

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ

УДК 552.321.6:552.323.6(571.56)

ОКЕАНИЧЕСКИЕ ПРОТОЛИТЫ АЛМАЗОНОСНЫХ ПЕРИДОТИТОВ:
СВИДЕТЕЛЬСТВО ИХ КОРОВОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ
НА ПРИМЕРЕ ЯКУТСКИХ КИМБЕРЛИТОВ

Л.А. Тэйлор, З.В. Специус*, Р. Уизли**, М. Спикуцца**, Д.У. Вэлли**

Планетарный институт наук о Земле, Университет Теннесси, Ноксвил, штат Теннесси, 37996, США

* Акционерная компания „АЛРОСА“, 678170, Мирный, ул. Ленина, 6, Россия

** Факультет геологии и геофизики, Висконсинский университет, Мэдисон, штат Висконсин, США

Общеизвестно, что многие ксенолиты эклогитов из кимберлитов имеют в качестве протолитов древнюю океаническую кору, которая была субдуцирована под главные кратоны по всей Земле. Аналогичного рода свидетельства, основанные главным образом на изотопах кислорода, ставят под сомнение мантийное происхождение перидотитовых ксенолитов в кимберлитах. Также распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ вокруг среднего мантийного значения одинаково для перидотитов и эклогитов, причем в обоих случаях довольно большое количество данных оказывается далеко за пределами мантийного диапазона. Отсюда делается вывод, что, по меньшей мере, некоторые ультрамафические ксенолиты, в том числе алмазоносные, берут начало в древней океанической коре. Более того, углерод некоторых алмазов мог иметь и коровый источник.

Перидотиты, изотопы, протолиты, алмазы.

DIAMONDFEROUS PERIDOTITES FROM OCEANIC PROTOLITHS:
CRUSTAL SIGNATURES FROM YAKUTIAN KIMBERLITES

L.A. Taylor, Z.V. Spetsius, R. Wiesli, M. Spicuzza, and J.W. Valley

It is now generally agreed that many of the eclogite xenoliths from kimberlites have protoliths that originated as ancient oceanic crust that was subducted beneath the major cratons worldwide. Similar types of evidence, based mainly upon oxygen isotopes, are used to question the paradigm that peridotite xenoliths in kimberlites are of mantle origin. The same general distribution of $\delta^{18}\text{O}$ values about the mean mantle value is seen for the peridotites as for the eclogites, both with significant numbers of values distinctly outside of mantle range. It is concluded that at least some of these ultramafic xenoliths, including some diamondiferous ones, have their ultimate origin in the ancient oceanic crust. Indeed, some of the diamonds may have had their carbon derived from crustal sources as well.

Peridotites, isotopes, protoliths, diamonds

ВВЕДЕНИЕ

Долгое время считалось, что алмазы генетически связаны с кимберлитами, в которых они были найдены. Однако за последние 30 лет сформировалось общее мнение, что практически все алмазы, хотя и найденные в кимберлитах (и лампроитах), первоначально находились в мантийных перидотитах и эклогитах [1, 2]. Более того, в середине 80-х годов прошлого столетия ученых заинтересовала тектоническая роль субдукции, и сейчас исследователи сходятся в том, что многие мантийные эклогиты, в том числе алмазоносные, имели протолиты в древней океанической коре. В данной статье мы проследим, как изменялся ход самой мысли, и рассмотрим базы данных, которые способствовали резкому изменению суждения о генезисе мантийных эклогитов. Полученный опыт мы применим к изучению еще одного радикального отклонения от общепринятого мнения, а именно, что некоторые алмазоносные перидотиты имели историю, аналогичную субдуцированным эклогитам.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАНТИЙНЫХ ЭКЛОГИТОВ

Происхождение многих мантийных эклогитов из кимберлитов связано с субдукцией океанической коры под главные кратоны мира [3—8]. Первые указания на возможность существования коровых протолитов были получены из работ по изотопам углерода алмаза [9—15]. Со всей очевидностью рис. 1

