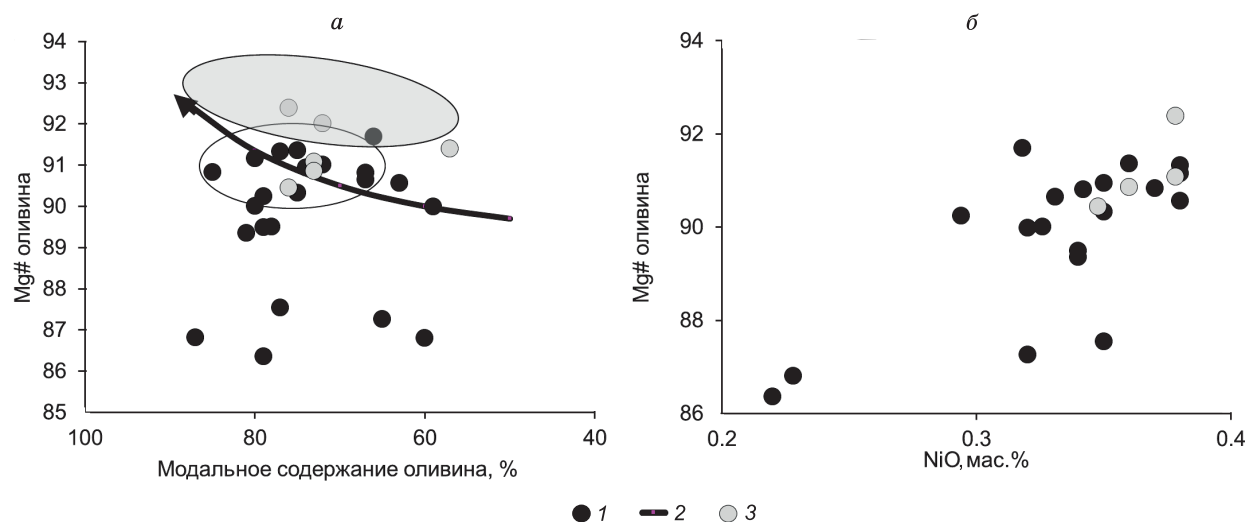


Рис. 3. а — диаграмма модального содержания оливина и его магнезиальности в ксенолитах перидотитов из кимберлитовой тр. Удачная, б — диаграмма зависимости модального содержания оливина и концентрации NiO в деформированных и зернистых перидотитах.

1 — деформированные перидотиты; 2 — тренд состава реститов при плавлении океанической мантии [Boyd, 1989]; 3 — зернистые перидотиты. Поля [Boyd, 1989] по составам ксенолитов Южной Африки: серое поле — зернистые перидотиты; прозрачное поле — деформированные перидотиты.

Наши данные частично соответствуют аналогичным данным более ранних исследований. Например, в работе [Sobolev et al., 2009] деформированные и зернистые гранатовые перидотиты тр. 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 тр. 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) (см. 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 0.40—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 тр. 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 Cr_2O_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 Cr_2O_3 (> 10 мас. %), 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 Cr_2O_3 ($R^2 = 0.54$ для деформированных и $R^2 = 0.56$ для зернистых перидотитов) (см. рис. 4, б).

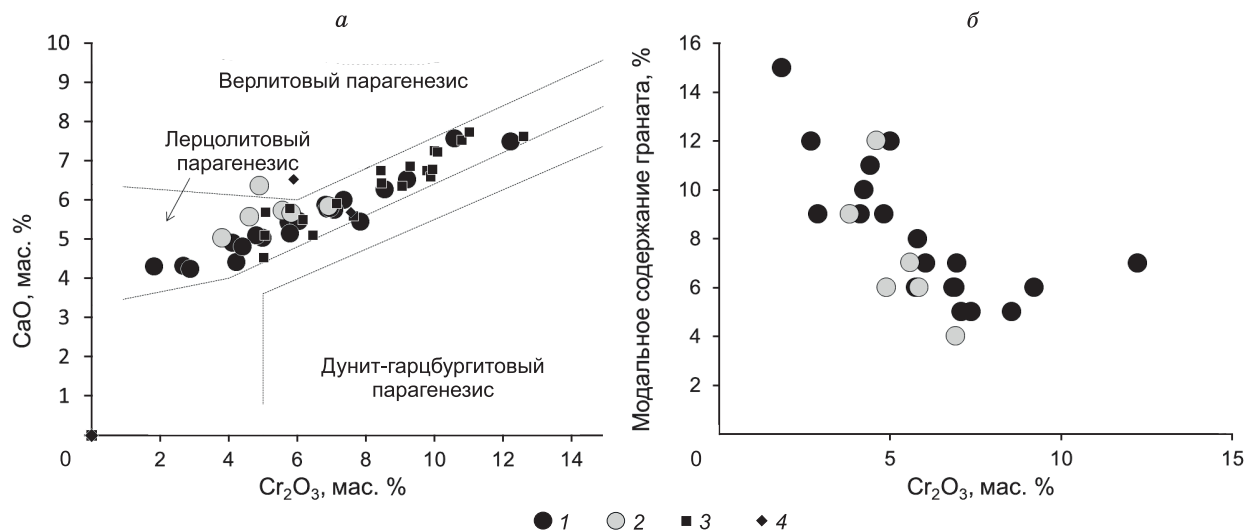


Рис. 4. а — классификационная диаграмма составов граната ксенолитов перидотитов из кимберлитовой тр. Удачная, согласно нашим данным, б — зависимость модального содержания граната от содержания Cr_2O_3 в нем.

1 — деформированные перидотиты; 2 — зернистые перидотиты; 3 — перидотиты, по [Sobolev, 1977]; 4 — перидотиты, по [Boyd et al., 1993]. Парагенезисы, по [Sobolev et al., 1973].

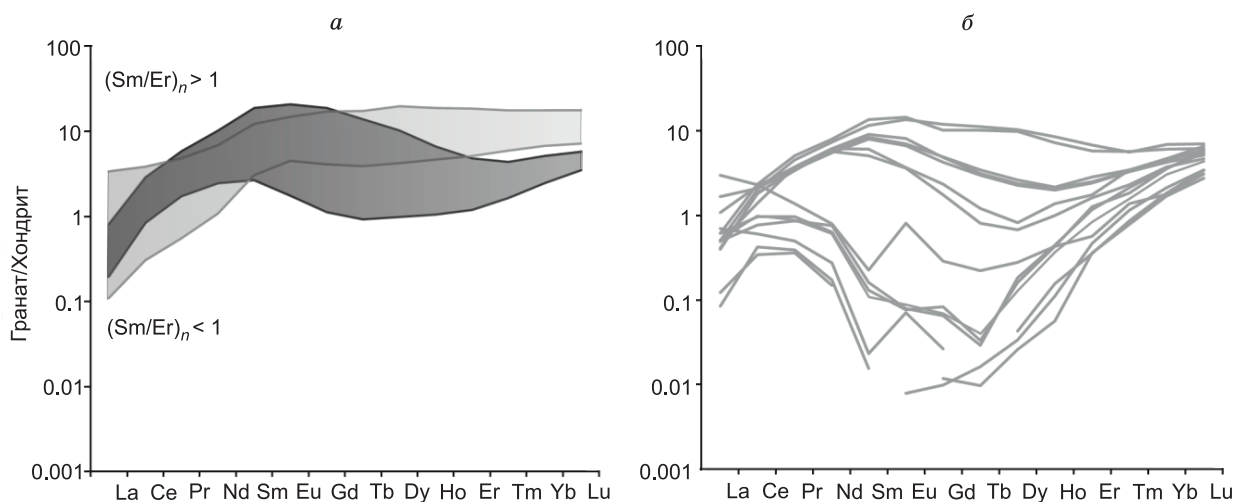


Рис. 5. Редкоземельные спектры гранатов, нормированные на состав хондрита, деформированных (а) и зернистых (б) ксенолитов перидотитов из кимберлитовой тр. Удачная.

