

Мантийные ксенокристаллы из кимберлитовых трубок Мир, Комсомольская-Магнитная и Дьянга: приложение к составу и термальному режиму литосферной мантии под Сибирским кратоном

Дымшиц А.М.¹, Тычков Н.С.²

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, adymshits@crust.irk.ru

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, tychkovne@gmail.com

Аннотация. На основе химического состава ксенокристаллов клинопироксена были реконструированы мантийные палеогеотермы под кимберлитовыми трубками Мир, Комсомольская-Магнитная и Дьянга (Мирнинское, Верхнемунское и Куойкское поля, Сибирский кратон). Было показано, что значения мощности литосферы для трубок на момент кимберлитового магматизма сильно разнятся, составляя около 270, 240 и 200 км, соответственно. Для Куойкского поля (где расположена трубка Дьянга), значения толщины литосферной мантии умеренные, однако они достаточны для того, чтобы кимберлитовая магма, поднимающаяся с границы астеносфера–литосфера, захватывала алмазоносные породы. Отсутствие продуктивных алмазоносных трубок в Куойкском поле может указывать на более интенсивное метасоматическое преобразование пород литосферной мантии данного региона в мезозое по сравнению с центральной частью Сибирского кратона в палеозойское время. В литосферной мантии под Мирнинским кимберлитовым полем имеется более широкое разнообразие пород по сравнению с Верхнемунским и Куойкским полем. Эклогиты и пироксениты больше всего проявлены в Мирнинском поле, в то время как гранатоперидотиты – в Верхнемунском. Оценки давления и температуры для ксенокристаллов клинопироксена из изученных трубок подтверждают возможную термальную неоднородность пород литосферной мантии в период кимберлитового магматизма. Для всех трубок был установлен кластер точек на умеренных глубинах (до 90 км), смещенный в сторону более высоких температур по сравнению с кондуктивной геотермой. А также было показано, что имеется ряд высокотемпературных ксенокристаллов в области границы литосфера–астеносфера, которые следуют так называемому «перегибу» или «ступеньке» геотермы.

Ключевые слова: ксенокристаллы, геотерма, Сибирский кратон, кимберлит, литосферная мантия.

Mantle xenocrystals from the Mir, Komsomolskaya-Magnitnaya, and Dyanga kimberlite pipes: implication to the composition and thermal regime of the lithospheric mantle under the Siberian Craton

Dymshits A.M.¹, Tychkov N.S.²

¹ Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, adymshits@rust.irk.ru

² Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, tychkovne@gmail.com

Abstract. Based on the chemical composition of clinopyroxene xenocryst, the mantle paleogeotherms beneath the Mir, Komsomolskaya-Magnitnaya, and Dyanga (Siberian craton) kimberlite pipes were reconstructed. The thickness of the lithosphere beneath the pipes at the time of kimberlitic magmatism vary greatly and were about 270, 240 and 200 km, respectively. For the Kuoika field, the values of the lithospheric mantle thickness are moderate, but they are sufficient for the kimberlite magma rising from the asthenosphere-lithosphere boundary to capture the diamondiferous rocks. The absence of productive diamondiferous pipes in the Kuoika field may indicate a more intense metasomatic transformation of the lithospheric mantle of this region in the Mesozoic compared to the central part of the Siberian Craton in the Paleozoic. In the lithospheric mantle beneath the Mirny kimberlite field there is a wider diversity of rocks compared to the Upper Muna and Kuoika fields. Eclogites and pyroxenites are most abundant in the Mirny field, whereas garnet peridotites are most abundant in the Upper Muna field. P-T estimates for clinopyroxene xenocrysts from the pipes confirm possible thermal heterogeneity of lithospheric mantle in the period of the kimberlite magmatism. The cluster of PT data at the moderate depths (down to 90 km) is shifted towards high temperatures in comparison with the conductive geotherm, and high-pressure high-temperature xenocrysts at the base of the lithosphere-asthenosphere boundary follow so called “kink” or “step” of the geotherm.

Keywords: xenocrysts, geotherm, Siberian Craton, kimberlite, lithospheric mantle.