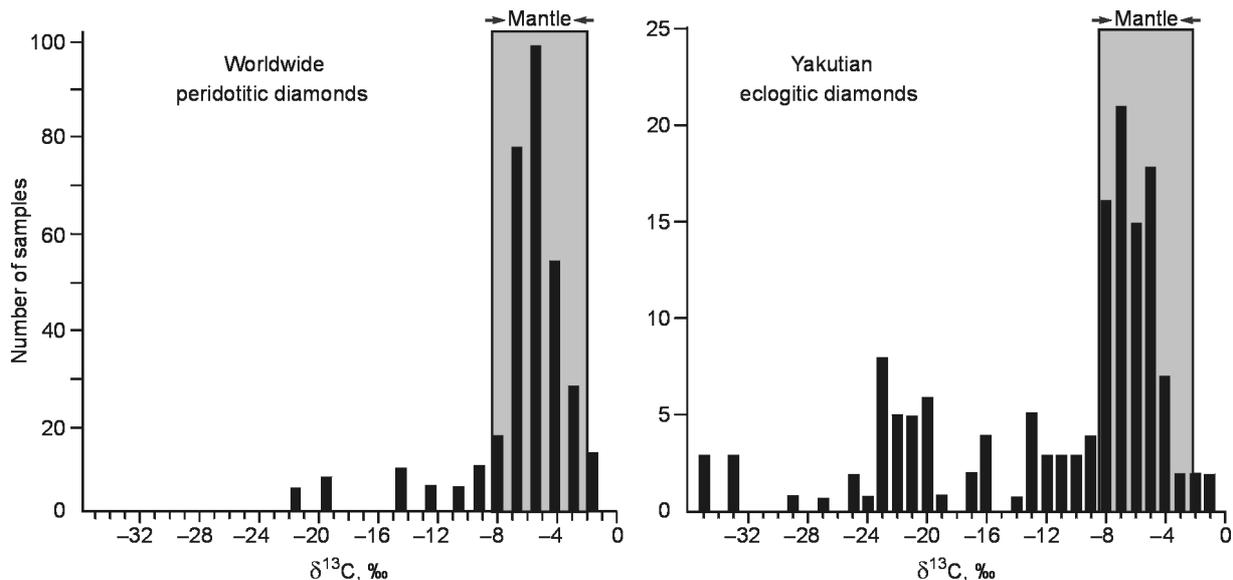


Рис. 1. Значения изотопов углерода для обоих типов алмаза: P (перидотитовый) и E (эклогитовый).

Расширенный диапазон значений для алмазов типа E хорошо известен и рассматривается как показатель его корового происхождения. Примечательно, однако, что есть еще некоторое количество алмазов типа P, показывающих немантийные значения. Данные взяты из работ [9—12, 14, 16—23].

показывает, что эклогитовые алмазы имеют очень широкий диапазон значений $\delta^{13}\text{C}$ (от +2 до -35 ‰), свидетельствующий о процессах, не свойственных мантии, т. е. коровую модификацию, возможно, за счет биогенных механизмов. Но предположения о коровых корнях углерода оставались неслышанными до тех пор, пока не была принята во внимание и другая важная характеристика — изотопы кислорода. Возможно, именно Г.Д. Гарлик и др. [24], продолжившие исследование тр. Робертс Виктор [25], первыми сообщили миру о немантийных значениях $\delta^{18}\text{O}$, но не дали подходящего объяснения. Более поздние исследования Р.Т. Грегори и Л.А. Тэйлора по изотопам кислорода [26] заложили основу для понимания значений $\delta^{18}\text{O}$ океанической коры, которые были либо выше, либо ниже принятого мантийного значения $5,7 \pm 0,2$ ‰ для измененной коры, как показывает пример на рис. 2.

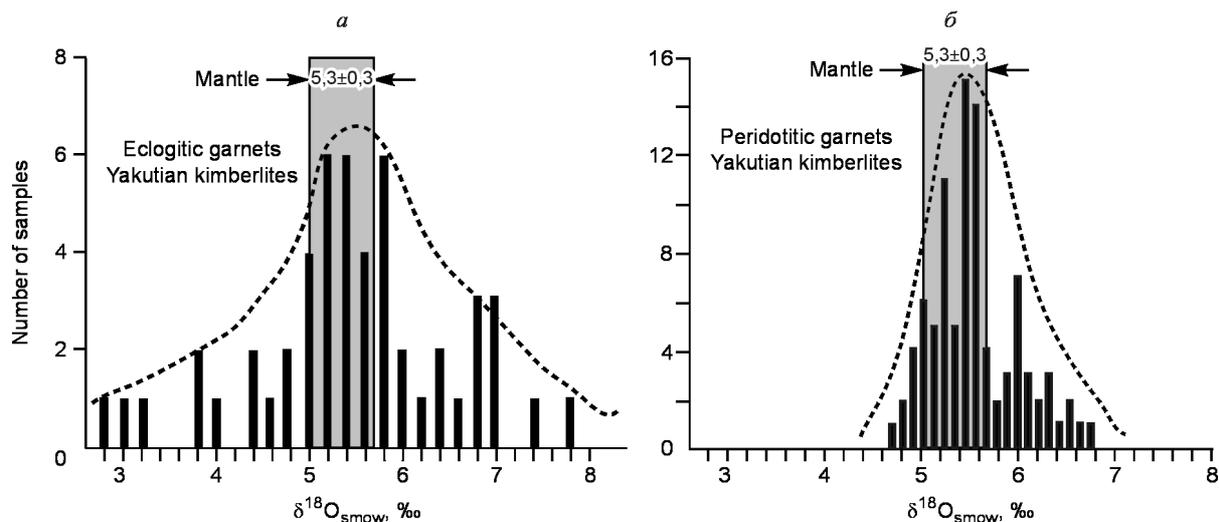


Рис. 2. Значения изотопов кислорода:

