

РОЛЬ ЭКЛОГИТОВ В ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИИ ВОДЫ В СУБКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ МАНТИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА: РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЙ ВОДЫ В МИНЕРАЛАХ ЭКЛОГИТОВ ИЗ ТРУБКИ УДАЧНАЯ

М.В. Колесниченко^{1,2}, Д.А. Зедгенизов^{1,2}, А.Л. Рагозин^{1,2},
К.Д. Литасов^{1,2}, В.С. Шацкий^{1,2,3}

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

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

³ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

Проведено комплексное изучение 26 мантийных ксенолитов основного состава из кимберлитовой тр. Удачная. Определены содержания главных и редких элементов, температурные параметры равновесия и содержания воды в породообразующих минералах. Для исследованных пород установлены температуры 800—1300 °С. По данным ИК спектроскопии, содержание воды в клинопироксенах из изученных эклогитов изменяется от значений ниже пределов обнаружения до 99 г/т. В спектрах гранатов полос, связанных с присутствием воды, не обнаружено. Содержание воды в клинопироксене и ортопироксене из гранатового вебстерита равно 72 и 8 г/т соответственно. Рассчитанные из соотношения породообразующих минералов концентрации воды в среднем составе пород варьируют от нескольких до 55 г/т. При этом никакой зависимости между содержанием воды, температурами равновесия и составом породы не выявлено. Низкие концентрации воды в эклогитах сопоставимы с ранее определенными значениями для перидотитов из данного месторождения и наиболее вероятно могут быть связаны с переуравновешиванием с породами перидотитовой литосферной мантии. Процессы дегидратации протолита при погружении в результате субдукции и частичное плавление эклогитов до их выноса кимберлитовой магмой на поверхность могут быть дополнительной причиной пониженных концентраций воды в мантийных ксенолитах эклогитов.

Вода, эклогит, литосферная мантия, Сибирский кратон.

THE ROLE OF ECLOGITES IN THE REDISTRIBUTION OF WATER IN THE SUBCONTINENTAL MANTLE OF THE SIBERIAN CRATON: RESULTS OF DETERMINATION OF THE WATER CONTENT IN MINERALS FROM THE UDACHNAYA PIPE ECLOGITES

M.V. Kolesnichenko, D.A. Zedgenizov, A.L. Ragozin, K.D. Litasov, and V.S. Shatsky

A comprehensive study of 26 mafic mantle xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe was carried out. The contents of major and trace elements, equilibrium temperature parameters, and water content in the rock-forming minerals were determined. The temperatures of formation of the studied rocks are estimated at 800—1300 °C. According to IR spectroscopy data, the water content in clinopyroxenes from the studied eclogites varies from values below the detection limit to 99 ppm. The IR spectra of garnets lack bands of water. The water content in clinopyroxene and orthopyroxene from garnet websterite is 72 and 8 ppm, respectively. The water content in the average rock, calculated from the ratio of the rock-forming minerals, varies from a few to 55 ppm. No relationship among the water content, equilibrium temperatures, and rock composition is established. The low water contents in the eclogites are close to the earlier determined water contents in peridotites from the same pipe and are, most likely, due to the re-equilibration of the eclogites with the rocks of peridotitic lithospheric mantle with the rocks. The dehydration of the protolith during its subduction and the partial melting of eclogites before their removal by kimberlitic magma to the surface might be an additional cause of the low water contents in the mantle eclogite xenoliths.

Water, eclogite, lithospheric mantle, Siberian craton

ВВЕДЕНИЕ

Летучие компоненты системы С—О—Н, включая воду и водород, играют важную роль в эволюции и динамике Земли. Вода может изменять физические и химические свойства мантийных минералов, например, влиять на их деформацию и вносить свой вклад в реологию мантии [Miller et al., 1987; Mei, Kohlstedt, 2000a,b]. Вода также играет решающую роль в дифференциации Земли. Она не только пони-

жает температуру солидуса, но и увеличивает степень частичного плавления, а также изменяет состав производных расплавов [Inoue, 1994; Asahara et al., 1998; Kawamoto et al., 2004]. Данные о содержании воды в виде гидроксил-иона в структуре номинально безводных минералов мантии имеют большое значение для изучения глубинного водородного цикла Земли [Peslier et al., 2002]. Количество водорода в структуре минерала может быть выражено в мас. % или г/т H_2O . Существует множество методик для оценки и расчета содержания воды в номинально безводных минералах, в т. ч. инфракрасная (ИК) Фурье спектроскопия, которая на настоящий момент наиболее широко используется для изучения небольших концентраций воды в структуре минералов.

Кимберлиты являются самыми глубинными магмами, образующимися в основании литосферной мантии древних кратонов на глубине 150—250 км и более [Mitchell, 1987]. Несмотря на редкость проявлений, кимберлиты являются объектом интенсивных исследований, поскольку они выносят на поверхность глубинные мантийные ксенолиты и алмазы. Среди мантийных ксенолитов из кимберлитов Сибирского кратона присутствуют породы ультраосновного (перидотиты) (более 93 %) и основного (эклогиты) состава (менее 7 %) [Бобриевич и др., 1959; Похиленко и др., 1976, 1982, 1993, 2015; Соболев и др., 1984, 1998, 2009; Taylor et al., 1996]. Эклогиты несут важную информацию о процессах мантийного магматизма и метасоматоза [Ringwood, 1991; Chopin, 2003; Jolivet et al., 2005].

Исследования содержания воды в номинально безводных минералах в мантийных перидотитах неоднократно освещались в предыдущих работах [Bell, Rossman, 1992; Koch-Muller et al., 2006; Doucet et al., 2014]. Содержание воды в клино- и ортопироксенах варьирует от 140 до 957 г/т и от 39 до 460 г/т соответственно. Оливины содержат гораздо меньшие концентрации воды в сравнении с пироксенами: от значений ниже пределов обнаружения (н.п.о.) до 194 г/т. Шпинели перидотитов вообще не содержат воду. Содержание воды в гранатах варьирует от н.п.о. до 82 г/т [Bell, Rossman, 1992; Bell et al., 1995, 2003; Ingrin, Skogby, 2000; Woods et al., 2000; Peslier et al., 2002; Koga et al., 2003; Hirschmann et al., 2005; Koch-Muller et al., 2006; Beran, Libowitzky, 2006; Johnson, 2006; Skogby, 2006; Demouchy, Mackwell, 2006; Bonadiman et al., 2009; Peslier, 2010; Doucet et al., 2014; Baptiste et al., 2015; Bizimis, Peslier, 2015; Novella et al., 2015; Jean et al., 2016; Taylor et al., 2016; Kolesnichenko et al., 2017]. В меньшей же степени изучено содержание воды в минералах ксенолитов эклогитов [Huang et al., 2014]. Определенные ранее концентрации воды в омфацитах колеблются от 43 до 870 г/т [Koch-Muller et al., 2003, 2004; Katayama et al., 2006; Peslier et al., 2010; Huang et al., 2014; Рагозин и др., 2014]. Гранаты в среднем содержат от н.п.о. до 86 г/т воды [Jerde et al., 1993; Langer et al., 1993; Sobolev et al., 1994; Snyder et al., 1995, 1997; Huang et al., 2014; Рагозин и др., 2014]. Одной из главных проблем, связанных с оценкой содержания воды в мантии является тот факт, что мантийные ксенолиты имеют гораздо более низкие концентрации воды по сравнению с концентрациями воды в мантийных минералах, полученными из экспериментальных исследований [Bali et al., 2008; Ardia et al., 2012; Férot, Bolfan-Casanova, 2012; Tenner et al., 2012; Yang et al., 2014; Yang, 2015]. Это подтверждает, что литосферная мантия может быть недосыщена по воде, а так как именно эклогиты часто несут геохимические маркеры субдуцированного корового компонента океанической коры, именно эти породы могут играть решающую роль в привносе и распределении воды в литосферной мантии.

Кроме главных породообразующих минералов, граната и клинопироксена, которые являются номинально безводными (НБМ), в эклогитах также встречаются водосодержащие фазы (например, флогопит и др.). Однако последние встречаются крайне редко, поэтому значительная часть воды в эклогитах мантии под кратонами может содержаться именно в НБМ [Koch-Muller et al., 2004]. В связи с этим основной задачей данного исследования являлась оценка количества воды в номинально безводных минералах эклогитов на примере ксенолитов из кимберлитовой тр. Удачная, расположенной в центральной части Сибирского кратона. Эти результаты использованы для интерпретации установленных вариаций в сравнении с ранее полученными данными по содержанию воды в перидотитах соответствующего месторождения [Kolesnichenko et al., 2017] и возможных причин неоднородного распределения воды в литосферной мантии данного региона.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Минеральный состав и петрографические особенности ксенолитов эклогитов были определены на оптическом поляризационном микроскопе Zeiss Axioscop 40. Химический состав минералов изучен на рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL JXA-8100 в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), позволяющем поддерживать стабильный пучок при относительно высоких токах зонда в течение длительного времени. При анализе использовались природные и синтетические стандарты. Измерения проводились при стандартных условиях съемки (ускоряющее напряжение 15 кВ и сила тока 15 нА). Валовой состав пород был определен методом рентгенофазового анализа (РФА) на приборе СМР-25 в Аналитическом центре ИГМ СО РАН.

Содержание редких и рассеянных элементов (Rb, Ba, Th, U, Nb, Ta, La, Ce, Pr, Sr, Nd, Sm, Zr, Hf, Eu, Ti, Gd, Tb, Dy, Ho, Y, Er, Tm, Yb, Lu) было определено методом индуктивно связанной плазменной масс-спектрометрии с лазерной абляцией (LA-ICP-MS). Измерения проводились на приборе XSERIES2 ICP-MS в Аналитическом центре НГУ. Параметры масс-спектрометра, такие как настройка напряжения на ионных линзах, масс-калибровка и др., обеспечивающие максимальную чувствительность в полном диапазоне анализируемых масс, оптимизировались по раствору 10 мг/л Mg, In, Ce, Ba и U в 0.5 % HNO₃. Поток распыленного газа в небулайзере составлял 0.8—0.9 л/мин, размер пучка лазера — 50 мкм. Для расчета концентраций элементов применяли внешний стандарт NIST 612 [Pearce et al., 1997], в качестве внутреннего стандарта использовалась концентрация ⁴⁴Ca в образце, определенная независимо с помощью рентгеноспектрального микроанализа.

Содержание воды в минералах определяли методом инфракрасной (ИК) Фурье спектроскопии. Пробоподготовка к ИК-анализу включала следующие стадии. Сначала отбирали наиболее прозрачные зерна минералов без видимых следов загрязнений и трещин. Из выбранных зерен пироксенов и граната были сделаны пластинки толщиной от 180 до 640 мкм. Пластинки из зерен пироксенов были предварительно ориентированы по кристаллографическим осям в режиме двулучепреломления. Такие пластинки проанализированы дважды, в двух перпендикулярных направлениях, с поляризатором, параллельным соответствующей оптической индикатрисе. Измерения локальных спектров проводились при комнатной температуре на спектрометре BRUKER VERTEX 70, оснащенный инфракрасным микроскопом HYPERION 2000, с разрешением 2—4 см⁻¹, количеством сканов от 30 до 70, апертурой 50×50 мкм и в волновом диапазоне 7000—600 см⁻¹. Полосы поглощения, характерные для колебаний O-H связей в НБМ, во всех изученных ксенолитах локализованы между 3700 и 3000 см⁻¹. Расчет количества воды проводился с использованием формулы Бера—Ламберта: $A = \epsilon \cdot t \cdot c$, где ϵ — коэффициент молярного поглощения, t — толщина пластинки и c — концентрация вида поглощения в образце. Таким образом, концентрация водорода рассчитывалась из интегральной интенсивности $c(\text{H}_2\text{O}) = bA/t$. Коэффициенты b для клинопироксена и ортопироксена равны 0.141 и 0.067 соответственно [Bell et al., 1995].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Петрография эклогитов. Кимберлитовая тр. Удачная расположена в пределах Далдынского кимберлитового поля (Далдын-Алакитский район) центральной части Якутской алмазоносной провинции и относится к позднедевонскому этапу кимберлитового магматизма Сибирской платформы [Дэвис и др., 1980; Кинни и др., 1997]. Трубка уникальна в отношении количества ксенолитов глубинных пород, их разнообразия и низкой степени вторичных изменений. Среди ксенолитов наиболее распространенными являются деформированные лерцолиты, составляющие 62.9 % от количества глубинных ксенолитов, в то время как эклогиты вместе с пироксенитами — не более 6.5 % [Харьков и др., 1998]. Мантийные ксенолиты из тр. Удачная выделяются среди ксенолитов из других месторождений Якутской алмазоносной провинции низкой степенью вторичных изменений. Для исследования были отобраны 26 образцов ксенолитов основного состава. Большая часть из них представлена биминеральными гранат-клинопироксеновыми эклогитами с относительно равномерным распределением породообразующих минералов. Следует отметить, что небольшая часть эклогитов характеризуется неравномерным распределением минералов, вплоть до появления признаков полосчатой текстуры. Модальные содержания граната и клинопироксена в изученных образцах изменяются в интервале от 30 до 60 и от 40 до 70 % соответственно (см. табл. 1). Эклогиты характеризуются средне- и крупнозернистой структурами. В образцах эклогитов, как правило, наблюдаются идиоморфные и субидiomорфные зерна граната оранжево-коричневого цвета размером от 1 до 10 мм. Клинопироксен представлен субидiomорфными зернами от бледно- до насыщенно-зеленого цвета, размер зерен варьирует от 1 до 30 мм. Клинопироксены обычно частично изменены с развитием по ним пироксен-плаггиоклазового симплектита. Кроме того, иногда в исследованных породах по пироксену развивается флогопит. Примером может служить образец гранат-клинопироксеновой породы УД-107, содержащей ~5 % флогопита [Шацкий и др., 2005; Shatsky et al., 2008]. Зерна флогопита в этом образце распределены неравномерно, а кристаллы клинопироксена отличаются крупными размерами (до нескольких сантиметров). В качестве аксессуарных минералов в изученных эклогитах встречаются рутил, циркон, алмаз и полиминеральные сростки сульфидов, состоящие в основном из пирротина с ламеллями пентландита.