Гранаты деформированных перидотитов отличаются повышенным содержанием TiO_2 (0.04—1.84 мас. %) по сравнению с таковым в гранатах зернистых перидотитов (0.003—0.930 мас. %). В деформированных перидотитах такой широкий диапазон концентраций TiO_2 наблюдается также в зональных зернах граната (например, Uv-27/01 центр граната 0.16, край граната 1.03 мас. %). Содержания TiO_2 постепенно возрастают от минимального к максимальному значению и не коррелируют с модальным составом граната в породе.

Концентрации Al_2O_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 Na_2O в гранатах деформированных перидотитов, определенное в соответствии с методикой, изложенной в [Sobolev, Lavrentiev, 1971], 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 мегакристах граната [Burgess, Harte, 2004; Соловьева и др., 2008, 2019], в то время как формы спектров РЗЭ второй группы характерны для гарцбургитовых гранатов и гранатовых включений в алмазы [Shimizu, Sobolev, 1995; Шимизу и др., 1997; Stachel, 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 (см. 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_2 , FeO, Na_2O , но понижается CaO и Cr_2O_3 (данные представлены в табл. 4, см. доп. материалы). 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 РЗЭ, соответствующее таковому в гарцбургитовых гранатах, а краевые части — нормальное распределение РЗЭ, которое соответствует распределению в лерцолитовых гранатах.

Клинопироксен. Клинопироксены в перидотитах относятся к хромдиопсиду ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.46$ —1.46 мас. % в деформированных и 0.52—1.38 мас. % в зернистых перидотитах). Значения Mg# в клинопироксенах деформированных перидотитов составляют 87.0—92.8, а в зернистых — 90.5—95.0. Содержание Al_2O_3 в клинопироксенах деформированных и зернистых перидотитов варьирует от 0.78 до

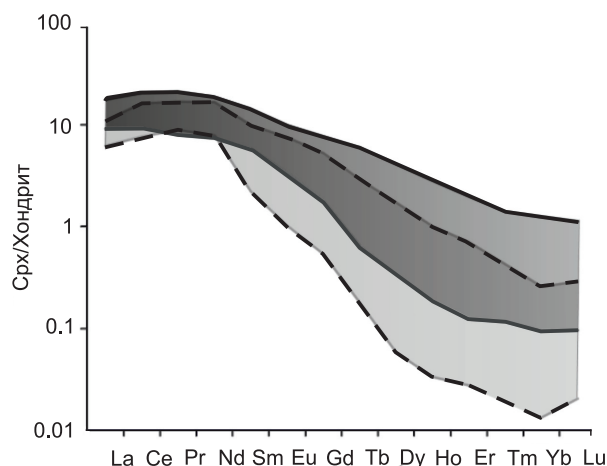


Рис. 6. Редкоземельные спектры, нормированные на состав хондрита, в клинопироксенах деформированных (жирная сплошная линия) и зернистых (штриховая линия) перидотитах.

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_2O в диапазоне от 0.025 до 0.096 % мас. Концентрации K_2O 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 РЗЭ форма спектров типична для клинопироксенов мантийных перидотитов [Pearson et al., 2003]. Клиннопироксены двух типов перидотитов обогащены легкими РЗЭ (LREE) с максимумом в ряду Ce—Nd. Значения $(La/Yb)_n$ в клинопироксенах деформированных и зернистых перидотитов составляют 9.6—106.1 и 43.2—527.6 соответственно. Концентрации La_n в клинопироксенах деформированных разностей находятся на уровне 9.13—17.53 хондритовых единиц, а в зернистых — 6.21—11.10. Содержания Yb_n в клинопироксенах двух типов перидотитов не превышает единицу. Соотношение $(Nd/Yb)_n$ 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, см. доп. материалы).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Главные петрогенные элементы. Составы деформированных и зернистых перидотитов по главным петрогенным элементам приведены в табл. 6 (см. доп. материалы). Относительно состава ПМ [McDonough, Sun, 1995] деформированные перидотиты обогащены MgO (38.5—46.1 мас. %) и истощены магнефильными компонентами Al_2O_3 (0.6—3.0 мас. %), CaO (0.6—2.8 мас. %) и TiO_2 (0.02—0.18 мас. %) (рис. 7). Наблюдаются отрицательная корреляция CaO с MgO и положительная с Na_2O . Содержание Cr_2O_3 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_2 и с MnO . Деформированные перидотиты обогащены Al_2O_3 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 низкокальциевые и близкие по содержанию Al_2O_3 к составу гарцбургит-дунитов (8 образцов, $CaO + Al_2O_3$ 1.23—2.33 мас. %) и средне- и сильнообогащенные деформированные перидотиты (11 образцов, $CaO + Al_2O_3$ 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^{2+} окисляется до Fe^{3+} . Таким образом, отрицательные потери веса при прокаливании указывают на исключительную свежесть пород. Только шесть образцов имеют положительные LOI величины, из которых два образца могут рассматриваться как слегка измененные с LOI, равными 0.6—1.0 мас. %.

Зернистые перидотиты обогащены MgO (41.5—45.0 мас. %) и обеднены Al_2O_3 (0.7—2.6 мас. %) и CaO (0.9—1.5 мас. %) относительно ПМ. На диаграмме $CaO—Al_2O_3$ они образуют поле состава между составами ПМ и гарцбургит-дунитов, но отстоят от тренда деформированных перидотитов и имеют узкий диапазон по содержанию CaO (см. 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. %) (см. рис. 7, д). Зернистые перидотиты обогащены K_2O (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 от-