Введение

Знание теплового состояния и толщины субкратонной литосферной мантии необходимо для понимания строения литосферной мантии, формирования кратонов и прогноза их алмазного потенциала (Griffin et al., 1999; Grütter, 2009; Kjarsgaard et al., 2019). Для Сибирского кратона численное моделирование мантийных геотерм было выполнено только в области нескольких кимберлитовых трубок (Howarth et al., 2014; Ziberna et al., 2016; Tychkov et al., 2018; Dymshits et al., 2020). «Клинопироксеновые» геотермы были определены для Верхнемунского и Куойкского кимберлитовых полей (Ziberna et al., 2016; Tychkov et al., 2018; Dymshits et al., 2020; Muraveva et al., 2022). На основании этих исследований толщина литосферной мантии в Мархинском, Далдынском и Биректинском террейнах Сибирского кратона резко варьирует от 180 до 250 км. Знания о тепловом состоянии литосферной мантии в Маганском террейне остаются ограниченными.

С момента открытия одного из первых алмазоносных кимберлитов в 1955 г. в пределах Маганского террейна (трубка Мир) было выявлено 6 кимберлитовых тел (в том числе очень богатых алмазами – трубки Мир и Интернациональная) и 2 жилы, которые являются самой южной алмазоносной группой в Сибирском кратоне. Особый интерес представляют ксенокристаллы гранатов и клинопироксенов мантийного происхождения, так как дают представление о большой выборке мантийных пород, что позволяет максимально достоверно оценивать состав и строение мантийной колонны. Глубина происхождения каждого зерна клинопироксена может быть оценена с помощью мономинерального термобарометра (Ziberna et al., 2016; Nimis & Taylor, 2000), что позволяет реконструировать мантийную палеогеотерму изучаемого региона на момент извержения кимберлитовой магмы. Состав ксенокристаллов гранатов в сочетании с «клинопироксеновой» геотермой помогает проследить распределение типов пород по глубине.

Предшествующие исследователи изучали основной элементный состав ксенокристаллов гранатов из трубки Мир, сосредоточившись на содержаниях хрома в зернах, без оценки термального режима литосферы. Ащепков и др. (2019) представили Р–Т оценки для большого набора данных различных мантийных ксенокристаллов из трубки Мир и показали, что они расположены между кондуктивными геотермами с тепловым потоком от 35 и до 40 мВт/м² (Pollack & Chapman, 1977), а литосферная мантия сложена преимущественно лерцолитами и эклогитами. Давление и температура для единичных мантийных ксенолитов из трубки Мир находятся в диапазоне 17–53 кбар и 800–1200 °С (Roden et al., 2006). На основе термобарометрии отдельных зерен Cr-пиропа мантийная геотерма соответствует значению теплового потока 37 мВт/м², а исследование по представительной выборке ксенокристаллов мантийных пиропов, определяет так называемую «гранатовую геотерму», близкую к кондуктивной геотерме с тепловым потоком 35 мВт/м² (Griffin et al., 1999), что позволяет предположить, что литосфера может простирается до глубины в 190 км. Однако, все приведенные работы позволяли оценить тепловой режим литосферной мантии под трубкой Мир «на глаз» простым нанесением Р–Т точек на геотермы. На сегодняшний день имеются более достоверные подходы с использованием современных моделей (Hasterok & Chapman, 2011; Mather et al., 2011) и тщательной оценкой используемых данных (Ziberna et al., 2016).

В данном исследовании основное внимание уделяется реконструкции кондуктивной палеогеотермы под кимберлитовой трубкой Мир на основе оригинальных данных по химическому составу мантийных ксенокристаллов клинопироксена. Для оценки термального режима и состава пород литосферной мантии Сибирского кратона на основе, в том числе, и литературных данных были построены геотермы для трубок разных террейнов с контрастным содержанием алмазов (высокоалмазоносная трубка Мир, Мирнинское поле; трубка Комсомольская-Магнитная с умеренными содержаниями, Верхнемункое поле; убого-алмазоносная трубка Дьянга, Куойкское поле). Куойкское кимберлитовое поле располагается на северо-востоке Сибирского кратона в пределах Оленекского поднятия (Оленекская тектоническая провинция). Данное поле имеет гораздо более молодой возраст, чем кимберлиты центральной части кратона, в его пределах имеется в том числе и алмазоносная трубка Дьянга, что делает сравнение толщины литосферы данных участков интересным и актуальным.

Геологический очерк

Якутская кимберлитовая провинция занимает северо-восточную часть Сибирского кратона и включает пять алмазоносных полей: Мирнинское, Накынское, Далдынское, Алакит-Мархинское и Верхнемунское. Кимберлитовый магматизм укладывается в четыре основных эпизода: 420–400, 350–380, 215–235 и 140–170 млн лет (например, см. обзор в Sun et al., 2018). Алмазоносные кимберлиты как правило укладываются в позднедевонский – раннекаменноугольный период времени.