Среди изученных эклогитов присутствуют три алмазоносных образца (УД-107, УД-111-02, УДР). Во всех ксенолитах алмазоносных эклогитов алмазы распределены в породе весьма неравномерно: как правило, алмазы находятся в межзерновом пространстве, однако в редких случаях они зафиксированы в виде включений в зернах породообразующих минералов [Шацкий и др., 2005, 2016; Зедгенизов и др., 2007; Степанов и др., 2007].

Образец УД-14-07 содержит ~30 % ортопироксена (табл. 1) и классифицируется как гранатовый вебстерит. Он характеризуется среднезернистой структурой. Его модальный состав: 50 % клинопирок-

Таблица 1. Модальный состав эклогитов, температуры равновесий и содержания воды в минералах

№ п/п	Образец	Тип породы	Группа экл.	Модальное содержание, мас. %				H ₂ O, г/т			T, °C
				Срх	Орх	Grt	А. м.	Срх	Орх	ВП	
1	УЭ-1-04	Бим. экл.	А	55	—	44	1 (с.)	99	—	55	800
2	УЭ-1-05	»	В	50	—	49	1 (с.)	39	—	20	1090
3	УЭ-2-05	»	А	57	—	40	3 (с.)	28	—	16	900
4	УЭ-3-05	»	»	62	—	35	3 (с.)	58	—	36	950
5	УЭ-4-05	»	»	50	—	50	—	12	—	6	1090
6	УД-7-02	»	В	69	—	30	1 (с.)	н.п.о.	—	н.п.о.	1090
7	УД-9-07	»	»	60	—	37	3 (с.)	55	—	33	960
8	УД-13-07	»	»	59	—	40	1 (р.)	14	—	8	1090
9	УД-14-07	Вебс.	—	50	30	20	—	72	8	38	995
10	УД-17-02	Бим. экл.	В	50	—	49	1 (с.)	4	—	2	1230
11	УД-22-07	»	»	60	—	39	1 (с.)	37	—	22	1005
12	УД-26-07	»	»	50	—	50	—	77	—	39	1150
13	УД-30-07	»	»	57	—	40	3 (р.)	7	—	4	1090
14	УД-31-07	»	»	70	—	27	3 (р.)	8	—	6	1200
15	УД-45-02	»	А	40	—	60	—	42	—	17	1200
16	УД-45-04	»	»	50	—	50	—	13	—	7	1200
17	УД-107	Алм. экл.	»	70	—	25	2 (а.), 3 (ф.)	63	—	44	1200
18	УД-111-02	»	В	57	—	40	1 (а.), 2 (с.)	43	—	25	1200
19	УД-172-02	Бим. экл.	»	55	—	40	5 (с.)	8	—	4	1300
20	УД-192-02	»	А	50	—	50	—	н.п.о.	—	н.п.о.	1090
21	УД-194	»	В	50	—	50	—	16	—	8	1020
22	УД-203-02	»	»	67	—	30	3 (с.)	16	—	11	960
23	УД-208	»	»	50	—	50	—	н.п.о.	—	н.п.о.	1130
24	УД-217	»	А	50	—	49	1 (с.)	10	—	5	950
25	УД-218-02	»	»	50	—	50	—	60	—	30	1130
26	УДР	Алм. экл.	»	49	—	49	2 (а.)	н.п.о.	—	н.п.о.	1090

Примечание. А. м. — акцессорные минералы (а. — алмаз, р. — рутил, с. — сульфиды, ф. — флогопит); Алм. экл. — алмазоносный эклогит; Бим. экл. — биминеральный эклогит; Вебс. — вебстерит; ВП — валовой состав породы; н.п.о. — ниже пределов обнаружения.

сена, 30 % ортопироксена и 20 % граната. Клинопироксен представлен ксеноморфными зернами светло- и темно-зеленого цвета размером от 1 до 30 мм. Следует отметить, что кварц с клинопироксеном образуют симплектитовые сростания (рис. 1, а). Зерна ортопироксена субидиоморфные, имеют бледно-розовый цвет и размер 1—30 мм. Гранаты насыщенного оранжево-коричневого цвета слагают порфиробласты диаметром 1—10 мм, вокруг зерен граната наблюдаются келифитовые каймы переменной толщины (0.05—0.30 мм). Кварц также встречается в качестве вторичного минерала.

Химический состав минералов. Данные по составу клинопироксенов и гранатов из изученных эклогитов тр. Удачная представлены в табл. 2 и 3 соответственно.

Содержание жадеитового компонента в клинопироксенах изменяется от 8 до 54 мол. % (см. табл. 2). В пределах всех образцов наблюдается обычная для эклогитов отрицательная корреляция содержаний Na₂O и MgO в клинопироксене (рис. 2). Магнезиальность ($Mg\# = 100 \cdot MgO / (MgO + FeO)$) и кальциевость ($Ca\# = 100 \cdot CaO / (CaO + MgO + FeO)$) клинопироксенов варьируют от 72 до 92 и от 37 до 51 мол. % соответственно. Содержание K₂O в них от 0.01 до 0.43 мас. %.

Состав гранатов из исследованных ксенолитов по содержанию основных компонентов значительно различается (см. табл. 3). Содержание альмандинового минала изменяется от 19 до 48 мол. %, пиропового минала — от 21 до 72 мол. %, гроссулярового — от 8 до 33 мол. % (рис. 3). Магнезиальность и кальциевость гранатов варьирует в диапазоне от 34 до 79 и от 8 до 38 мол. % соответственно. Концентрации MnO и Na₂O изменяются в стандартном для эклогитовых гранатов интервале [Соболев и др., 1991] от 0.18 до 0.53 и от 0.06 до 0.24 мас. % соответственно.

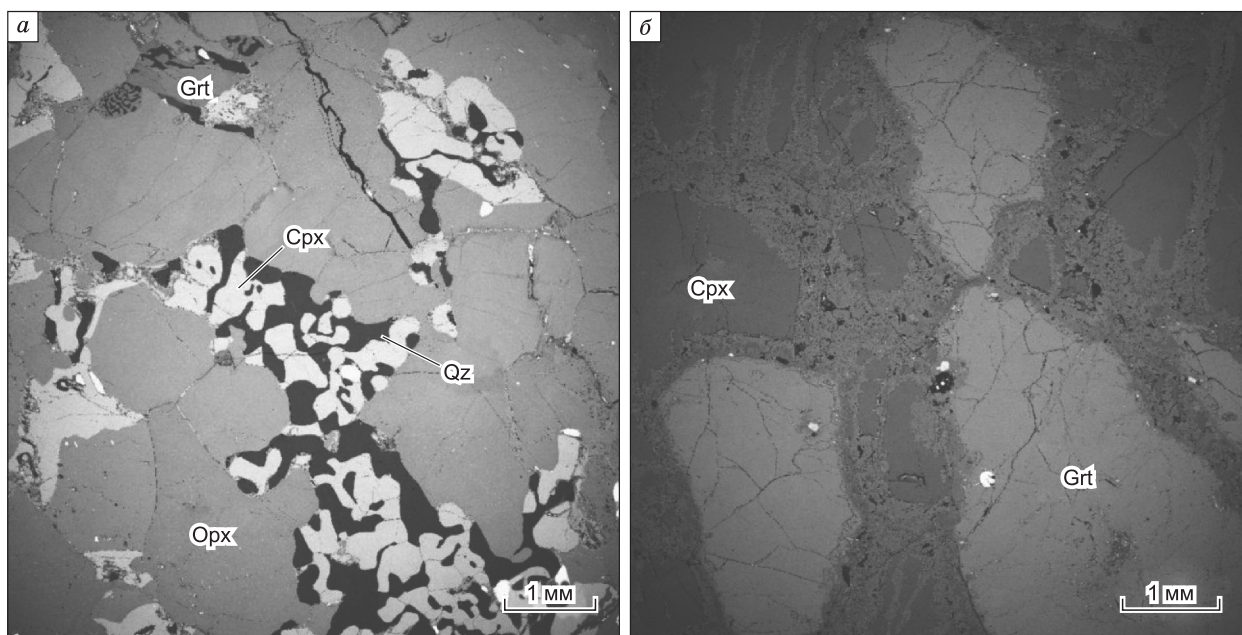


Рис. 1. Микроструктура ксенолитов:

a — гранатовый вебстерит, *б* — биминеральный эклогит (видны каемки частичного плавления клинопироксена и граната).

Согласно известным классификациям [Coleman et al., 1965; Taylor, Neal, 1989], большая часть клинопироксенов и гранатов изученных образцов соответствует эклогитам группы В (см. рис. 2, 3). Реконструированный состав пород указывает на то, что изученные эклогиты представлены двумя основными группами: высокомагнезиальной (группа А) и низкомагнезиальной (группа В) разновидностями.

Клинопироксены из низкомагнезиальных пород характеризуются широкими диапазонами вариаций Na_2O (1.7—7.0 мас. %) и Mg\# (73—90 мол. %). Гранаты из низкомагнезиальной группы эклогитов характеризуются повышенными содержаниями альмандинового минала (до 47 мол. % Alm) и варьирующими значениями Mg\# (34—67 мол. %).

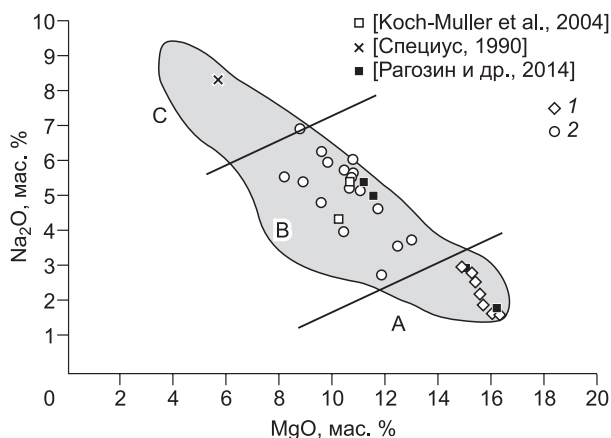
Клинопироксены из эклогитов высокомагнезиальной группы характеризуются низкими концентрациями Na_2O (1.7—2.2 мас. %) и высокими значениями Mg\# (87—92 мол. %). Для них также отмечаются низкие концентрации TiO_2 (0.1—0.2 мас. %), Al_2O_3 (1.9—3.4 мас. %) и FeO (2.5—4.4 мас. %). Гранаты из данной группы имеют повышенные содержания пиропового минала (39—70 мол. %) и Cr_2O_3 (0.2—0.7 мас. %) и повышенные значения Mg\# (53—79 мол. %).

Для гранатового вебстерита содержание в гранате альмандинового минала составляет 46 мол. %, пиропового минала — 40 мол. % и гроссулярового минала — 12 мол. %. Химический состав клинопироксенов характеризуется повышенными значениями магнезиальности ($\text{Mg\#}=78$ мол. %) и содержаниями Na_2O (2.8 мас. %), TiO_2 (0.4 мас. %), Al_2O_3 (5.4 мас. %). Содержание жадеитового компонента составляет 18.4 мол. %. Усредненный состав ортопироксена соответствует $\text{Wo}_{0.4}\text{En}_{72.2}\text{Fs}_{27.4}$.