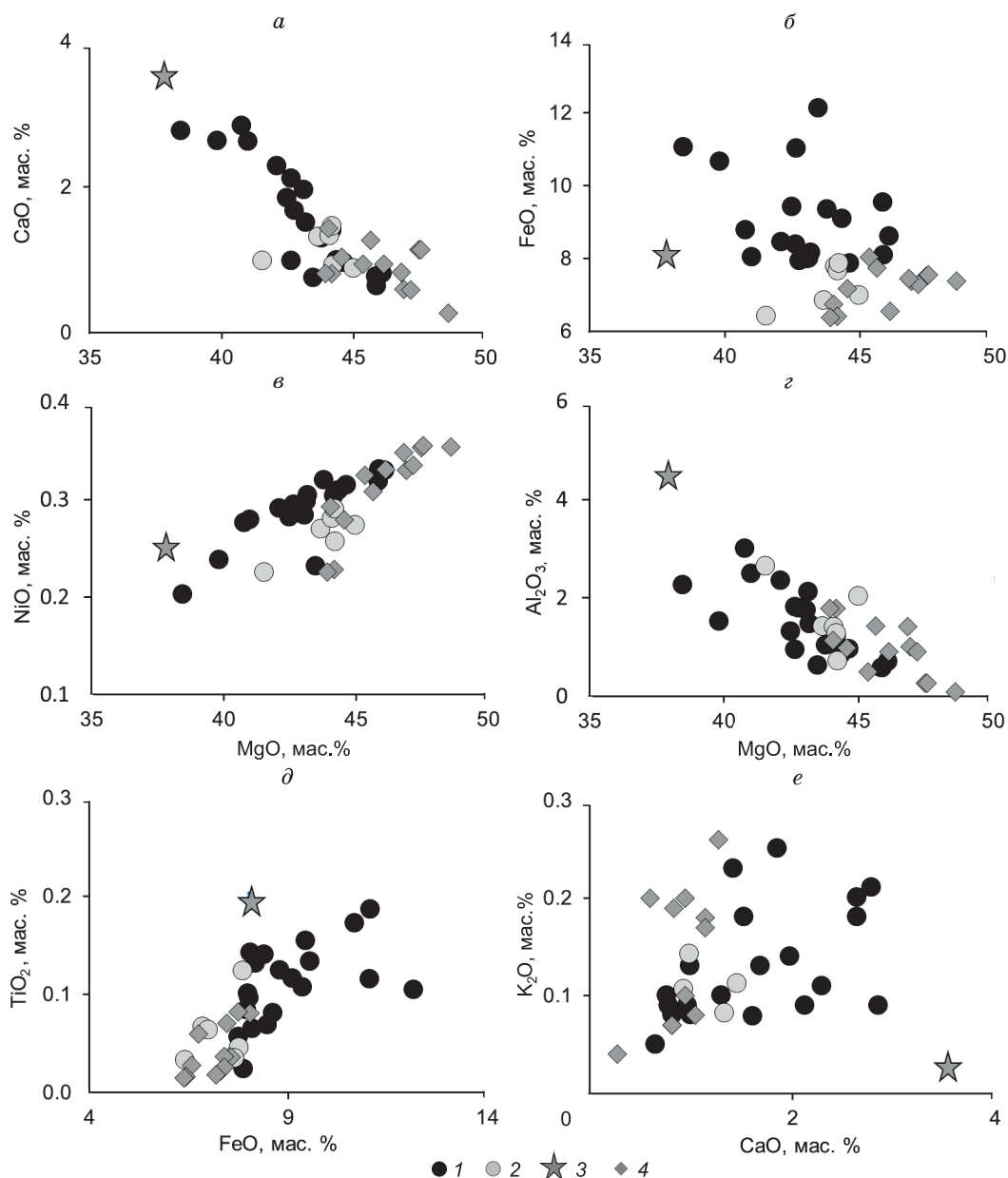


Рис. 7. Корреляции главных элементов по валу в деформированных и зернистых перидотитах тр. Удачная.

Звездочка — примитивная мантия [McDonough, Sun, 1995]. Усл. обозн. см. на рис. 4.

сутствуют корреляции LOI с CaO и FeO, в отличие от серпентинизированных перидотитов по данным [Boyd et al., 1997].

Таким образом, по содержанию главных петрогенных компонентов в изученных типах перидотитов выявлены следующие различия: 1) в деформированных перидотитах наблюдаются повышенные содержания маγμαфильных 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 Al₂O₃ по сравнению с деформированными перидотитами. Вышеуказанные различия связаны с широкими вариациями модального содержания граната и клинопироксена в изученных породах: деформированные перидотиты характеризуются повышенными модальными содержаниями граната и клинопироксена по сравнению с зернистыми.

Рассеянные и редкоземельные элементы. Значения редких и рассеянных элементов для зернистых перидотитов представлены в табл. 7 (см. доп. материалы). Для деформированных перидотитов

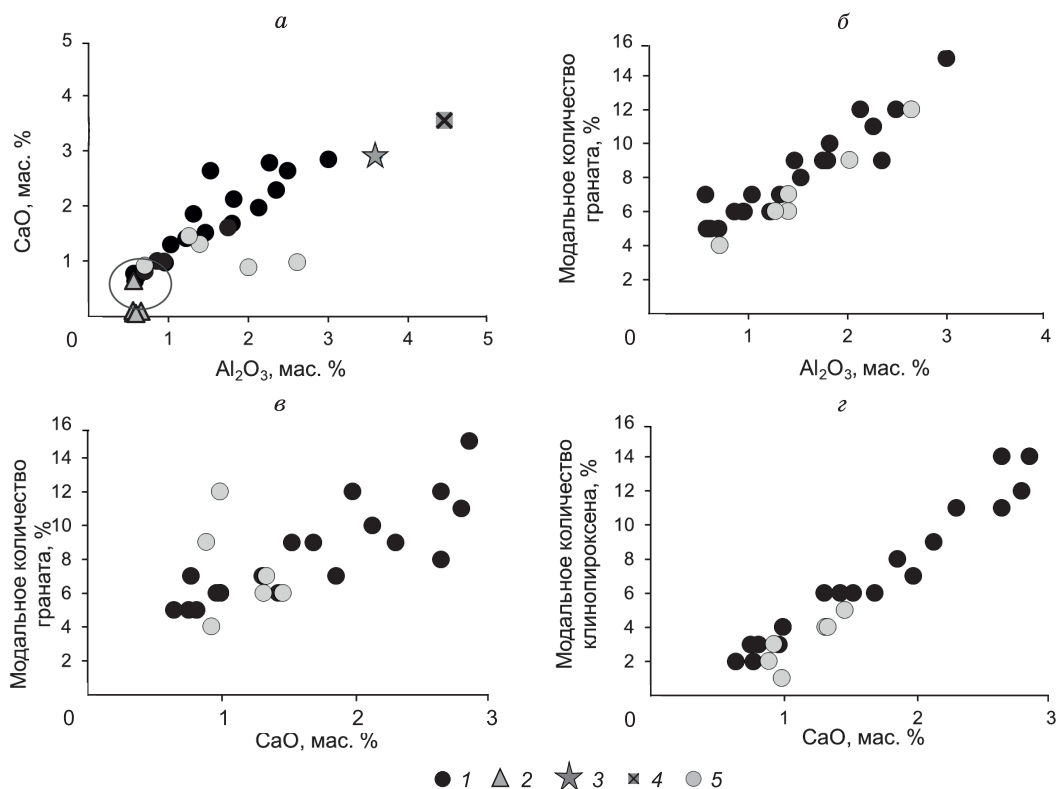


Рис. 8. Диаграмма составов ксенолитов перидотитов в сравнении с составами примитивной мантии и хондрита (а) и особенности составов граната и клинопироксена ксенолитов перидотитов из кимберлитовой тр. Удачная (б, в, з).

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

данные взяты из [Agashev et al., 2013]. Форма распределения РЗЭ, нормированных на состав хондрита, характеризуется резким снижением от легких к тяжелым элементам ($(La)_n$ 0.99—5.69; $(La/Yb)_n$ 13.30—62.05 в зернистых; $(La)_n$ 0.73—2.69; $(La/Yb)_n$ 2.08—21.10 в деформированных) (рис. 9).

В деформированных перидотитах наблюдается обогащение высоконесовместимыми 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_2 , CaO и Na_2O , в то время как тяжелые РЗЭ (HREE — Heavy Rare Earth Elements) имеют положительные корреляции только с Al_2O_3 и CaO. Концентрации тяжелых РЗЭ ниже, чем в ПМ.