Мирнинское кимберлитовое поле находится в южной части Якутской кимберлитовой провинции в пределах Маганского террейна. Поле включает небольшое количество кимберлитовых трубок, однако в его пределах имеются высоко-алмазоносные, в том числе трубка Мир. Оценки возраста по цирконам из трубки Мир методом U-Pb датирования показали значения около 360–370 млн лет (Griffin et al., 1999).

Трубка Комсомольская-Магнитная (КМ) располагается в пределах Верхнемунского кимберлитового поля Далдынского террейна на северо-западе Сибирского кратона (Dymshits et al., 2020). Данная трубка разрабатывается на алмазы и отвечает содержаниям около 0.9 карат на тонну. U-Pb измерения возраста по перовскитам и цирконам других трубок Верхнемунского поля дают довольно близкие значения возраста в интервале 367–345 млн лет (Griffin et al., 1999; Sun et al., 2014).

Убого-алмазоносная трубка Дьянга расположена в Куойкском кимберлитовом поле в пределах Биректинского террейна в северной части Сибирского кратона. Трубка Дьянга является единственной, в которой были обнаружены алмазы среди десятков кимберлитов в пределах данного поля. Оценки возраста по цирконам дают возраст 155 млн лет, что согласуется с другими трубками Куойкского поля (Griffin et al., 1999).

Методы исследования

В данной работе изучены 620 ксенокристаллов клинопироксена, отобранные из тяжелой фракции минералов с разной размерностью. Из них 150 ксенокристаллов из кимберлитовой трубки Мир, 147 из трубки Дьянга и 323 из трубки КМ.

Содержания главных и примесных элементов в минералах определялись на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8230 в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН. Анализы были выполнены при рутинных параметрах съемки, детально описанных в работах (Tychkov et al., 2018; Dymshits et al., 2020). Для каждого зерна выполнялось от одного до трех измерений в центральной и краевых частях ксенокристаллов клинопироксена.

Полученные химические составы ксенокристаллов клинопироксена были проанализированы с использованием набора фильтров из работы Ziberna et al. (2016). Это позволило выбрать зерна, которые должны были находиться в мантии в равновесии с гранатом и ортопироксеном и, таким образом, могут быть использованы для расчета давления и температуры с использованием мономинерального термобарометра (Nimis & Taylor, 2000). Для трубки Мир все фильтры прошли 86 ксенокристаллов клинопироксена, для трубки Дьянга – 50 кристаллов и для трубки КМ – 150 зерен.

Для построения палеогеотерм были рассчитаны значения давлений и температур для полученной выборки клинопироксенов. Подгонка линии геотермы к набору P–T данных производилась на основе семейства кондуктивных геотерм из работы Hasterok, Champan (2011). Для каждой P–T точки для ксенокристаллов пироксена рассчитывали значение теплового потока и стандартное отклонение. Для расчета каждую точку наносили на семейство кривых и определяли тепловой поток с точностью до 0.1 мВт/м². Положение семейства геотерм было определено аппроксимацией, подобранной авторами статьи. Далее методом наименьших квадратов на основе семейства рассчитанных значений тепловых потоков была рассчитана оптимальная геотерма.

Результаты

Состав ксенокристаллов клинопироксена был описан на основе дискриминационных диаграмм из работы Nimis (2002) и обновленных Tychkov et al., (2018). На данных диаграммах выделя-

