

УДК 551.242 550.42

ПОИСКИ ДРЕВНЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА С БЕЛОМОРСКИМ ПОДВИЖНЫМ ПОЯСОМ: ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ПОДХОД

© 2003 г. Ю. В. Миллер, А. Б. Львов, Т. А. Мыскова,
Е. С. Богомолов, Ю. Д. Пушкарев

Представлено академиком В.Е. Хаиным 15.10.2002 г.

Поступило 21.10.2002 г.

Первыми, допустившими определяющую роль субдукции в становлении Беломорского пояса были Г. Гааль и Р. Горбачев [9]. Со временем к фактам, положенным в основу этих представлений, добавились новые. В настоящее время модель субдукции опирается на два независимых положения: во-первых, глубокий поддвиг Чупинского тектонического покрова (предположительно аккреционная линза) и подстилающего его Хетоламбинского покрова (предположительно протоокеаническая плита) под гипотетический край Карельского кратона [3]; во-вторых, становление вблизи этой предположительно краевой части кратона Тикшозерского зеленокаменного пояса, сложенного в нижней части разреза толеитовыми базальтами, в средней и верхней частях – вулканитами известково-щелочной серии, обусловленными плавлением субдуцированной протоокеанической коры [4]. Время проявления субдукции оценивалось Е.В. Бибиковой по возрасту образований известково-щелочной серии промежуток 2880–2820 млн. лет [2], а позднее – более узким возрастным интервалом – 2850–2820 млн. лет [1].

В то же время детализация геодинамической обстановки в ходе становления Беломорского подвижного пояса затруднена тем, что неясно истинное местонахождение края Карельского кратона. Простирался ли он непосредственно до Беломорского пояса или был отделен от него какой-то переходной зоной? Иными словами, соответствовала ли геодинамическая обстановка в области субдукции активной континентальной окраине или она от нее отличалась? Такое уточнение может иметь практическое значение, поскольку, как следует из концепции корово-мантийного взаимодействия в

мантии [5, 6], условия активной континентальной окраины по сравнению с островодужной обстановкой в металлогеническом отношении могут быть более продуктивны, в частности, на золоторудную минерализацию. Согласно этой концепции погружение корового вещества в мантию вызывает в ней геохимическое возмущение, порождающее рудоносные флюиды, которые, проникая к поверхности, обуславливают наиболее продуктивный рудогенез.

В настоящей работе предпринята попытка выяснить, существовала ли континентальная кора в области субдукции или ее там не было. Для этого мы использовали изотопно-геохимический подход, суть которого состояла в определении начальных изотопных составов Nd и Sr в магматических породах, порожденных субдукцией, с последующей оценкой степени участия более древнего корового вещества в процессе магмообразования.

В качестве объекта исследования выбраны широко развитые здесь тоналиты. Такой выбор обусловлен тем, что U–Pb-возраст циркона 2785 ± 22 млн. лет в метатоналитах из района Тупой губы [8] свидетельствовал об их более позднем формировании по отношению к субдукции, датируемой интервалом от 2820 до 2850 млн. лет [2]. Отсюда следовало, что тоналиты представляют собой благоприятный материал для выявления следов контаминации более древним веществом континентальной коры, если таковое действительно присутствовало в области субдукции.

Для отбора образцов этих пород был выполнен специальный траверс вдоль южного побережья Ковдозера от Тикшозерского зеленокаменного пояса (в районе оз. С. Кичаны) до Чупинского покрова (в районе губы Тупой, Ковдозеро) (см. рис. 1). Кроме того, для повышения представительности коллекции образцов был выполнен небольшой дополнительный субмеридианальный траверс вдоль южной части западного берега Ковдозера.

*Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской Академии наук, Санкт-Петербург*