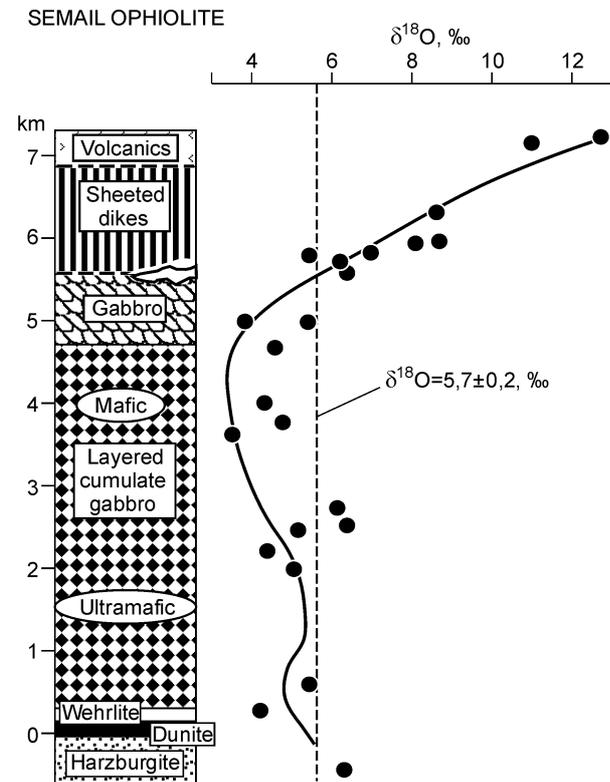
a — для эклогитовых [8, 23, 27], *б* — для перидотитовых [данная работа] гранатов из якутских кимберлитов. Расширенный диапазон для эклогитов установлен уверенно, но и перидотиты (ультрамафиты) тоже иногда выходят за пределы мантийного диапазона. Мантийное значение граната взято из работы [55], где твердо были установлены мантийные значения циркона и значение $\delta^{18}\text{O}$ между цирконом и гранатом составляет менее 0,1 ‰.

Возможно, работа Дж. Герлика [24], являвшаяся частью исследования тр. Робертс Виктор, выполненного И. Мак-Грегори и Дж. Кертером [25], была первой, где уделялось внимание немантийному значению $\delta^{18}\text{O}$, но без объяснения. Буквально десятки последующих исследований подтвердили сценарий, согласно которому субдукция древней океанической коры послужила тектоническим механизмом, который способствовал транспортировке коровых протолитов в мантию, где температура и давление были подходящими для образования алмазов. Результаты этих исследований были опубликованы [4, 6, 23, 27—40]. Изучение алмазоносных эклогитов, особенно из Якутии, выявило несколько дополнительных коровых показателей, таких как: положительные Eu аномалии в гранате и омфациите как из включений в алмазе, так и во вмещающих эклогитах; значения ε_{Nd} до +250; нарушенные связи в Rb-Sr и Sm-Nd системах; необычно высокие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [41].

Гипотеза корового протолита мантийного эклогита [27] предполагает субдукцию офиолитов под континентальный кратон, причем базальтовые и мафические компоненты были метаморфизованы с удалением летучих и частичным плавлением и преобразованы в эклогиты. Тектоническая схема была поддержана исследованиями [42, 43], связанными с образованием магматического комплекса TTG. Находясь в поле стабильности алмаза, эклогиты позднее подверглись метасоматическому алмазообразованию. Если эклогиты образовались из коровых протолитов по этому сценарию, то странно считать, что близкоассоциированные с ними алмазоносные перидотиты изначально имеют мантийное происхождение [44]. Мы ставим вопрос так: может ли ультрамафическая часть субдуцированной коры быть ответственной хотя бы за некоторые из мантийных перидотитов? Это предмет данного исследования, и мы воспользуемся тем же подходом, который, как выяснилось, хорошо сработал в случае эклогитов.

ОФИОЛИТЫ

Древняя океаническая кора хорошо представлена офиолитовым комплексом [45]. Термин „офиолит“ относится к ассоциации мафических и ультрамафических пород в следующей последовательности (снизу вверх): ультрамафический комплекс, состоящий в разных пропорциях из гарцбургита, лерцолита и дунита, с наложенным метаморфизмом; ультрамафит-мафический комплекс габбро, содержащий кумулаты перидотитов и пироксенитов, переходящий выше в разновидности габбро; мафический комплекс дайка в дайке; мафический вулканический комплекс, состоящий из пиллоу-базальтов с натриевыми фельзитическими интрузивными и экструзивными телами, и завершающая осадочная толща с кремнями, глинистыми сланцами и известняками [45]. Ультрамафический комплекс содержит интеркумулятный плагиоклаз в перидотитах, переслаивающихся обогащенными плагиоклазом габбро, троктолитами и анортозитами. Это генерализованная стратиграфическая последовательность, опирающаяся на типы пород, и каждый офиолитовый комплекс имеет свои собственные вариации (рис. 3). Важно, что офиолиты — это океаническая кора, развивавшаяся на расходящемся океаническом хребте, и они представители типичной океанической коры.



Лучше всего изучены офиолиты горы Троодос на Кипре и комплекса Семайл в Омане (см. рис. 3). В своей классической работе, посвященной офиолитам Семайл, авторы работы [26] показали, что эта древняя океаническая литосфера служила каркасом для усредненных по времени эффектов циркуляции морской воды в „ископаемых“ гидротермальных системах, связанных с центрами спрединга. Нижняя часть комплекса Семайл включает в себя подвергшийся тектоническому воздействию гарцбургитовый перидотит, а также базальную зону кумулатов OI-Crx (верлитов), за которой следует 3—5-кило-

Рис. 3. Разрез офиолитового комплекса Семайл (Оман).

Показаны изменения в значениях $\delta^{18}\text{O}$ в зависимости от их положения в комплексе. Более высокие, чем в мантии, значения в верхней части обусловлены низкотемпературной гидротермальной переработкой морской водой, тогда как более низкие, чем в мантии, значения обусловлены высокотемпературными изменениями [26, 46]. Следует отметить, что ультрамафические породы составляют нижнюю часть этого офиолита.