Оценка *PT*-параметров. Для исследованных ксенолитов эклогитов проведена оценка температур равновесия минеральных парагенезисов. В качестве базового метода определения термодинамических характеристик был выбран геотермометр Д. Эллиса и Д. Грина [Ellis, Green, 1979], основанный на распределении Fe и Mg между сосуществующими гра-

Рис. 2. Клинопироксены из изученных ксенолитов эклогитов на диаграмме [Taylor, Neal, 1989].

Серым цветом показано поле составов для всех ранее изученных ксенолитов эклогитов из тр. Удачная по данным [Похиленко и др., 1982; Соболев и др., 1991, 1998; Sobolev et al., 1994; Snyder et al., 1997]. 1, 2 — эклогиты: 1 — высокомагнезиальные, 2 — низкомагнезиальные.



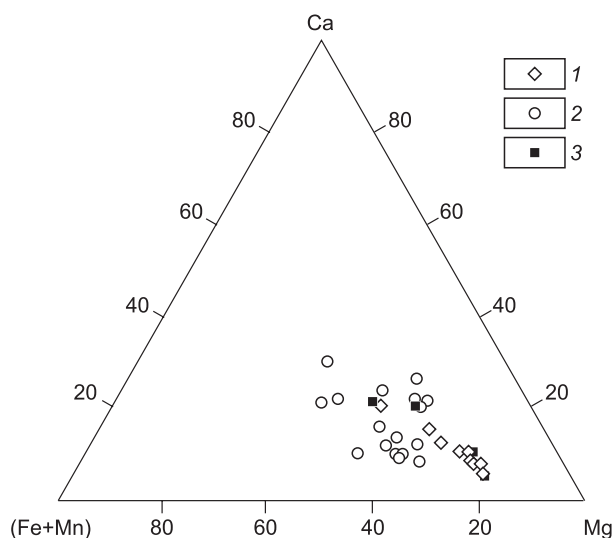


Рис. 3. Особенности химического состава гранатов из изученных ксенолитов на диаграмме [Coleman et al., 1965].

1—3 — эклогиты: 1 — высокомагнезиальные, 2 — низкомагнезиальные, 3 — по [Рагозин и др., 2014].

Грина [Nickel, Green, 1985]. Изученный вебстерит характеризуется невысокими значениями температуры и давления ($T = 995$ °С и $P = 4$ ГПа).

Содержание редких и редкоземельных элементов в минералах. В таблицах 4 и 5 представлены составы редких элементов в гранатах и клинопироксенах для серии изученных эклогитов, по нашим данным, а также по [Шацкий и др., 2016].

Клинопироксены из высокомагнезиальных эклогитов характеризуются двумя типами распределения РЗЭ (рис. 5, а). Первый тип (1) распределения представлен клинопироксенами с обеднением легкими РЗЭ ($La_n = 2.97—15.13$, $(La/Yb)_n = 2.91—15.78$) и тяжелыми РЗЭ ($Yb_n = 0.19—2.4$, $Lu_n = 0.13—1.67$). Для распределения второго типа (2) характерно сильное обогащение легкими РЗЭ ($La_n = 52.82$, $(La/Yb)_n = 45.44$) и обеднение тяжелыми РЗЭ ($Yb_n = 1.16$, $Lu_n = 0.76$). Гранаты из высокомагнезиальных эклогитов обеднены легкими РЗЭ ($La_n = 0.01—4.82$, $(La/Yb)_n = 0.006—0.008$) и обогащены тяжелыми РЗЭ ($Yb_n = 15.73—52.97$, $Lu_n = 15.06—55.29$) (см. рис. 5, в).

Клинопироксены из низкомагнезиальных эклогитов характеризуются обеднением как легкими РЗЭ ($La_n = 0.14—8.11$, $(La/Yb)_n = 4.51—52.61$), так и тяжелыми РЗЭ ($Yb_n = 0.03—1.13$, $Lu_n = 0.009—0.8$) (см. рис. 5, б). Все гранаты из низкомагнезиальных эклогитов характеризуются крутым положительным наклоном в области легких РЗЭ ($La_n = 0.04—0.98$, $(La/Yb)_n = 0.003—0.05$) и обогащением тяжелыми РЗЭ ($Yb_n = 0.94—25.69$, $Lu_n = 4.92—26.22$) (см. рис. 5, з).

ИК-спектроскопия минералов и содержания воды. С помощью метода ИК-Фурье спектроскопии из отобранных 26 ксенолитов эклогитов были проанализированы более 80 зерен клинопироксенов и гранатов. В большинстве случаев в клинопироксенах были обнаружены дефекты в форме структурно связанных ОН-групп и рассчитаны концентрации воды. Однако следует отметить, что в клинопироксенах из обр. УД-7-02, УД-192-02, УД-208 и УДР не фиксируются полосы поглощения ОН-колебаний. ИК-спектры гранатов также не показали полос поглощения таких дефектов.

Для клинопироксенов из изученных ксенолитов эклогитов получены поляризованные ИК-спектры с полосами поглощения с максимумами на 3460 и 3510 $см^{-1}$ (рис. 6). Полосы поглощения клинопироксена на 3460 $см^{-1}$ обычно имеют наиболее высокую интенсивность. Для клинопироксенов из высокомагнезиальной группы эклогитов характерны полосы поглощения только на 3460 $см^{-1}$. Клинопироксены из группы низкомагнезиальных эклогитов показывают две полосы поглощения с волновыми числами 3460 и 3510 $см^{-1}$. Следует отметить, что для омфацитового клинопироксена полосы поглощения на волновых числах $3450—3460$ $см^{-1}$ являются преобладающими в спектре и имеют сильную

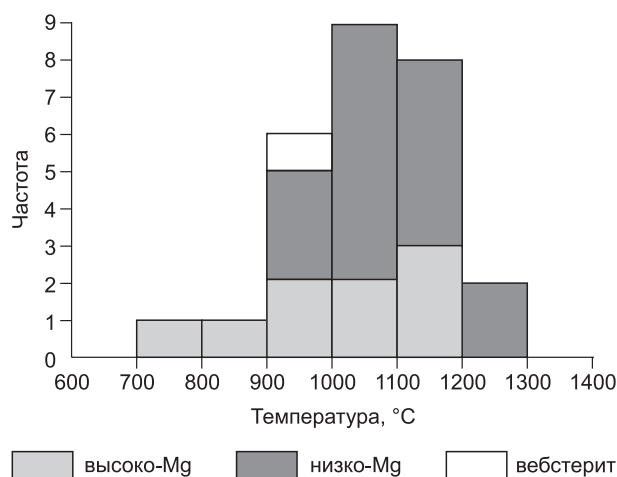


Рис. 4. Гистограмма распределения температур равновесия для изученных пород.

Таблица 4. Микроэлементный состав г/г клинопироксенов из исследованных ксенолитов кимберлитовой гр. Удачная

Образец	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	La	Ce	Pr	Sr	Nd	Sm	Zr	Hf	Eu	Ti	Gd	Tb	Dy	Ho	Y	Er	Tm	Yb	Lu
УЭ-1-04	1.93	7.44	0.15	0.02	1.44	0.09	3.79	10.5	1.87	154	9.22	2.11	22.6	1.52	0.63	1046	1.86	0.21	1.10	0.16	3.68	0.34	0.04	0.19	0.02
УЭ-1-05	4.35	0.19	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.03	0.22	0.05	183	0.33	0.09	64.2	0.07	0.03	н.п.о.	0.06	0.01	0.04	н.п.о.	0.24	0.01	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
УЭ-2-05	н.п.о.	0.12	0.06	0.01	0.72	0.08	2.59	8.01	1.47	128	6.68	1.23	11.1	0.39	0.38	1542	1.30	0.18	0.93	0.14	3.57	0.30	0.03	0.15	0.02
УЭ-3-05	2.53	0.10	н.п.о.	н.п.о.	0.05	н.п.о.	0.71	2.30	0.37	296	1.73	0.36	19.7	0.02	0.12	н.п.о.	0.34	0.04	0.22	0.03	1.65	0.06	0.01	0.03	н.п.о.
УЭ-4-05	7.27	6.89	»	»	0.19	»	2.47	8.14	1.37	1110	6.87	1.66	82.6	0.15	0.49	»	1.27	0.16	0.79	0.11	5.32	0.23	0.02	0.12	0.02
УД-7-02	5.34	3.04	»	»	0.04	»	0.45	1.52	0.28	379	1.41	0.36	57.6	0.09	0.12	»	0.31	0.04	0.17	0.02	1.13	0.04	н.п.о.	0.02	н.п.о.
УД-9-07	2.07	34.0	»	»	0.02	»	1.92	8.85	1.78	1063	8.99	1.61	233	0.23	0.35	»	0.84	0.08	0.36	0.05	2.15	0.07	0.01	0.05	»
УД-13-07	1.20	2.34	»	»	0.02	»	0.17	0.56	0.10	211	0.52	0.17	12.1	0.02	0.06	»	0.17	0.02	0.11	0.02	0.89	0.04	н.п.о.	0.02	»
УД-14-07	4.28	0.10	0.10	»	н.п.о.	»	30.80	75.5	11.8	2546	55.3	9.40	565	0.27	1.87	»	4.21	0.34	1.20	0.16	7.50	0.25	0.02	0.12	0.01
УД-17-02	2.51	0.10	н.п.о.	»	0.03	»	0.15	0.54	0.10	268	0.53	0.15	17.8	0.03	0.06	»	0.18	0.02	0.15	0.03	1.26	0.05	0.01	0.04	н.п.о.
УД-22-07	0.92	0.69	0.01	»	0.27	0.06	0.67	2.10	0.41	77.2	2.28	0.57	18.5	1.14	0.18	1707	0.45	0.05	0.22	0.03	0.67	0.06	н.п.о.	0.02	»
УД-26-07	6.03	0.39	0.05	0.26	1.18	0.07	142	1.11	1.92	118	8.27	1.47	13.1	0.02	0.46	2299	0.14	0.49	0.07	0.41	1.87	0.08	0.17	0.03	0.14
УД-30-07	12.3	190	н.п.о.	н.п.о.	0.10	н.п.о.	1.17	3.90	0.69	1860	3.55	0.92	79.8	0.11	0.38	н.п.о.	1.12	0.14	0.76	0.11	5.54	0.26	0.03	0.14	0.02
УД-31-07	5.24	35.9	»	»	0.06	»	0.28	0.92	0.19	430	0.89	0.28	65.4	0.11	0.09	»	0.29	0.04	0.24	0.04	2.07	0.11	0.01	0.08	0.01
УД-45-02	3.91	0.89	»	»	0.07	»	2.00	6.01	0.96	696	4.75	1.06	56.6	0.08	0.32	»	0.96	0.12	0.64	0.10	4.46	0.19	0.02	0.08	0.01
УД-45-04	0.05	2.82	»	»	0.08	»	2.32	7.85	1.40	1115	7.22	1.66	84.8	0.16	0.52	»	1.33	0.16	0.78	0.12	5.51	0.23	0.02	0.12	0.01
УД-107	1.50	16.9	»	»	0.03	»	1.68	6.45	1.63	2792	11.5	3.98	107	0.16	1.12	»	3.37	0.44	2.35	0.37	17.9	0.74	0.09	0.39	0.04
УД-111-02	0.48	0.72	»	»	0.09	»	1.52	4.82	0.82	1336	4.00	1.11	80.4	0.09	0.37	»	1.10	0.16	0.85	0.15	7.00	0.30	0.03	0.18	0.02
УД-172-02	2.58	8.07	»	»	0.07	»	0.42	1.58	0.31	743	1.77	0.50	49.1	0.07	0.19	»	0.53	0.08	0.42	0.07	3.47	0.14	0.02	0.10	0.01
УД-192-02	5.07	3.66	0.14	0.04	1.18	0.07	3.59	9.85	1.81	164	8.27	2.38	29.4	2.02	0.64	1462	1.99	0.24	1.17	0.17	3.97	0.37	0.04	0.18	0.02
УД-194	0.36	2.18	0.05	0.01	0.59	0.05	2.99	8.43	1.64	175	8.38	1.75	19.1	1.29	0.48	2049	1.51	0.17	0.84	0.12	2.82	0.25	0.03	0.11	0.01
УД-203-02	н.п.о.	0.86	0.02	н.п.о.	0.06	н.п.о.	1.41	6.21	1.42	178	39.6	1.81	56.4	2.34	0.39	2952	1.20	0.11	0.50	0.07	1.52	0.11	0.01	0.06	0.01
УД-208	8.19	0.36	н.п.о.	»	н.п.о.	»	0.15	0.78	0.21	609	1.11	0.30	26.9	0.14	0.07	н.п.о.	0.22	0.02	0.09	0.01	0.64	0.02	н.п.о.	0.01	н.п.о.
УД-217	н.п.о.	3.82	0.13	0.01	0.02	»	12.5	36.8	7.07	452	3.60	7.69	111	5.61	1.94	2530	5.04	0.44	1.78	0.23	5.26	0.41	0.04	0.19	0.02
УД-218-02	»	0.58	0.03	0.01	0.50	0.07	1.92	5.20	0.89	150	2.19	0.52	2.99	0.19	0.14	1019	0.29	0.03	0.15	0.02	0.53	0.05	0.01	0.02	н.п.о.
УДР	0.89	0.88	0.02	н.п.о.	0.50	0.08	0.83	1.89	0.37	301	н.п.о.	0.48	5.16	0.44	0.15	1853	0.32	0.03	0.16	0.02	0.57	0.05	н.п.о.	0.02	»