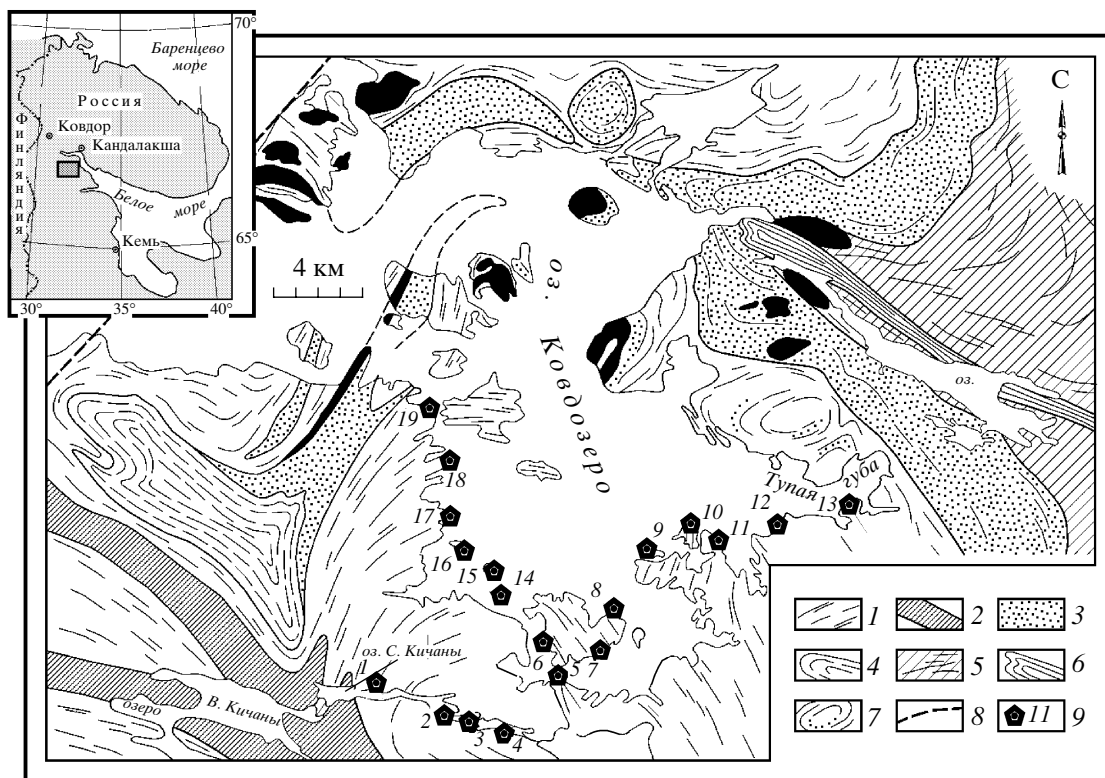


Рис. 1. Схематическая геологическая карта бассейна Ковдозера и места отбора проб на Sm–Nd-датирование. 1 – краевая часть Карельского кратона (?), преимущественно тоналиты, 2 – Тикшозерский зеленокаменный пояс, 3 – Чупинский тектонический покров (преимущественно метаграувакки), 4 – Каликорвинский базитовый комплекс (низы Чупинского покрова или Хетоламбинский покров?), 5 – Хетоламбинский тектонический покров (главным образом поздние тоналиты-трондьемиты), 6 – мафические зоны, заключенные в хетоламбинских тоналит-трондьемитах, 7 – свекофенские купола с фрагментами чупинских метаграувакков, 8 – разломы, 9 – места отбора проб, цифры соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

Методика. Определение изотопного состава Sr и Nd, а также концентраций Rb, Sr, Sm и Nd выполнено в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии Института геологии и геохронологии докембрия Российской Академии наук (Санкт-Петербург). Содержания Rb и Sr определены методом изотопного разбавления из единой навески. Разделение проводили на стандартных катионо-обменных колонках (Bio-Rad AG 50 W × 8-меш) объемом 10 мл с последующей дочисткой фракции на колонках объемом 2 мл.

Изотопные составы определяли на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в двухленточном режиме с одновременной регистрацией ионных токов разных изотопов исследуемого элемента. При этом исследуемый элемент наносили на танталовую ленту, а в качестве ионизатора использовали рений (ширина 0.8 мм, толщина 30 мкм). Воспроизводимость результатов определения концентраций Rb, Sr, Sm и Nd, вычисленная на основании многократных анализов стандарта BCR-1, соответствует 0.5%. Величина холостого опыта составляет:

0.05 нг для Rb, 0.2 нг для Sr, 0.03 нг для Sm, 0.08 нг для Nd.

При выполнении изотопных анализов определяли состав изотопных стандартов. В последней серии таких анализов для Sr изотопного стандарта (SRM-987), полученное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ соответствовало 0.710241 ± 15 (2σ , 10 измерений), а для Nd стандарта La Jolla – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511908 \pm 8$. Изотопные составы Sr нормированы по отношению $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.37521$, а составы Nd – по отношению $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.24157$. Кроме того, изотопные составы Nd нормированы к табличному значению стандарта La Jolla ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512865 \pm 8$). Результаты анализа стандартного образца BCR-1: [Sr] = 336.7 ppm, [Rb] = 47.46 ppm, [Sm] = 6.47 ppm, [Nd] = 28.13 ppm, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705036 \pm 22$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.40615$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512642 \pm 14$.

Параметры изохроны вычислены по программе ISOPLOT и имеют надежность, соответствующую 2σ -уровню значимости.

Результаты. Всего Sm–Nd-методом исследовано 19 валовых проб тоналитов (табл. 1) и

Таблица 1. Результаты изучения Sm–Nd-методом тоналитов из района Ковдозера

N	Образец	Nd, ppm	Sm, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
1	341/1	7.663	51.37	0.0895	0.510771 ± 13
2	1249	0.82	6.25	0.0790	0.510609 ± 21
3	331/1	2.17	13.7	0.0949	0.510907 ± 15
4	1244	5.47	31.8	0.1030	0.511041 ± 17
5	325/1	1.40	11.97	0.0701	0.510442 ± 16
6	1241	1.959	14.05	0.0835	0.510698 ± 12
7	1233	1.774	13.95	0.0762	0.510545 ± 14
8	1237	3.163	22.13	0.0856	0.510724 ± 12
9	1222	2.16	15.78	0.0819	0.510669 ± 11
10	1230	1.02	7.12	0.0858	0.510721 ± 15
11	1232	3.52	23.0	0.0918	0.510902 ± 11
12	321/1	2.12	11.59	0.1098	0.511114 ± 12
13	315/1	2.51	17.45	0.0862	0.510700 ± 12
14	445/5a	4.01	23.94	0.1003	0.511004 ± 9
15	346/1	1.077	8.91	0.0724	0.510477 ± 16
16	347/1	2.409	16.14	0.0894	0.510826 ± 16
17	348/1	0.908	6.18	0.07995	0.510598 ± 18
18	350/1	1.87	10.87	0.1031	0.511066 ± 19
19	352/1	1.67	9.860	0.1015	0.511021 ± 14