метровая толща ультрамафических—мафических кумулатов габбро, переходящих в километровую зону некумулятивных габбро Plg-Hgbl-Cpx-Ol-Mt, с резким переходом от габбро (при 10 % диабазовых даек) к 1—2-километровому комплексу дайк в дайке, завершающемуся пиллоу-лавами, которые переслаиваются с кремневыми осадками (см. рис. 3). М. Маккаллох и др. [46] в дальнейшем использовали Rb—Sr и Sm—Nd системы, поскольку они связаны с флюидным потоком, который определяет модификацию изотопных значений кислорода.

В статье [26] показано, что низкотемпературное гидротермальное изменение морской воды в верхних частях офиолитов эффективно увеличивало $\delta^{18}\text{O}$ выше среднего валового значения MORB = $5,7 \pm 0,2 \text{ ‰}$ (по данным [47] $5,5 \pm 0,4 \text{ ‰}$, согласно более поздним данным [48] $5,6 \pm 0,2 \text{ ‰}$ для NMORB, как показано на рис. 3). Высокотемпературное изменение под воздействием морской воды в нижних частях комплекса эффективно снижает значения $\delta^{18}\text{O}$. Считается, что многие мантийные эклогиты поступают из верхних двух третей офиолитовых комплексов (главным образом мафических). Мы же рассматриваем здесь нижнюю треть океанической коры, имеющую ультрамафит-мафический состав, уделяя внимание изотопным составам углерода перидотитовых (ультрамафических) алмазов, а затем значениям изотопов кислорода мантийных перидотитов. Также возможно, что небольшое количество морской воды, попадая ниже поверхности Мохоровичича, снижает $\delta^{18}\text{O}$ в перидотитах.

МАНТИЙНЫЕ ПЕРИДОТИТЫ

Мантийные перидотиты, которые встречаются как ксенолиты в кимберлитах, представляют мантию кратонов [49, 50]. Однако ниже мы рассматриваем не минералогию или валовой химический состав перидотитов, а стабильные изотопы перидотитовых минералов и алмазов типа P. Используемые для данного исследования ультрамафические ксенолиты представляют собой главным образом лерцолиты, содержание гарцбургитов не превышает 10 %. Для анализа изотопов кислорода из этих ксенолитов отбирались чистые мономинеральные фракции граната.

Изотопы углерода. Ограниченные значения $\delta^{13}\text{C}$ для алмазов типа P (перидотитовых) обычно используются как доказательство мантийного происхождения перидотитов (см. рис. 1). Однако компиляция данных по $\delta^{13}\text{C}$, опубликованных в основном Питером Дейнесом с соавторами [10—12, 16—19, 51, 52] для алмазов типа P главным образом из нескольких южно-африканских трубок, показывает большое количество значений, указывающих на существенно большую деплетированность в ^{13}C , чем у мантийного поля (до -21 ‰). Компиляция изотопов углерода в алмазах, выполненная М. Киркли и др. [14], также дала несколько значений $\delta^{13}\text{C}$ за пределами мантийной области от -2 до -10 ‰ .

Из рис. 1 хорошо видно, что значения $\delta^{13}\text{C}$ для эклогитовых алмазов лежат главным образом в пределах мантийной области, но почти треть этих данных указывает на более легкий углерод. Напротив, значения $\delta^{13}\text{C}$ для мантийных перидотитовых алмазов почти на 90 % попадают в мантийный диапазон. Но именно эти немногие значения более легкого углерода дали толчок к рассмотрению первичного перидотита.

Изотопы кислорода. Со времени появления метода лазерной флуоресценции для анализа изотопов кислорода было выполнено несколько дорогостоящих исследований на минералах мантийного перидотита [47], которые существенно дополнили наши знания о диапазоне значений $\delta^{18}\text{O}$. Действительно, некоторые мантийные перидотиты обогащены ^{18}O с оливином, имеющим значения от $+4,5$ до $+7,2 \text{ ‰}$ [47]. В своем замечательно тонком и точном исследовании *включений алмаза* методом лазерной флуоресценции Д. Лоури и др. [53] определили, что включения хромовых пиропов в алмазах имеют значения $\delta^{18}\text{O}$ от $+4,6$ до $+5,6 \text{ ‰}$. Значения, важные для данного исследования, отличаются от нормального мантийного значения $+5,5 \pm 0,4 \text{ ‰}$ [47]. По всей видимости, они относятся к перидотитам, которые подверглись воздействию немантийного источника кислорода, аналогично немногочисленным значениям $\delta^{13}\text{C}$, которые выпали из ряда. Имея это в виду, мы определили изотопы кислорода в большой популяции перидотитовых гранатов из коллекции компании АЛРОСА в г. Мирный (Якутия).

$\delta^{18}\text{O}$ В ГРАНАТАХ МАНТИЙНЫХ ПЕРИДОТИТОВ

Более чем из сотни в основном алмазоносных перидотитов, взятых из нескольких якутских кимберлитов, тщательно отобраны свежие гранаты. Они были раздроблены, просеяны через сито с ячейками менее 250 мкм и отсортированы под бинокулярным микроскопом. После вторичного дробления отбирались чистые зерна граната с оптическими характеристиками драгоценного камня, которые промывались водой и ацетоном. Часть каждого образца была проанализирована ЕМР анализом. Еще одна порция (10 мг) использовалась для анализа изотопов кислорода методом лазерной флуоресценции в Висконсинском университете. Изотопные анализы кислорода были выполнены на мономинеральных фракциях граната,

Таблица 1.

