

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЛИТОСФЕРНАЯ МАНТИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ДАННЫМ ВКЛЮЧЕНИЙ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ

Н.С. Тычков^{1,2}, Д.С. Юдин¹, Е.И. Николенко¹, Е.В. Малыгина¹, Н.В. Соболев^{1,2}

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

Изучены несколько тысяч минеральных включений мантийных пород из кимберлитов юрского и триасового возраста северо-восточной части Сибирской платформы — клинопироксенов, гранатов и флогопитов. Они сопоставлены с минералами и ксенолитами некоторых палеозойских кимберлитовых трубок, в том числе высокоалмазонасных.

На основе новых и литературных данных по составу минералов из ксенолитов мантийных пород существенно дополнена схема разделения клинопироксенов из кимберлитов в отношении как перидотитов, так и основных пород — эклогитов и пироксенитов. Определено поле составов высоконатриевых лерцолитовых клинопироксенов, понижающих содержание кальция в сосуществующем гранате.

Исследование комплекса мантийных минералов мезозойских трубок показало, что юрская литосфера платформы обогащена относительно палеозойской пироксенитовыми и эклогитовыми породами. Доказано, что она практически не содержала пород ультрадеплетированных парагенезисов, а немногочисленные алмазы, выносимые из нее, связаны с эклогитовым парагенезисом. В то же время как включения в алмазах, так и отдельные эклогитовые минералы из мезозойских кимберлитов отличаются от включений эклогитового парагенезиса в алмазах из триасовых отложений северо-востока платформы.

Изотопное $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование образцов ксеногенного флогопита из тр. Дьянга дало возрасты 384.6, 432.4, 563.4 млн лет, что свидетельствует о нескольких этапах метасоматического воздействия на литосферу. Датировки не относятся к древним эпохам, как большинство ксеногенных флогопитов из палеозойских кимберлитов центральной части платформы — тр. Удачная. Это может свидетельствовать о том, что этапы древнего «водного» метасоматоза в мантии на окраине платформы происходили существенно позднее, чем в центральной части.

Данные мономинеральной клинопироксеновой термобарометрии свидетельствуют о том, что юрские кимберлиты северо-востока платформы захватывали вещества литосферы с различных максимальных глубин — от 170 км для тр. Дьянга, но в большей части от 130 км и менее. Мощность девон-карбоневой термальной литосферы платформы составляет около 260 км, триасовой — около 225 км, а юрской — около 200 км. Тепловой поток (модель Хастерока—Чапмана) разновозрастной литосферы составляет 34.9, 36.7 и 39.0 мВт/м² соответственно. Различный характер распределения *PT*-параметров образцов из разновозрастных близкорасположенных кимберлитов свидетельствует о существенно разном способе их внедрения и о влиянии этого процесса как на наблюдаемые *PT*-параметры различных участков разреза литосферы, так и на степень алмазонасности кимберлитов.

Литосферная мантия, кимберлит, мезозой, гранат, клинопироксен, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопное датирование, флогопит, Сибирская платформа.

MESOZOIC LITHOSPHERIC MANTLE OF THE NORTHEASTERN SIBERIAN CRATON (evidence from inclusions in kimberlite)

N.S. Tychkov, D.S. Yudin, E.I. Nikolenko, E.V. Malygina, N.V. Sobolev

Several thousand clinopyroxene, garnet, and phlogopite inclusions of mantle rocks from Jurassic and Triassic kimberlites in the northeastern Siberian craton have been analyzed and compared with their counterparts from Paleozoic kimberlites, including those rich in diamond. The new and published mineral chemistry data make a basis for an updated classification of kimberlite-hosted clinopyroxenes according to peridotitic and mafic (eclogite and pyroxenite) parageneses. The obtained results place constraints on the stability field of high-*Na* lherzolitic clinopyroxenes, which affect the coexisting garnet and decrease its Ca contents. As follows from analyses of the mantle minerals from Mesozoic kimberlites, the cratonic lithosphere contained more pyroxenite and eclogite in the Mesozoic than in the Paleozoic. It virtually lacked ultradepleted harzburgite–dunite lithologies and contained scarce eclogitic diamonds. On the other hand, both inclusions in diamond and individual eclogitic minerals from Mesozoic kimberlites differ from eclogitic inclusions in diamond from Triassic sediments in the northeastern Siberian craton. Xenocrystic phlogopites from the D'yanga pipe have $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of 384.6, 432.4, and 563.4 Ma, which record several stages of metasomatic impact on the lithosphere. These phlogopites are younger than most of Paleozoic phlogopites from the central part of the craton (Udachnaya kim-

berlite). Therefore, hydrous mantle metasomatism acted much later on the craton periphery than in the center. Monomineral clinopyroxene thermobarometry shows that Jurassic kimberlites from the northeastern craton part trapped lithospheric material from different maximum depths (170 km in the D'yanga pipe and mostly ≤ 130 km in other pipes). The inferred thermal thickness of cratonic lithosphere decreased progressively from ~ 260 km in the Devonian–Carboniferous to ~ 225 km in the Triassic and to ~ 200 km in the Jurassic, while the heat flux (Hasterok–Chapman model) was 34.9, 36.7, and 39.0 mW/m², respectively. Dissimilar *PT* patterns of samples from closely spaced coeval kimberlites suggest different emplacement scenarios, which influenced both the *PT* variations across the lithosphere and the diamond potential of kimberlites.

Lithospheric mantle, kimberlite, Mesozoic, garnet, clinopyroxene, ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating, phlogopite, Siberian craton

ВВЕДЕНИЕ

В пределах Сибирской платформы известно четыре основных этапа кимберлитового магматизма — два палеозойских (S-D, D-C), триасовый и юрский [Кинни и др., 1977; Дэвис и др., 1980; Брахфогель, 1984; Griffin et al., 1999; Агашев и др., 2004, 2006; Sun et al., 2014, 2018]. На севере Сибирской платформы наблюдаются кимберлитовые поля всех трех этапов проявления магматизма, в том числе и слабоалмазоносные кимберлиты палеозойского возраста (Толуопское кимберлитовое поле). Присутствующие в палеозойских отложениях района пироповые гранаты [Соболев и др., 1981], включающие высокохромистые субкальциевые разновидности с повышенным содержанием кноррингита, свидетельствуют о большой вероятности существования здесь не обнаруженных до сих пор высокоалмазоносных кимберлитов палеозойского возраста, аналогом которых представляется палеозойская тр. Удачная, расположенная в центральной части Якутской алмазоносной провинции.

Данная работа посвящена изучению состава минералов мантийного происхождения из разновозрастных кимберлитов района различной степени алмазоносности и выяснению характеристик литосферной мантии в различное время. Поиски и изучение состава индикаторных минералов кимберлитов, главным из которых является пироп, широко осуществлялись в самые ранние этапы работ в Южной Африке, что подчеркивается в одной из публикаций, суммирующей результаты исследований [Wagner, 1914]. За 3 года до открытия первой кимберлитовой тр. Зарница в Якутии В.С. Соболев [1951, с. 23], писал, что «особенный интерес представляет красный магнезиальный гранат-пироп (с содержанием около 30 % алмандиновой молекулы и до 5 % Cr₂O₃), являющийся типичным спутником алмаза как в кимберлите, так и в россыпях». Это же определение значимости пироба при поисках кимберлитов содержится в отчете В.С. Соболева (1941 г.), хранящемся в фондах ВСЕГЕИ, которым мог воспользоваться каждый геолог, занимающийся поисками алмазов на Сибирской платформе. Такая характеристика пироба оставалась актуальной, включая обобщение первых материалов по составу пиропов из разнообразных ксенолитов перидотитов и кимберлитов Якутии [Соболев, 1964], интенсивно изучаемых буквально сразу после открытия Якутской кимберлитовой провинции [Алмазные месторождения..., 1959]. Новое обобщение продемонстрировало значительное разнообразие пиропов как по содержанию примеси Cr₂O₃, так и FeO. Несмотря на разные названия ксенолитов перидотитов, даваемые в основном по соотношению содержания основных минералов — пироба, оливина, хромдиопсида и энстатита [Милашев, 1960], было продемонстрировано, что содержание CaO в пиробах изменялось очень незначительно, указывая на то, что все изученные к тому времени перидотиты [Соболев, 1964] относились к перидотитам, в соответствии с диаграммой фазовых соотношений в системе CaSiO₃—MgSiO₃—Al₂O₃ [Бобриевич и др., 1960; Boyd, 1970], на которой содержание Ca в гранатах было представлено невариантной точкой. Незначительное изменение положения этой точки в природных гранатах зависело от содержания Ti, Fe и Cr. Новое понимание парагенезиса пиропов со значимо пониженным содержанием примеси CaO появилось только после изучения состава серии гранатов, включенных в алмазы Якутии [Соболев и др., 1969б] и Урала [Соболев и др., 1971], а также и присутствующих в нескольких ксенолитах серпентизированных перидотитов из кимберлитов тр. Айхал [Соболев и др., 1969а]. Пиробы с низким содержанием CaO кристаллизовались в парагенезисе без клинопироксена, т. е. в дунитах или гарцбургитах.

В данной работе основными объектами исследования являются мезозойские кимберлиты юрского (Куойкское поле) и триасового возраста (Куранахское и Харамайское поля). Для сравнения характеристик литосферной мантии в различное время рассматривались также палеозойские кимберлиты северо-востока платформы (тр. Ивушка, Толуопское поле) и центральной части платформы (трубки Удачная и Айхал Далдынского и Алакитского полей) (рис. 1). Особое внимание уделено двум близкорасположенным трубкам юрского возраста — Дьянга и Второгодница. Трубка Второгодница является неалмазонос-

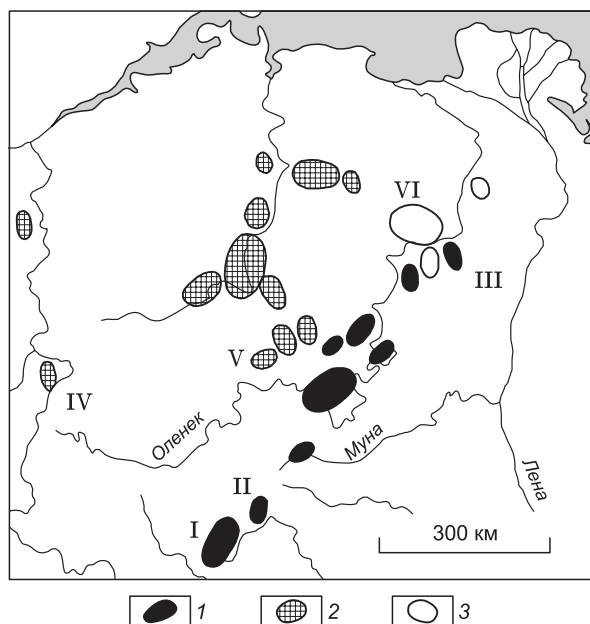


Рис. 1. Район исследований — северо-восток Сибирской платформы.

Показаны кимберлитовые поля различного возраста: 1 — PZ (S-D, D-C), 2 — MZ (T), 3 — MZ (J). I — Далдынское, II — Алакитское, III — Толуопское, IV — Харамайское, V — Куранахское, VI — Куойкское поля.

ной и характерной по составу гранатов для юрских кимберлитов данного района. Дьянга, напротив, необычна — среди десятков неалмазоносных юрских трубок района она единственная (вместе с сопряженным жильным телом) содержит в небольшом количестве алмазы [Sobolev et al., 1999] и, соответственно, показывает максимальную глубину опробования юрской литосферы района. Кроме того, кимберлиты трубки содержат перидотитовые гранаты, попадающие в поле составов гарцбургит-дунитов [Соболев и др., 19696]. Эти особенности трубки, не типичные для мезозойских кимберлитов платформы, до сих пор рождают различные мнения о возрасте внедрения тр.

Дьянга, который к тому же оценивался разными исследователями по-разному [Брахфогель, 1984; Griffin et al., 1999]. Более поздними изотопными исследованиями [Агашев и др., 2004] подтвержден юрский возраст трубки (157 ± 2.1 млн лет).

Таблица 1. Исследованные кимберлитовые трубки и их характеристики

Кимберлитовое поле (кимберлитовая трубка)	Воз- раст	Степень алмазо- носности	P , ГПа ²	P , ГПа ³	P , ГПа ⁴	«Алмазное окно», км	Количество парагенетиче- ских типов, % ⁵				n
							МК	ЭП	В	ГД	
Куойкское (Обнаженная)	J	Нет	2.52 (3)	2.70	4.48	–55.0	0	5.8 / 0	1.3	0.4	226
» (Муза, Ирина)	»	»	—	3.10	4.48	–42.6	0	0.9 / 0	0	0	223
» (Оливиновая)	»	»	—	3.39	4.48	–33.7	0	1.4 / 0	1.4	0	290
» (Второгодница)	»	»	4.36 / - (1)	3.47	4.48	–31.2	0	6.7 / 0	1.3	0	347
» (Ноябрьская)	»	»	—	3.93	4.48	–17.0	62.4	4.2 / 0	0.5	0	192
» (Дьянга)	»	Слабая	4.75 / 5.52 (1)	4.63	4.48	4.6	31.3	1.5 / 0.7	0.1	0.4	1790
Куранахское (Малоку- напская)	T	Промыш- ленная	—	4.35	4.18	5.2	27.6	19.2 / 4.5	0	1.0	271
Харамайское ¹	T	Слабая	5.10 / 5.54 (1)	4.45	4.18	8.3	Нет д.	Нет д.	0.9	1.8	1559
Толуопское (Ивушка)	S-C	»	—	4.53	3.78	23.2	56.0	0 / 0	0	2.2	193
Алакитское (Айхал)	D-C	Промыш- ленная	—	5.59	3.78	55.9	2.4	2.5 / 1.9	1.6	27.2	386
Далдынское (Загадочная)	»	»	4.05 / - (1)	3.78	3.78	0.0	0	0 / 0	1.3	2.1	385
Далдынское (Удачная)	»	»	6.10 / 6.85 (2)	6.21	3.78	75.0	13.5	0.6 / 1.3	1.4	24.5	829

Примечание. Возраст — общий возраст внедрения трубок поля [Брахфогель, 1984; Griffin et al., 1999; Sun et al., 2014]. «Алмазное окно» — пояснения см. в тексте; n — количество исследованных гранатов.