Таблица 5. Микроэлементный состав (г/г) гранатов из исследованных ксенолитов кимберлитовой тр. Удачная

Образец	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	La	Ce	Pr	Sr	Nd	Sm	Zr	Hf	Eu	Ti	Gd	Tb	Dy	Ho	Y	Er	Tm	Yb	Lu
УЭ-1-04	0.68	0.40	0.01	0.01	0.39	0.04	0.10	0.33	0.09	0.64	0.76	0.85	12.2	0.31	0.46	2127	3.07	0.84	8.35	2.23	58.6	7.54	1.20	8.53	1.36
УЭ-1-05	1.33	0.12	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.02	0.10	0.05	5.95	0.38	0.15	55.1	0.02	0.04	н.п.о.	1.90	0.46	3.82	н.п.о.	45.6	2.69	0.39	3.01	0.49
УЭ-2-05	0.49	1.49	0.02	0.01	0.24	0.01	0.08	0.15	0.03	0.57	0.27	0.25	7.08	0.09	0.18	1122	1.15	0.31	3.30	н.п.о.	24.2	3.13	0.51	3.77	0.62
УЭ-3-05	н.п.о.	0.05	н.п.о.	н.п.о.	0.02	н.п.о.	0.01	0.03	0.02	0.65	0.16	0.27	37.5	0.01	0.16	н.п.о.	0.72	0.21	2.14	513	30.9	1.90	0.32	2.36	0.40
УЭ-4-05	2.42	0.84	»	»	0.09	»	0.06	0.29	0.11	4.57	1.05	0.20	404	0.24	0.52	»	2.33	0.55	4.81	319	62.0	3.53	0.54	3.78	0.59
УД-7-02	0.30	0.80	»	»	0.07	»	0.08	0.32	0.11	7.18	1.23	1.08	177	0.08	0.54	»	1.91	0.33	2.20	142	20.4	0.97	0.11	0.83	0.12
УД-9-07	н.п.о.	н.п.о.	»	»	н.п.о.	»	0.10	0.78	0.24	5.22	2.63	2.33	72.0	0.03	0.93	»	3.99	0.77	5.93	285	68.3	3.67	0.51	3.92	0.60
УД-13-07	1.61	6.05	»	»	0.05	»	0.05	0.16	0.05	4.71	0.48	0.62	74.3	0.03	0.38	»	1.80	0.46	3.88	370	51.4	2.86	0.44	3.30	0.50
УД-14-07	н.п.о.	0.07	»	»	н.п.о.	»	0.03	0.37	0.14	2.76	2.50	2.45	160	0.05	1.24	»	5.18	0.92	6.74	126	80.1	4.59	0.74	5.26	0.83
УД-17-02	1.29	0.10	»	»	0.07	»	н.п.о.	0.13	0.02	6.85	0.46	0.43	72.8	0.04	0.31	»	1.45	0.42	3.80	374	52.7	3.09	0.52	3.52	0.58
УД-22-07	н.п.о.	0.30	0.01	0.01	0.28	0.04	0.05	0.28	0.10	0.78	1.14	1.02	40.3	0.70	0.57	2093	2.20	0.44	3.16	203	15.8	1.73	0.24	1.50	0.22
УД-26-07	46.2	14.9	0.02	0.02	14.4	0.33	0.19	1.35	0.08	38.7	0.15	0.03	0.72	4.87	0.32	5.65	0.37	0.20	1.15	170	0.23	3.40	0.95	3.58	0.64
УД-30-07	1.89	0.07	н.п.о.	н.п.о.	0.12	н.п.о.	0.02	0.28	0.07	52.1	0.58	0.62	71.4	0.04	0.38	н.п.о.	1.84	0.45	3.91	358	52.1	2.95	0.46	3.29	0.50
УД-31-07	2.76	11.2	»	»	0.13	»	0.23	0.44	0.06	15.1	0.43	0.31	98.1	0.05	0.16	»	0.79	0.20	2.04	101	30.6	2.06	0.39	3.03	0.51
УД-45-02	0.97	0.87	»	»	0.06	»	0.02	0.18	0.05	3.63	0.53	0.49	146	0.09	0.28	»	1.43	0.36	3.29	557	44.0	2.47	0.37	2.53	0.38
УД-45-04	0.81	0.07	»	»	0.05	»	0.01	0.11	0.05	1.31	0.59	0.56	209	0.14	0.32	»	1.52	0.41	3.60	313	46.5	3.11	0.50	3.69	0.61
УД-107	10.1	н.п.о.	»	»	н.п.о.	»	н.п.о.	0.02	0.01	1.52	0.25	0.51	16.4	0.02	0.26	»	1.56	0.38	3.74	272	56.3	3.36	0.54	3.86	0.61
УД-111-02	0.21	»	»	»	0.04	»	0.02	0.17	0.06	5.37	0.66	0.61	88.4	0.04	0.31	»	1.68	0.42	3.76	262	52.5	3.34	0.56	4.14	0.66
УД-172-02	1.06	0.14	»	»	0.04	»	0.01	0.07	0.03	3.34	0.34	0.41	83.2	0.04	0.27	»	1.23	0.35	3.53	323	48.7	3.13	0.49	3.62	0.59
УД-192-02	2.09	7.58	0.15	0.04	1.64	0.10	1.14	1.81	0.30	6.25	2.28	1.88	130	2.92	0.99	3941	4.92	1.04	8.72	802	50.9	6.12	0.92	6.21	0.96
УД-194	46.8	37.1	0.07	0.18	36.4	0.86	1.00	2.69	0.50	23.6	1.04	0.26	2.64	5.22	2.18	8.22	1.93	0.87	4.59	399	5.42	7.78	1.80	5.26	0.79
УД-203-02	27.4	15.7	н.п.о.	0.05	15.8	0.26	н.п.о.	0.03	0.14	3.21	0.85	0.33	1.28	5.59	3.73	9.78	3.33	1.28	6.13	422	0.03	8.75	1.86	5.57	0.81
УД-208	0.16	0.02	»	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.02	0.28	0.17	10.9	2.20	1.81	182	0.11	0.71	н.п.о.	2.70	0.48	3.15	429	33.3	1.74	0.25	1.71	0.26
УД-217	29.9	81.6	»	0.02	81.0	2.07	0.01	0.03	0.04	12.3	0.18	0.09	0.76	3.87	1.32	4.11	1.62	0.81	3.46	867	0.03	5.09	1.17	3.54	0.56
УД-218-02	0.05	0.09	0.01	0.02	0.41	0.05	0.05	0.35	0.13	0.76	1.05	0.59	5.50	0.15	0.34	1378	0.96	0.19	1.35	389	7.42	0.88	0.12	0.79	0.12
УДР	н.п.о.	1.04	н.п.о.	н.п.о.	0.03	н.п.о.	0.02	0.15	0.06	15.2	0.72	0.65	44.7	0.03	0.33	1380	1.14	0.22	1.81	75.5	21.8	1.30	0.20	1.40	0.24

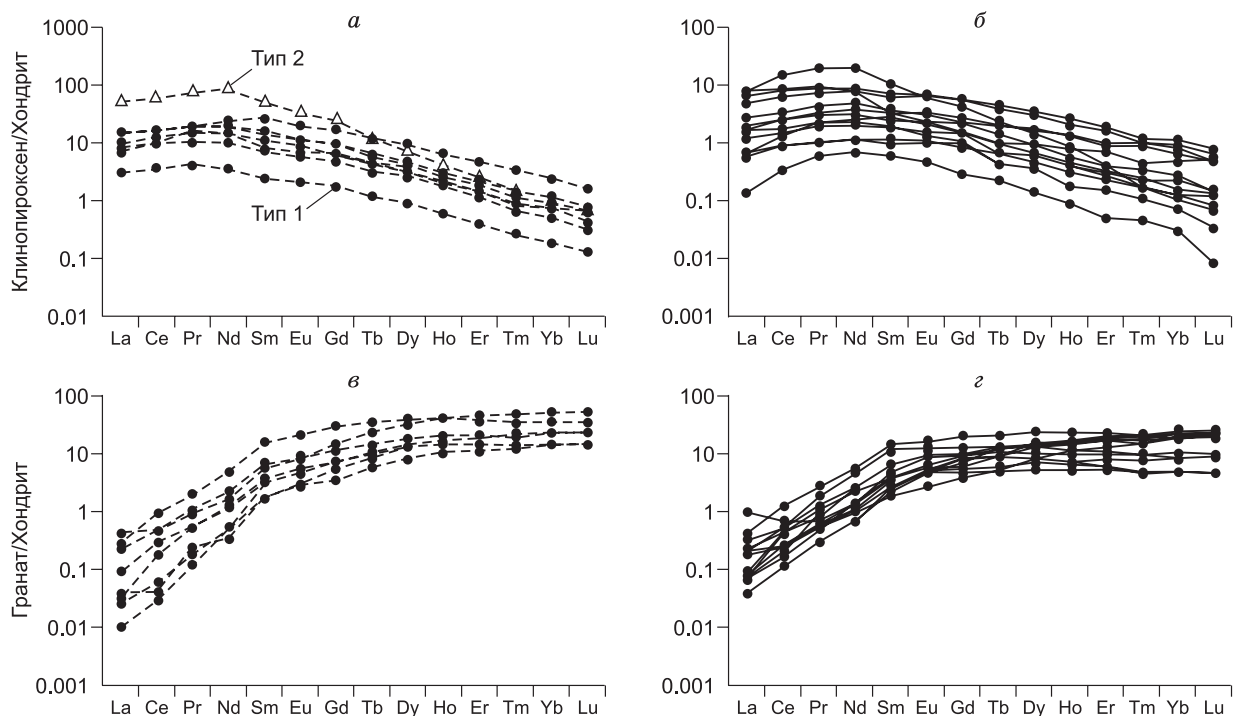


Рис. 5. Распределения редкоземельных элементов, нормированных по хондриту CI [McDonough, Sun, 1995] в минералах изученных эклогитов:

a, б — в клинопироксенах; *в, г* — в гранатах.

поляризацию максимума поглощения в γ направлении [Smyth et al., 1991]. Для ортопироксена из гранатового вебстерита (обр. УД-14-07) характерна одна полоса поглощения на 3513 см^{-1} .

Полученные данные позволили определить содержание воды в клинопироксенах из всех изученных ксенолитов эклогитов от значений ниже предела обнаружения до 99 г/т. В алмазосных образцах содержание воды в клинопироксенах достигало 63 г/т (см. табл. 1). Не было обнаружено зависимости между содержанием воды в клинопироксене и его составом (рис. 7). Содержание воды в клинопироксене и ортопироксене из вебстерита равно 72 и 8 г/т.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Природа протолитов эклогитов и пироксенитов тр. Удачная. В настоящее время существуют несколько гипотез генезиса эклогитов из кимберлитов. Одна из них заключается в том, что эклогиты имеют мантийное происхождение, т. е. кристаллизуются непосредственно из расплавов в мантии [O'Hara, Yoder, 1967; O'Hara, 1969; O'Hara et al., 1975]. Согласно другой гипотезе, в качестве протолитов эклогитов рассматриваются породы субдуцированной океанической коры [Ringwood, Green, 1966; Green, Ringwood, 1968]. Разнообразие мантийных эклогитов в этой гипотезе объясняется различным типом пород океанической коры, вовлекаемой в зону субдукции. Необходимо отметить, что в мантии эклогиты могут подвергаться метасоматическому воздействию различной природы [Heaman et al., 2006; Smart et al., 2009], причем в ряде случаев обосновывается

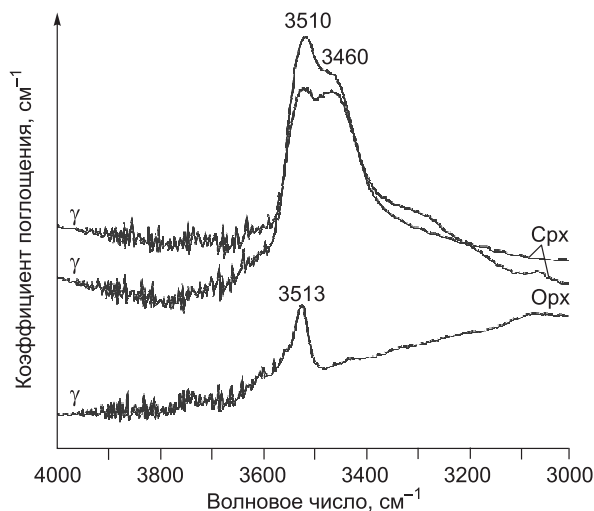


Рис. 6. Поляризованные инфракрасные спектры пироксенов.