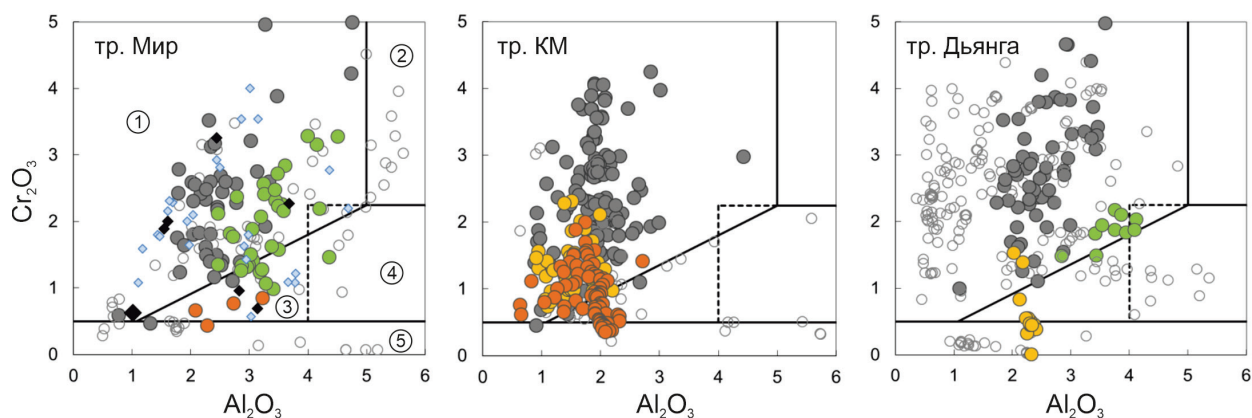


Рис. 1. Дискриминационная диаграмма соотношения Cr_2O_3 и Al_2O_3 (мас. %) в клинопироксене. Цветные круги – анализы, которые прошли через все фильтры (Ziberna et al., 2016); полые круги – анализы, непригодные для термобарометрии; серые – использованы для построения геотермы; желтые и оранжевые – высокотемпературные клинопироксены; зеленые – клинопироксены с глубин менее 90 км и сдвинутые с геотермы в область более высоких температур; ромбы – включения в алмазах (черные – в ассоциации с гранатом, голубые – в неизвестной ассоциации, большой ромб – сростание с гранатом). 1 – поле гранатовых перидотитов, 2 – поле внекратонных перидотитов, 3 – поле гранат-шпинелевых перидотитов, 4 – поле шпинелевых и внекратонных перидотитов, 5 – поле эклогитов и мегакристовых пироксенов. Данные настоящего исследования, кроме составов включений в алмазах (А.М. Логвинова, неопубликованные данные).

Fig. 1. Discrimination diagram of Cr_2O_3 and Al_2O_3 ratio in clinopyroxene. Colored circles, analyses that passed through all filters (Ziberna et al., 2016); hollow circles, analyses unsuitable for thermobarometry; gray – used to constrain a geotherm; yellow and orange – high-temperature clinopyroxenes; green – clinopyroxenes from depths less than 90 km and shifted from the geotherm to higher temperatures; rhombuses, inclusions in diamonds (black – in association with garnet, blue – in unknown association, large rhombus – intergrowth with garnet). Data of the present study, except for compositions of inclusions in diamonds (A.M. Logvinova, unpublished data).

ются поля гранат-шпинелевых и гранатовых перидотов, шпинелевых перидотитов, поле эклогитов, верлитов, мегакристовой ассоциации и внекратонных перидотитов в координатах Cr_2O_3 – Al_2O_3 (рис. 1).

Клинопироксены, которые были использованы для построения геотерм (серые круги) попадают в поле гранат-шпинелевых и гранатовых перидотитов (рис. 1). Пример химического состава таких пироксенов приведен в таблице 1. В клинопироксенах из трубки Мир вариации для большинства

Таблица 1. Представительные анализы клинопироксенов из трубки Мир (в мас. %)
Table 1. Representative analyses of clinopyroxenes from the Mir tube (in wt. %)

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	#Mg
Клинопироксены, пригодные для расчета Р и Т											
ty18-16_6	55.09	0.27	4.36	1.46	1.46	0.03	14.76	19.65	3.02	0.00	94.8
ty18-16_7	55.08	0.24	3.25	2.41	1.38	0.05	14.99	20.46	2.58	0.00	95.1
ty-18-19	55.41	0.36	4.00	3.28	1.23	0.07	14.05	18.21	3.82	0.00	95.3
ty18-16_4	54.87	0.08	0.77	0.59	2.77	0.06	17.23	22.99	0.70	0.00	91.7
ty18-16_1	55.35	0.04	0.52	0.39	3.38	0.08	17.18	23.11	0.50	0.01	90.1
Высокотемпературные ($T > 1200^\circ\text{C}$). пригодные для расчета Р и Т											
ty-18-30	55.05	0.18	2.08	0.66	4.84	0.12	21.44	14.24	1.47	0.03	88.8
ty18-16_2	55.09	0.25	2.74	0.77	4.86	0.10	19.69	14.26	2.06	0.02	87.8
Клинопироксены. непригодные для расчета Р и Т											
ty18-16_3	55.69	0.23	4.03	2.42	3.38	0.07	14.13	15.81	4.37	0.01	88.2
ty-18-33	54.60	0.17	1.87	1.45	3.82	0.08	15.80	20.09	2.14	0.02	88.1
ty-18-13	55.08	0.16	2.45	3.09	2.85	0.07	15.16	17.65	3.42	0.02	90.5

элементов (Cr, Al, Na) выше, чем в двух других трубках, что указывает на большее разнообразие состава пород литосферной мантии, выносимых магмой. В трубке Мир пироксены, пригодные для расчета геотермы составляют 29 %, в трубке КМ – 41 %, в трубке Дьянга – 23 %.