¹ Для Харамайского поля использованы данные [Griffin et al., 2005; Черенкова, Черенков, 2007]).

² Первая цифра — максимальные давления деплетированных парагенезисов, полученные с помощью различных методов, вторая цифра — максимальное давление для высокотемпературных вторично обогащенных лерцолитов). Цифры в скобках — методы: 1 — мономинеральная клинопироксеновая термобарометрия [Nimis, Taylor, 2000], 2 — различные методы из работ [Похиленко и др., 1993; Ionov et al., 2010; Тычков и др., 2014], 3 — из работы [Howarth et al., 2014].

³ Максимальные давления на основе мономинеральной гранатовой барометрии [Дорошев и др., 1997; Туркин, Соболев, 2009].

⁴ Давление фазового перехода графит—алмаз для данного кимберлитового поля (пояснения см. в тексте).

⁵ Указано количество некоторых парагенетических типов гранатов в трубках на основе методов [Schulze, 2003; Соболев и др., 19696]: МК — мегакристовой ассоциации, ЭП — эклгит-пироксенитового парагенезиса (первая цифра — графитовой, вторая — алмазной фации глубинности), В — верлитового парагенезиса, ГД — гарцбургит-дунитового парагенезиса.

В табл. 1. приведена информация об исследованных объектах — их расположении (район, кимберлитовое поле), возрасте, степени алмазности, а также об оценках давлений наиболее глубоких парагенезисов.

Исследования разновозрастной литосферы района на основе гранатов из кимберлитов проводились и ранее [Pokhilenko et al., 1999; Griffin et al., 1999]. Данная работа посвящена изучению комплекса мантийных минералов из кимберлитов — гранатов, клинопироксенов и флогопитов.

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Работа основывается на результатах изучения особенностей состава более чем пяти тысяч гранатов и около пятисот клинопироксенов из кимберлитов, исследованных с помощью рентгеноспектрального микроанализатора на состав по главным и ряду рассеянных элементов. Состав гранатов интерпретировался при помощи методов парагенетического анализа [Соболев и др., 1969б; Schulze, 2003]. Для использования клинопироксенов при построении геотерм районов применялись принципы отбраковки минералов [Ramsay et al., 1994; Nimis, 1998] с нашими добавлениями на основе изучения около трехсот образцов клинопироксенов из ксенолитов перидотитов из тр. Удачная, а также пироксенитов из различных кимберлитов Сибирской платформы. В целях выяснения происхождения некоторых типов гранатов из тр. Дьянга исследовались несколько микроксенолитов — сростков гранатов и клинопироксенов.

Был также исследован возраст образования нескольких ксеногенных флогопитов из кимберлитов тр. Дьянга $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопно-геохронологическим методом. Минералы выделялись с помощью стандартных методов магнитной и плотностной сепарации. Навески минеральных фракций совместно с навесками биотита МСА-11 (ОСО № 129-88), используемого в качестве монитора, заворачивались в алюминиевую фольгу, помещались в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивались. Биотит МСА-11, подготовленный ВИМС в 1988 г. как стандартный K/Ar образец, был аттестован в качестве $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Bern 4m, биотита LP-6 [Baksi et al., 1996]. В качестве интегрального возраста биотита МСА-11 принято среднее результатов калибровки, составившее 311.0 ± 1.5 млн лет. Кварцевые ампулы с пробами облучали в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа при Томском политехническом институте. Градиент нейтронного потока не превышал 0.5 % в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводили в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по ^{40}Ar (10 мин при 1200 °C) не превышал $5 \cdot 10^{-10}$ нормальных см³. Очистка аргона производилась с помощью Ti- и ZrAl SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на многоколлекторном масс-спектрометре Argus фирмы GV-Instruments (Англия). Ошибки измерений, приведенные в тексте и на рисунках, соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$. Методика описана в [Травин и др., 2009].

Состав минералов определялся с помощью рентгеноспектрального микроанализатора JXA 8100 при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе пучка 30 нА. Предварительное изучение сростков минералов проводилось при помощи растрового сканирующего электронного микроскопа LEO 1450 [Лаврентьев и др., 1974, 2015].

Аналитические работы проводились в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ЦКП МИИ СО РАН) на базе ИГМ СО РАН.

КЛИНОПИРОКСЕНЫ

При исследовании клинопироксенов из концентрата кимберлитов нужны достаточно четкие критерии их разделения на генетические типы. Это необходимо для того, чтобы составить представление о присутствии различных пород в литосфере региона и для корректной работы клинопироксенового термобарометра. Ряд критериев уже был разработан ранее [Ramsay et al., 1994; Nimis, Taylor, 2000; Ziberna et al., 2016]. Для их проверки и уточнения мы использовали данные по составу хромдиопсидов из ксенолитов гранатовых, гранат-шпинелевых и шпинелевых лерцолитов из тр. Удачная, а также гранатсодержащих и шпинелевых пироксенитов из кимберлитовых трубок Сибирской платформы — Удачная, Мир, Обнаженная, кимберлитов Харамайского поля. Составы клинопироксенов перечисленных пород показаны на рис. 2.

Большое значение имеет разделение клинопироксенов из шпинелевых и гранатсодержащих лерцолитов, поскольку для корректного определения давления термобарометром [Nimis, Taylor, 2000] необходимо присутствие в ассоциации граната. По нашим наблюдениям предложенная ранее [Ramsay et al., 1994] граница может быть уточнена на основе новых данных. На рис. 2, а видно, что гранатсодержащие и шпинелевые перидотиты тр. Удачная хорошо отделяются прямой $\text{Cr}_2\text{O}_3 = \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 0.45$. Для границы на диаграмме Al_2O_3 —MgO, отделяющей «низко-Al пироксены гранатовых, безгранатовых и метосоматизированных перидотитов» [Nimis 1998], также предложена корректировка на основе новых данных. Скорректированная граница соответствует прямой $\text{MgO} = 18.6 - 1.57 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$. Она более точно отделяет

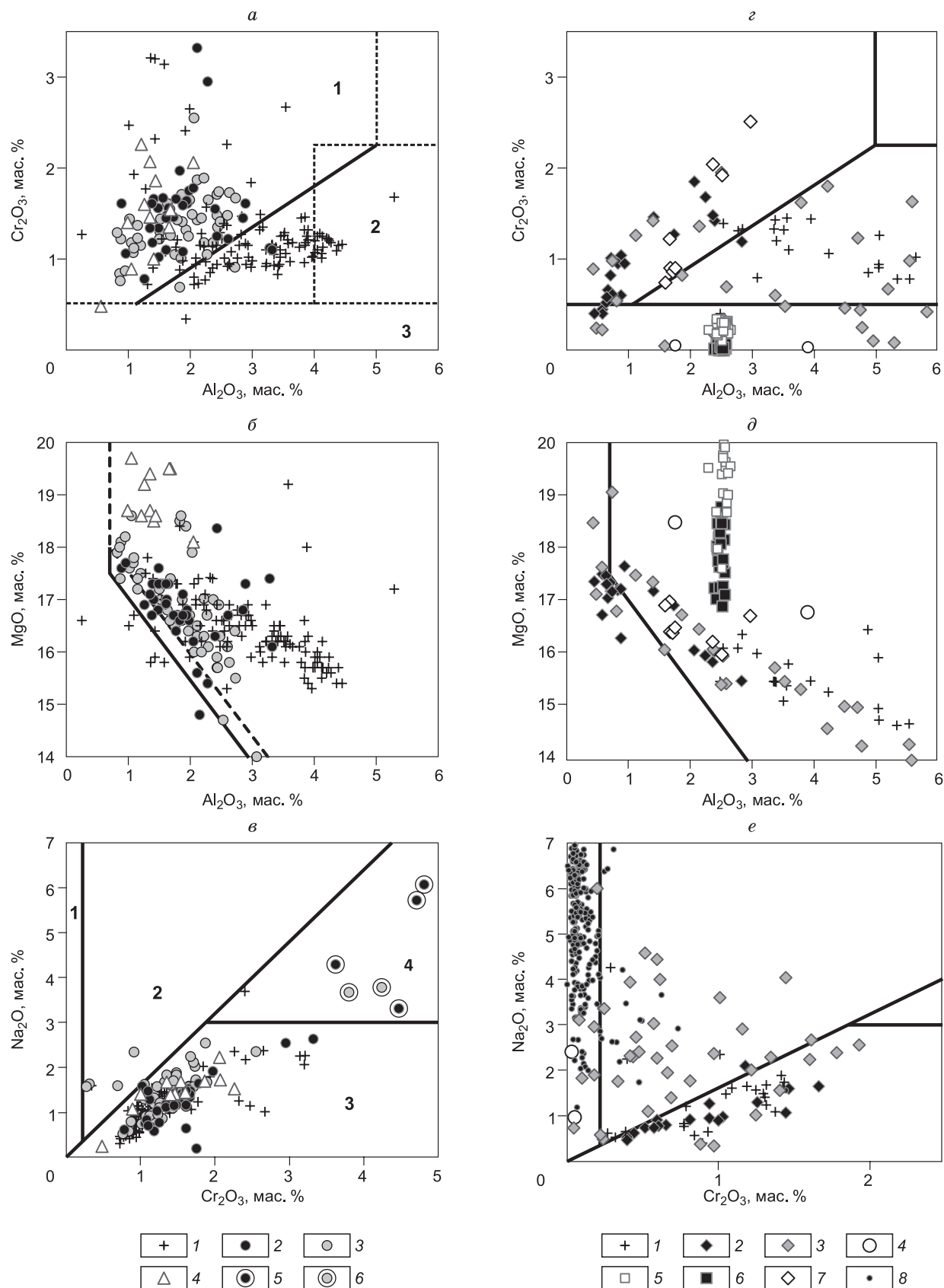


Рис. 2. Состав клинопироксенов из ксенолитов перидотитов тр. Удачная (а—в) и пироксенитов и эклогитов различных трубок (з—е).

Штриховыми линиями на рис. а обозначены поля состава клинопироксенов различного происхождения, по [Ramsay et al., 1994]: 1 — внутрикратонных гранатовых перидотитов, 2 — внекратонных гранатовых и шпинелевых перидотитов, 3 — эклогитов и

обособленные по составу группы пироксенов с явно различным происхождением из исследованных трубок, как видно на рис. 3, *з—е*. В целях идентификации происхождения различных групп клинопироксенов из исследуемых трубок на рис. 2 также показаны составы из ксенолитов деформированных лерцолитов, мегакристов, различных пироксенитов и эклогитов.

Клинопироксены из гранатовых и гранат-шпинелевых перидотитов имеют по всем элементам близкий состав и хорошо отделяются от шпинелевых в координатах Al_2O_3 — Cr_2O_3 (рис. 2, *а*). Пироксены деформированных лерцолитов имеют за счет высокой температуры образования повышенное содержание MgO (> 18 мас. %, см. рис. 2, *б*) и принадлежат полю составов гранатовых лерцолитов. Клинопироксены из шпинелевых пироксенитов попадают в поле шпинелевых лерцолитов (см. рис. 2, *з*), в то время как пироксены гранатсодержащих пироксенитов перекрывают составы и шпинелевых и гранатсодержащих лерцолитов. Клинопироксены ортопироксенитов образуют характерный тренд положительной корреляции Cr_2O_3 и Al_2O_3 , аналогичный тренду ламелл клинопироксена в мегакристах ортопироксена из тр. Монастери (см. рис. 2, *з*). Некоторая часть клинопироксенов из ортопироксенитов и прочих гранатовых пироксенитов находится ниже разделительной линии в координатах Al_2O_3 — MgO . Клинопироксены мегакристовой ассоциации из тр. Монастери (данные из [Jakob, 1977]) имеют очень характерный состав: менее 0.35 мас. % Cr_2O_3 , очень узкие колебания Al_2O_3 (2.30—2.66 мас. %). Обращает на себя внимание схожесть состава клинопироксенов деформированных вторично обогащенных лерцолитов и клинопироксенов мегакристовой ассоциации по всем элементам, в том числе высокое содержание MgO (16.9—21.1 мас. %) (см. рис. 2, *з, д*). Клинопироксены алмазсодержащих пироксенитов (2 образца) имеют состав, характерный для высокотемпературных лерцолитов, хотя по содержанию Cr_2O_3 соответствуют эклогитовому парагенезису.

Для отделения клинопироксенов из перидотитов, пироксенитов и эклогитов удобно использовать диаграмму Cr_2O_3 — Na_2O , поскольку перидотитовые составы должны быть обогащены хромом и обеднены натрием относительно эклогитовых [Stachel, Harris, 2008]. Пироксенитовые составы, очевидно, должны занимать промежуточное положение. На рис. 2, *в, е* предложены границы, позволяющие максимально отделять пироксены из этих пород. Подавляющее большинство приведенных эклогитовых клинопироксенов [Tollo, 1982; Smyth et al., 1984; Jerde et al., 1993; Sobolev et al., 1994; Beard et al., 1996; Snyder et al., 1997; Taylor et al., 2003; Shatsky et al., 2015] содержат менее 0.22 мас. % Cr_2O_3 . Ряд составов с содержанием Cr_2O_3 более 0.3 мас. % едва ли может считаться характерным для эклогитов и скорее относится к клинопироксенитам (см. рис. 2, *е*). Перидотитовые клинопироксены из ксенолитов тр. Удачная, включая безгранатовые, занимают положение правее диагональной границы $\text{Na}_2\text{O} = 1.6 \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3$. Сюда же попадают составы шпинелевых пироксенитов и уже упоминавшийся тренд гранатовых ортопироксенитов. Самую широкую область составов занимают различные гранатовые клинопироксениты и вебстериты. Несмотря на то, что они перекрывают эклогитовую и перидотитовую области составов, большая их часть попадает в область между разделяющими вертикальной и косой границами (см. рис. 2, *е*). Горизонтальная граница по содержанию $\text{Na}_2\text{O} = 3.0$ мас. % отделяет аномально натриевые перидотитовые клинопироксены.