Изотопные составы кислорода перидотитовых гранатов Якутии

Образец	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	Образец	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	Образец	$\delta^{18}\text{O}$, ‰
Y-3-86	5,27	U-83-1	5,02	O-3126	6,32; 6,26
Y-2246	5,41	U-83-2	4,90; 4,94	O-3127	6,51; 6,51
Y-2247	5,25	U-83-5	5,51	O-3148	5,40
Y-2249	4,88; 5,02	U-83-7	5,18	O-3153	6,13; 6,12
Y-2276	5,22	U-83-9	5,42	O-3163	5,45
Y-2283	5,15	U-83-11	4,74; 4,95	O-3165	5,64
Y-2292	4,98; 5,08	U-83-14	4,93; 5,03	O-3167	5,79
Y-2297	5,18	U-83-17	5,12	O-3169	5,85
Y-2298	5,40	U-83-19	5,36	O-3170	6,38; 6,63; 6,75
U-62-1186	5,44	U-83-20	4,76; 4,79	O-3173	5,81
U-62-1193	5,34	U-83-24	4,85; 4,80; 5,17	O-3174	5,97
U-62-1194	5,73	U-83-25	4,92; 5,12	O-3177	6,05
U-78-114	5,30	U-83-26	5,41	O-3180	6,00
U-78-120	4,81; 4,89	U-83-28	5,14	O-3181	5,84
U-78-121	5,02	U-83-31	5,19	O-3184	6,19
U-78-122	5,32	U-83-36	4,67; 4,81	O-3186	5,91
U-78-123	5,31	U-83-38	4,88; 4,89	O-3187	5,85
U-78-128	5,19	U-83-39	5,34	O-3189	6,41; 6,34
U-78-131	4,93; 4,98	U-83-41	5,52	O-3195	5,52
U-78-139	5,36	U-83-547	6,28; 6,27	O-3197	5,78
U-78-140	5,16	U-84-2	5,17	O-3198	5,80
U-78-141	5,38	U-84-4	5,41	O-3199	5,28
U-78-149	5,35	U-84-18	5,26	O-3312	6,11
U-78-154	4,95; 5,13	U-84-19	5,05	O-3355	5,48
U-78-162	5,41	U-84-20	5,14	O-3413	5,39
U-80-1	5,34	O-1590	5,83	O-3318	5,43
U-80-3	5,04	O-3040	5,35	O-3419	5,40
U-80-19	5,37	O-3071	5,48	O-3436	5,48
U-81-10	5,18	O-3078	5,81	O-3457	5,32
U-81-20	5,00	O-3115	5,60	O-3460	5,93
U-81-29	5,34	O-3125	5,51	Среднее	5,43 ± 0,48 (1σ)

Примечание. Для некоторых образцов имеются повторные анализы. Y — Юбилейная, U — Удачная, O — Обнаженная. Аналитическая точность отдельного анализа ±0,05 ‰.

примерно 1—2 мг на опыт, с использованием 32-ваттного лазера CO₂, BrF₅ и масс-спектрометра с двойным вводом Finnigan MAT-251. Повторные анализы выполнялись на многих образцах, особенно в тех случаях, когда первоначальные значения кислорода оказывались вне мантийного диапазона. Использовалась методика, описанная в работе [54]. Все значения ежедневно корректировались на среднее, как минимум, из трех анализов на UWG-2 и соотносились с V-SMOW. Долговременная точность анализов UWG-2 составляет ±0,07 ‰ (1SD), а дневная — обычно ±0,05 ‰ [54], как показано для средней воспроизводимости повторных анализов в табл. 1 (±0,05 ‰).

Большинство значений $\delta^{18}\text{O}$ для граната (см. рис. 2) попадают на графике в общепринятый диапазон мантийных значений $5,5 \pm 0,2$ ‰ для валовых образцов [48], Д. Мэтти и др. [47] приводят значение $5,5 \pm 0,4$ ‰ для отдельных оливинов и гранатов в перидотите, полагая, что это среднемантийное валовое значение для перидотитов. Таким образом стирается разница между данными по всей породе и по отдельным минералам. Хотя эта разница в мантии очень мала, вряд ли можно ею пренебрегать, учитывая высокую точность современных измерений. Рис. 3 представляет собой график для этих данных по минералам. Одно из наиболее точных определений состава мантийных минералов принадлежит Дж. Вэлли и др. [55], которые показали, что в мантийных цирконах $\delta^{18}\text{O}$ составляет в среднем $5,3 \pm 0,3$ ‰, что

Таблица 2. Составы основных элементов (мас.%) гарцбургитового граната (включения в алмазе), особенно обогащенного Cr₂O₃ из трубок Комсомольская (Kms) и Мир (М, АО), Якутия

Компонент	Оливин		Пироп				
	Kms-28	Kms-164	Kms-165	M-591	M-731	M-313	АО-458
	1	2	3	4	5	6	7
P ₂ O ₅	—	<0,02	0,02	—	—	—	—
SiO ₂	41,4 (2)	40,1	39,5	39,8	39,5	39,4	41,4
TiO ₂	Н.а.	0,12	0,06	0,08	0,04	0,08	0,08
Al ₂ O ₃	»	10,2	9,54	9,26	7,71	8,36	11,1
Cr ₂ O ₃	0,03 (1)	17,4	18,1	19,4	20,9	20,8	15,9
MgO	50,0	20,1	20,6	19,1	21,4	20,3	23,1
CaO	0,02 (1)	4,96	4,47	4,63	2,19	2,65	2,24
MnO	0,09 (1)	0,37	0,34	0,25	0,32	0,41	0,23
FeO	6,99 (8)	6,52	6,53	6,57	6,86	6,93	6,18
Na ₂ O	0,39 (1)*	0,02	<0,02	Н.а.	<0,02	<0,02	<0,02
Сумма	98,92	99,68	99,18	99,09	98,94	98,94	100,25

Примечание. Источник данных: 1 — из работы [5]; 2—7 — из работы [1] и наши неопубликованные данные. Н.а. — не анализировались. Цифры в скобках — кол-во анализов.