Часть зерен (желтые и оранжевые круги на рис. 1), которые дали значения температур выше 1100 °С могут представлять собой клинопироксены из высокотемпературных метасоматизированных пород (возможно, также деформированных перидотитов), сформировавшихся в нижней части литосферной мантии (табл. 1) (Agashev et al., 2013; Zibera et al., 2016; Pearson et al., 2017; Dymshits et al., 2020). Образование таких пород связывают с метасоматическим взаимодействием перидотитов с астеносферными расплавами базальтового состава или богатыми Fe жидкостями, которые являются материнскими для мегакристовой ассоциации, наблюдаемой в кимберлитах (Agashev et al., 2013). Хотя такие зерна, вероятно, дают корректные значения давлений и температур, они не использовались при построении кондуктивной палеогеотермы (Dymshits et al., 2020).

Еще одну группу (полые круги на рис. 1) составляют клинопироксены, которые не могут быть использованы для мономинеральной термобарометрии. В трубке Мир таких зерен оказалось 46 %, в трубке КМ – 17 % и в трубке Дьянга – 67 %. В эту группу могут попадать шпинелевые перидотиты, эклогиты, пироксениты, клинопироксены из мегакристовой ассоциации, а также зерна из гранатовых перидотитов, которые подверглись метасоматическим преобразованиям (Tychkov et al., 2018). Примеры таких клинопироксенов приведены в таблице 1. В трубке Мир многие зерна из этой группы (30 %) имеют достаточно высокие содержания как Cr_2O_3 (> 1.5 мас. %), так и Na_2O (> 3 мас. %). Такие зерна могут относиться к гранатовым клинопироксенитам или вебстеритам. Трубки Дьянга и КМ содержат около 7 % таких зерен. При этом в трубке Дьянга достаточно много низко-Al клинопироксенов, которые имеют составы, близкие к тем, что были описаны в мантийных ортопироксенитовых ксенолитах из трубки Мир (Tychkov et al., 2018). Эклогитовые клинопироксены относительно других трубок распространены только в трубке Мир (4 %).

Последняя группа (зеленые круги на рисунке 1) представлена клинопироксенами, которые дают корректные значения давлений и температур, однако значительно отклоняются от геотермы в области умеренных глубин (до 90 км) и будут более подробно обсуждаться далее.

Температуры и давления, рассчитанные для ксенокристаллов клинопироксенов показаны значками для соответствующих кимберлитовых полей (рис. 2). Также на рисунке 2 представлены результирующие значения для кондуктивных геотерм и оценки толщины литосферы.

Трубка Мир и Мирнинское поле. Подгонка Р–Т оценок дает поверхностный тепловой поток 34.6 мВт/м² и толщину литосферы 274 км (рис. 2). Толщина алмазного окна составляет 163 км. Имеется относительно немного точек между 1100 и 1400 °С и они показывают сильное обогащение по MgO (до 21 мас. %). Эти точки смещены от кондуктивной геотермы на 4.5 мВт/м² (рис. 2). Данные по мантийным ксенолитам также показаны на рисунке 2 для сравнения. Эти точки сгруппировались в три кластера по аналогии с ксенокристаллами клинопироксена. Кластер точек на умеренных глубинах смещен в сторону высоких температур по сравнению с кондуктивной геотермой, а высокотемпературные ксенолиты следуют схематически показанному «перегибу» или «ступеньке» геотермы (пунктирная линия на рис. 2).

Трубка КМ и Верхнемунское поле. Оценки Р–Т для ксенокристаллов клинопироксена из трубки КМ показывают равномерное распределение от 3.5 до 7.0 ГПа (рис. 2). Как и в случае с трубкой Мир, мы исключаем точки с температурами выше 1100 °С для расчета кондуктивной палеогеотермы для литосферной мантии. Низкобарический высокотемпературный кластер представлен для этой кимберлитовой трубки очень ограниченным набором точек. Подгонка геотермы дает поверхностный тепловой поток 36.2 мВт/м² и толщину литосферы 239 км. Рассчитанное алмазное окно соответствует 124 км.

Трубка Дьянга и Куойкское поле. Поверхностный тепловой поток составляет 38.5 мВт/м², толщина литосферы соответствует 205 км (рис. 2). Рассчитанное алмазное окно соответствует 82 км. Для трубки Дьянга мы также наблюдаем два высокотемпературных кластера. Первое скопление точек расположено вблизи границы литосферы и астеносферы, а второе – под корой.