На рис. 3 показан состав клинопироксенов из кимберлитов исследуемых юрских трубок Дьянга и Второгодница, а также палеозойской тр. Загадочная (данные из [Nimis et al., 2009]). Различными знаками показана интерпретация о принадлежности к типу пород на основе методов [Ramsay et al., 1994; Nimis, Taylor, 2000; Ziberna et al., 2016] и предложенных в этой работе. На диаграмме Cr_2O_3 — Na_2O (см. рис. 3, *ж—и*) различными знаками для сравнения показана интерпретация, вытекающая из первых двух диаграмм (см. рис. 3, *а—е*).

Большинство пироксенов всех описываемых трубок относятся к полю гранатсодержащих лерцолитов (см. рис. 3, *а, з, ж*), среди которых около половины составляют пироксены, отнесенные [Nimis 1998] на основе диаграммы Al_2O_3 — MgO к низко-Al пироксенам гранатовых, безгранатовых и метасо-

мегакристовой ассоциации; жирной линией показана предлагаемая скорректированная граница между шпинелевыми и гранатсодержащими внутрикратонными лерцолитами. Штриховая линия на рис. *б* — граница для отделения перидотитовых клинопироксенов, по [Nimis, 1998], жирная — предлагаемая корректировка; *в* — цифрами показаны выделенные поля составов клинопироксенов из: 1 — эклогитов, 2 — гранатовых клинопироксенитов и вебстеритов, 3 — перидотитов, шпинелевых пироксенитов и гранатовых ортопироксенитов, 4 — высоконатриевые клинопироксены из перидотитов; *з—е* — поля те же, что и на *а—в* соответственно.

а—в: 1 — шпинелевые перидотиты, 2 — гранат-шпинелевые перидотиты, 3 — гранатовые перидотиты, 4 — высокотемпературные гранатовые лерцолиты, 5, 6 — гранат-шпинелевые перидотиты (5) и гранатовые перидотиты (6), сосуществующие с гранатом с пониженной кальциевостью относительно лерцолитового уровня (пояснение см. в разделе Парагенетические типы гранатов) *з—е*: 1 — шпинелевые пироксениты, 2 — гранатовые ортопироксениты, 3 — гранатовые клинопироксениты и вебстериты, 4 — алмазонасные гранатовые пироксениты (тр. Удачная), 5 — мегакристы тр. Монастери, 6 — то же, в сростании с ильменитом, 7 — ламеллы клинопироксена в мегакристах ортопироксена (данные по тр. Монастери из [Jakob, 1977]), 8 — эклогиты [Tollo, 1982; Smyth et al., 1984; Jerde et al., 1993; Sobolev et al., 1994; Beard et al., 1996; Snyder et al., 1997; Taylor et al., 2003; Shatsky et al., 2015].

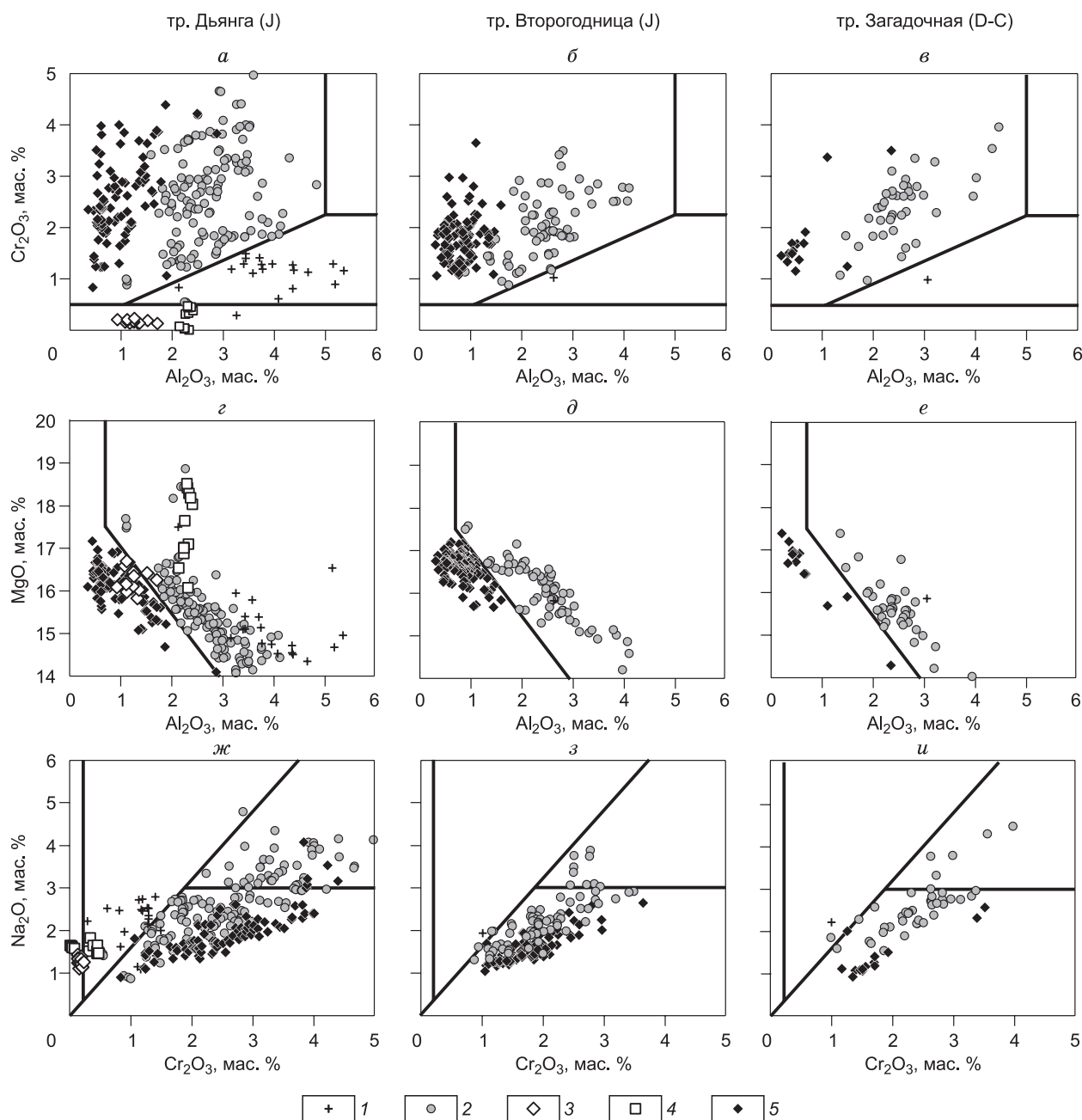


Рис. 3. Состав клинопироксенов из кимберлитов исследуемых трубок, а также тр. Загадочная (данные из [Nimis et al., 2009]).

а, г, ж — тр. Дьянга (J); *б, д, з* — тр. Второгодница (J); *в, е, и* — тр. Загадочная (D—C). Различными знаками показана интерпретация о принадлежности к типу пород на основе предложенных ранее методов [Ramsay et al., 1994; Nimis, Taylor, 2000; Zibera et al., 2016] с нашими добавлениями. 1 — шпинелевые лерцолиты или пироксениты, 2 — гранатые и гранат-шпинелевые лерцолиты, 3 — эклогиты, 4 — мегакристовая ассоциация, 5 — неясного происхождения.

матированных перидотитов (см. рис. 3, б, д, з). Не вполне ясно, что это за породы. Ксенолитов с подобными клинопироксенами в нашем распоряжении в данный момент нет. Обособленность и распространенность составов данной группы указывает на ее специфическое происхождение. Из рассмотренных пород они наиболее близки к гранатовым ортопироксенитам (см. рис. 2, г, д) или некоторым единичным шпинелевым лерцолитам (см. рис. 2, а, б). Характерной чертой состава таких клинопироксенов является отрицательное значение разности трехвалентных и одновалентных катионов (Cr + Al) — (Na + K) — от 0 до –0.06 (ф. ед.), что практически исключает возможность их использования для моно-

Таблица 2. Состав минералов (мас. %) мантийных пород из трубок Дьянга и Удачная

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Сростки граната и клинопироксена, тр. Дьянга											
D-13-5 (Gnt)	42.2	0.02	20.1	4.59	7.16	0.38	22.6	3.81	0.06	0.00	100.4
D-13-5 (Cpx)	54.8	0.07	4.49	4.09	2.46	0.06	13.4	15.6	5.06	0.00	100.0
D-12-2 (Gnt)	41.7	0.44	20.4	2.42	7.71	0.26	21.4	4.65	0.08	0.01	99.0
D-12-2 (Cpx)	54.4	0.15	2.24	0.76	3.91	0.10	19.5	16.6	1.62	0.02	99.3
Низкокальциевые лерцолитовые гранаты, тр. Дьянга											
Среднее (<i>n</i> = 39)	41.7	0.06	18.5	6.62	7.15	0.40	20.5	4.70	0.05	—	99.7
Станд. откл.	0.32	0.04	1.07	1.38	0.31	0.02	0.69	0.39	0.02	—	—
Высоконатриевые клинопироксены тр. Дьянга											
МВД-2723-65	54.3	0.12	3.59	4.97	2.26	0.11	14.1	15.1	4.13	0.02	98.82
2012-15-156	54.4	0.08	3.25	3.91	2.57	0.08	14.14	17.1	4.07	0.17	99.83
МВД-2723-105	54.7	0.17	3.52	3.99	2.64	0.09	13.5	16.6	4.06	0.02	99.25
МВД-2723-151	54.5	0.19	3.44	4.00	2.62	0.10	13.4	16.6	3.99	0.02	98.75
Гранаты из включений в алмазах, тр. Дьянга [Sobolev et al., 1999]											
D-92	40.9	0.3	22.2	0.12	12.9	0.32	16.5	5.78	0.093	—	99.1
D-35	41.3	0.25	22.4	0.25	13.8	0.3	15.8	5.04	0.22	—	99.4
D-49	41.9	0.32	22.4	0.32	11.5	0.29	18.4	4.71	0.07	—	99.9
D-51	41.4	0.22	22.3	0.27	12.5	0.28	16.3	6.15	0.12	—	99.5
Гранаты эклогитового парагенезиса из кимберлитов, тр. Дьянга											
N-16-8-135	42.1	0.84	22.4	0.15	10.7	0.32	20.5	2.82	0.11	—	99.9
N-16-8-59	42.1	1.34	21.8	0.26	10.8	0.32	20.2	3.49	0.08	—	100.4
MVD-1300-1	41.6	1.60	21.1	0.21	10.9	0.33	20.4	3.84	0.06	—	99.9
N-16-8-127	42.7	0.04	23.4	0.55	7.73	0.37	21.0	4.03	0.06	—	99.8
N-16-8-180	41.4	1.48	21.1	0.12	12.1	0.36	19.0	4.12	0.16	—	99.8
N-16-8-165	42.1	0.51	22.5	0.10	11.0	0.34	19.0	4.26	0.06	—	99.9
N-16-8-214	41.4	0.48	22.1	0.28	12.3	0.42	18.3	4.43	0.07	—	99.9
Низкокальциевые лерцолитовые гранаты и сосуществующие высоконатриевые клинопироксены из ксенолитов лерцолитов, тр. Удачная											
77/91 (Gnt)	41.5	0.02	15.8	9.80	7.36	0.40	21.9	2.91	0.07	—	99.76
77/91 (Cpx)	55.1	0.29	3.07	3.80	2.39	—	14.0	17.0	3.67	—	99.32
370/89 (Gnt)	41.8	0.10	19.2	5.70	7.99	0.35	20.8	3.34	0.05	—	99.33
370/89 (Cpx)	54.9	0.22	5.85	4.81	1.73	—	11.9	14.0	6.07	—	99.48

минеральной термобарометрии [Nimis, Taylor, 2000; Ziberna et al., 2016] в связи с особенностями метода. Составы, свойственные шпинелевым лерцолитам и пироксенитам (см. рис. 3, *а—в*), относительно немногочисленны и представлены существенно только в тр. Дьянга, где, как и в тр. Удачная, образуют типичный тренд вдоль оси Al₂O₃. Диаграмма Cr₂O₃—Na₂O (см. рис. 3, *ж*) показывает, что они, скорее, относятся не к шпинелевым лерцолитам, а к гранатовым вебстеритам и клинопироксенитам. Пироксены мегакристовой ассоциации представлены только в тр. Дьянга и имеют состав, близкий мегакристам тр. Монастери (см. рис. 2, *з, д*). По составу они распадаются на две группы. По аналогии с мегакристами тр. Монастери можно предположить, что группа с меньшим содержанием Cr₂O₃ и MgO образовалась в присутствии ильменита. Несколько клинопироксенов из гранатовых лерцолитов с наибольшим количеством MgO имеют состав, аналогичный мегакристовым клинопироксенам, за исключением содержания Cr₂O₃, и относятся к высокотемпературным деформированным лерцолитам. Группа низкохромистых клинопироксенов из тр. Дьянга с содержанием Al₂O₃ менее 2 мас. %, очевидно, принадлежит эклогитовому парагенезису, что соотносится с присутствием в данной трубке и эклогитовых гранатов (см. ниже). Количество MgO и Na₂O (табл. 2) позволяет отнести данные клинопироксены к эклогитам мантийного происхождения — типу А, по классификации [Taylor, Neal, 1989]. Количество высоконатриевых перидотитовых клинопироксенов (> 3.0 мас. % Na₂O) в трубках Загадочная и Второгодница составляет около 10 % (от перидотитовых), а в тр. Дьянга — около 30 % (см. рис. 3, *ж—и*).