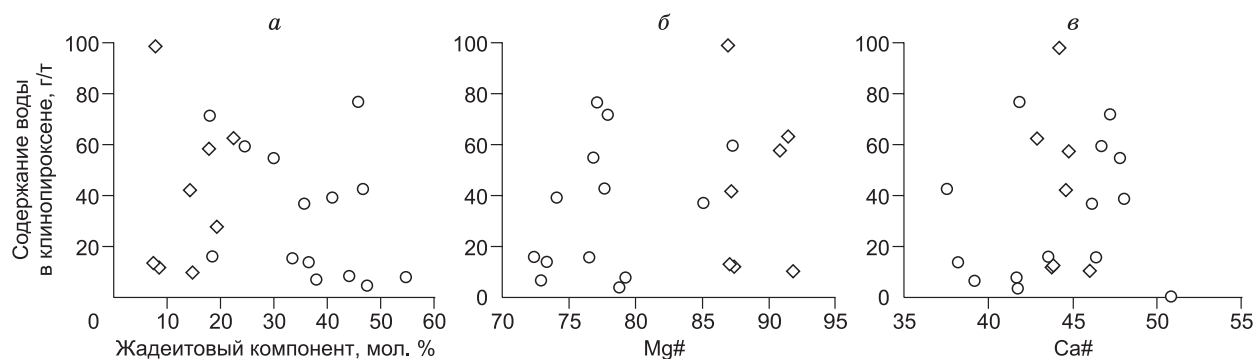


Рис. 7. Зависимость распределения воды в клинопироксене от его состава:

a — содержания жадеитового компонента, *б* — магнезиальности, *в* — кальциевости. Усл. обозн. см. на рис. 3.

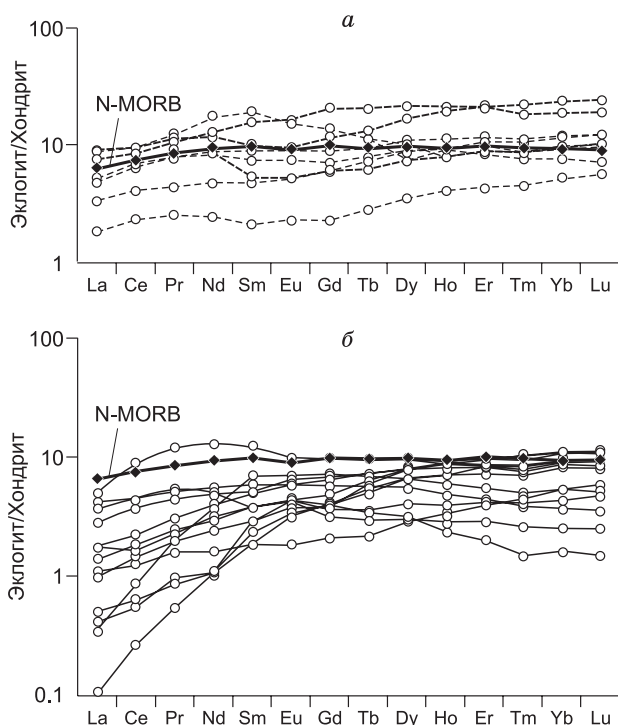
метасоматическое образование алмазов в ксенолитах эклогитов [Taylor et al., 2000; Anand et al., 2004; Shatsky et al., 2008; Liu et al., 2009].

Для характеристики мантийных эклогитов и выяснения их протолита часто используют реконструированные валовые составы пород. Редкоземельный состав пород рассчитывался на основе состава породообразующих минералов и модального состава. На рис. 8 показаны спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в двух группах эклогитов. Для сравнения на графики нанесены средние составы для нормального ряда базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB) [Hofmann, 1988].

В группе высокомагнезиальных эклогитов наблюдаются разные распределения РЗЭ (см. рис. 8, *a*). Характер распределения РЗЭ изученных эклогитов частично совпадает с распределением РЗЭ в базальтах N-MORB. В редкоземельных спектрах распределения часть высокомагнезиальных эклогитов характеризуется повышенными содержаниями РЗЭ относительно N-MORB.

В образцах эклогитов УЭ-4-05, УД-45-02 и УД-192-02 установлены повышенные содержания Cr_2O_3 (0.28—0.40 мас. % в клинопироксене, 0.45—0.66 мас. % в гранате) и высокая магнезиальность породы ($\text{Mg}\# = 77\text{—}81$ мол. %), что наряду с обеднением легкими редкоземельными элементами позволяет предположить, что протолитом эклогитов были кумулаты мантийных магм основного состава [Taylor, Neal, 1989; Snyder et al., 1997].

Для низкомагнезиальных эклогитов также характерны разные распределения РЗЭ (см. рис. 8, *б*).



По распределению РЗЭ большинство эклогитов близки к базальтам срединно-океанических хребтов нормального ряда (N-MORB). Однако часть низкомагнезиальных эклогитов характеризуется сильным обеднением легкими РЗЭ ($\text{La}_n = 0.11\text{—}0.50$, $(\text{La}/\text{Yb})_n = 0.01\text{—}0.06$) и обогащением тяжелыми РЗЭ ($\text{Yb}_n = 8.28\text{—}9.18$, $\text{Lu}_n = 8.11\text{—}9.64$). Таким образом, данные эклогиты могут быть ресчитаны, образовавшимися при удалении расплавов из глубоко погруженного материала базальтов N-MORB в процессе частичного плавления при субдукции.

Известно, что некоторые эклогиты могут иметь сходные химические составы с пироксенитами [Eggler et al., 1987], поэтому иногда сложно

Рис. 8. Распределения редкоземельных элементов, нормированных по хондриту CI [McDonough, Sun, 1995] в эклогитах из кимберлитовой тр. Удачная:

a — высокомагнезиальные эклогиты; *б* — низкомагнезиальные эклогиты. Для сравнения нанесен состав N-MORB [Hofmann, 1988].

однозначно определить принадлежность исследуемой породы к той или иной группе. Примером переходного типа пород от эклогитов к пироксенитам является обр. УД-14-07. В настоящее время существуют несколько гипотез происхождения пироксенитов: 1) кумулаты, образовавшиеся в результате кристаллизационной дифференциации первичных базальтовых или пикритовых магм в верхней мантии; 2) кумулаты магмы, внедрявшейся в верхнюю мантию или аккумулярованной на границе кора—мантия [Polvé, Allègre, 1980; Pearson et al., 1993]; 3) реликты древней субдуцированной океанической коры, захороненной под кратонами в перидотитовой литосферной мантии [Kelemen et al., 1992; Zanetti et al., 1999]; 4) продукты взаимодействия расплавов, образовавшихся за счет частичного плавления эклогитов, с перидотитами [Rapp et al., 1999].

Условия вхождения воды в номинально безводные минералы эклогитов. Известно, что на относительно небольших глубинах (около 25—35 км) в составе пород субдуцированной океанической коры главными водосодержащими минералами являются минералы группы амфибола и эпидота. Субдуцированная океаническая кора на таких глубинах содержит значительные количества воды — 1.6—2.0 мас. % H_2O [Katayama et al., 2006], в то время как количество воды драгированных базальтов, оцененное М. Хартом [Hart, 1976], составляет 1—8 мас. %. В других работах было также показано, что концентрация воды в породах океанического дна достигает 9 мас. % [Staudigel, 2014]. Максимальное содержание воды в гидратированной океанической коре может быть рассчитано на основе модальных содержаний водных минералов в metabазальтах для заданной фации метаморфизма [Peacock, 1993]. В этой работе были получены максимальные содержания воды для каждой метаморфической фации, за исключением эклогитовых, так как авторы считали их полностью безводными. Однако именно трансформация голубых сланцев и эпидотовых амфиболитов в эклогиты весьма важна для оценки воды, переносимой субдуцируемой океанической плитой в мантию [Maruyama, Okamoto, 2007]. Таким образом, большая часть воды может высвободиться на глубине 50–150 км из-за распада амфибола и других водосодержащих минералов [Poli, 1993; Добрецов и др., 2015]. Однако даже после дегидратации небольшое количество воды может сохраняться в номинально безводных фазах эклогитов, например, в омфаците, гранате и рутиле. Определяя концентрации воды в номинально безводных минералах эклогитов, можно предположить, каким процессам подвергалась порода (частичное плавление, метасоматоз и т.д.). В исследованных нами гранатах из эклогитов вода не была обнаружена. Поскольку считается, что количество воды в гранате не изменяется при подъеме породы кимберлитом [Peslier, 2010], то, вероятно, водород является несовместимым элементом с кристаллической структурой граната при высоких давлениях [Huang et al., 2014]. Исследования показали, что гранат обогащается водой только при давлении до 5 ГПа и что содержание ОН в его структуре существенно уменьшается с дальнейшим повышением давления, снижаясь до значений ниже предела обнаружения даже в водонасыщенных условиях [Withers et al., 1998]. С. Мацюк с соавторами [Matsyuk et al., 1998] выделили три группы факторов, которые могут контролировать общее количество ОН-дефектов, присутствующих в гранатах из мантийных ксенолитов: 1) внутренние факторы — растворимость и коэффициент диффузии водорода; 2) факторы, связанные с распределением водорода между гранатом и сосуществующими с ним фазами; 3) внешние факторы — летучесть воды, водорода или кислорода, *P-T* параметры и скорость подъема породы кимберлитом. Установлено, что содержания воды в гранатах из кимберлитов Сибирской платформы широко варьируют от низких концентраций в породах алмаз-пироповой фации до повышенных в породах графит-пироповой фации [Matsyuk et al., 1998]. Исходя из этого, авторы предположили, что невысокие содержания воды в гранатах связаны с пониженной активностью воды в породах высоких давлений в сравнении с менее глубинными породами литосферной мантии Сибирской платформы.

Водород хорошо растворяется в кристаллической решетке клинопироксена, и его концентрации могут достигать до 1000 г/т и выше [Hercule, Ingrin, 1999; Woods et al., 2000; Sundvall et al., 2009]. Мантийные клинопироксены могут отражать первичные концентрации воды в случае, если их состав, условия равновесия и содержания показывают систематические корреляции [Peslier et al., 2002; Bell et al., 2004; Katayama et al., 2006]. Таким образом, низкие содержания воды и отсутствие каких-либо корреляций с главными компонентами и редкоэлементным составом клинопироксенов из изученных пород наиболее вероятно свидетельствуют о перераспределении воды в процессе переуравновешивания с окружающими породами перидотитовой мантии.

Причины вариаций содержания воды в эклогитах. Исходя из объемных соотношений фаз в мантийных ксенолитах, рассчитаны количества воды в изученных породах от значений ниже пределов обнаружения до 55 г/т (см. табл. 1). Не было обнаружено зависимости между распределением воды и La/Yb отношением в клинопироксене, а также распределением воды и La/Yb отношением в породе (см. рис. 9). Ранее другие исследователи показали более широкий разброс концентраций воды в эклогитах из кимберлитовой тр. Удачная и из других областей (см. табл. 6). Такое расхождение результатов может быть связано с завышенной оценкой количества воды в клинопироксенах, если при расчете учитываются полосы поглощения в области ОН-колебаний вторичных водосодержащих минералов. Для большин-

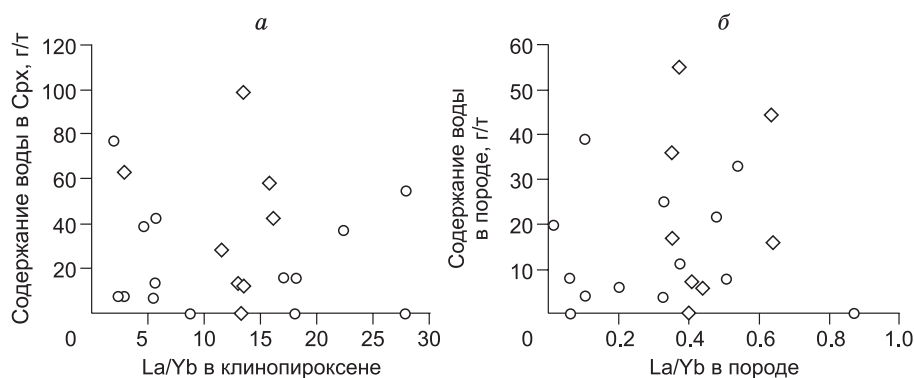


Рис. 9. Зависимость распределения воды от La/Yb отношения:

Усл. обозн. см. на рис. 3.