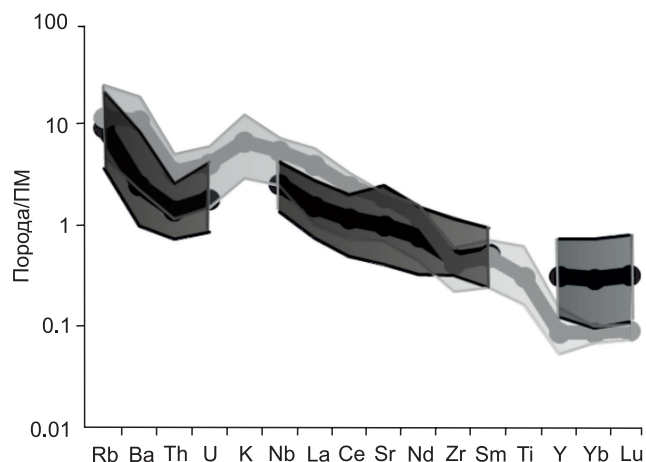
Зернистые перидотиты обогащены сильно несовместимыми элементами, такими как Rb (2.78—14.00 г/т), U (0.03—0.12 г/т), Nb (1.58—4.70 г/т), La (0.64—3.69 г/т), относительно ПМ в 2—5 раз, Ba (14.66—120.33 г/т) и K (0.08—0.35 г/т) — в 10 раз. Содержания этих элементов хорошо коррелируют между собой и с P_2O_5 . 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 разновидностям.

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 зерни-

Рис. 9. Мультиэлементные спектры, нормированные на состав примитивной мантии, в ксенолитах перidotитов кимберлитовой тр. Удачная.

Черная область — деформированные перidotиты, серая область — зернистые перidotиты. Линиями показаны средние значения для этих групп пород.



стых перidotитах, сульфидов и оливинах представлены в табл. 8 (см. доп. материалы). 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 перidotитах, нормированные на состав хондрита [McDonough, Sun, 1995], представлены на рис. 10. Деформированные перidotиты 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 (см. рис. 10, а). Зернистые перidotиты имеют широкий диапазон концентраций по всем значениям ЭПГ, кроме Pd (см. рис. 10, в). Формы спектров и вариации содержаний в обоих типах пород находятся в диапазоне таковых для изученных ранее кратонных перidotитов мира (рис. 11, з) [Irvine et al., 2003; Pearson et al., 2004; Ionov et al., 2015].

Значения Os и Ir в деформированных перidotитах чуть выше, чем в ПМ (Os = 3.4; Ir = 3.2 мг/т) и изменяются в диапазонах 0.20—4.06 и 2.45—4.02 мг/т соответственно. ИЭПГ показывают отрицательную корреляцию с Al_2O_3 (см. рис. 11, а). Прослеживается общая тенденция к обеднению Os и Ir от сла-

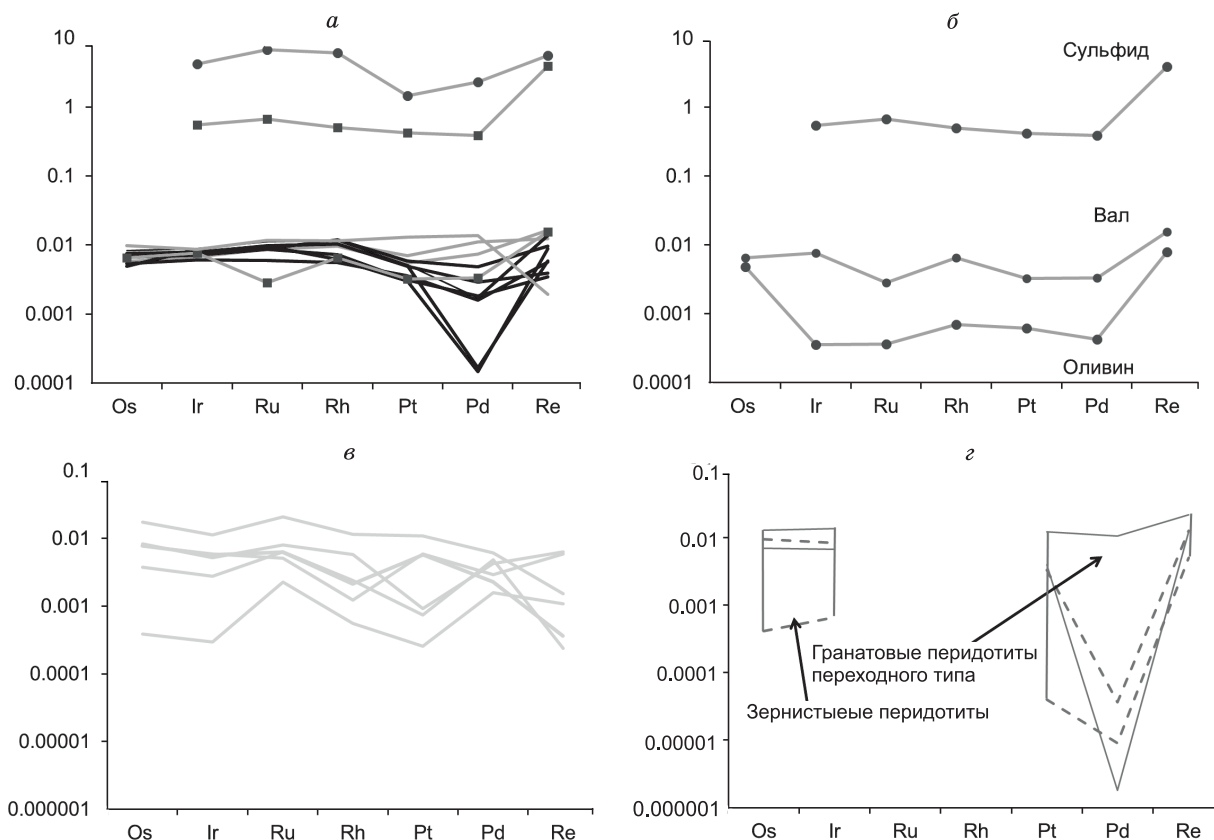


Рис. 10. Содержания ЭПГ, нормированные на состав хондрита:

а — деформированные перidotиты и сульфиды в них; б — сульфиды, оливины и вал в образце деформированного перidotита Uv-27/01; в — зернистые перidotиты; з — ксенолиты перidotитов из кимберлитовой тр. Удачная, по данным [Ionov et al., 2015].