Нами также были изучены клинопироксены юрской тр. Оливиновая. Их распределение практически полностью аналогично распределению тр. Второгоднича. Из рассмотренных трех трубок Дьянга обладает наибольшим разнообразием типов клинопироксенов.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГРАНАТОВ

В целях подробного изучения состава гранатов было проведено их разделение на генетические типы и подтипы. Гранаты из лерцолитов, гарцбургит-дунитов (ГД) и верлитов (В), разделенных на основе содержания Cr и Ca [Соболев и др., 1969б]. Гранаты из эклогитов и мегакристовой ассоциации выделялись по методу [Schulze, 2003]. Гранаты из пироксенитов, достаточно распространенных в мезозойских кимберлитах Сибирской платформы [Pokhilenko et al., 1999], по составу не отделяются от эклогитовых (бесхромистые) и перидотитовых (хромистые). В связи с этим выделенные как эклогитовые бесхромистые гранаты будем считать эклогит-пироксенитовыми (ЭП). Гранаты из эклогитов подразделялись на неалмазоносные и потенциально алмазоносные эклогиты по содержанию Na_2O (0.09 мас. %), коррелирующему с давлением [Sobolev, Lavrent'ev, 1971; Sobolev et al., 1999].

Распределение гранатов по генетическим типам из двух слабоалмазоносных и ряда неалмазоносных мезозойских кимберлитов северо-востока Сибирской платформы показано в табл. 1. Для сравнения приведено распределение из слабоалмазоносной палеозойской тр. Ивушка северо-востока платформы и трубок центральной части платформы — Удачная, Загадочная, Айхал. Трубки Удачная и Айхал являются яркими примерами высокоалмазоносных палеозойских кимберлитов, выносящих вещество литосферной мантии с больших глубин. Трубка Загадочная, напротив, неалмазоносная. Вероятно, она является наименее глубокой трубкой района [Nimis et al., 2009; Ziberna et al., 2013], что предполагалось и ранее [Соболев, 1974].

Распределение составов гранатов трубок на диаграммах для перидотитовых хромистых гранатов Cr_2O_3 —CaO [Соболев и др., 1969б] показано на рис. 4. Верхнее поле с содержанием CaO более 6 мас. % характерно для верлитов. Среднее типично для так называемого «лерцолитового тренда» гранатов [Sobolev et al., 1973]. Нижнее — для ассоциации без клинопироксена — гарцбургитов и дунитов. В низкокальциевой и высокохромистой области отдельно показано поле составов гранатов, сосуществующих с алмазом, или гранатов включений в алмазах [Соболев и др., 1969б]. Установленные на данной диаграмме границы естественно не являются строгими. В особенности это относится к гранатам лерцолитового парагенезиса. Как показано нами ранее [Тычков и др., 2008], гранаты из малоглубинных лерцолитов могут выходить за пределы лерцолитового поля в более кальциевую область в районе от 4 до 8 мас. % Cr_2O_3 . Это также свойственно гранатам из пироксенитов (см. рис. 4, e) [Pokhilenko et al., 1999]. От верлитовых гранатов они отличаются тем, что группируются в непосредственной близости от верхней границы поля, являясь продолжением или частью лерцолитового тренда. Лерцолитовые гранаты могут попадать и в гарцбургит-дунитовое поле, характеризующееся пониженным содержанием CaO. Это может происходить из-за существенной примеси натрия в сосуществующем клинопироксене. Данная зависимость была продемонстрирована [Соболев, 1974] на примере изучения нескольких сростков гранат-шпинелид-клинопироксенов из палеозойской тр. Мир (М-66, М-40, М-56). Содержание Na_2O в клинопироксенах из всех этих сростков превышает 5.0 мас. %, что приводит к понижению содержания CaO в сосуществующем гранате на 1—2 мас. % относительно лерцолитового уровня. Наши исследования ксенолитов лерцолитов тр. Удачная показали, что аналогичное влияние на состав граната производят клинопироксены и с меньшим содержанием натрия. Состав гранатов с пониженной кальциевостью из исследованных лерцолитов представлен на рис. 5. Сосуществующие с этими гранатами клинопироксены показаны на рис. 2, в. Видно, что эти пироксены значительно отделяются от прочих перидотитовых и по количеству Na, и по количеству Cr. В то же время составы гранатов из лерцолитов тр. Удачная, сосуществующие с клинопироксенами, содержащими менее 3.0 мас. % Na_2O , не смещаются из поля лерцолитов в низкокальциевую область. Вероятно, начиная примерно с этого уровня натрия в клинопироксене начинает влиять на количество кальция в гранате из лерцолитов. Аналогичная ситуация наблюдается и в одном из зернистых лерцолитов среди ксенолитов из кимберлитов Харамайского поля (рис. 6) [Черенкова, Черенков, 2007].

Мезозойская тр. Дьянга содержит гранаты, незначительно выходящие за пределы лерцолитового поля как в верлитовое, так и в гарцбургит-дунитовое поле составов (см. рис. 5). Если попадание лерцолитовых гранатов в верлитовое поле было обосновано нами ранее, то лерцолитовый парагенезис гранатов в поле гарцбургитов и дунитов конкретно в мезозойской тр. Дьянга требует отдельного обоснования. Вопрос присутствия существенного количества (около 9 %) гранатов гарцбургит-дунитового парагенезиса в мезозойской трубке является важным, так как известно, что кимберлиты юрского возраста, распространенные на северо-востоке Сибирской платформы, не выносят гранатов ультрадеплетированных парагенезисов, широко представленных в палеозойских кимберлитах платформы [Соболев, Со-

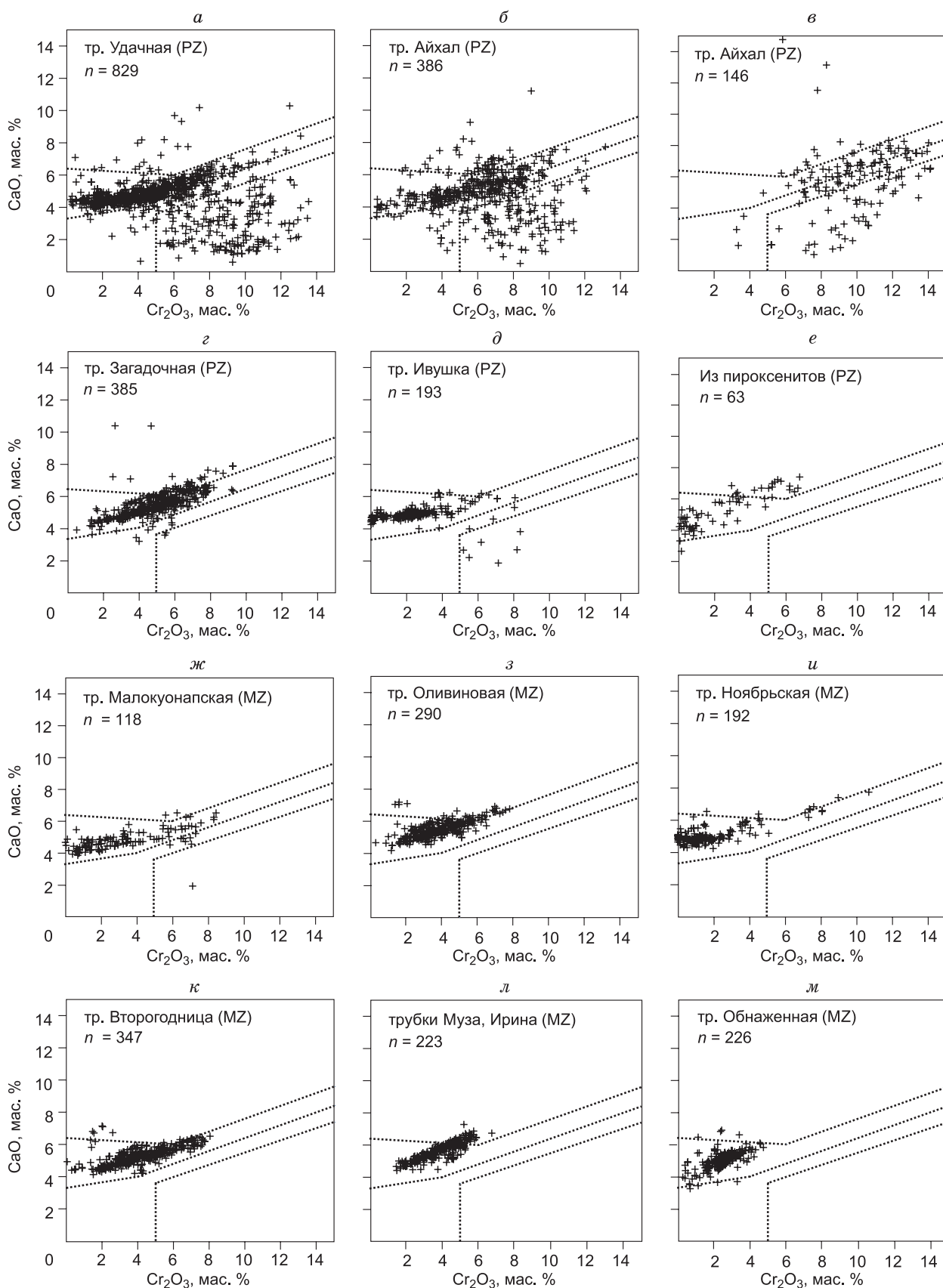


Рис. 4. Состав гранатов из палеозойских и мезозойских кимберлитов Сибирской платформы.

а—м — пояснения см. в тексте, в — выборка 146 высокохромистых (по цвету) гранатов из 11 тыс. зерен. Здесь и на рис. 5, 6: пунктиром показаны поля составов, по [Соболев и др., 1969б], n — количество изученных гранатов.

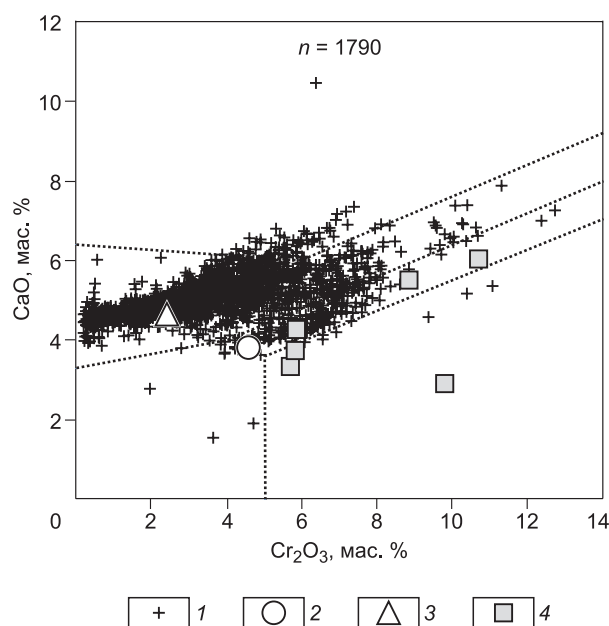


Рис. 5. Состав гранатов мезозойской (J) тр. Дьянга (Куйукское кимберлитовое поле).

1 — гранаты из тр. Дьянга; 2 — гранат из сростка с высоконатриевым (5.06 мас. % Na_2O) пироксеном; 3 — гранат, обогащенный титаном (0.44 мас. % TiO_2) из сростка с высокотемпературным клинопироксеном (1290 °C); 4 — гранаты из лерцолитов тр. Удачная, сосуществующие с высоконатриевым клинопироксеном (> 3.0 мас. % Na_2O).

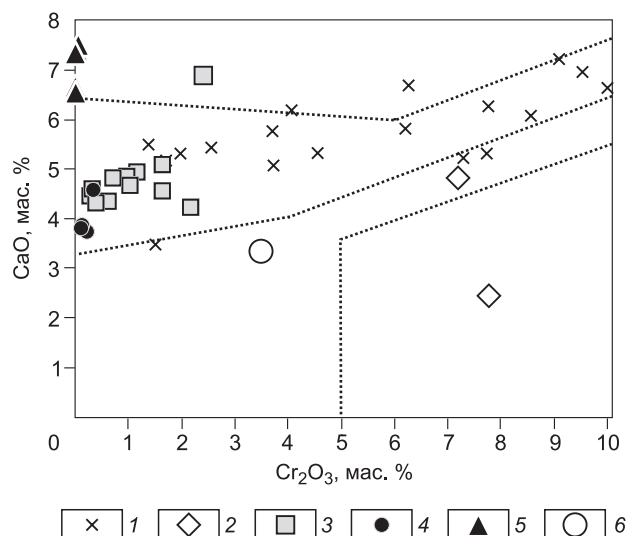
жание Na_2O (5.06 мас. %). Становится ясно, что содержание кальция в гарцбургит-дунитовых гранатах тр. Дьянга понижено из-за существенной примеси натрия в сосуществующем клинопироксене [Sobolev, Lavrent'ev, 1971]. Повышенное количество натриевых перидотитовых клинопироксенов (около 30 % от числа перидотитовых) в тр. Дьянга (см. рис. 3, ж) подтверждает вывод о том, что, вероятно, все или почти все гранаты из этой трубки, попадающие в поле гарцбургит-дунитов, принадлежат лерцолитовому парагенезису.

Лерцолитовые гранаты с пониженной кальциевостью в тр. Дьянга обладают широким диапазоном хромистости — от 4.0 до 8.6 мас. % Cr_2O_3 , но в остальном достаточно характерным составом: они не содержат существенных примесей Ti, Na и K, т. е. относятся к деплетированным породам литосферной мантии. Содержание MnO , отрицательно коррелирующее с температурой образования граната [Grütter et al., 1999], составляет в этих гранатах в среднем 0.4 мас. % (и не менее 0.34 мас. %), что говорит об относительно низкой температуре их образования (вероятно, менее 1000 °C). Перидотитовые натриевые клинопироксены из изученных трубок, по данным термобарометрии [Nimis, Taylor, 2000], существуют в диапазоне глубин от 93 до 127 км и не попадают в поле стабильности алмаза. Все это говорит о том, что низкокальциевые лерцолитовые гранаты тр. Дьянга относятся к зернистым лерцолитам, существовавшим в средней части разреза литосферы, которые не были подвержены воздействию силикатного метасоматоза, типичного для низов литосферы.