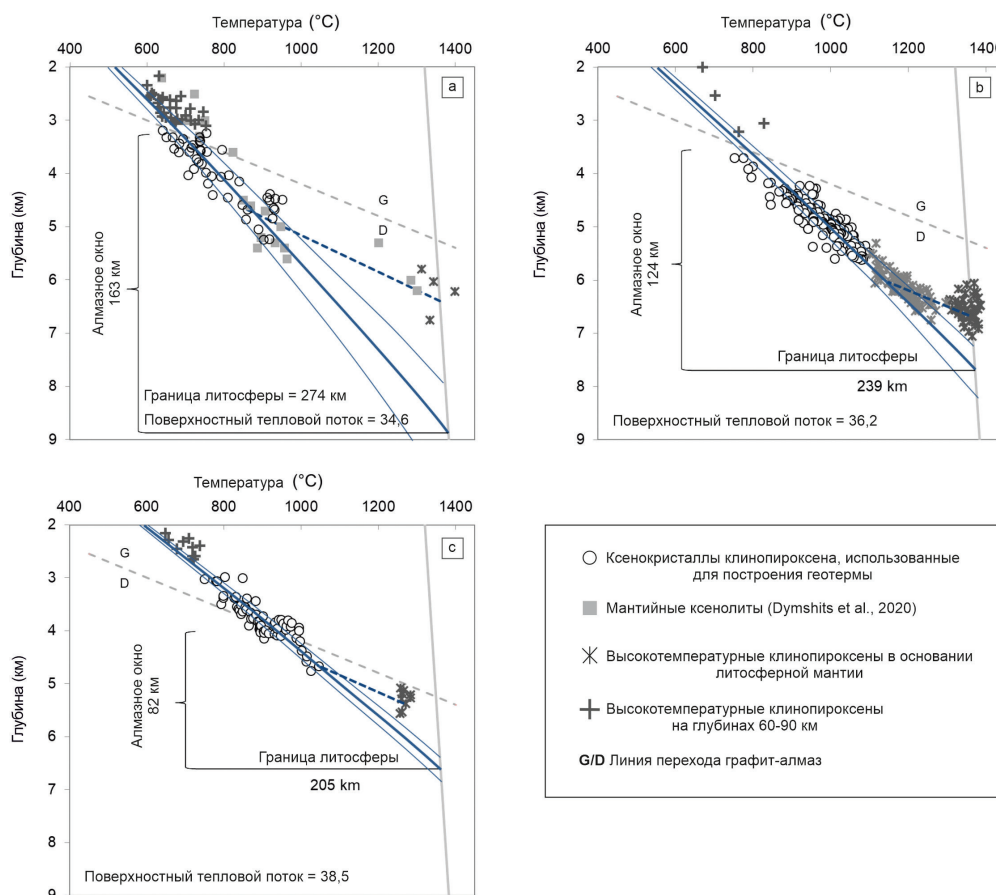


Рис. 2. Мантийные палеогеотермы, полученные на основе Р–Т данных ксенокристаллов клинопироксенов из кимберлитовых трубок Мир (а), Комсомольская-Магнитная (б), и Дьянга (с). Тонкие линии – погрешность, пунктирная голубая линия – гипотетический прогрев литосферной мантии.

Fig. 2. Mantle paleogeotherms derived from P–T data of clinopyroxene xenocrysts from kimberlite pipes (a) Mir; (b) – Komsomolskaya-Magnitnaya; (c) – Dianga. Thin lines – error; dashed blue line – hypothetical heating of the lithospheric mantle.

Обсуждение результатов

Учитывая наличие высокоалмазоносных трубок в Мирнинском кимберлитовом поле, большой интерес представляет оценка толщины литосферы этого района на основе современных моделей. Nasterok, Chapman (2011) рассчитали семейство континентальных геотерм (PC11), которое является параметрическим для поверхностного теплового потока и основано на данных о теплофизических свойствах пород. Большинство образцов из трубки Мир лежат на геотерме 34.6 мВт/м² PC11, а высокотемпературная группа пироксенов - на геотерме около 42 мВт/м² PC11 (рис. 2). Мы включили высокотемпературные образцы ($T > 1100^{\circ}\text{C}$) в отдельный кластер, поскольку на них могло повлиять какое-либо термическое событие в основании литосферы, а также недооценка давления из-за ошибок мономинеральной термобарометрии при $P > 5$ ГПа. По данным ксенолитов высокотемпературный кластер наблюдается на тех же глубинах 170–200 км (Roden et al., 2006), что и рассчитанный для ксенокристаллов клинопироксена. Однако, некоторые мантийные ксенолиты, богатые пироксеном, следуют горячей геотерме 44 мВт/м² PC11 и на умеренных глубинах 60–80 км (Roden et al., 2006). Данные по термобарометрии ксенокристаллов клинопироксена (черные крестики на рис. 2) иллюстрируют такую же тенденцию. Горячая зона на глубинах менее ~90 км наблюдается и для Куойкского и для Верхнемунского полей. Если исключить артефакт термобарометрии при низких давлениях, то такое тепловое возмущение под корой может быть связано с кимберлитовым магматизмом.