* NiO для оливина.

свидетельствует о высокотемпературном равновесии с валовым значением для породы 5,5 ‰ [48]. Гранат-цирконовое фракционирование составляет менее 0,1 ‰. Таким образом, мы полагаем, что наилучшая оценка для мантийных гранатов — $5,3 \pm 0,3$ (при 1 SD), и это именно то значение, которое мы привели на рис. 2 для среднего мантийного диапазона.

Большое количество значений кислорода из граната (около 30 %) попадает на графике за пределы мантийного окна, оказываясь как выше, так и ниже него (см. рис. 2). Этот разброс значительно превышает (примерно в 20 раз) аналитическую точность измерений ($\pm 0,05$ ‰) и, следовательно, отражает истинные колебания в составе этих образцов. Эти значения кислорода интерпретируются как следствие высоко- и низкотемпературных гидротермальных изменений, которые происходили в океанической коре перед субдукцией ультрамафической части этой плиты в мантию.

Осознание того, что мантийные ксенолиты перидотитов имеют значения $\delta^{18}\text{O}$, выходящие за пределы мантийного диапазона, позволило сделать важные выводы относительно их происхождения. Согласно изложенному в [26], более низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ можно объяснить высокотемпературным обменом вещества из основания океанической коры с циркулирующей морской водой. Этим процессом мы объясняем наличие гранатов с $\delta^{18}\text{O}$ менее 5,0 ‰. Такая интерпретация предполагает, что либо циркуляция морской воды происходила несколько глубже, взаимодействуя с перидотитами ниже океанической поверхности Мохоровичича, либо к моменту преобразования перидотиты были перемещены на более высокий уровень в океанической коре. В пользу последней гипотезы убедительно говорит тот факт, что гранаты со значениями $\delta^{18}\text{O} > 6$ ‰ тоже находятся за пределами мантийного диапазона, но предполагают преобразование морской водой при низких температурах. Достаточно низкие температуры невозможны под поверхностью Мохоровичича, а это означает, что перидотитам не обязательно было оказываться к моменту преобразования в основании классической офиолитовой толщи. Действительно, хорошо известны перидотиты в верхней части океанической коры, а авторы работы [56] сообщают о серпентинитах как с высокими, так и с низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ из эксгумированного мантийного перидотита.

ВЫВОДЫ

Мы показали, что для гранатов мантийных перидотитов существуют такие значения $\delta^{18}\text{O}$, которые лежат за пределами принятого мантийного диапазона, что служит показателем их корового происхождения, аналогично доказанного данными по $\delta^{13}\text{C}$. Мы полагаем, что, по меньшей мере, **часть алмазонасных перидотитов (так же как минеральные включения в алмазах типа Р) и углерод в алмазах, в конечном счете, происходят из субдуцированной океанической коры**, возможно, представленной нижней частью офиолитового комплекса. В настоящее время дополнительно анализируются данные по составу и изотопам, чтобы развить дальше эту парадигму или отказаться от нее.

Эта статья посвящена 70-летию юбилею академика Николая Владимировича Соболева, который отмечался в конце мая 2005 г. в Новосибирске. Николай Соболев вдохновил многих петрологов, занимающихся изучением мантии, на продолжение научной деятельности, связанной с кимберлитами и алмазами. Постоянно решая новые задачи, Николай Соболев достиг высоких стандартов своего знаменитого отца и, расширив его открытия и предсказания на XXI век, продолжил его дело новыми блестящими достижениями в науке. Такова традиция семьи великих геологов Соболевых.

Мы хотели бы поблагодарить Дон Тэйлор, которая словом и делом постоянно поддерживала все наши изыскания в Теннесси. Мы также ценим плодотворные дискуссии со Стивом Хаггерти, Галиной Булановой, Крисом Смитом, Николаем Соболевым, Николаем Похиленко, Даном Шульце и многими другими коллегами.