Таким образом, опровергается представление о том, что тр. Дьянга при внедрении выносит в большом количестве минералы ультрадеплетированных парагенезисов — гарцбургит-дунитов. В то же время направленное изучение около 2 000 гранатов тр. Дьянга выявило единичные зерна в пределах поля составов гарцбургит-дунитов с более низким содержанием CaO различной хромистостью (2—11 мас. % Cr_2O_3 , 1.5—5.0 мас. % CaO), возможно относящиеся к гарцбургит-дунитам (см. рис. 5). Еще один исследованный сросток граната и клинопироксена из тр. Дьянга подтверждает существование в низах юрской литосферы северо-

Рис. 6. Гранаты из ксенолитов глубинных пород различных трубок Харамайского кимберлитового поля триасового возраста.

1 — лерцолиты и гарцбургиты, 2 — дуниты, 3 — пироксениты, 4 — магнезиальные эклогиты, 5 — ильменит-рутиловые эклогиты, 6 — гранат из зернистого лерцолита, сосуществующий с высоконатриевым (2.99 мас. % Na_2O) клинопироксеном. Данные [Черенкова, Черенков, 2007].



востока платформы высокотемпературных вторично обогащенных лерцолитов (обр. D-12-2, см. табл. 2, рис. 5). Гранат данного микроксенолита содержит 0.44 мас. % TiO_2 , и 0.26 мас. % MnO , PT -параметры по клинопироксену [Nimis, Taylor, 2000] соответствуют 1290 °C и 5.4 ГПа.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТИПОВ ГРАНАТОВ

Итак, являются ли возможно существующие крайне малочисленные гарцбургит-дуниты, выносимые тр. Дьянга, источником в ней алмазов? Ранее [Sobolev et al., 1999] был исследован состав гранатов из включений в алмазах из этой трубки. Подавляющее их большинство является гранатами эклогит-пироксенитового парагенезиса. Такой же вывод делается и в другой работе [Зинчук, Коптиль, 2003]. Кроме того, авторы указывают, что гранаты такого состава со средними значениями $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.31$, $\text{FeO} = 12.6$, $\text{CaO} = 5.2$ мас. % составляют в тр. Дьянга 20 % общего количества всех гранатов. Нашими исследованиями последнее не подтверждается, количество гранатов эклогит-пироксенитового парагенезиса в тр. Дьянга не превышает 1.5 % (а потенциально алмазоносных — 0.7 %). Вероятно, в работе [Зинчук, Коптиль, 2003] к эклогитовым были ошибочно отнесены близкие по составу гранаты мегакристовой ассоциации, которые, в отличие от эклогитовых, характеризуются очень узкой вариацией содержания CaO (от 4.1 до 6.0 мас. %) (рис. 7). Эклогит-пироксенитовые гранаты из концентрата тр. Дьянга имеют близкий состав по сравнению с включениями в алмазах с меньшим содержанием FeO и CaO (см. рис. 7, табл. 2). На рис. 8 показан состав эклогит-пироксенитовых гранатов из различных кимберлитов Сибирской платформы (новые данные) в сравнении с включениями в алмазах из россыпей ее северо-восточной части [Shatsky et al., 2015]. Эклогитовые гранаты отделялись по схеме [Shulze, 2003], в соответствии с которой они в подавляющем большинстве случаев не содержат более 1.0 мас. % Cr_2O_3 . Как следует из рисунков 4, е, 6 и 8, 2, на которых показан состав гранатов из пироксенов из различных кимберлитов Сибирской платформы, эти гранаты в области пересечения составов с эклогитовыми (менее 1.0 мас. % Cr_2O_3) всегда содержат CaO менее 5.0 мас. %. На рис. 8 эта граница показана вертикальной штриховой линией. Гранаты эклогит-пироксенитового состава из кимберлитов северо-востока Сибирской платформы обладают типичным для каждой трубки составом — в тр. Обнаженная они в основном содержат менее 4.5 мас. % CaO , что, вероятно, отражает большое количество в ней бесхромистых пироксенитовых гранатов. В тр. Второгодница преобладают гранаты с более высоким содержанием CaO , принадлежащие именно эклогитам, причем более глубинным, судя по количеству Na_2O . Более 0.09 мас. % Na_2O присутствует только в гранатах алмазоносных трубок Дьянга и Малокуонапская. В общем эклогит-пироксенитовые гранаты мезозойских трубок содержат CaO от 2 до 8 мас. %, что существенно отличается от состава эклогитовых гранатов — включений в алмазах из россыпей района (данные из работы [Shatsky et al., 2015]). Эклогитовые гранаты из палеозойских кимберлитов центральной части платформы (трубки Удачная, Айхал, Мир) характеризуются более широким диапазоном составов, хотя преобладают в палеозойских кимберлитах также эклогит-пироксенитовые гранаты относительно малокальцевые и маломagneзиальные.

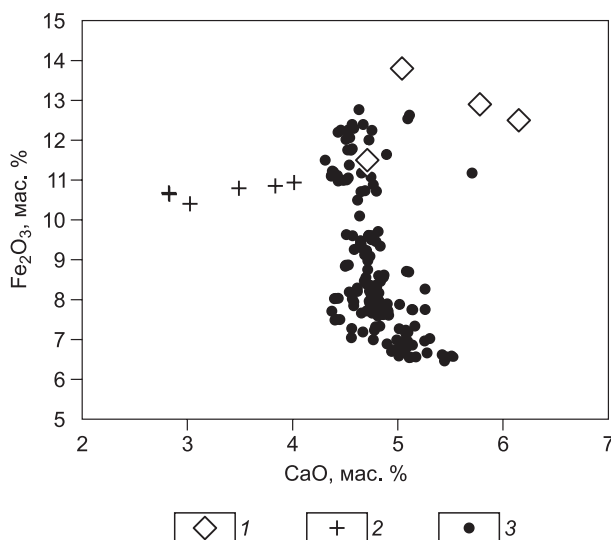
Описанная [Черенкова, Черенков, 2007] коллекция ксенолитов мантийных пород из различных трубок Харамайского поля свидетельствует о наличии в разрезе литосферной мантии данного района заметного количества эклогитовых и пироксенитовых пород, а также небольшого количества ультрадеплетированных пород — гарцбургит-дунитов с субкальцевым гранатом (см. рис. 6).

Количество верлитовых гранатов в палеозойских кимберлитах примерно одинаковое — около 1.4 %, а в мезозойских — от 0 до 1.4 %, причем в последних верлиты всегда существенно менее хромистые и менее кальцевые (см. рис. 4). Палеозойская тр. Ивушка (см. рис. 4, д), расположенная на северо-востоке платформы, не выносит гранатов ни эклогитового, ни верлитового парагенезиса.

Гарцбургит-дунитовый парагенезис в мезозойских кимберлитах юрского возраста представлен в редких случаях десятими долями процентов,

Рис. 7. Состав низкохромистых гранатов ($\text{Cr}_2\text{O}_3 < 1.0$ мас. %) из кимберлитов тр. Дьянга.

1 — эклогитовые гранаты из включений в алмазах [Sobolev et al., 1999], 2 — эклогитовые гранаты из кимберлита, 3 — гранаты мегакристовой ассоциации из кимберлита.



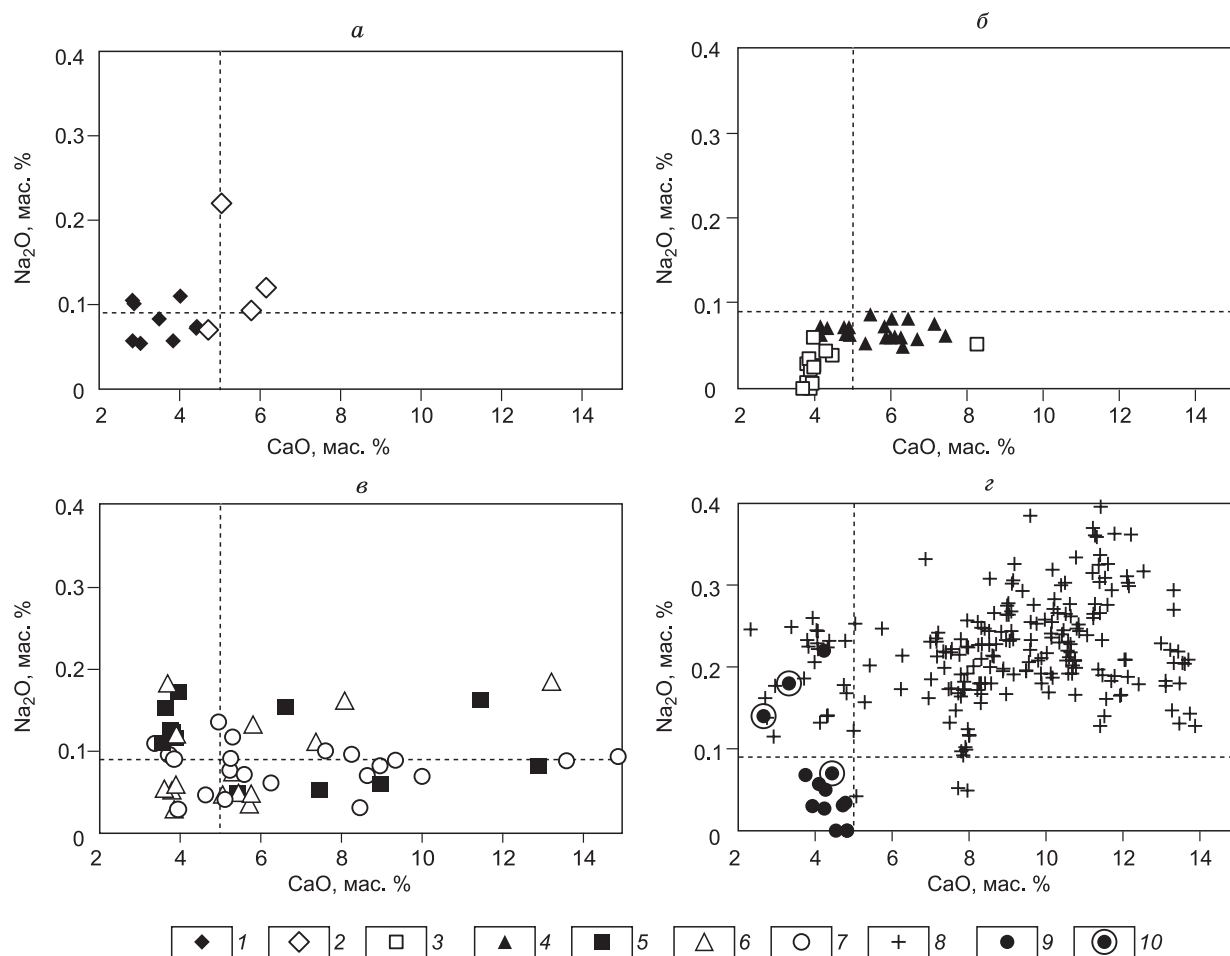


Рис. 8. Гранаты эклогит-пироксенитового состава из различных источников.

а — из слабоалмазных; б — неалмазных мезозойских трубок северо-востока Сибирской платформы; в — промышленно-алмазных палеозойских трубок центральной части платформы; г — включения в алмазах и из пироксенитов. Штриховые линии: горизонтальная — граница по Na_2O (0.09 мас. %), отделяющая потенциально алмазные эклогиты; вертикальная — граница по CaO (5.0 мас. %), отделяющая эклогит-пироксеновые малохромистые гранаты от заведомо эклогитовых (пояснения см. в тексте).

1 — из кимберлита тр. Дьянга, 2 — из включений в алмазах тр. Дьянга [Sobolev et al., 1999]; 3 — из тр. Обнаженная, 4 — из тр. Второгонная, 5 — из тр. Удачная, 6 — из тр. Мир, 7 — из тр. Айхал, 8 — из включений в алмазах из россыпей северо-восточной части Сибирской платформы [Shatsky et al., 2015]; 9 — малохромистые гранаты из пироксенитов различных трубок Сибирской платформы, 10 — то же, из алмазных пироксенитов.

а в триасовых — в среднем 1—2 %. Наличие гарцбургит-дунитовых гранатов в палеозойской тр. Ивушка, в том числе и малокальцевых (от 1.9 мас. % CaO), несомненно свидетельствует о хорошо развитом слое ультрадеплетированных продуктивных на алмазы пород в палеозойское время в данном регионе.

Показателем того, что кимберлит захватывает вещество с уровня подошвы литосферы является наличие гранатов мегакристовой ассоциации, образующихся вблизи границы литосфера—астеносфера в результате фракционной кристаллизации расплавов астеносферного происхождения [Jones, 1987]. Все исследованные алмазные кимберлиты как мезозойского, так и палеозойского возраста выносят мегакристовые гранаты в различном количестве (от 2.4 до 62.3 %, см. табл. 1), а неалмазные — не выносят, в том числе и палеозойская тр. Загадочная. Исключение составляет неалмазная мезозойская тр. Ноябрьская, в которой количество мегакристовых гранатов почти две трети. Мы полагаем, что в действительности эта трубка все-таки содержит алмазы, как и тр. Дьянга, но в настолько незначительном количестве, что оно не было обнаружено при опробовании.