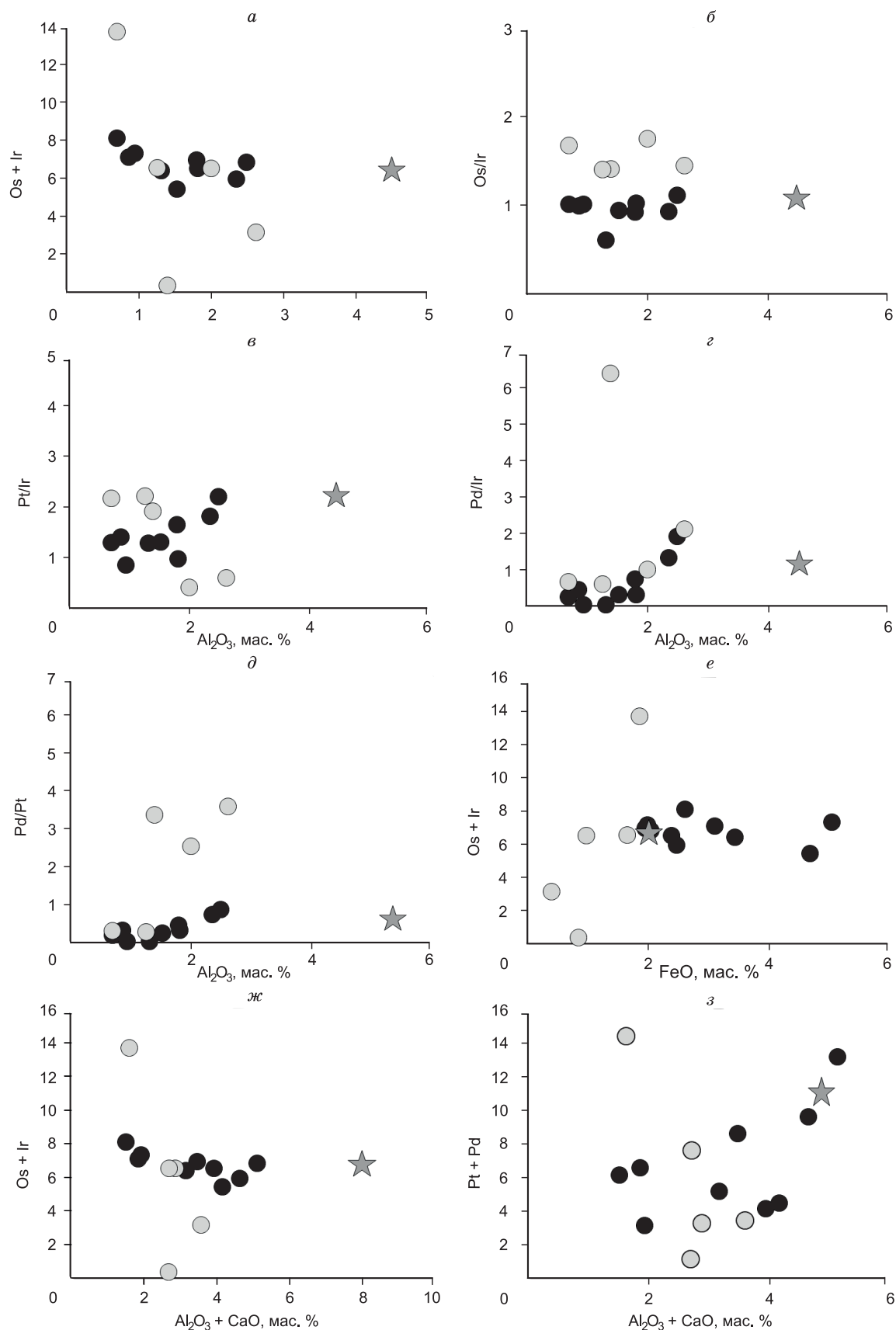


Рис. 11. Ковариации ЭПГ (г/г) с Al_2O_3 (*a—д*), $Al_2O_3 + CaO$ (*ж, з*) и FeO (*e*) (мас. %) в деформированных и зернистых перидотитах из кимберлитовой тр. Удачная.

Усл. обозн. см. на рис. 3 и 7.

бообогащенных 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 $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}$. 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]. При этом обогащение по палладию не совпадает с обогащением силикатным компонентом (Al + Ca). На рисунке 11, з показаны слабые корреляции ПЭПГ с $\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$. 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. Содержание 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 обр. 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 (см. 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 (см. рис. 10, а светло-серые линии).

PT-ПАРАМЕТРЫ РАВНОВЕСИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

Температура и давление последнего равновесия минеральных ассоциаций зернистых перидотитов определены с помощью двупироксенового термобарометра [Brey, Köhler, 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 (см. таблицу). Точки значений деформированных и трех зернистых перидотитов на *PT*-диаграмме располагаются равномерно между кривыми теплового потока 40 и 45 мВт/м², попадая в поле стабильности алмаза (рис. 12). Точки значений оставшихся трех зернистых перидотитов находятся вдоль геотермы 35 мВт/м², 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 *PT*-параметров равновесия минеральных ассоциаций с помощью клино-

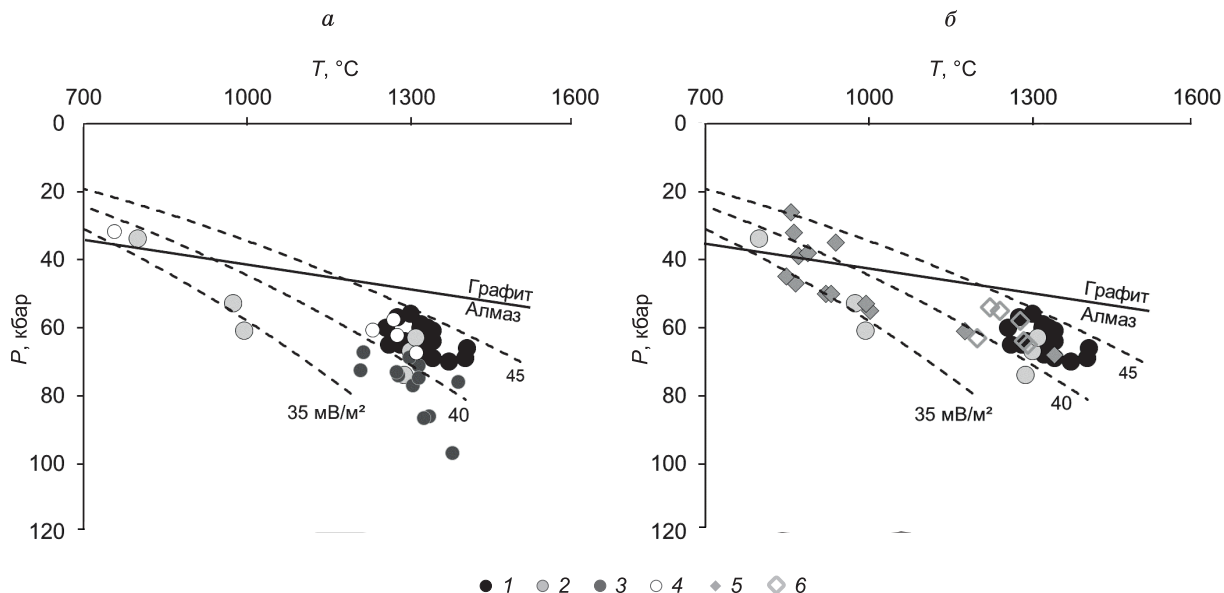


Рис. 12. *PT*-параметры равновесия минеральных парагенезисов деформированных и зернистых перидотитов из кимберлитовой тр. Удачная.

1 — деформированные перидотиты; 2 — зернистые перидотиты; 3, 4 — *PT*-параметры для деформированных и зернистых соответственно, оцененные с помощью термобарометра [Nimis, Taylor, 2000]; 5 — деформированные перидотиты и 6 — зернистые перидотиты, по данным [Ionov et al., 2010, 2015]. Штриховыми линиями обозначены геотермы согласно [Pollack, Chapman, 1977], сплошная линия — фазовый переход графит/алмаз [Rudnick, Nyblade, 1999].

пироксенового термобарометра [Nimis, Taylor, 2000]. На рисунке 12, *а* 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 *PT*-параметров, используя термобарометр [Nimis, Taylor, 2000]. Значения температуры и давления для них составили 1269—1311 °C, 58—68 кбар соответственно (см. таблицу) и точки их значений находятся в поле таковых для зернистых перидотитов, посчитанных с помощью термобарометра [Brey, Köhler, 1990] (см. рис. 12, *а*).

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

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Положение в литосферной мантии. На основании расчетных данных *PT*-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 тр. 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 [Green, Gueguen, 1974; Agashev et al., 2013]. Впервые деформация из-за воздействия мантийного метасоматоза была предложена в [Ehrenberg, 1979; Gurney, 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 [Herzberg, 2004; Wittig et al., 2008]. 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 тр. 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 (см. 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 $(\text{Sm}/\text{Er})_n > 1$ в гранатах деформированных перидотитов [Agashev et al., 2013].