ства спектров гранатов из изученных эклогитов полосы поглощения в области колебаний ОН ($3000\text{—}4000\text{ см}^{-1}$) не зафиксированы. Ранее опубликованные данные о повышенных концентрациях воды в гранатах из ксенолитов [Рагозин и др., 2014] могут быть связаны с тем, что при их оценке могли быть использованы полосы поглощения, которые не принадлежат структурной воде. В редких спектрах изученных гранатов (обр. УД-7-02) мы также обнаружили полосы поглощения на 3630 и 3440 см^{-1} , в то время как большинство гранатов из этого же образца не имеют этих полос. Очевидно, что широкая полоса на 3440 см^{-1} отвечает за молекулярную воду во флюидных микровключениях [Matsyuk et al., 1998; Libowitzky, Veran, 2006]. Так как широкая полоса 3630 см^{-1} появляется только вместе с полосой 3440 см^{-1} , она может быть связана с появлением ОН-связей при взаимодействии вода—минерал на стенках микровключений.

Можно предположить, что установленные нами невысокие концентрации воды в изученных ксенолитах могут быть связаны с несколькими процессами: а) дегидратацией в процессе субдукции, б) частичным плавлением породы перед выносом кимберлитовой магмой [Huang et al., 2014] и в) переуравновешиванием с окружающими породами мантии.

Известно, что на начальных стадиях субдукции при погружении океанической плиты происходит активная дегидратация протолита [Peacock, 1990; Schmidt, Poli, 1998; Tatsumi, 2000; Portnyagin et al., 2007; Grove et al., 2012; Добрецов и др., 2015]. При увеличении давления в процессе субдукции образуются эклогиты с номинально безводными фазами в качестве породообразующих минералов. Таким образом, именно номинально безводные фазы являются основными транспортерами воды в перидотитовую мантию. И хотя большинство гранатов из ксенолитов не содержат воду (по результатам наших и

Таблица 6. Данные по содержанию воды в эклогитах и пироксенитах из тр. Удачная и других областей

Порода/минерал	Месторождение	Количество воды, г/т	Лит. источник
Коэситовый эклогит	тр. Удачная, Якутия	152 (268)	[Специус, 1990]
Биминеральный эклогит	»	до 55	[Наши данные]
Алмазоносные эклогиты	»	до 44	»
Биминеральный эклогит	»	61 (119)	[Koch-Muller et al., 2004]
»	»	146 (284)	»
»	»	391—1112	[Рагозин и др., 2014]
Алмазоносный эклогит	тр. Мир, Якутия	31 (61)—60 (116)	[Уханов и др., 1988]
Эклогит с рутилом	массив Кокчетав, Казахстан	460 ± 30	[Katayama et al., 2006]
Коэситовый эклогит	»	300 ± 20	»
Эклогит с корундом	тр. Обнаженная, Якутия	448 (760)—466 (792)	[Qi et al., 1997]
Клинопироксен из пироксенита	Солт Лейк кратер, Гавайи	261—449	[Sundvall, Stalder, 2011]
Гранаты из эклогита	массив Дабишан, Китай	92—1735	[Xia et al., 2005]
Клинопироксены из эклогита	тр. Робертс Виктор, Южная Африка	250—1840	[Smyth et al., 1991]
Гранаты из эклогита	тр. Удачная, Якутия	н.п.о.	[Jerde et al., 1993]
»	»	до 72	[Snyder et al., 1995]

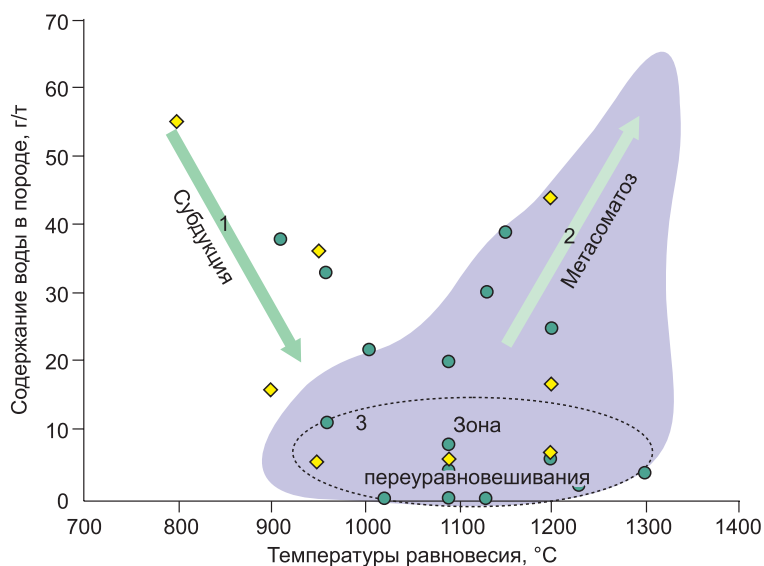
Рис. 10. Зависимость распределения воды в минералах перидотитов и эклогитов из кимберлитовой тр. Удачная от температуры равновесия минеральных парагенезисов.

Обозначения для эклогитов, как на рис. 3. Цветом показано поле перидотитов кимберлитовой тр. Удачная, по [Kolesnichenko et al., 2017].

многих других исследований, они содержат воду только в концентрациях ниже предела обнаружения), омфацинты также содержат невысокие концентрации воды (от н.п.о. до 99 г/т). Эти результаты указывают на ограниченный перенос воды породами субдуцируемой плиты.

Многолетние исследования также показали, что ксенолиты эклогитов из кимберлитов часто имеют признаки частичного плавления, от структурных и минералогических до геохимических [Misra et al., 2004; Шацкий и др., 2005; Рагозин и др., 2006; Зедгенизов и др., 2007; Shatsky et al., 2008]. Процессы частичного плавления, неоднократно происходившие в мантийных условиях, могли также повлиять на перераспределение воды в породообразующих минералах и эклогитов, и перидотитов. Если общее содержание воды в системе превышает «уровень насыщения» воды в породе при данных физико-химических условиях, то происходит частичное плавление [Литасов, 2011]. Термин «уровень насыщения» («storage capacity») введен в работе [Hirshmann et al., 2005] и означает максимальную концентрацию воды, которая может содержаться в породе или минерале при определенных температуре и давлении. При частичном плавлении вода преимущественно перераспределяется в расплав, оставляя после себя «сухой» рестит породы [Aubaud et al., 2004, 2008; Grant et al., 2006, 2007; Hauri et al., 2006; Tenner et al., 2009]. Экспериментально продемонстрировано, что при частичном плавлении эклогитов в верхней мантии состав расплавов зависит от *PT*-параметров и степени плавления [Rapp, Watson, 1995; Condie, 2005]. Таким образом, можно предположить, что невысокие содержания воды в минералах изученных эклогитов могут быть связаны с процессами частичного плавления эклогитов. Дальнейшие процессы переуравновешивания с породами мантии могут также приводить к их обеднению водой, в то время глубинный метасоматоз, вероятно, обуславливает обогащение пород литосферной мантии водой [Kolesnichenko et al., 2017].

Исходя из древнего возраста, предполагаемого для большинства эклогитов [Pearson et al., 1995; Jacob, Foley, 1999; Griffin et al., 2003], значительное влияние на пониженные концентрации воды в изученных эклогитах могли оказать процессы переуравновешивания с породами перидотитовой мантии, происходившие в течение длительного времени их пребывания при повышенных температурах и давлениях. В работе [Xia et al., 2005] было показано, что невысокие содержания воды в гранатах из мантийных ксенолитов, вынесенных кимберлитами, связаны исключительно с продолжительным нахождением эклогитов среди перидотитов, содержание воды в которых варьирует от 64 до 300 г/т [Bell, Rossman, 1992; Kolesnichenko et al., 2017]. Хотя ксенолиты эклогитов, вынесенные кимберлитами, образовались из материала океанической коры, изначально обогащенной водой, при попадании в мантию к перидотитам с невысоким содержанием воды, эклогиты в течение длительного времени могли переуравновешиваться с ними по некоторым компонентам, в том числе по воде, благодаря процессам диффузии водорода. Полученные результаты по неоднородному распределению воды в перидотитовой мантии [Kolesnichenko et al., 2017] подтверждают настоящий сценарий. Так, ранее нами было обнаружено, что в оливине содержатся максимальные концентрации воды (до 95 г/т), в то время как в клинопироксене и ортопироксене до 71 и 61 г/т соответственно [Kolesnichenko et al., 2017]. Это означает, что пироксены могли потерять часть воды после их кристаллизации, так как рассчитанные равновесные коэффициенты распределения H_2O между пироксенами и оливином при давлениях литосферной мантии составляют от 0.16 до 2.13 для пары оливин/клинопироксен и от 0.15 до 11.88 — для оливин/ортопироксен. В ИК-спектрах гранатов из перидотитов также не было зафиксировано полос поглощения, принадлежащих к колебаниям водородных дефектов. В перерасчете на модалый состав породы показано, что перидотиты содержат небольшие концентрации воды (до 64 г/т). Кроме того, для изученных ксенолитов выявлено, что количество воды в породе возрастает с повышением степени деформации перидотита. Это дало



основание предположить, что увеличение содержания воды в номинально безводных минералах деформированных перидотитов происходит за счет процессов метасоматического преобразования корневых зон литосферной мантии. На рис. 10 показана зависимость распределения воды в минералах перидотитов и эклогитов из тр. Удачная от температуры равновесия минеральных парагенезисов. Эти данные позволяют предположить несколько процессов, влияющих на распределение воды в изученных породах из верхней мантии: 1) субдукция пород океанической коры, сопровождающаяся уменьшением содержания воды в эклогитах, 2) переуравновешивание воды между эклогитами и перидотитами литосферной мантии, 3) привнос воды в результате высокотемпературного метасоматоза, который также характерен для относительно обогащенных водой деформированных перидотитов.

ВЫВОДЫ

В настоящей работе для определения содержания воды в породообразующих минералах эклогитов и выявления возможных причин неоднородного распределения воды в литосферной мантии были изучены 26 мантийных ксенолитов основного состава из кимберлитовой тр. Удачная. По данным проведенных исследований определены валовые содержания главных и редких элементов и температуры равновесия этих пород. Показано, что исследованные ксенолиты в большинстве случаев представлены высоко- и низкомагнезиальными разновидностями эклогитов, и температуры равновесия для них составляют от 800 до 1300 °С. Проведенные по данным ИК-спектроскопии оценки содержания воды в клинопироксенах из изученных эклогитов изменяются от значений н.п.о. до 99 г/т. В спектрах гранатов из всех образцов полос, связанных с присутствием воды, не обнаружено. Содержание воды в клинопироксене и ортопироксене из гранатового вебстерита составило 72 и 8 г/т. Таким образом, определенное по соотношению породообразующих минералов валовое содержание воды варьирует в изученных породах от нескольких до 55 г/т и при этом не показывает никакой корреляции с составом породы и температурой равновесия. При сравнении полученных результатов с литературными данными показано, что содержания воды в эклогитах тр. Удачная ниже, чем в сходных породах других кратонных областей. Низкие концентрации воды в эклогитах сопоставимы с ранее определенными значениями для перидотитов из данного месторождения и наиболее вероятно могут быть связаны с переуравновешиванием с породами перидотитовой литосферной мантии. Процессы дегидратации при погружении в результате субдукции и частичное плавление эклогитов до их выноса кимберлитовой магмой на поверхность могут быть дополнительной причиной пониженных концентраций воды в мантийных ксенолитах эклогитов.

Работа выполнена в рамках государственного задания (проект № 0330-2016-0007), при поддержке РФФИ (грант 16-35-00317), в рамках программы Министерства образования и науки РФ (соглашение № 14.В25.31.0032 и № 14.У26.31.0018).

ЛИТЕРАТУРА

- Бобриевич А.П., Смирнов Г.И., Соболев В.С.** Ксенолит эклогита с алмазами // Докл. АН СССР, 1959, т. 126, № 3, с. 637—640.
- Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов К.Д., Кукарина Е.В.** Значение геологии, экспериментальной петрологии и сейсмотомографии для комплексной оценки субдукционных процессов // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (1—2), с. 21—55.
- Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харьков А.Д.** Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам // Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 1, с. 175—179.
- Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л., Шацкий В.С.** Хлоридно-карбонатный флюид в алмазах из ксенолита эклогита // ДАН, 2007, т. 415, № 6, с. 800—803.
- Кинни П.Д., Гриффин Б.Дж., Хеамэн Л.М., Брахфогель Ф.Ф., Специус З.В.** Определение U-Pb возрастов перовскитов из якутских кимберлитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (1), с. 91—100.
- Литасов К.Д.** Физико-химические условия плавления мантии Земли в присутствии C-O-H флюида по экспериментальным данным // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (5), с. 613—635.
- Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Соболев В.С., Лаврентьев Ю.Г.** Ксенолит алмазоносного ильменит-пиропового лерцолита из кимберлитовой трубки «Удачная» (Якутия) // Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 2, с. 438—441.
- Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Ефимова Э.С.** Ксенолит катаклазированного алмазоносного диспенсового эклогита из трубки «Удачная» (Якутия) // Докл. АН СССР, 1982, т. 266, № 1, с. 212—216.
- Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Бойд Ф.Р., Пирсон Д.Г., 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 алмазообразованием и карбонатит-кимберлитовым магматизмом // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (1—2), с. 361—383.

Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А., Митюхин С.И. Свидетельства эволюции среды кристаллизации алмазов в ксенолите эклогита из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия) // ДАН, 2006, т. 407, № 5, с. 660—663.

Рагозин А.Л., Каримова А.А., Литасов К.Д., Зедгенизов Д.А., Шацкий В.С. Содержание воды в минералах мантийных ксенолитов из кимберлитов трубки Удачная (Якутия) // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (4), с. 549—567.

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.

Соболев Н.В., Бакуменко И.Т., Ефимова Э.С., Похиленко Н.П. Особенности морфологии микроалмазов, содержания примесей натрия в гранатах и калия в пироксенах двух ксенолитов эклогитов из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия) // Докл. АН СССР, 1991, т. 321, № 3, с. 585—592.

Соболев Н.В., Тэйлор Л.А., Зуев В.М., Безбородов С.М., Снайдер Г.А., Соболев В.Н., Ефимова Э.С. Особенности эклогитового парагенезиса алмазов кимберлитовых трубок Мир и Удачная (Якутия) // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (12), с. 1667—1678.

Соболев Н.В., Логвинова А.М., Ефимова Э.С. Сингенетические включения флогопита в алмазах кимберлитов: свидетельство роли летучих в образовании алмазов // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1588—1606.

Специус З.В. Мегаксенолит коэситового эклогита из кимберлитовой трубки Удачная // Докл. АН СССР, 1990, т. 313, № 1, с. 153—157.

Степанов А.С., Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А., Соболев Н.В. Причины разнообразия морфологии и примесного состава алмазов из эклогита трубки Удачная // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (9), с. 974—988.

Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харьков А.Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. М., Наука, 1988, 286 с.

Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. М., Недра, 1998, 555 с.

Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л., Митюхин С.И., Соболев Н.В. Свидетельства метасоматического образования алмазов в ксенолите эклогита из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия) // ДАН, 2005, т. 402, № 2, с. 239—242.

Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л. Свидетельства присутствия субдукционного компонента в алмазоносной мантии Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (1), с. 143—162.

Anand M., Taylor L.A., Misra K.C., Carlson W.D., Sobolev N.V. Nature of diamonds in Yakutian eclogites: views from eclogite tomography and mineral inclusions in diamonds // Lithos, 2004, v. 77, № 1, p. 333—348.

Ardia P., Hirschmann M.M., Withers A.C., Tenner T.J. H₂O storage capacity of olivine at 5–8 GPa and consequences for dehydration partial melting of the upper mantle // Earth Planet. Sci. Lett., 2012, v. 345—348, p. 104—116.

Asahara Y., Ohtani E., Suzuki A. Melting relations of hydrous and dry mantle compositions and the genesis of komatiites // Geophys. Res. Lett., 1998, v. 25, № 12, p. 2201—2204.

Aubaud C., Hauri E.H., Hirschmann M.M. Hydrogen partition coefficients between nominally anhydrous minerals and basaltic melts // Geophys. Res. Lett., 2004, v. 31, № 20, L20611.

Aubaud C., Hirschmann M.M., Withers A.C., Hervig R.L. Hydrogen partitioning between melt, clinopyroxene, and garnet at 3 GPa in a hydrous MORB with 6 wt.% H₂O // Contr. Miner. Petrol., 2008, v. 156, № 5, p. 607—625.

Bali E., Bolfan-Casanova N., Koga K.T. Pressure and temperature dependence of H solubility in forsterite: an implication to water activity in the Earth interior // Earth Planet. Sci. Lett., 2008, v. 268, p. 354—363.

Baptiste V., Tommasi A., Vauchez A., Demouchy S., Rudnick R.L. Deformation, hydration, and anisotropy of the lithospheric mantle in an active rift: constraints from mantle xenoliths from the North Tanzanian Divergence of the East African Rift // Tectonophysics, 2015, v. 639, p. 34—55.

Bell D.R., Rossman G.R. Water in Earth's mantle: the role of nominally anhydrous minerals // Science, 1992, v. 255, № 5050, p. 1391—1397.

Bell D.R., Ihinger P.D., Rossman G.R. Quantitative analysis of trace OH in garnet and pyroxenes // Am. Miner., 1995, v. 80, № 5—6, p. 465—474.

Bell D.R., Rossman G.R., Maldener J., Endisch D., Rauch F. Hydroxide in olivine: a quantitative determination of the absolute amount and calibration of the IR spectrum // J. Geophys. Res., 2003, v. 108, № B2.

- Bell D.R., Rossman G.R., Moore R.O.** Abundance and partitioning of OH in a high-pressure magmatic system: megacrysts from the Monastery kimberlite, South Africa // *J. Petrol.*, 2004, v. 45, № 8, p. 1539—1564.
- Beran A., Libowitzky E.** Water in natural mantle minerals II: olivine, garnet and accessory minerals // *Rev. Miner.*, 2006, v. 62, № 1, p. 169—191.
- Bizimis M., Peslier A.H.** Water in Hawaiian garnet pyroxenites: implications for water heterogeneity in the mantle // *Chem. Geol.*, 2015, v. 397, p. 61—75.
- Bonadiman C., Hao Y., Coltorti M., Dallai L., Faccini B., Huang Y., Xia Q.** Water contents of pyroxenes in intraplate lithospheric mantle // *Eur. J. Miner.*, 2009, v. 21, p. 637—647.
- Chopin C.** Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 212, № 1, p. 1—14.
- Coleman R.G., Lee D.E., Beatty L.B., Brannock W.W.** Eclogites and eclogites: Their differences and similarities // *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1965, v. 76, p. 483—508.
- Condie K. C.** TTGs and adakites: Are they both slab melts? // *Lithos*, 2005, v. 80, № 1, p. 33—44.
- Demouchy S., Mackwell S.** Mechanisms of hydrogen incorporation and diffusion in iron-bearing olivine // *Phys. Chem. Miner.*, 2006, v. 33, № 5, p. 347—355.
- Doucet L.S., Peslier A.H., Ionov D.A., Brandon A.D., Golovin A.V., Goncharov A.G., Ashchepkov I.V.** High water contents in the Siberian cratonic mantle linked to metasomatism: An FTIR study of Udachnaya peridotite xenoliths // *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 2014, v. 137, p. 159—187.
- Egger D.H., McCallum M.E., Kirkley M.B.** Kimberlite-transported nodules from Colorado-Wyoming: A record of enrichment of shallow portions of an infertile lithosphere // *Geol. Soc. Am. Spec. Publ.*, 1987, v. 215, p. 77—90.
- Ellis D.J., Green D.H.** An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // *Contr. Miner. Petrol.*, 1979, v. 71, № 1, p. 13—22.
- Férot A., Bolfan-Casanova N.** Water storage capacity in olivine and pyroxene to 14 GPa: implications for the water content of the Earth's upper mantle and nature of seismic discontinuities // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2012, v. 349—350, p. 218—230.
- Green T.H., Ringwood A.E.** Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite // *Contr. Miner. Petrol.*, 1968, v. 18, № 2, p. 105—162.
- Grant K.J., Kohn S.C., Brooker R.A.** Solubility and partitioning of water in synthetic forsterite and enstatite in the system MgO–SiO₂–H₂O ± Al₂O₃ // *Contr. Miner. Petrol.*, 2006, v. 151, № 6, p. 651—664.
- Grant K.J., Kohn S.C., Brooker R.A.** The partitioning of water between olivine, orthopyroxene and melt synthesised in the system albite–forsterite–H₂O // *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 260, № 1, p. 227—241.
- Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Abe N., Aulbach S., Davies R.M., Pearson N.J., Doyle B.J., Kivid K.** The origin and evolution of Archean lithospheric mantle // *Precambrian Res.*, 2003, v. 127, p. 19—41.
- Grove T.L., Till C.B., Krawczynski M.J.** The Role of H₂O in subduction zone magmatism // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 2012, v. 40, p. 413—439.
- Hart M.B.** The mid-Cretaceous succession of Orphan Knoll (northwest Atlantic): micropalaeontology and palaeo-oceanographic implications // *Can. J. Earth Sci.*, 1976, v. 13, № 10, p. 1411—1421.
- Hauri E.H., Gaetani G.A., Green T.H.** Partitioning of water during melting of the Earth's upper mantle at H₂O-undersaturated conditions // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 248, № 3, p. 715—734.
- Heaman L.M., Creaser R.A., Cookenboo H.O., Chacko T.** Multi-stage modification of the Northern Slave mantle lithosphere: evidence from zircon and diamond-bearing eclogite xenoliths entrained in Jericho kimberlite, Canada // *J. Petrol.*, 2006, v. 47, № 4, p. 821—858.
- Hercule S., Ingrin J.** Hydrogen in diopside: Diffusion, kinetics of extraction-incorporation, and solubility // *Am. Miner.*, 1999, v. 84, № 10, p. 1577—1587.
- Hirschmann M.M., Aubaud C., Withers A.C.** Storage capacity of H₂O in nominally anhydrous minerals in the upper mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 236, № 1, p. 167—181.
- Hofmann A.W.** Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 90, № 3, p. 297—314.
- Huang J.X., Li P., Griffin W.L., Xia Q.K., Gréau Y., Pearson N.J., O'Reilly S.Y.** Water contents of Roberts Victor xenolithic eclogites: primary and metasomatic controls // *Contr. Miner. Petrol.*, 2014, v. 168, № 6, p. 1—13.
- Ingrin J., Skogby H.** Hydrogen in nominally anhydrous upper-mantle minerals: concentration levels and implications // *Eur. J. Miner.*, 2000, v. 12, № 3, p. 543—570.
- Inoue T.** Effect of water on melting phase relations and melt composition in the system Mg₂SiO₄–Mg–SiO₃–H₂O up to 15 GPa // *Phys. Earth Planet. Int.*, 1994, v. 85, № 3—4, p. 237—263.
- Jacob D., Foley S.F.** Evidence for Archean ocean crust with low high field strength element signature from diamondiferous eclogite xenoliths // *Lithos*, 1999, v. 48, p. 317—336.

Jean M.M., Taylor L.A., Howarth G.H., Peslier A.H., Fedele L., Bodnar R.J., Guan Y., Doucet L.S., Ionov D.A., Logvinova A.M., Golovin A.V., Sobolev N.V. Olivine inclusions in Siberian diamonds and mantle xenoliths: Contrasting water and trace-element contents // *Lithos*, 2016, v. 265, p. 31—41.

Jerde E.A., Taylor L.A., Crozaz G., Sobolev N.V., Sobolev V.N. Diamondiferous eclogites from Yakutia, Siberia: evidence for a diversity of protoliths // *Contr. Miner. Petrol.*, 1993, v. 114, № 2, p. 189—202.

Johnson E.A. Water in nominally anhydrous crustal minerals: speciation, concentration, and geologic significance // *Rev. Miner. Geochem.*, 2006, v. 62, № 1, p. 117—154.

Jolivet L., Raimbourg H., Labrousse L., Avigad D., Leroy Y., Austrheim H., Andersen T.B. Softening triggered by eclogitization, the first step toward exhumation during continental subduction // *Earth. Planet. Sc. Lett.*, 2005, v. 237, № 3, p. 532—547.

Katayama I., Nakashima S., Yurimoto H. Water content in natural eclogite and implication for water transport into the deep upper mantle // *Lithos*, 2006, v. 86, № 3, p. 245—259.

Kawamoto T., Matsukage K.N., Mibe K., Isshiki M., Nishimura K., Ishimatsu N., Ono S. Mg/Si ratios of aqueous fluids coexisting with forsterite and enstatite based on the phase relations in the Mg_2SiO_4 — SiO_2 — H_2O system // *Am. Miner.*, 2004, v. 89, № 10, p. 1433—1437.

Kelemen P.B., Dick H.J.B., Quick J.E. Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle // *Nature*, 1992, v. 358, p. 635—641.

Koch-Müller M., Dera P., Fei Y., Reno B., Sobolev N., Hauri E., Wysoczanski R. OH^- in synthetic and natural coesite // *Am. Miner.*, 2003, v. 88, № 10, p. 1436—1445.