КЛИНОПИРОКСЕНОВАЯ МОНОМИНЕРАЛЬНАЯ ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ

Зерна хромистых диопсидов, отобранные по принципам [Ziberna et al., 2016] с нашими добавлениями (см. рис. 2, а, б), использовались для построения геотерм различных трубок северо-востока Си-

бирской платформы и для сравнения центральной части платформы. Применялись метод [Nimis, Taylor, 2000; Ziberna et al., 2016] с помощью аппроксимации геотермы и оценки мощности термической литосферы [McKenzie, Bickle, 1988], а затем программа FITPLOT [Mather et al., 2011]. Необходимые вводные данные по характеристикам коры взяты из опубликованных литературных источников. Мощность коры получена из цифровой модели структуры коры Сибирского кратона, построенной на основе данных сейсмических исследований [Cherapanova et al., 2013]. Теплогенерация для верхней и нижней коры, по данным [Розен и др., 2009], определенная для Далдынского террейна Анабарского щита, варьирует в интервале 1.2—0.076 мк Вт/м³, что при средневзвешенных значениях для коры мощностью 40 км соответствует около 0.36 мк Вт/м³. В данной работе использовались значения 0.76 и 0.36 мк Вт/м³ для верхней и нижней коры. Теплогенерация в литосферной мантии трудно поддается оценке, однако, согласно последним исследованиям [Michaut, Jaupart, 2007], составляет менее 0.02 мк Вт/м³. В данном случае аналогично работам [Mather et al., 2011; Ziberna et al., 2016], а также согласно полученным ранее оценкам теплогенерации для геотермы Калахари [Rudnik et al., 1998] теплогенерация мантийной части литосферы принята равной нулю. В связи с этим прогреваемая кондуктивно мантийная часть геотермы является прямой, а не искривленной, как в модели [Pollack, Chapman, 1977]. Термическая мощность литосферы определяется в соответствии с глубиной пересечения геотермы с мантийной адиабатой [McKenzie et al., 2005].

Из палеозойских трубок центральной части рассмотрены две: самая глубинная — Удачная и самая малоглубинная — Загадочная. Трубка Удачная выносит большое количество неизмененных пород литосферной мантии в широком диапазоне глубин и во многом служит эталонным объектом исследований. *PT*-параметры ксенолитов этой трубки описаны многими авторами на основании различных современных методов термобарометрии [Похиленко и др., 1993; Ionov et al., 2010; Doucet et al., 2013; Agashev et al., 2013; Тычков и др., 2014]. При обобщении всех достоверных данных хорошо видно, что распределение *PT*-параметров ксенолитов трубки имеет минимум три четко отличающихся участка (рис. 9, а): «холодный» (по тепловому потоку) участок в средней части разреза, состоящий из деплетированных перцолитов [Ionov et al., 2010; Тычков и др., 2014] и ультрадеплетированных мегакристаллических гарцбургитов и дунитов [Похиленко и др., 1993]; высокотемпературный глубинный участок, представляющий вторично обогащенные породы, подвергшиеся воздействию астеносферных расплавов; и малоглубинный (менее 130 км), также характеризующийся более высоким тепловым потоком относительно среднего участка.

В работе [Ziberna et al., 2016], где обсуждаются ошибки при использовании мономинеральной термобарометрии [Nimis, Taylor, 2000] при построении геотерм, авторы предлагают исключить для тр. Новинка смещенную в высокотемпературную область высокобарическую часть образцов «из-за недооценки давлений». Мы считаем это совершенно правильным, поскольку эти образцы не отражают исходное строение литосферы, хотя скорее не из-за недооценки давлений, а из-за повышенной температуры, возникшей в результате воздействия астеносферных расплавов. То, что как раз эти породы испытали такое воздействие, не раз показано для тр. Удачная и ряда других [Kopylova et al., 1999; Burgess, Harte, 2004; Ionov et al., 2010; Doucet et al., 2013; Agashev et al., 2013; Howarth et al., 2014]. Также и малоглубинная часть ксенолитов тр. Удачная, вероятно, не характеризует первоначальные свойства литосферной мантии, хотя пока не вполне ясно в результате какого процесса. В связи с этим, геотерма тр. Удачная была построена с помощью методики [McKenzie, Bickle, 1988; Mather et al., 2011] по средней части разреза, характеризующейся наиболее холодным тепловым потоком. Трубка Загадочная, расположенная в том же районе, опробует узкий малоглубинный участок литосферы. Ее геотерма, построенная тем же методом, полностью совпадает с геотермой средней части разреза тр. Удачная (см. рис. 9, а). Это подтверждает актуальность построенной единой геотермы для данного района, а также указывает на то, что процессы, приведшие к термическому возмущению и сдвигу малоглубинной части образцов тр. Удачная в сторону повышения температуры, вероятно, имели место только для этой трубки и связаны с индивидуальными особенностями ее внедрения. Параметры общей геотермы для центральной части Сибирской платформы на палеозойское время таковы: мощность термальной литосферы около 260 км, тепловой поток на границе Мохо 12.7 мВт/м², положение геотермы соответствует тепловому потоку 34.9 мВт/м², по модели [Hasterok, Chapman, 2011], или примерно 37 мВт/м², по модели [Pollack, Chapman, 1977].

Мезозойская литосфера в различных районах северо-восточной части платформы показывает различные характеристики. Данные из литературных источников по триасовым трубкам Харамайского поля (см. рис. 9, б), (Ni-Cr-гранатовая термобарометрия, данные [Griffin et al., 2005], клинопироксеновая термобарометрия [Nimis, Taylor, 2000], данные [Черенкова, Черенков, 2007]) хорошо согласуются и дают мощность термальной литосферы около 225 км, тепловой поток на границе Мохо 14.5 мВт/м², положение геотермы соответствует тепловому потоку 36.7 мВт/м², по модели [Hasterok, Chapman, 2011], или примерно 38—39 мВт/м², по модели [Pollack, Chapman, 1977]. Геотермы для двух юрских трубок

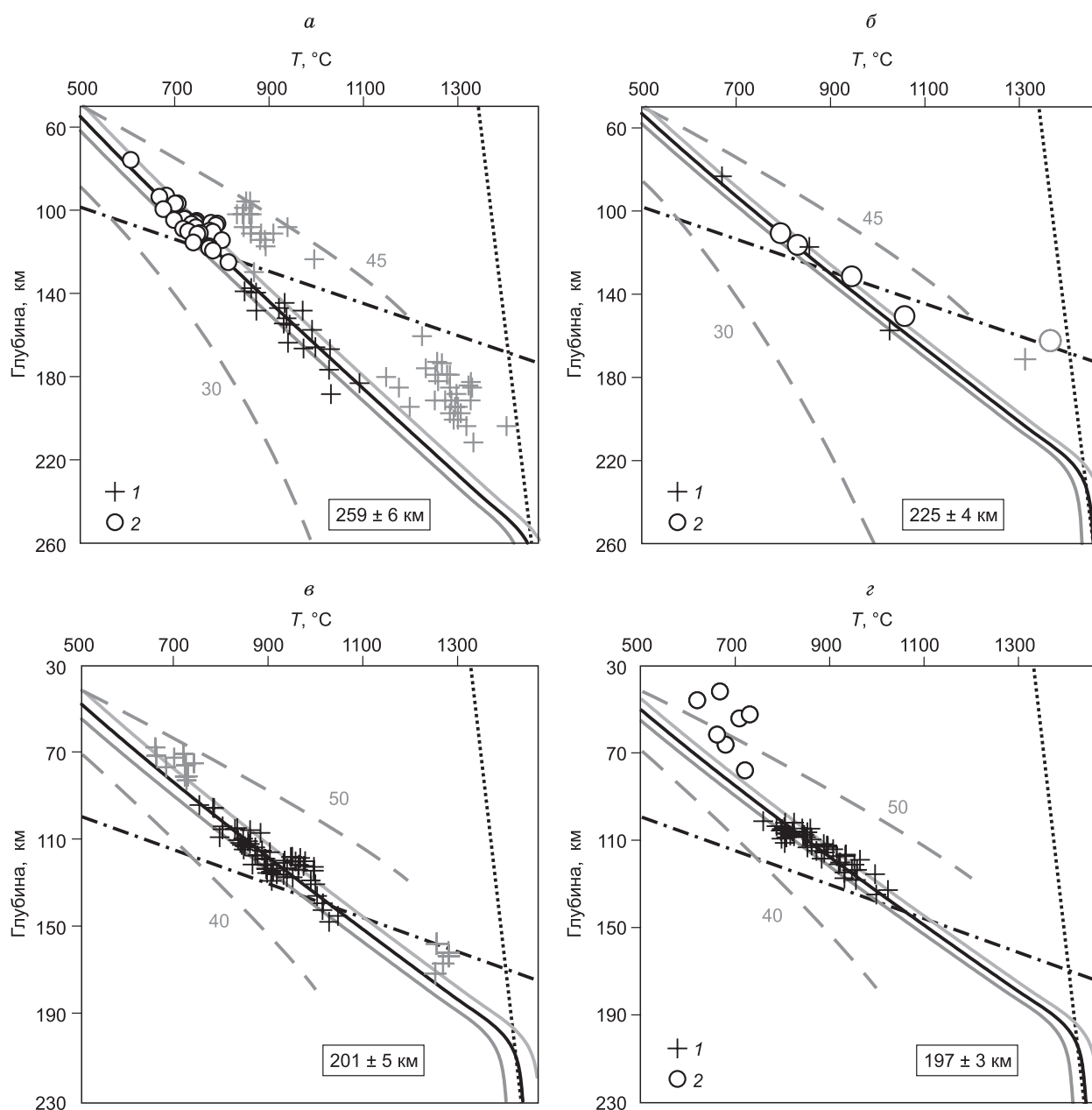


Рис. 9. Геотермы изученных районов по методу [McKenzie, Bickle, 1988; Mather et al., 2011].

a — палеозойские (D-C) трубки Удачная (1) (данные [Похиленко и др., 1993; Doucet et al., 2013; Тычков и др., 2014] и Загадочная (2) (данные [Nimis et al., 2009]) центральной части Сибирской платформы; *б* — обобщенные данные по мезозойским (Т) трубкам Харамайского поля: 1 — Ni-Cr-гранатовая термобарометрия [Ryan et al., 1996], по данным [Griffin et al., 2005], 2 — ксенолиты различных трубок, по данным [Черенкова, Черенков, 2007], метод [Nimis, Taylor, 2000]); *в*, *з* — мезозойские (J) трубки северо-востока Сибирской платформы: *в* — Дьянга, *з* — Второгодница, новые данные (метод [Nimis, Taylor, 2000]) (1), Обнаженная, данные [Howarth et al., 2013] (2).

Серыми символами показаны образцы, не участвующие в построении геотермы и характеризующие участки геотерм, подвергшиеся термическому возмущению. Черные и серые линии — рассчитанная геотерма и ошибка аппроксимации PT -параметров. Штрихпунктирная линия — граница перехода графит—алмаз [Kennedy, Kennedy, 1976], черный пунктир — мантийная адиабата, серая штриховая линия — геотермы различного теплового потока в мВт/м^2 [Pollack, Chapman, 1977]. Цифры в рамочке — глубина термической литосферы.

Куойкского кимберлитового поля — Дьянга и Второгодница (см. рис. 9, *в*, *з*) практически совпадают и дают в целом следующие характеристики: мощность термальной литосферы около 200 км, тепловой поток на границе Мохо 15.7 мВт/м^2 , положение геотермы соответствует 39.0 мВт/м^2 по модели [Hasterok, Chapman, 2011], или примерно 41 мВт/м^2 , по модели [Pollack, Chapman, 1977]. PT -распределение тр.

Дьянга аналогично тому, как в тр. Удачная, разделяется на три части, средняя, наиболее «холодная», была взята для вычислений. Трубка Обнаженная (см. рис. 9, з) того же района (по данным [Howarth et al., 2014]) опробует очень малые глубины, начиная с 72 км, и показывает все большие значения теплового потока с уменьшающейся глубиной. Это подтверждает представление о необходимости использования наиболее холодных по тепловому потоку участков комплексного разреза, составленного из *PT*-оценок ксенолитов различных трубок кимберлитового поля для получения наименее термически измененной, исходной структуры литосферы.

ГРАНАТОВАЯ МОНОМИНЕРАЛЬНАЯ БАРОМЕТРИЯ

Мономинеральная гранатовая барометрия основывается на оценке предельной примеси Cr_2O_3 в гранатах кимберлитов в зависимости от давления [Соболев и др., 1969б; Sobolev et al., 1973; Nixon et al., 1987; Дорошев и др., 1997; Grütter et al., 2006; Туркин, Соболев, 2009]. На рис. 4 показано распределение гранатов различных трубок в координатах Cr_2O_3 — CaO . За очень редким исключением субкальциевые *Cr*-пиропы, содержащие более 10 мол. % кноррингитового компонента, присутствуют в концентратах только алмазонасных трубок, сопровождаемые кальциевыми пиропами с повышенной примесью Cr_2O_3 [Соболев и др., 1978; Туркин, Соболев, 2009].

Оценка относительной роли *Cr* и *Ca* в гранатах, ассоциирующих с хромитом, сводится, прежде всего, к отличию кимберлитов, не содержащих алмазы, от алмазосодержащих кимберлитов: от слабоалмазонасных до промышленных месторождений [Sobolev et al., 1973]. Предельное содержание Cr_2O_3 в гранатах из концентратов может варьировать в широком интервале даже в слабоалмазонасных кимберлитах и зависит в основном от представительности опробования. Наглядным примером может служить тр. Као (Лесото), где в слабоалмазонасном кимберлите с содержанием алмазов < 0.33 кар./т [Nixon et al., 1987] в концентрате обнаружен гранат, содержащий 17.45 мас. % Cr_2O_3 [Nixon, Hornung, 1968], состав которого был утвержден Международной минералогической ассоциацией в качестве нового минерала — кноррингита, так как по одной из принятых систем пересчета на компоненты он содержал более 50 % $\text{Mg}_3\text{Cr}_2[\text{SiO}_4]_3$. Другой пример представляет большой массив анализов пиропов из кимберлитов провинции Шандун (КНР) [Grütter et al., 1999]. Количество проанализированных гранатов на диаграмме Cr_2O_3 — CaO (более 2600 зерен) сопоставимо с представленной в этой же работе суммарной выборкой гранатов из месторождений Айхал (Якутия). Однако максимальная примесь Cr_2O_3 в гранатах из кимберлитов провинции Шандун значительно выше таковой для якутских месторождений при несопоставимо более низком содержании алмазов. Это существенно ограничивает возможность использования метода. Достоверная оценка давления, как показано выше, полностью зависит от представительности выборки.