Переработанные горячие зоны под корой были зафиксированы для трубки Удачная на основе Р–Т оценок мантийных ксенолитов (Liu et al., 2022). Такой горячий слой может представлять собой уровень, где поднимающиеся расплавы задерживаются достаточно долго и реагируют с более холодной литосферной мантией для формирования гибридных пород перед извержением вмещающего их кимберлита. Ранее метасоматически переработанные породы литосферной мантии на умеренной глубине (2–3 ГПа) были отмечены в работе Tychkov et al. (2014) на основе изучения мантийных ксенолитов из трубки Удачная, а затем для трубки Дьянга (Tychkov et al., 2018). Оценки Р–Т для ксенокристаллов клинопироксена из трубок Мир, КМ и Дьянга подтверждают идею о том, что кимберлитовый расплав (например, его более ранние порции), либо другое термальное событие, могли сильно повлиять на литосферную мантию в этих регионах. При этом процесс переработки литосферной мантии под действием кимберлитовых расплавов на глубине 60–90 км не является уникальным и наблюдается повсеместно в районах проявления кимберлитового магматизма.

Заключение

На основе химического состава ксенокристаллов клинопироксена, было показано, что в литосферной мантии под Мирнинским кимберлитовым полем имеется более широкое разнообразие пород по сравнению с Верхнемунским и Куойкским полем. Эклогиты и пироксениты больше всего проявлены в Мирнинском поле, в то время как гранатовые перидотиты – в Верхнемунском. Оценки давления и температуры для ксенокристаллов клинопироксена из изученных трубок подтверждают возможную термальную неоднородность пород литосферной мантии в период кимберлитового магматизма. Для всех трубок был установлен кластер точек на умеренных глубинах (до 90 км), смещенный в сторону более высоких температур по сравнению с кондуктивной геотермой. А также было показано, что имеется ряд высокотемпературных ксенокристаллов в области границы литосфера–астеносфера, которые следуют так называемому «перегибу» или «ступеньке» геотермы.

Реконструкция кондуктивной мантийной палеогеотермы под кимберлитовой трубкой Мир показала очень мощную и продуктивную на алмазы литосферную мантию на момент кимберлитового магматизма в районе Мирнинского поля (более 270 км) по модели Hasterok, Chapman (2011). Для Верхнемунского поля литосферная мантия также достаточно глубокая (240 км), что указывает на ее высокую потенциальную алмазоносность. Для Куойкского поля значения толщины литосферной мантии умеренные (около 200 км), однако они достаточны для того, чтобы кимберлитовая магма, поднимающаяся с границы астеносфера–литосфера, захватывала алмазоносные породы. Наличие единственной убогалмазоносная трубка Дьянга в Куойкском поле может указывать на более интенсивное метасоматическое преобразование пород литосферной мантии данного региона в мезозое по сравнению с центральной частью Сибирского кратона в палеозойское время (Howarth et al., 2014; Tychkov et al., 2018; Muraveva et al., 2022). Для оценок метасоматического преобразования пород под данными кимберлитовыми трубками планируется в дальнейшем провести детальное изучение химического состава ксенокристаллов граната, используя полученные геотермы в качестве уравнений барометров.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-10073, <https://rscf.ru/project/22-77-10073/>. Отбор полевого материала производился за счет базового задания ИГМ СО РАН (№122041400157-9).

Литература

1. Ащепков И.В., Иванов А.С., Костровицкий С.И., Вавилов М.А., Бабушкина С.А., Владыкин Н.В., Тычков Н.С., Медведев Н.С. Мантийные террейны Сибирского кратона: их взаимодействие с плюмовыми расплавами на основании термобарометрии и геохимии мантийных ксенокристаллов // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 2. С. 197–245. <https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-2-0412>.
2. 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. 160–161(1). P. 201–215. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2012.11.014>.