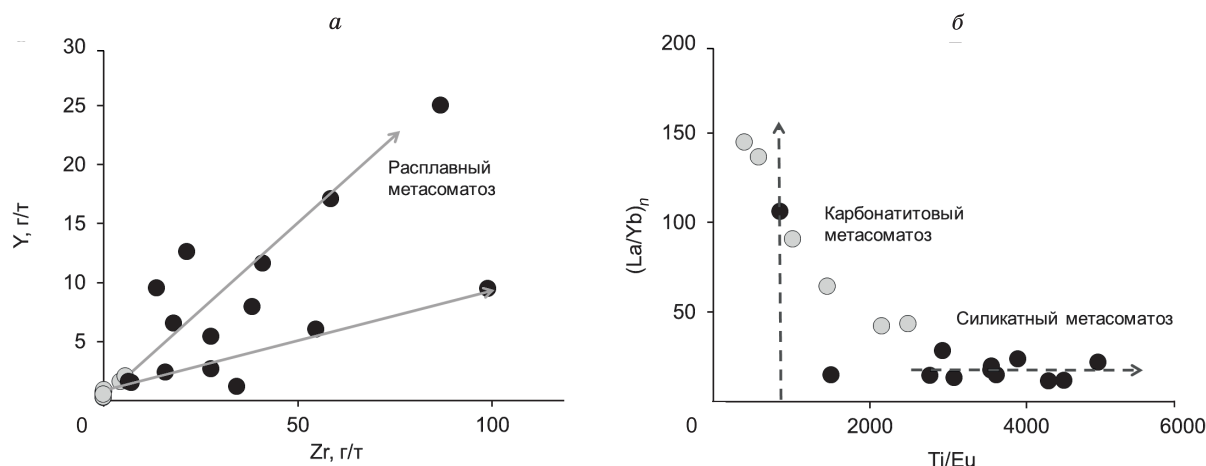


Рис. 13. Особенности составов граната и клинопироксена в деформированных и зернистых перидотитах тр. Удачная:

а — зависимость Y от Zr в гранатах; *б* — зависимость $(La/Yb)_n$ от Ti/Eu в клинопироксенах.

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, Harte, 2004] авторы объяснили два типа распределения РЗЭ в гранатах мантийных перидотитов 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, 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 (см. рис. 13, *а*). В результате такого воздействия все гранаты перидотитов этого тренда стали лерцолитовыми по составу главных элементов (см. рис. 4), но с ярко выраженными синусоидальными распределениями РЗЭ (см. рис. 5, *а*).

Оставшаяся часть деформированных перидотитов, точки составов гранатов которых находятся в тренде высокотемпературного расплавного метасоматоза на диаграмме Zr—Y (см. 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 [Stachel, Harris, 2008; Agashev et al., 2013].

Клинопироксены имеют нормальные формы спектров РЗЭ, нормированные на хондрит (см. рис. 6). На диаграмме $(La/Yb)_n$ —Ti/Eu [Coltorti et al., 1999] (см. 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 подвергался воздействию расплавов, возможно, карбонатитового состава, которые не повлияли на его модальные содержания в породе.

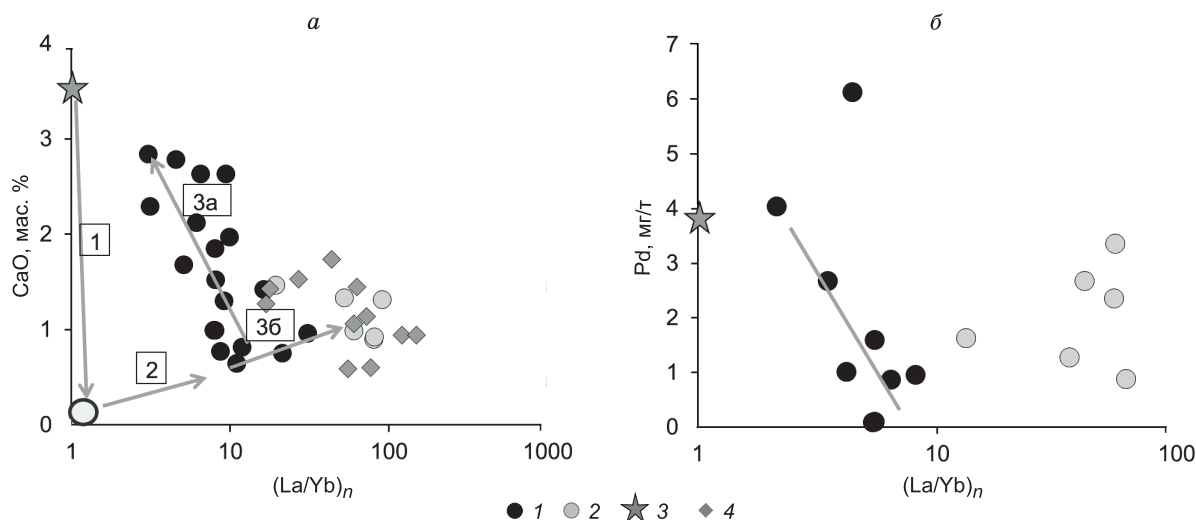


Рис. 14. Схематическая модель эволюции химического состава деформированных и зернистых перидотитов литосферной мантии.

1 — деформированные перидотиты, 2 — зернистые перидотиты, 3 — примитивная мантия [McDonough, Sun, 1995], 4 — перидотиты из кимберлитовой тр. Удачная, по [Ionov et al., 2010].

a — 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 CaO до высоких при понижении (La/Yb)_n отношения, 3б) зернистые перидотиты (наши исследования и данные [Ionov et al., 2010]) вместе с единичными деформированными перидотитами образуют другой тренд, выраженный в значительном увеличении La/Yb при незначительных вариациях содержаний CaO.

б — зависимость Pd от (La/Yb)_n в деформированных и зернистых перидотитах тр. Удачная.

А в деформированных перидотитах, произошло наложение силикатного метасоматоза, в результате которого увеличилось модальное содержание клинопироксена.

Итак, на преобразование деформированных и зернистых перидотитов тр. 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 CaO—La/Yb показана схематическая модель эволюции химического состава перидотитов литосферной мантии (рис. 14, *a*) [Agashev et al., 2010]. Этапы, выделенные А.М. 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 CaO до высоких при понижении La/Yb отношения (см. рис. 14 *a*, тренд 3а). Зернистые перидотиты (наши исследования и данные [Ionov et al., 2010]) вместе с единичными деформированными перидотитами образуют другой тренд (см. рис. 14 *a*, тренд 3б), выраженный в значительном увеличении La/Yb отношения при незначительных вариациях содержаний 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]. Некоторые авторы это объясняли следствием воздействия кимберлитового расплава на ксенолиты [Шарыгин и др., 2008; Abersteiner et al., 2019]. Мы предполагаем, что во время третьего этапа произошла фракционная кристаллизация силикат-

ного расплава, в результате которой возросло количество и размер гранатов и клинопироксенов в деформированных перидотитах и образовался остаточный расплав. La/Yb в деформированных перидотитах понижается с увеличением количества граната и клинопироксена, соответственно, в остаточном расплаве La/Yb 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, Freer, 1982; Dawson, 1984], в этом случае можно говорить о проявлении скрытого (cryptic) метасоматоза. Поэтому в зернистых и в меньшей части деформированных перидотитах мы наблюдаем воздействие фракционированного остаточного расплава, обогащенного легкими и обедненного тяжелыми РЗЭ (см. 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 твердом 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; Bockrath et al., 2004; Mungall et al., 2005, 2014].