Koch-Müller M., Matsyuk S.S., Wirth R. Hydroxyl in omphacites and omphacitic clinopyroxenes of upper mantle to lower crustal origin beneath the Siberian platform // *Am. Miner.*, 2004, v. 89, № 7, p. 921—931.

Koch-Müller M., Matsyuk S.S., Rhede D., Wirth R., Khisina N. Hydroxyl in mantle olivine xenocrysts from the Udachnaya kimberlite pipe // *Phys. Chem. Miner.*, 2006, v. 33, № 4, p. 276—287.

Koga K., Hauri E., Hirschmann M., Bell D. Hydrogen concentration analyses using SIMS and FTIR: comparison and calibration for nominally anhydrous minerals // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2003, v. 4, № 2, 1019.

Kolesnichenko M.V., Zedgenizov D.A., Litasov K.D., Safonova I.Yu., Ragozin A.L. Heterogeneous distribution of water in the mantle beneath the central Siberian Craton: Implications from the Udachnaya Kimberlite Pipe // *Gondwana Res.*, 2017, v. 47, p. 249—266, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2016.09.011>.

Langer K., Rovarick E., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Wang W. Single-crystal spectra of garnets from diamondiferous high-pressure metamorphic rocks from Kazakhstan: indications for OH^- , H_2O , and FeTi charge transfer // *Eur. J. Miner.*, 1993, v. 5, № 6, p. 1091—1100.

Libowitzky E., Beran A. The structure of hydrous species in nominally anhydrous minerals: Information from polarized IR spectroscopy // *Rev. Miner. Geochem.*, 2006, v. 62, № 1, p. 29—52.

Liu Y., Taylor L.A., Sarbadhikari A.B., Valley J.W., Ushikubo T., Spicuzza M.J., Kita N., Ketchum R., Carlson W., Shatsky V., Sobolev N.V. Metasomatic origin of diamonds in the world's largest diamondiferous eclogite // *Lithos*, 2009, v. 112, p. 1014—1024.

Maruyama S., Okamoto K. Water transportation from the subducting slab into the mantle transition zone // *Gondwana Res.*, 2007, v. 11, № 1, p. 148—165.

Matsyuk S.S., Langer K., Hösch A. Hydroxyl defects in garnets from mantle xenoliths in kimberlites of the Siberian platform // *Contr. Miner. Petrol.*, 1998, v. 132, № 2, p. 163—179.

McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, № 3, p. 223—253.

Mei S., Kohlstedt D.L. Influence of water on plastic deformation of olivine aggregates: 1. Diffusion creep regime // *J. Geophys. Res.*, 2000a, v. 105, № B9, p. 21457—21469.

Mei S., Kohlstedt D.L. Influence of water on plastic deformation of olivine aggregates: 2. Dislocation creep regime // *J. Geophys. Res.*, 2000b, v. 105, № B9, p. 21471—21481.

Miller G.H., Rossman G.R., Harlow G.E. The natural occurrence of hydroxide in olivine // *Phys. Chem. Miner.*, 1987, v. 14, № 5, p. 461—472.

Misra K.C., Anand M., Taylor L.A., Sobolev N.V. Multi-stage metasomatism of diamondiferous eclogite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia, Siberia // *Contr. Miner. Petrol.*, 2004, v. 146, № 6, p. 696—714.

Mitchell R.H. Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology. New York, Plenum, 1987, 442 p.

Nickel K.G., Green D.H. Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1985, v. 73, № 1, p. 158—170.

Novella D., Bolfan-Casanova N., Nestola F., Harris J.W. H_2O in olivine and garnet inclusions still trapped in diamonds from the Siberian craton: Implications for the water content of cratonic lithosphere peridotites // *Lithos*, 2015, v. 230, p. 180—183.

- O'Hara M.J.** The origin of eclogite and ariegite nodules in basalt // *Geol. Mag.*, 1969, v. 106, № 4, p. 322–330.
- O'Hara M.J., Yoder H.S.** Formation and fractionation of basic magmas at high pressures // *Scot. J. Geol.*, 1967, v. 3, № 1, p. 67–117.
- O'Hara M.J., Saunders M.J., Mercy E.L.P.** Garnet-peridotite, primary ultrabasic magma and eclogite; interpretation of upper mantle processes in kimberlite // *Phys. Chem. Earth*, 1975, v. 9, p. 571–604.
- Peacock S.M.** Fluid processes in subduction zones // *Science*, 1990, v. 248, p. 329–337.
- Peacock S.M.** The importance of blueschist → eclogite dehydration reactions in subducting oceanic crust // *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1993, v. 105, № 5, p. 684–694.
- Pearce N.J., Perkins W.T., Westgate J.A., Gorton M.P., Jackson S.E., Neal C.R., Chenery S.P.** A compilation of new and published major and trace element data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 glass reference materials // *Geostand. Geoanal. Res.*, 1997, v. 21, № 1, p. 115–144.
- Pearson D.G., Davies G.R., Nixon P.H.** Geochemical constraints on the petrogenesis of diamond facies pyroxenites from the Beni Boussera peridotitic massif, North Morocco // *J. Petrol.*, 1993, v. 34, p. 125–172.
- Pearson D.G., Snyder G.A., Shirey S.B., Taylor L.A., Carlson R.W., Sobolev N.V.** Archean Re-Os age for Siberian eclogites and constraints on Archean tectonics // *Nature*, 1995, v. 374, p. 711–713.
- Peslier A.H.** A review of water contents of nominally anhydrous natural minerals in the mantles of Earth, Mars and the Moon // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2010, v. 197, № 1, p. 239–258.
- Peslier A.H., Luhr J.F., Post J.** Low water contents in pyroxenes from spinel-peridotites of the oxidized, sub-arc mantle wedge // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, v. 201, № 1, p. 69–86.
- Poli S.** The amphibolite-eclogite transformation — an experimental study on basalt // *Am. J. Sci.*, 1993, v. 293, p. 1061–1107.
- Polvé M., Allègre C.J.** Orogenic lherzolite complexes studied by ⁸⁷Rb–⁸⁷Sr: a clue to understand the mantle convection processes? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1980, v. 51, p. 71–93.
- Portnyagin M., Hoernle K., Plechov P., Mironov N., Khubunaya S.** Constraints on mantle melting and composition and nature of slab components in volcanic arcs from volatiles (H₂O, S, Cl, F) and trace elements in melt inclusions from the Kamchatka Arc // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 255, p. 53–69.
- Qi Q., Taylor L.A., Snyder G.A., Clayton R.N., Mayeda T.K., Sobolev N.V.** Detailed petrology and geochemistry of a rare corundum eclogite xenolith from Obnazhennaya, Yakutia // *J. Geol. Geophys.*, 1997, v. 38, p. 247–260.
- Rapp R.P., Watson E.B.** Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling // *J. Petrol.*, 1995, v. 36, № 4, p. 891–931.
- Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D., Applegate G.S.** Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa // *Chem. Geol.*, 1999, v. 160, № 4, p. 335–356.
- Ringwood A.E.** Phase transformations and their bearing on the constitution and dynamics of the mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1991, v. 55, p. 2083–2110.
- Ringwood A.E., Green D.H.** An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications // *Tectonophysics*, 1966, v. 3, № 5, p. 383–427.
- Shatsky V., Ragozin A., Zedgenizov D., Mityukhin S.** Evidence for multistage evolution in a xenolith of diamond-bearing eclogite from the Udachnaya kimberlite pipe // *Lithos*, 2008, v. 105, № 3, p. 289–300.
- Schmidt M.W., Poli S.** Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, v. 163, № 1, p. 361–379.
- Skogby H.** Water in natural mantle minerals I: pyroxenes // *Rev. Miner. Geochem.*, 2006, v. 62, № 1, p. 155–167.
- Smart K.A., Heaman L.M., Chacko T., Simonetti A., Kopylova M., Mah D., Daniels D.** The origin of high-MgO diamond eclogites from the Jericho Kimberlite, Canada // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2009, v. 284, № 3, p. 527–537.
- Smyth J.R., Bell D.R., Rossman G.R.** Incorporation of hydroxyl in upper-mantle clinopyroxenes // *Nature*, 1991, v. 351, № 6329, p. 732–735.
- Snyder G.A., Taylor L.A., Jerde E.A., Clayton R.N., Mayeda T.K., Deines P., Rossman G.R., Sobolev N.V.** Archean mantle heterogeneity and the origin of diamondiferous eclogites, Siberia: evidence from stable isotopes and hydroxyl in garnet // *Am. Miner.*, 1995, v. 80, № 7–8, p. 799–809.
- Snyder G.A., Taylor L.A., Crozaz G., Halliday A.N., Beard B.L., Sobolev V.N., Sobolev N.V.** The origins of Yakutian eclogite xenoliths // *J. Petrol.*, 1997, v. 38, № 1, p. 85–113.
- Sobolev V.N., Taylor L.A., Snyder G.A., Sobolev N.V.** Diamondiferous eclogites from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia // *Int. Geol. Rev.*, 1994, v. 36, № 1, p. 42–64.
- Staudigel H.** Chemical fluxes from hydrothermal alteration of the oceanic crust // *Treat. Geochem.*, 2014, v. 2, p. 583–606.

- Sundvall R., Stalder R.** Water in upper mantle pyroxene megacrysts and xenocrysts: A survey study // *Am. Miner.*, 2011, v. 96, № 8—9, p. 1215—1227.
- Sundvall R., Skogby H., Stalder R.** Hydrogen diffusion in synthetic Fe-free diopside // *Eur. J. Miner.*, 2009, v. 21, № 5, p. 963—970.
- Tatsumi Y.** Slab melting: Its role in continental crust formation and mantle evolution // *Geophys. Res. Lett.*, 2000, v. 27, p. 3941—3944.
- Taylor L.A., Neal C.R.** Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellsbank kimberlite, South Africa, Part I: mineralogy, petrography, and whole rock chemistry // *J. Geol.*, 1989, v. 97, p. 551—567.
- Taylor L.A., Snyder G.A., Crozaz G., Sobolev V.N., Yefimova E.S., Sobolev N.V.** Eclogitic inclusions in diamonds: evidence of complex mantle processes over time // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1996, v. 142, № 3—4, p. 535—551.
- Taylor L.A., Keller R.A., Snyder G.A., Wang W., Carlson W.D., Hauri E.H., McCandless T., Kim K., Sobolev N.V., Bezborodov S.M.** Diamonds and their mineral inclusions, and what they tell us: A detailed “pull-apart” of a diamondiferous eclogite // *Int. Geol. Rev.*, 2000, v. 42, № 11, p. 959—983.
- Taylor L.A., Logvinova A.M., Howarth G.H., Liu Y., Peslier A.H., Rossman G.R., Guang Y., Chen Y., Sobolev N.V.** Low water contents in diamond mineral inclusions: proto-genetic origin in a dry cratonic lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2016, v. 433, p. 125—132.
- Tenner T.J., Hirschmann M.M., Withers A.C., Hervig R.L.** Hydrogen partitioning between nominally anhydrous upper mantle minerals and melt between 3 and 5 GPa and applications to hydrous peridotite partial melting // *Chem. Geol.*, 2009, v. 262, № 1, p. 42—56.
- Tenner T.J., Hirschmann M.M., Withers A.C., Ardia P.** H₂O storage capacity of olivine and low-Ca pyroxene from 10 to 13 GPa: consequences for dehydration melting above the transition zone // *Contr. Miner. Petrol.*, 2012, v. 163, p. 297—316.
- Withers A.C., Wood B.J., Carroll M.R.** The OH content of pyrope at high pressure // *Chem. Geol.*, 1998, v. 147, № 1, p. 161—171.
- Woods S.C., Mackwell S., Dyar A.** Hydrogen in diopside: diffusion profiles // *Am. Miner.*, 2000, v. 85, № 4, p. 480—487.
- Xia Q.K., Sheng Y.M., Yang X.Z., Yu H.M.** Heterogeneity of water in garnets from UHP eclogites, eastern Dabieshan, China // *Chem. Geol.*, 2005, v. 224, № 4, p. 237—246.
- Yang X.** OH solubility in olivine in the peridotite-COH system under reducing conditions and implications for water storage and hydrous melting in the reducing upper mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2015, v. 432, p. 199—209.
- Yang X., Liu D., Xia Q.-K.** CO₂-induced small water solubility in olivine and implications for properties of the shallow mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2014, v. 403, p. 37—47.
- Zanetti A., Mazzucchelli M., Rivalenti G., Vannucci R.** The Finero phlogopite–peridotite massif: an example of subduction related metasomatism // *Contr. Miner. Petrol.*, 1999, v. 134, p. 107—122.

*Рекомендована к печати 18 декабря 2017 г.
Н.В. Соболевым*

*Поступила в редакцию 16 мая 2017 г.,
после доработки — 21 октября 2017 г.*