3. Dymshits A.M., Sharygin I.S., Malkovets V.G., Yakovlev I.V., Gibsher A.A., Alifirova T.A., Vorobei S.S., Potapov S.V., Garanin V.K. Thermal State, Thickness, and Composition of the Lithospheric Mantle beneath the Upper Muna Kimberlite Field (Siberian Craton) Constrained by Clinopyroxene Xenocrysts and Comparison with Daldyn and Mirny Fields // *Minerals*. 2020. V. 10. No. 6. P. 549. <https://doi.org/10.3390/MIN10060549>.
4. 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. No. 1–4. P. 1–35. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00156-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00156-0).
5. Grütter H.S. Pyroxene xenocryst geotherms: Techniques and application // *Lithos*. 2009. V. 112. P. 1167–1178. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2009.03.023>.
6. Hasterok D., Chapman D.S. Heat production and geotherms for the continental lithosphere // *Earth and Planetary Science Letters*. 2011. V. 307(1–2). P. 59–70. <https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2011.04.034>.
7. 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. 184–187. P. 209–224. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2013.09.006>.
8. Kjarsgaard B.A., Januszczak N., Stiefenhofer J. Diamond Exploration and Resource Evaluation of Kimberlites // *Elements*. 2019. V. 15. No. 6. P. 411–416. <https://doi.org/10.2138/GSELEMENTS.15.6.411>.
9. Liu Z., Ionov D.A., Nimis P., Xu Y., He P., Golovin A.V. Thermal and compositional anomalies in a detailed xenolith-based lithospheric mantle profile of the Siberian craton and the origin of seismic midlithosphere discontinuities // *Geology*. 2022. V. 50. No. 8. P. 891–896. <https://doi.org/10.1130/G49947.1>.
10. 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. 125(1–2). P. 729–742. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2011.04.003>.
Muraveva E.A., Dymshits A.M., Sharygin I.S., Golovin A.V., Logvinova A.M., Oleinikov O.B. The “clinopyroxene” paleogeotherm beneath the Obnazhennaya kimberlite pipe and thickness of lithosphere under the Kuoyka field (Siberian craton, Yakutia) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2022. V. 13. No. 4. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-4-0664>.
11. Nimis P. The pressures and temperatures of formation of diamond based on thermobarometry of chromian diopside inclusions // *Canadian Mineralogist*. 2002. V. 40. No. 3. P. 871–884. <https://doi.org/10.2113/GSCANMIN.40.3.871>.
12. Nimis P., Taylor W.R. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2000. V. 139. No. 5. P. 541–554. <https://doi.org/10.1007/S004100000156>.
13. Pearson D., Liu J., Smith C., Mather K., Krebs M., Bulanova G., Kobussen A. Characteristics and origin of the mantle root beneath the Murowa diamond mine: Implications for craton and diamond formation. Society of Economic Geology. Special Publication. 2017. V. 20. P. 403–423.
14. 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. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(77\)90215-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(77)90215-3).
15. Roden M.F., Patiño-Douce A.E., Jagoutz E., Laz'ko E.E. High pressure petrogenesis of Mg-rich garnet pyroxenites from Mir kimberlite, Russia // *Lithos*. 2006. 90(1–2). P. 77–91. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2006.01.005>.
16. 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 and Planetary Science Letters*. 2014. V. 404. P. 283–295. <https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2014.07.039>.
17. 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 // *Chemical Geology*. 2018. V. 479. P. 228–240. <https://doi.org/10.1016/J.CHEMGEO.2018.01.013>.
18. Tyckov N.S., Agashev A.M., Malygina E.V., Nikolenko E.I., Pokhilenko N.P. Thermal perturbations in the lithospheric mantle as evidenced from P-T equilibrium conditions of xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe // *Doklady Earth Sciences*. 2014. V. 454. No. 1. P. 84–88. <https://doi.org/10.1134/S1028334X14010231>.
19. Tyckov N.S., Yudin D.S., Nikolenko E.I., Malygina E.V., Sobolev N.V. Mesozoic lithospheric mantle of the northeastern Siberian craton (evidence from inclusions in kimberlite) // *Russian Geology and Geophysics*. 2018. V. 59. No. 10. P. 1254–1270. <https://doi.org/10.1016/J.RGG.2018.09.005>.
20. Ziberna L., Nimis P., Kuzmin D., Malkovets V. G. Error sources in single-clinopyroxene thermobarometry and a mantle geotherm for the Novinka kimberlite, Yakutia // *American Mineralogist*. 2016. V. 101. No. 10. P. 2222–2232. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5540>.