Содержание Al_2O_3 в перидотитах понижается при увеличении степени частичного плавления и поэтому часто используется в качестве индекса деплетирования. Деформированные и зернистые перидотиты тр. Удачная не показывают корреляций Os + Ir с увеличением Al_2O_3 в породе, что подтверждает совместимый характер ИЭПГ (см. рис. 11, а). Между значениями Os/Ir и Al_2O_3 нет корреляций, так как Os и Ir не фракционируют между собой (см. рис. 11, б). Деформированные перидотиты имеют тенденцию к уменьшению Pt/Ir от 1.80 до 0.84 при понижении содержаний Al_2O_3 (см. рис. 11, в). Также наблюдается тренд снижения Pd/Ir 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 (см. рис. 11, г). Четких корреляций на данных графиках для зернистых перидотитов (см. 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) [Lorand 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 (см. рис. 11, в). Поскольку платина может выделяться в Pt-Ir-Os интерметаллические сплавы при плавлении МТР в условиях низкой активности серы [Peregoedova 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. % (см. рис. 11, д).

Деформированные и зернистые ксенолиты перидотитов из кимберлитов тр. Удачная имеют различные формы спектров распределения ЭПГ, нормированных на хондрит (см. 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; Pernert-Fisher et al., 2015] (см. 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 В.Д. Майером с соавторами [Maier et al., 2012] в кратонных перидотитах Южной Африки, мало отличается от такового в некратонных перидотитах, которые не могли обогатиться хондритовым материалом, так как образовались позже. Другим объяснением широкого диапазона ИЭПГ в валовом составе перидотитов является «эффект самородка», который дают обогащенные Os, Ir, Ru, Pt реститовые минералы платиновой группы [Lorand 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. Дж. Дж. Ирвин с соавторами [Irvine et al., 2003] предположили, что среди возможных мантийных минералов только МТР или Pt-Ir-Os интерметаллические соединения могут объяснить нахождение

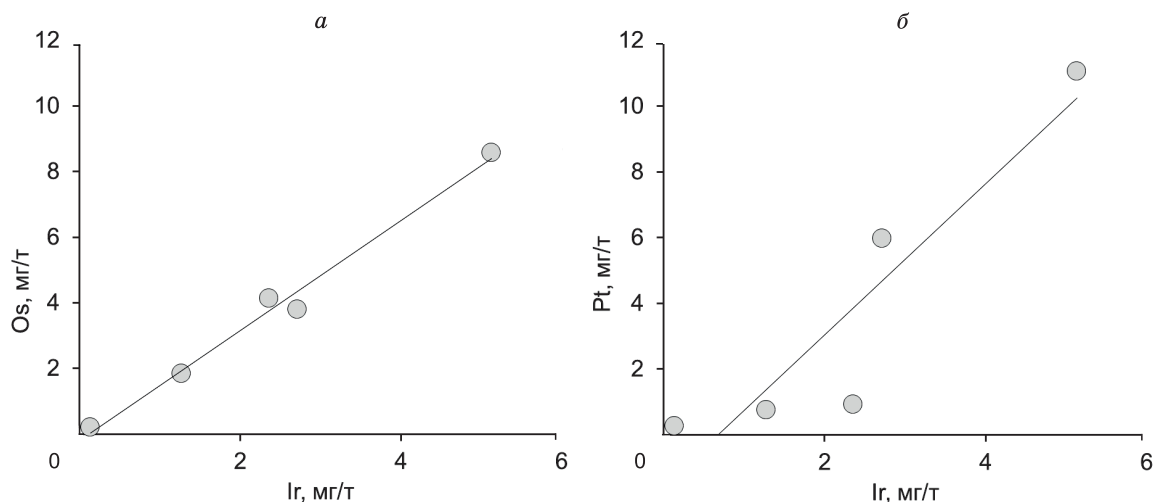


Рис. 15. Ковариации Ir с Os и Pt в зернистых перидотитах из кимберлитовой тр. Удачная.

ЭПГ в перидотитах кратона Слэйв. Аналогично, низкие и высокие содержания осмия в перидотитах тр. 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 ~ 0.8 мг/т (см. рис. 15, б). Положительная корреляция Ir с Pt показывает, что Pt фракционируется с Ir во время частичного плавления, однако часть пород с наибольшей степенью частичного плавления характеризуется повышенными содержаниями Pt, а нодулы с меньшими степенями плавления — пониженными содержаниями Pt. Таким образом, по-видимому, во время частичного плавления платина 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 распределенные 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 (см. табл. 8, доп. материалы). 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 $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}$, однако корреляции не наблюдается (см. рис. 11, з). Положительная корреляция ($R^2 = 0.63$) прослеживается между всеми ЭПГ и FeO (см. рис. 11, е). Зависимости содержания Pd от степени метасоматического обогащения $(\text{La/Yb})_n$ не наблюдается (см. 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 $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}$ 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 реститы 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 визуальнo 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, концентрирующая 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 визуальнo, но только в обр. 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 (см. рис. 10, б). Отрицательные пики по Pt в сульфидах и по валу (см. рис. 10, а), возможно, свидетельствуют, 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, образованных 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 (см. рис. 14, б). А с увеличением концентраций $Al_2O_3 + CaO$ происходит повышение содержаний Pt + Pd в них (см. рис. 11, е). Следовательно, возрастание содержаний Pd в деформированных перидотитах происходило в рамках единого метасоматического процесса, вероятно, во время модалного метасоматоза силикатными расплавами при увеличении количеств 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 модалного метасоматоза на породы: деформированные перидотиты подвергались воздействию модалного 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 модалного 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 // ДАН, 2006, т. 407, № 6, с. 806—809.

Бобриевич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А., Красов Л.М., Смирнов Г.И., Юркевич Р.К. Алмазные месторождения Якутии. М., Госгеолтехиздат, 1959, 527 с.

Бобриевич 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) // ДАН, 2016, т. 467, № 6, с. 694—697.

Королюк 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: Автореф. дис.... д.г.-м.н., 1990, 39 с.

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 (1), с. 71—84.

Похиленко Н.П., Агашев А.М., Литасов К.Д., Похиленко Л.Н. Взаимоотношения карбонатитового метасоматоза деплетированных перидотитов литосферной мантии с алмазобразованием и карбонатит-кимберлитовым магматизмом // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (1—2), с. 361—383.

Соболев В.С., Соболев Н.В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли // Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 1, с. 108—111.

Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. М., Наука, 1964, 218 с.

Соболев Н.В., Похиленко Н.П. Ксенолиты катаклазированных перидотитов в кимберлитах Дально-Алакитского района Якутии // Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, Наука, 1975, с. 48—55.

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., Ефимова Э.С. Ксенолиты алмазоносных перидотитов в кимберлитах и проблема происхождения алмазов // Геология и геофизика, 1984 (12), с. 63—80.

Соловьева Л.В., Лаврентьев Ю.Г., Егоров К.Н., Костровицкий С.И., Королюк В.Н., Суворова Л.Ф. Генетическая связь деформированных перидотитов и мегакристов граната из кимберлитов с астеносферными расплавами // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (4), с. 281—301.

Соловьева Л.В., Костровицкий С.И., Калашникова Т.В., Иванов А.В. Природа флогопит-ильменитовых и ильменитовых парагенезисов в мантийных ксенолитах из трубки Удачная // ДАН, 2019, т. 486, № 2, с. 223—227.