Особый интерес представляет возможность реконструкции парагенезиса неизмененного оливина из кимберлитов на примере тр. Удачная, в которой впервые установлены включения пироба в центральных зонах идиоморфного оливина II и ксеноморфного оливина I в отдельных образцах в парагенезисе с клинопироксеном [Соболев и др., 2015]. Такие включения пироба с переменной примесью Cr_2O_3 от 1.41 до 9.14 мас. %, зафиксированные в шести образцах оливина, наиболее близки по составу пиропам зернистых перидотитов, отличаясь повышенным содержанием *Ti* до 200 г/т. Одним из важных выводов выполненного исследования является доказательство идентичности центральных однородных зон ксенокристаллов оливина I и II [Соболев и др., 2015].

⁴⁰Ar/³⁹Ar ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯ ФЛОГОПИТОВ

В ходе исследования кимберлитовой тр. Дьянга были отобраны образцы флогопитов для ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования (образцы Дьянга-1, Дьянга-2 и Дьянга-3). Отобранные зерна по размеру превышают 3 мм и, вероятнее всего, являются ксеногенными, т. е. отторженцами пород литосферной мантии. По имеющимся в литературе данным, возраст трубки оценивается *Rb/Sr* методом на уровне 157 ± 2 млн лет [Агашев и др., 2004]. *U/Pb* методом по циркону возраст этой трубки определен 156 ± 8 млн лет [Griffin et al., 1999].

Для образца Дьянга-1 получен сложный возрастной спектр, представляющий собой последовательность из ступеней вверх от 266.7 млн лет в низкотемпературной части до 432.4 млн лет в высокотемпературной части возрастного спектра (рис. 10). В возрастном спектре флогопита Дьянга-2 после нескольких ступеней вверх выделяется устойчивое плато с возрастом 384.6 ± 2.8 млн лет в высокотемпературной части спектра, соответствующей 80 % выделенного ³⁹Ar. Возрастной спектр образца Дьянга-3 представляет собой серию ступеней вверх с возрастом последней ступени 563.4 млн лет, которая соответствует 30 % выделенного ³⁹Ar. Основываясь на данных, представленных на *Ca/K* диаграммах для каждого возрастного спектра, логично предположить, что флогопиту соответствуют возрастные ступени с наименьшим *Ca/K* отношением.

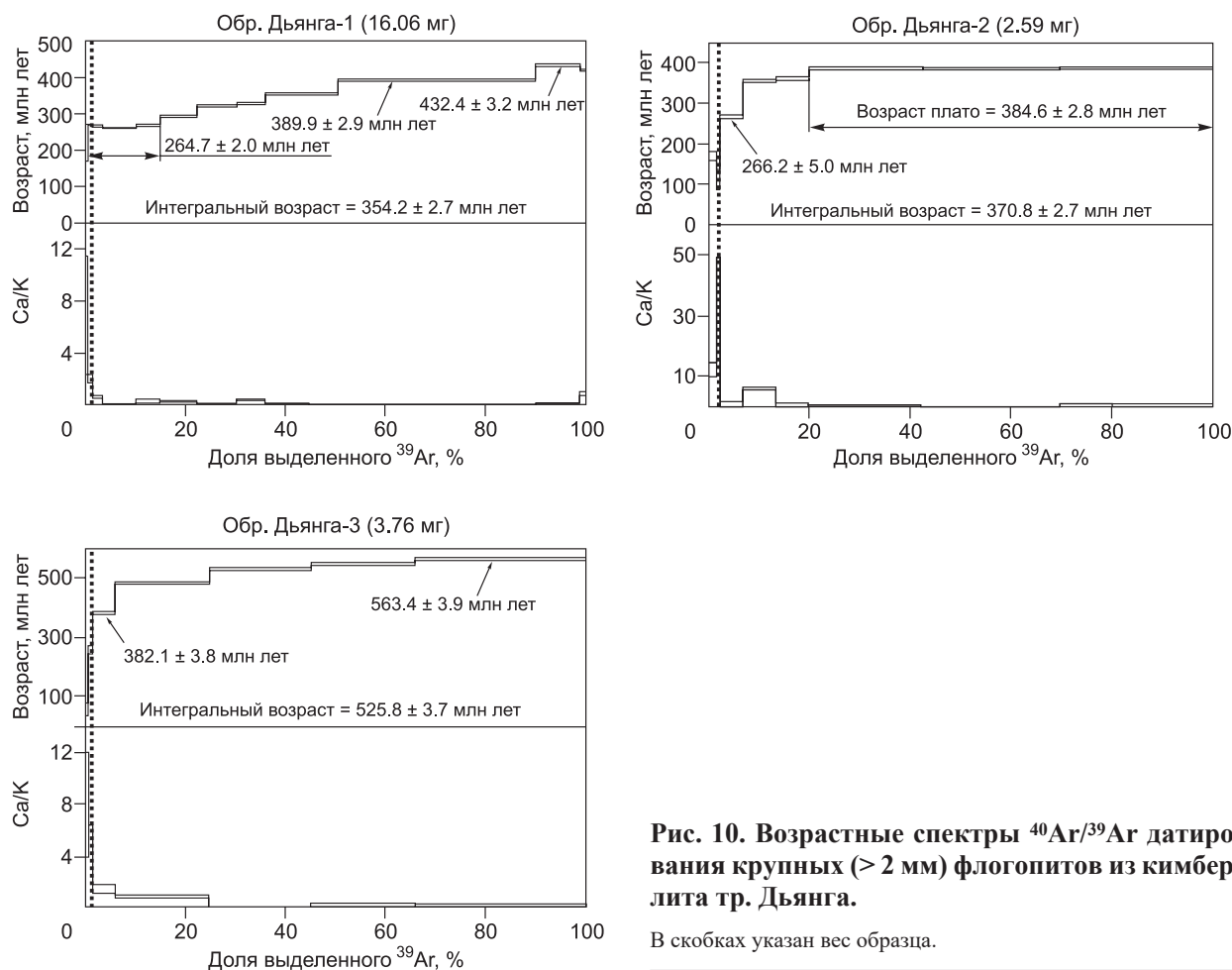


Рис. 10. Возрастные спектры $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования крупных (> 2 мм) флогопитов из кимберлита тр. Дьянга.

В скобках указан вес образца.

Форма возрастных спектров может быть обусловлена влиянием высокотемпературного кимберлитового расплава во время подъема кимберлитовой трубки к поверхности на К/Аг изотопную систему флогопита, сформировавшегося на глубине. В связи с этим возраст формирования зерен флогопитов для каждого образца можно оценить как не менее 432.4 млн лет (образец флогопита Дьянга-1), не менее 384.6 млн лет (образец флогопита Дьянга-2) и не менее 563.4 млн лет (образец флогопита Дьянга-3).

Совокупность полученных геохронологических данных по трем образцам флогопитов не противоречит данным Rb/Sr датирования трубки [Агашев и др., 2004] и свидетельствует о внедрении кимберлитового расплава с возрастом не древнее 264.7 млн лет.

Полученные возрасты 563.4, 432.4, 384.6 млн лет для ксеногенных флогопитов из тр. Дьянга свидетельствуют о метасоматическом воздействии на литосферу в данном регионе в палеозойское (и близ-палеозойское) время. Интересно отметить, что все три датировки не относятся к древним эпохам, как большинство ксеногенных флогопитов из палеозойских кимберлитов центральной части платформы — тр. Удачная (2.4; 2.6; 2.3; 2.3; 0.7 млрд лет [Похиленко и др., 2013]). Это может свидетельствовать о том, что эпохи древнего «водного» метасоматоза в мантии на окраине платформы происходили существенно позднее, чем в центральной части.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Геотерма довольно необычной для мезозойского возраста тр. Дьянга по тепловому потоку полностью совпадает с геотермой тр. Второгоднища. Это наряду с доказанным отсутствием в тр. Дьянга существенного количества гранатов гарцбургит-дунитового парагенезиса однозначно говорит о принадлежности данной трубки к мезозойскому этапу внедрения кимберлитов. Мощность термальной литосферы в палеозойское время на Сибирской платформе в центральной части составляла около 260 км. В мезозойское 225 км для Харамайского и 200 км для Куойкского кимберлитовых полей. Тепловой поток мезозойской литосферы относительно палеозойской повышен, что существенно сокращает потенциальную алмазопродуктивность мезозойской литосферы, поскольку граница перехода графит—алмаз для нее проходит на глубине около 140 км, что более чем на 20 км глубже, чем для палеозойской.

Мощность палеозойской литосферы северо-востока платформы, оцененная по гранатам тр. Ивушка (140 км), даже несколько меньше, чем мезозойская по гранатам тр. Дьянга (143 км). Примеры измерения мощности по гранатам трубок Ивушка и Ноябрьская, которая явно недооценена из-за малого количества гранатов деплетированных парагенезисов в этих трубках, показывают, что при использовании гранатовой барометрии для относительно адекватной оценки мощности литосферы необходимо обращать внимание не на общее количество исследованных пироповых гранатов, а на количество гранатов именно деплетированных парагенезисов — гарцбургит-дунитов и зернистых лерцолитов, исключая из рассмотрения гранаты деформированных лерцолитов и мегакристовой ассоциации.

Литосферная мантия северо-восточной части Сибирской платформы, опробованная мезозойскими кимберлитами, обладает по сравнению с палеозойской двумя основными отличиями. Первое из них — крайне слабое развитие ультрадеплетированных пород — гарцбургитов и дунитов. Даже в самых глубоких алмазоносных мезозойских трубках количество минералов из них не превышает первых процентов. В большинстве же трубок следы данных пород отсутствуют. Незначительное количество алмазов, выносимых из мезозойских трубок, связано в существенно большей степени с эклогитами и пироксенитами, чем с перидотитами. Второе важное отличие состоит в том, что при внедрении кимберлитов через мезозойскую литосферу уровень начала захвата отторженцев вмещающих пород для различных кимберлитовых трубок существенно варьирует — от вполне обычных для кратонной литосферы до очень малых (около 80 км), характерных для кимберлитоподобных пород обрамления древних платформ. Это не типично для кимберлитов, внедрявшихся в палеозойское время на Сибирской платформе. Обе эти черты мезозойской литосферы связаны, по нашему мнению, с воздействием на нее пермотриасового плюма и масштабного траппового вулканизма в данном районе на границе пермского и триасового периодов [Pokhilenko et al., 1999; Griffin et al., 1999; Тычков и др., 2008]. Вероятно, воздействие плюма и внедрение траппов привело не только к эрозии гарцбургит-дунитового слоя и значительному утонению литосферы, но и к существенному преобразованию ее структуры — возникновению вертикальных ослабленных зон, в пределах которых позже происходило образование кимберлитовых очагов в отрыве от основания литосферы. С этим же воздействием связывается повышенное количество в мезозойской литосфере эклогитовых и пироксенитовых пород [Pokhilenko et al., 1999].

Проведенное изучение мантийных минералов из различных по алмазоносности и глубинности кимберлитов Сибирской платформы указывает, что принципиальное наличие минералов мегакристовой ассоциации можно считать положительным признаком на алмазоносность кимберлитов. Все исследованные алмазоносные кимберлиты Сибирской платформы содержат минералы этого парагенезиса в том или ином количестве. В то же время, как показывает пример тр. Ноябрьская, лучшим вариантом в плане алмазоносности является присутствие минералов мегакристовой ассоциации в незначительном количестве. В связи с вышеизложенным, интересно оценить потенциальную алмазоносность еще не найденных кимберлитовых трубок палеозойского возраста на северо-востоке платформы, о наличии которых свидетельствует обнаруженная в этом районе слабоалмазоносная тр. Ивушка, перекрытая пермскими осадочными породами. Доля мегакристовых гранатов вместе с гранатами деформированных лерцолитов в ней составляет более 80 %. С учетом наличия развитого алмазопродуктивного слоя в палеозойской литосфере района это дает надежду на обнаружение здесь высокопродуктивных кимберлитов в случае, если область захвата вещества будет в них сдвинута вверх по разрезу в зону ультрадеплетированных парагенезисов, как в трубках Айхал или Удачная.

⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование образцов ксеногенных флогопитов из тр. Дьянга дало возрасты 563.4, 432.4, 384.6 млн лет, что можно интерпретировать как метасоматическое воздействие на литосферу в палеозойское время в данном регионе. Датировки не относятся к древним эпохам, как для большинства ксеногенных флогопитов из палеозойских кимберлитов центральной части платформы — тр. Удачная. Это может свидетельствовать о том, что эпохи древнего «водного» метасоматоза в мантии на окраине платформы происходили существенно позднее, чем в центральной части.

Исследование выполнено в рамках государственного задания (проект 0330-2016-0006) при поддержке РФФИ (проекты № 14-05-31520, 18-05-00211, 18-05-01143) и РНФ (14-17-00602П).

ЛИТЕРАТУРА

Агашев А.М., Похиленко Н.П., Толстов А.В., Поляничко В.В., Мальковец В.Г., Соболев Н.В. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутской алмазоносной провинции // ДАН, 2004, т. 399, № 1, с. 95—99.

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.

Алмазные месторождения Якутии / Ред. В.С. Соболев. М., Госгеолиздат, 1959, 527 с.