Частично данное исследование получило поддержку от ННФ (грант ЕАР 99-09430), за что мы весьма благодарны.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Sobolev N.V.** Deep-seated inclusions in kimberlites and the problem of the composition of the upper mantle. Wash., Publ. Amer. Geophys. Union, 1977, 279 p.
2. **Meyer H.O.A.** Inclusions in diamonds // *Mantle xenoliths* / P.H. Nixon (Ed.). Chichester Wiley, 1987, p. 501—523.
3. **MacGregor I.D., Manton W.I.** Roberts Victor eclogites: Ancient oceanic crust // *J. Geophys. Res.*, 1986, v. 91, p. 14063—14079.
4. **Shervais J.W., Taylor L.A., Lugmair G.W. et al.** Early Proterozoic oceanic crust and the evolution of subcontinental mantle: Eclogites and related rocks from southern Africa // *Geol. Soc. Amer., Bull.*, 1988, v. 100, p. 411—423.
5. **Kesson S.E., Ringwood A.E.** Slab-mantle interactions: 2. The formation of diamonds // *Chem. Geol.*, 1989, v. 78, p. 97—118.
6. **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.
7. **Тэйлор Л.А.** Эволюция субконтинентальной мантии под Каапваальским кратоном: обзор данных по коровой субдукции эклогитов Беллсбенка // *Геология и геофизика*, 1993, № 12, с. 25—46.
8. **Jacob D., Jagoutz E., Lowry D. et al.** Diamondiferous eclogites from Siberia: Remnants of Archean oceanic crust // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1994, v. 58, p. 5191—5207.
9. **Sobolev N.V., Galimov E.M., Ivanovskaya I.N., Yefimova E.S.** Carbon isotope composition of diamonds containing crystalline inclusions // *Doklady Akad. Nauk. SSSR*, 1979, v. 249, p. 1217—1220.
10. **Deines P., Gurney J.J., Harris J.W.** Associated chemical and carbon isotopic composition variations in diamonds from Finch and Premier kimberlite, South Africa // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1984, v. 48, p. 325—342.
11. **Deines P., Harris J.W., Gurney J.J.** Carbon isotopic composition, nitrogen content and inclusion composition of diamonds from the Roberts Victor kimberlite, South Africa: Evidence for ^{13}C deposition in the mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1987, v. 51, p. 1227—1243.
12. **Deines P., Harris J.W., Spear P.M., Gurney J.J.** Nitrogen and ^{13}C content of Finch and Premier diamonds and their implications // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1989, v. 53, p. 1367—1378.
13. **Javoy M., Pineau F., Delorme H.** Carbon and nitrogen isotopes in the mantle // *Chem. Geol.*, 1986, v. 57, p. 41—62.
14. **Kirkley M.B., Gurney J.J., Otter M.L. et al.** The application of C isotope measurements to the identification of the sources of C in diamonds: a review // *J. App. Geochem.*, 1991, v. 6, p. 477—494.
15. **Nisbet D.E.G., Matthey D.P., Lowry D.** Can diamonds be dead bacteria? // *Nature*, 1994, v. 367, p. 694.
16. **Deines P., Harris J.W., Robinson D.N. et al.** Carbon and oxygen isotope variations in diamond and graphite eclogites from Orapa, Botswana, and the nitrogen content of their diamonds // *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1991, v. 55, p. 2515—2524.
17. **Deines P., Harris J.W., Gurney J.J.** The carbon isotopic composition and nitrogen content of lithosphere and asthenospheric diamonds from the Jagersfontein and Koffiefontein kimberlite, South Africa // *Ibid.*, p. 2615—2625.
18. **Deines P., Harris J.W., Gurney J.J.** Depth-related carbon isotope and nitrogen concentration variability in the mantle below the Orapa kimberlite, Botswana, Africa // *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1993, v. 57, p. 2781—2796.
19. **Deines P., Harris J.W.** Sulfide inclusion chemistry and carbon isotopes of African diamonds // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995, v. 59, p. 3173—3188.