Сургутанова Е.А., Агашев А.М., Демонтерова Е., Головин А.В., Похиленко Н.П. Rb-Sr и Sm-Nd изотопный состав ксенолитов деформированных перидотитов из трубки Удачная // ДАН, 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 *P-T* условий равновесия ксенолитов из трубки Удачная // ДАН, 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.

Шарыгин И.С., Головин А.В., Корсаков А.В., Похиленко Н.П. Реликты мантийных расплавов в ксенолитах деформированных лерцолитов из кимберлитов трубки Удачная-Восточная (Якутия) // Материалы XIII Международной конференции по термобарогеохимии и IV симпозиума APIFIS, 2008, с. 230—233.

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 // ДАН, 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.

Шарыгин И.С., Головин А.В., Похиленко Н.П. Джерфшерит в ксенолитах деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная (Якутия): проблемы происхождения и связь с кимберлитовым магматизмом // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (3), с. 321—340.

Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Goemann K., Golovin A.V., Sharygin I.S., Pearson D.G., Kamenetsky M., Gornova M.A. Polyminerale inclusions in kimberlite-hosted megacrysts: implications for kimberlite melt evolution // *Lithos*, 2019, № 336, p. 310—325.

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 // *Dokl. Earth Sci.*, 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 // *Rev. Mineral. Geochem.*, 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 // *J. Petrol.*, 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 // *Chem. Geol.*, 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 J. Geol.*, 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 // *Geochim. Cosmochim. 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. 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 Planet. Sci. Lett.*, 1989, v. 96, p. 15—26.

Boyd F. The origin of cratonic peridotites: a major-element approach // *Int. Geol. Rev.*, 1998, v. 40, p. 755—764.

Boyd F.R., Nixon P.H. Origins of the ultramafic nodules from some kimberlites of northern Lesotho and the Monastery Mine, South Africa // *Phys. Chem. Earth*, 1975, p. 431—454.

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 // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1997, v. 128, p. 228—246.

Brey G.P., Köhler T. Geothermobarometry in four-phase Iherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // *J. Petrol.*, 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 // *J. Petrol.*, 2004, v. 45, p. 609—634.

Chou C.L. Fractionation of siderophile elements in the earth's upper mantle // *Proc. 9th Lunar Planet. Sci. Conf.*, 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 // *J. Petrol.*, 1999, v. 40, p. 133—165.

Cross C.W., Iddings J.P., Pirsson L.V., Washington H.S. A quantitative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks // *J. Geol.*, 1902, № 10, p. 555—690.

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 Planet. Sci. Lett.*, 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. Mineral. Petrol.*, 2013, v. 165, p. 1225—1242.

Ehrenberg S.N. Garnetiferous ultramafic inclusions in minette from the Navajo volcanic field // *Proc. 2nd Int. Kimberlite Conf. Am. 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 // *Chem. Geol.*, 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 // *Geochim. Cosmochim. 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 // *J. Geol.*, 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 // *Chem. Geol.*, 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 // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1999, v. 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 Res.*, 2003, v. 127, p. 19—41.
- Gurney J.J., Harte B.** Chemical variations in upper mantle nodules from southern African kimberlites // *Philos. Trans. R. Soc. London*, 1980, v. 297, p. 273—293.
- Harte B.** Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallisation textures in olivine-bearing xenoliths // *J. Geol.*, 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 // *Int. Kimberlite Conf.: Extended Abstracts*, 1982, v. 3, p. 273—275.
- Herzberg C.** Geodynamic information in peridotite petrology // *J. Petrol.*, 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 // *J. Petrol.*, 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 // *Geochim. Cosmochim. 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 // *Chem. Geol.*, 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. 10th, Lunar Planet. Sci. Conf.*, 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., Russell 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 // *J. Petrol.*, 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*, 2008, 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.
- MacGregor I.D.** The reaction 4 enstatite + spinel $\leftrightarrow$ forsterite + pyrope // *Carnegie Institute, Yearbook*, Washington, 1964, v. 64, p. 157.
- 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 // *Chem. Geol.*, 2012, v. 302, p. 119—135.
- McDonough W.F., Sun S.-S.** The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—253.
- Morgan J.W.** Ultramafic xenoliths: clues to Earth's late accretionary history // *J. Geophys. Res.*, 1986, v. 91, p. 12375—12387.
- 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 // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2014, v. 125, p. 265—289.
- 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 // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2005, v. 69, p. 4349—4360.
- 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 // *Contrib. Mineral. 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 // *Geochim. 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 // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2012, v. 78, p. 28—50.
- Pearson D.G., Carlson R.W., Shirey S.B., Boyd F.B., Nixon P.H.** Stabilization of Archaean lithospheric mantle: A Re–Os isotope study of peridotite xenoliths from the Kaapvaal craton // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 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*. Oxford, San Diego, Elsevier Pergamon, 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 // *Chem. Geol.*, 2004, v. 208, p. 29—59.
- Peregoedova 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 // *Chem. Geol.*, 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 N.P., Sobolev N.V., Sobolev V.S., Lavrent'ev Yu.G.** Xenolith of diamondiferous ilmenite-pyroxene lherzolite from kimberlite pipe Udachnaya // *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 1976, v. 231, p. 438—442.
- Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Lavrent'ev Yu.G.** Xenoliths of diamondiferous ultramafic rocks from Yakutian kimberlites // *Extended abstracts: Second International Kimberlite Conference, Santa Fe, New Mexico*, 1977.
- Pokhilenko L.N.** Exotic olivine-mica rocks from the Udachnaya-East pipe (Yakutia): features of the chemical composition and origin // *Dokl. Earth Sci.*, 2018, v. 481 (2), p. 1050—1055.
- Pokhilenko L.N., Malkovets V.G., Agashev A.M., Griffin W.L.** The geochemical features of the garnets from peridotites of Udachnaya pipe (Yakutia) // *Goldschmidt Conference*, 2012, v. 76 (6), p. 2242.
- 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 // *Geochim. Cosmochim. 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 // *Chem. Geol.*, 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.** The origin and evolution of the Kaapvaal cratonic lithospheric mantle // *J. Petrol.*, 2007, v. 48, p. 589—625.
- Sobolev N.V.** Deep-seated inclusions in kimberlites and the problem of the composition of the upper mantle // *Am. Geophys. Union*, 1977, v. 11.
- Sobolev N.V., Lavrent'ev Y.G.** Isomorphic sodium admixture in garnets formed at high pressures // *Contrib. Mineral. 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 // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1973 v. 40, p. 39—52.
- Sobolev N.V., Pokhilenko N.P., Carswell D.A., Rodionov A.S.** Sheared lherzolites from kimberlites of Yakutia // *Fourth International Kimberlite Conference: Abstracts. Geol. Soc. Australia, Sydney, 1986, № 16*, p. 338—339.
- 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.
- Stachel T., Harris J.W.** The origin of cratonic diamonds—constraints from mineral inclusions // *Ore Geol. Rev.*, 2008, v. 34 (1—2), p. 5—32.
- Walter M.J.** Melt extraction and compositional variability in mantle lithosphere // *Treatise on Geochemistry. Amsterdam, Boston, Elsevier*, 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 Planet. Sci. Lett.*, 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. Petrol.*, 2013, v. 54 (11), p. 2379—2409.

*Поступила в редакцию 15 декабря 2020 г.,
принята в печать 18 января 2022 г.*