- Бобриевич А.П., Смирнов Г.И., Соболев В.С.** К минералогии ксенолитов гроссуляр-пироксен-диستنковой породы (гроспидита) из кимберлитов Якутии // Геология и геофизика, 1960 (3), с. 18—24.
- Брахфогель Ф.Ф.** Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1984, 128 с.
- Дорошев А.М., Брай Г.П., Гирнис А.В., Туркин А.И., Когарко Л.Н.** Гранаты пироп-кноррингитового ряда в условиях мантии Земли: экспериментальное изучение в системе $MgO-Al_2O_3-SiO_2-Cr_2O_3$ // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (2), с. 523—545.
- Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харькив А.Д.** Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам // Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 1, с. 175—179.
- Зинчук Н.И., Коптиль В.И.** Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М., Недра, 2003, 603 с.
- 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-спектрохимическим (SHRIMP) методом // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (1), с. 91—99.
- Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н., Соболев Н.В., Маликов Ю.И.** Определение состава порообразующих минералов рентгеноспектральным микроанализом с электронным зондом // Заводская лаборатория, 1974, т. 40, № 6, с. 657—661.
- Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В.** Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий электронный микроскоп? // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (8), с. 1473—1482.
- Милашев В.А.** Родственные включения в кимберлитовой трубке «Обнаженная» (бассейн реки Оленек) // Зап. ВМО, 1960, ч. 89, вып. 3, р. 284—289.
- Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Бойд Ф.Р., Пирсон Д.Дж., Шимизу Н.** Мегакристаллические пироповые перидотиты в литосфере Сибирской платформы: минералогия, геохимические особенности и проблема их происхождения // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (1), с. 71—84.
- Похиленко Л.Н., Алифирова Т.А., Юдин Д.С.** $^{40}Ar/^{39}Ar$ -датирование флогопита из мантийных ксенолитов: свидетельства древнего глубинного метасоматоза литосферы Сибирского кратона // ДАН, 2013, т. 449, № 1, с. 76.
- Розен О.М., Соловьев А.В., Журавлев Д.З.** Термальная эволюция северо-востока Сибирской платформы в свете данных трекового датирования апатитов из керна глубоких скважин // Физика Земли, 2009, № 10, с. 79—96.
- Соболев В.С.** Геология месторождений алмазов Африки, Австралии, острова Борнео и Северной Америки. М., Госгеолиздат, 1951, 126 с.
- Соболев В.С., Соболев Н.В.** Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли // Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 31, с. 108—111.
- Соболев В.С., Най Б.С., Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н.** Ксенолиты алмазных пироповых серпентинитов из трубки «Айхал», Якутия // Докл. АН СССР, 1969а, т. 188, № 5, с. 1141—1143.
- Соболев Н.В.** Парагенетические типы гранатов. М., Наука, 1964, 218 с.
- Соболев Н.В.** Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1974, 264 с.
- Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н., Соболев Е.В.** Хромовые пиропы из алмазов Якутии // Докл. АН СССР, 1969б, т. 189, № 1, с. 162—165.
- Соболев Н.В., Гневушев М.А., Михайловская Л.Н., Фупиргендлер С.И., Шеманина Е.И., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н.** Состав гранатов и пироксенов в уральских алмазах // Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 1, с. 190—193.
- Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В.** Роль хрома в гранатах из кимберлитов. Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1978, с. 145—168. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 403).
- Соболев Н.В., Белик Ю.П., Похиленко Н.П., Лаврентьев Ю.Г., Кривонос В.Ф., Поляков В.Н., Соболев В.С.** Хромсодержащие пиропы в нижнекаменноугольных отложениях Кютюнгинского прогиба // Геология и геофизика, 1981 (2), с. 153—157.
- Соболев Н.В., Соболев А.В., Томиленко А.А., Ковязин С.В., Батанова В.Г., Кузьмин Д.В.** Парагенезис и сложная зональность вкрапленников оливина из неизмененного кимберлита трубки Удачная-Восточная (Якутия): связь с условиями образования и эволюцией кимберлита // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (1—2), с. 337—360.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б.** Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2009, № 11, с. 1181—1199.

- Туркин А.И., Соболев Н.В.** Пироп-кноррингитовые гранаты: обзор экспериментальных данных и природных парагенезисов // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1506—1523.
- Тычков Н.С., Похиленко Н.П., Кулигин С.С., Малыгина Е.В.** Особенности состава и происхождение пиропов аномального состава из лерцолитов (свидетельства эволюции литосферной мантии Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (4), с. 302—318.
- Тычков Н.С., Агашев А.М., Малыгина Е.В., Николенко Е.И., Похиленко Н.П.** Термальные возмущения в литосферной мантии на примере *PT*-условий равновесия ксенолитов из трубки Удачная // ДАН, 2014, т. 454, № 3, с. 328—333.
- Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.** Коренные месторождения алмазов мира. М., Недра, 1998, 555 с.
- Черенкова А.Ф., Черенков В.Г.** Кимберлиты Харамайского поля и глубинные ксенолиты в них. М., Геоинформмарк, 2007, 238 с.
- Agashev A.M., Ionov D.A., Pokhilenko N.P., Golovin A.V., Cherepanova Y., 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—161, p. 201—215.
- Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E.** Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards // *Chem. Geol.*, 1996, v. 129, p. 307—324.
- Beard B.L., Fraccaci K.N., Taylor L.A., Snyder G.A., Clayton R.N., Mayeda T.K., Sobolev N.V.** Petrography and geochemistry of eclogites from the Mir kimberlite, Yakutia, Russia // *Contr. Miner. Petrol.*, 1996, v. 125, p. 293—310.
- Boyd F.R.** Garnet peridotites and the system $\text{CaSiO}_3\text{—MgSiO}_3\text{—Al}_2\text{O}_3$ // *Miner. Soc. Amer.*, 1970, Spec. Pap., 3, p. 63—75.
- 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.
- Cherepanova Y., Artemieva I.M., Thybo H., Chemia Z.** Crustal structure of the Siberian craton and the West Siberian basin: An appraisal of existing seismic data // *Tectonophysics*, 2013, v. 609, p. 154—183.
- 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 // *Contr. Miner. Petrol.*, 2013, p. 1—18.
- Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Win T.T., Kinny P.D., Ilupin I.P.** The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // *Tectonophysics*, 1999, v. 310, p. 1—35.
- Griffin W.L., Natapov L.M., O'Reilly S.Y., Achterbergh E., Cherenkova A.F., Cherenkov V.G.** The Kharamai kimberlite field, Siberia: Modification of the lithospheric mantle by the Siberian Trap event // *Lithos*, 2005, v. 81, p. 167—187.
- Grütter H., Apter D.B., Kong J.** Crust–mantle coupling: evidence from mantle-derived xenocrystic garnets // *Proceedings of the VII International Kimberlite Conference, Red Roof Design, Cape Town, South Africa*, 1999, p. 307—313.
- Grütter H., Latti D., Menzies A.** Cr-saturation arrays in concentrate garnet compositions from kimberlite and their use in mantle barometry // *J. Petrol.*, 2006, v. 47, p. 801—820.
- Hasterok D., Chapman D.S.** Heat production and geotherms for the continental lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2011, v. 307, p. 59—70.
- Howarth G.H., Barry P.H., Pernet-Fisher J.F., Baziotis I.P., Pokhilenko N.P., Pokhilenko L.N., Bodnar R.J., Taylor L.A., Agashev A.M.** Superplume metasomatism: Evidence from Siberian mantle xenoliths // *Lithos*, 2014, v. 184—187, p. 209—224.
- 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.
- Jakob W.R.O.** Geochemical aspects of the megacryst suite from the Monastery kimberlite pipe. M.Sc. thesis, University of Cape Town, 1977, 81 p.
- 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, p. 189—202.
- Jones R.A.** Strontium and neodymium isotopic and rare earth element evidence for the genesis of megacrysts in kimberlites of southern Africa // *Mantle xenoliths* / Ed. P.H. Nixon. John Wiley and Sons, 1987, p. 711—724.
- Kennedy C.S., Kennedy G.C.** The equilibrium boundary between graphite and diamond // *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, № B14, p. 2467—2470.
- Kopylova M.G., Russell J.K., Cookenboo H.** Petrology of peridotite and pyroxenite xenoliths from the Jericho kimberlite: implications for the thermal state of the mantle beneath the Slave Craton, northern Canada // *J. Petrol.*, 1999, v. 40, p. 79—104.

Mather K.A., Pearson D.G., McKenzie D., Kjarsgaard B.A., Priestley K. Constraints on the depth and thermal history of cratonic lithosphere from peridotite xenoliths, xenocrysts and seismology // *Lithos*, 2011, v. 125, p. 729—742.

McKenzie D., Bickle M. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere // *J. Petrol.* 1988, v. 29, p. 625—679.

McKenzie D., Jackson, J., Priestley, K. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 233, p. 337—349.

Michaut, C., Jaupart, C. Secular cooling and thermal structure of continental lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 257, p. 83—96.

Nimis P. Evaluation of diamond potential from the composition of peridotitic chromian diopside // *Eur. J. Miner.*, 1998, v. 10, p. 505—519.

Nimis P., Taylor W.R. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Pt I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // *Contr. Miner. Petrol.*, 2000, v. 139, № 5, p. 541—554.

Nimis P., Zanetti A., Dencker I., Sobolev N.V. Major and trace element composition of chromian diopsides from the Zagadochnaya kimberlite (Yakutia, Russia): Metasomatic processes, thermobarometry and diamond potential // *Lithos*, 2009, v. 112, № 3—4, p. 397—412.

Nixon P.H., Hornung G. A new chromium garnet end member knorringite from kimberlite // *Amer. Miner.*, 1968, v. 53, p. 1833—1840.

Nixon P.H., van Carsteren P.W.C., Boyd F.R., Hawkesworth C.J. Harzburgites with garnets of diamond facies from Southern African kimberlites // *Mantle xenoliths* / Ed. P.H. Nixon. John Wiley and Sons, 1987, p. 523—533.

Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Kuligin S.S., Shimizu N. Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnet in Yakutian kimberlites and some aspects of the Siberian craton lithospheric mantle // *Proceedings of the VII International Kimberlite Conference, Red Roof Design, Cape Town, South Africa, 1999*, v. 2, p. 689—698.

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.

Ramsay R.R., Tompkins L.A. The geology, heavy mineral concentrate mineralogy, and diamond prospectivity of the Boa Esperanca and Cana Verde pipes, Corrego D'anta, Minas // *Proc. 5th Int. Kimberlite Conf. 2. Kimberlites, related rocks and mantle xenoliths* / Eds. H.O.A. Meyer, O.H. Leonardos // *CPRM Spec. Publ. Brasillia, Brazil*, 1994, p. 329—345.

Rudnick R.L., McDonough W.F., O'Connell R.J. Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere // *Chem. Geol.*, 1998, v. 145, p. 395—411.

Ryan C.G., Griffin W.L., Pearson N.J. Garnet geotherms — pressure–temperature data from Cr-pyroxene garnet xenocrysts in volcanic rocks // *J. Geophys. Res.*, 1996, v. 101, № B3, p. 5611—5625.

Schulze D.J. A classification scheme for mantle-derived garnets in kimberlite: a tool for investigating the mantle and exploring for diamonds // *Lithos*, 2003, v. 71, p. 195—213.

Shatsky V.S., Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., Kalinina V.V. Diamondiferous subcontinental lithospheric mantle of the northeastern Siberian Craton: Evidence from mineral inclusions in alluvial diamonds // *Gondwana Res.*, 2015, v. 28, № 1, p. 106—120.

Smyth J.R., Caporuscio F.A. Petrology of a suite of eclogite inclusions from the Bobbejaan kimberlite: II. Primary phase compositions and origin // *Kimberlite II. The mantle and crust-mantle relationships* // Ed. J. Kornprobst. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 121—131.

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, p. 85—113.

Sobolev N.V., Lavrent'ev J.G. Isomorphic sodium admixture in garnets formed at high pressures // *Contr. Miner. Petrol.*, 1971, v. 31, p. 1-12.

Sobolev N.V., Lavrent'ev Y.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V. Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses // *Contr. Miner. Petrol.*, 1973, v. 40, p. 39—52.

Sobolev N.V., Yefimova E.S., Koptil V.I. Mineral inclusions in diamonds in the northeast of the Yakutian diamondiferous province // *Proceedings of the VII International Kimberlite Conference. Cape Town, 1999*, v. 2, p. 816—823.

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, p. 42—64.

Stachel T., Harris J.W. The origin of cratonic diamonds—Constraints from mineral inclusions // *Ore Geol. Rev.*, 2008, v. 34, p. 5—32.

Sun J., Liu C.-Z., Tappe S., Kostrovitsky S.I., Wu F.-Y., Yakovlev D., Yang Y.H., Yang J.H. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: insights from in situ U-Pb and Sr-Nd perovskite isotope analysis // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2014, v. 404, p. 283—295.

Sun J., Tappe S., Kostrovitsky S.I., Liu C.-Z., Skuzovatov S.Y., Wu F.-Y. Mantle sources of kimberlites through time: A U—Pb and Lu—Hf isotope study of zircon megacrysts from the Siberian diamond fields // *Chem. Geol.*, 2018, v. 479, p. 228—240.

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., Keller R., Remley D.A., Anand M., Wiesli R., Valley J.W., Sobolev N.V. Petrogenesis of group A eclogites and websterites: evidence from the Obnazhennaya kimberlite, Yakutia // *Contr. Miner. Petrol.*, 2003, v. 145, p. 424—443.

Tollo R.P. Petrology and mineral chemistry of ultramafic and related inclusions from the Orapa A/K-1 kimberlite pipe, Botswana. MSc Thesis (unpublished), University of Massachusetts, 1982, 203 p.

Wagner P.A. The diamond fields of Southern Africa. Johannesburg, Transvaal Leader, 1914, 347 p.

Zibera L., Nimis P., Kuzmin D., Malkovets V.G. Error sources in single clinopyroxene thermobarometry and a mantle geotherm for the Novinka kimberlite, Yakutia // *Amer. Miner.*, 2016, v. 101, p. 2222—2232.

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
17 июля 2018 г.*