20. **Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Усова Л.В.** Эклогитовый парагенезис алмазов кимберлитовой трубки „Мир“ // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск, Наука, 1983, с. 4—16.
21. **Galimov E.M.** $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ of diamonds: vertical zonality of diamond formation in the lithosphere // Proceedings of the 27th International Geological Congress, Moscow, v. 11, 1984, p. 279—307.
22. **Галимов Э.М.** Вариации изотопного состава алмазов и связь их с условиями алмазообразования // Геохимия, 1984, т. 8, с. 1091—1118.
23. **Snyder G.A., Taylor L.A., Jerde E.A. et al.** Archean mantle heterogeneity and the origin of diamondiferous eclogites, Siberia: Evidence from stable isotopes and hydroxyl in garnet // Amer. Miner., 1995, v. 80, p. 799—809.
24. **Garlick G.D., MacGregor I.D., Vogel D.E.** Oxygen isotope ratios in eclogites from kimberlites // Science, 1971, v. 172, p. 1025—1027.
25. **MacGregor I.D., Carter J.L.** The chemistry of clinopyroxene and garnets of eclogite and peridotite xenoliths from the Roberts Victor mine, South Africa // Phys. Earth and Planet. Inter., 1970, v. 3, p. 391—397.
26. **Gregory R.T., and Taylor Jr., H.P.** An oxygen isotope profile in a section of Cretaceous oceanic crust, Samail ophiolite, Oman: Evidence for $\delta^{18}\text{O}$ buffering of the oceans by deep (>5 km) seawater-hydrothermal circulation at mid-ocean ridges // J. Geophys. Res., 1981, v. 86, p. 2737—2755.
27. **Beard B., Fraracci K.N., Taylor L.A. et al.** Petrography and geochemistry of eclogites from the Mir kimberlite, Yakutia, Russia // Contr. Miner. Petrol., 1996, v. 125, p. 293—310.
28. **Neal C.R., Taylor L.A., Davidson J.P. et al.** Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellsbank kimberlite, South Africa, Part 2: Sr, Nd, and O isotope chemistry // Earth Planet. Sci. Lett., 1990, v. 99, p. 362—379.
29. **Jerde E.A., Taylor L.A., Crozaz G. et al.** Diamondiferous eclogites from Yakutia Siberia: Evidence for a diversity of protoliths // Contr. Miner. Petrol., 1993, v. 114, p. 189—202.
30. **Taylor L.A., Snyder G.A., Crozaz G. et al.** Eclogitic inclusions in diamonds: Evidence of complex mantle processes over time // Earth Planet. Sci. Lett., 1996, v. 142, p. 535—551.
31. **Taylor L.A., Milledge H.J., Bulanova G.P. et al.** Metasomatic eclogitic diamond growth: evidence from multiple diamond inclusions // Int. Geol. Rev., 1998, v. 40, p. 592—604.
32. **Taylor L.A., Keller R.A., Snyder G.A. et al.** Diamonds and their mineral inclusions and what they tell us: A detailed „pull-apart“ of a diamondiferous eclogite // Int. Geol. Rev., 2000, v. 42, № 12, p. 959—983.
33. **Taylor L.A., Spetsius Z.M., Wiesli R. et al.** The origin of mantle peridotites: Crustal signatures from Yakutian kimberlites // Extended Abstracts of the 8th International Kimberlite Conference, Victoria, BC, 2003.
34. **Taylor L.A., Snyder G.A., Keller R. et al.** Petrogenesis of group A eclogites and websterites: Evidence from the Obnazhennaya kimberlite, Yakutia // Contr. Miner. Petrol., 2003, v. 145, p. 424—443.
35. **Taylor L.A., Anand M., Promprated P. et al.** The significance of mineral inclusions in large diamonds from Yakutia // Amer. Miner., 2003, v. 88, p. 912—920.
36. **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.
37. **Соболев Н.В., Тэйлор Л.А., Зуев В.М. и др.** Особенности эклогитового парагенезиса алмазов кимберлитовых трубок Мир и Удачная (Якутия) // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 12, с. 1667—1678.
38. **Snyder G.A., Taylor L.A., Crozaz G. et al.** The origins of Yakutian eclogite xenoliths // J. Petrol., 1997, v. 38, p. 85—113.
39. **Schulze D.J., Valley J.W., Bell D.R., Spicuzza M.J.** Oxygen isotope variations in Cr-poor megacrysts from kimberlite // Geochim. Cosmochim. Acta., 2001, v. 65, p. 4375—4384.
40. **Schulze D.J., Valley J.W., Spicuzza M.J., and Channer D.D.R.** Oxygen isotope composition of peridotitic garnet xenocrysts from the La Ceniza kimberlite, Guaniamo, Venezuela // Int. Geol. Rev., 2003, v. 45, p. 968—975.
41. **Taylor L.A., and Anand M.** Diamonds: Time capsules from the Siberian mantle // Chem. Erde, 2004, v. 64, p. 1—74.
42. **Ireland T.R., Rudnick R.L., Spetsius Z.** Trace elements in diamond inclusions from eclogites reveal link to Archean granites // Earth Planet. Sci. Lett., 1994, v. 128, p. 199—213.
43. **Rudnick R.L., Jackson I.N.S.** Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // Revs. Geophys., 1995, v. 33, p. 267—309.
44. **Taylor L.A., and Taylor D.-H.S.** Diamondiferous peridotites: Just another subduction product? N.V. Sobolev International Workshop. Novosibirsk, 2005, p. 65.

45. **Coleman R.G.** Ophiolites: ancient oceanic lithosphere? Berlin, Springer-Verlag, 1077, 229 p.
46. **McCulloch M.T., Gregory R.T., Wasserburg G.J., Taylor Jr., H.P.** Sm-Nd, Rb-Sr, and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ isotopic systematics in an oceanic crustal section: Evidence from the Samail ophiolite // *J. Geophys. Res.*, 1981, v. 86, p. 2721—2735.
47. **Mattey D., Lowry D., Macpherson C.** Oxygen isotope composition of mantle peridotite // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1994, v. 128, p. 231—241.
48. **Eiler J.M.** Oxygen isotope variations of basaltic lavas and upper mantle rocks // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, V. 43: Stable Isotope Geochemistry / J.W. Valley, D.R. Cole (eds). 2001, p. 319—364.
49. **Boyd F.R., Finnerty A.A.** Conditions of origin of natural diamonds of peridotitic affinity // *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, p. 6911—6918.
50. **Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G. et al.** Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // *Contr. Miner. Petrol.*, 1997, v. 128, p. 228—246.
51. **Deines P.** The carbon isotope geochemistry of mantle xenoliths // *Earth Sci. Revs.*, 2002, v. 58, p. 247—278.
52. **Deines P., Harris J.W., Gurney J.J.** Carbon isotope ratios, nitrogen content and aggregation state, and inclusion chemistry of diamonds from Jwaneng, Botswana // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1997, v. 61, p. 3993—4005.
53. **Lowry D., Mattey D.P., Harris J.W.** Oxygen isotope composition of syngenetic inclusions in diamond from the Finch Mine, RSA // *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1999, v. 63, p. 1825—1836.
54. **Valley J.W., Kitchen N.E., Kohn M.J. et al.** UWG-2, A garnet standard for oxygen isotope ratio: strategies for high precision and accuracy with laser heating // *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1995, v. 59, p. 5223—5231.
55. **Valley J.W., Kinny P.D., Schulze D.J., and Spicuzza M.J.** Zircon megacrysts from kimberlite: Oxygen isotope heterogeneity among mantle melts // *Contr. Miner. Petrol.*, 1998, v. 133, p. 1—11.
56. **Skelton A.D.L. and Valley J.W.** The relative timing of serpentinisation and mantle exhumation at the ocean-continent transition, Iberia: constraints from oxygen isotopes // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2000, v. 178, p. 327—338.

*Поступила в редакцию
15 июля 2005 г.*