Таблица 2. Результаты изучения тоналитов в районе Ковдозера Rb–Sr-методом

№	Коллекц. № обр.	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, $T_{\text{Zr}} = 2785$ млн.лет
1	1233	17.16	459.7	0.1080	0.705548 ± 18	0.7011
2	325/1	33.35	475.3	0.2030	0.709634 ± 28	0.7014
3	1241	63.92	423.1	0.4376	0.719138 ± 37	0.7015
4	1244	58.15	491.1	0.3428	0.714821 ± 29	0.7010

пять проб Rb–Sr-методом (табл. 2). Несмотря на относительно узкий интервал вариаций отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, в координатах изохронной модели для исследованных образцов устанавливается весьма совершенная корреляционная зависимость. По всем 19 образцам эта зависимость оказывается эрохронной и определяет возраст в $2775 \pm \pm 170$ млн. лет (СКВО = 2.9) при начальном $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.50916 \pm 0.00010$ ($\epsilon_{\text{Nd}} = +2.4$). Семнадцать образцов из девятнадцати соответствуют изохронной модели (рис. 2), что позволяет более точно определить возраст тоналитообразования: 2850 ± 110 млн.лет (СКВО = 1.2) при начальном $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.509114 \pm 0.000062$ ($\epsilon_{\text{Nd}} = +3.5 \pm 1.2$). Модельный расчет начальных изотопных составов стронция на циркононовый возраст тоналитов 2785 млн. лет (табл. 2) показывает близкие значения, которые варьируют в интервале 0.7006–0.7012.

Очевидно, что погрешность датирования у изохронного возраста слишком высока и изотопный возраст субдукции от возраста тоналитообразования значимо не отличается. В то же время само соответствие изохронной модели свидетельствует о геохимической замкнутости Sm–Nd-изотопной системы. При этом изохронная зависимость выявляет высоко гомогенный начальный изотопный состав $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.509114 \pm \pm 0.000062$ ($\epsilon_{\text{Nd}} = +3.5 \pm 1.2$), идентичный таковому в истощенной мантии 2850 млн. лет назад ($\epsilon_{\text{Nd}} = +3.8$ [10]) или более деплетированный по отношению к нему ($\epsilon_{\text{Nd}} = +1.65$ [12]) в зависимости от используемой модели. Подобное соотношение означает, что никакой ощутимой примеси древнего корового материала в тоналитах не установлено. Не видно следов такой примеси и в начальном изотопном составе стронция, который, так же как и начальный изотопный состав неодима,

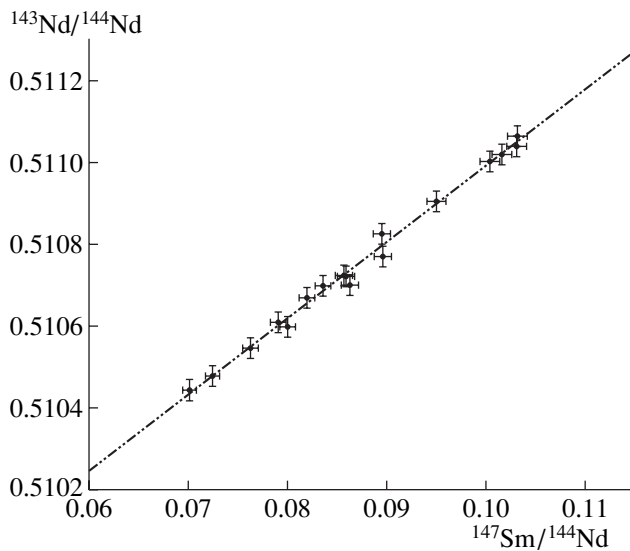


Рис. 2. Sm–Nd-изохрона для валовых проб тоналитов, отобранных в районе Ковдозера. Изохрона соответствует возрасту 2850 ± 110 млн. лет и $\epsilon_{Nd} = +3.5 \pm 1.2$ при СКВО = 1.2; $N = 17$. Расчет изохроны выполнен для погрешности определения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в 1%, а $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – 0.005%. Пояснения в тексте.

свидетельствует о чисто мантийном неконтamинированном источнике тоналитовых расплавов (табл. 2).

Помимо отсутствия древнего корового компонента в тоналитах такое соответствие мантийному источнику вещества определяет граничное условие их генерации: временной интервал между формированием океанической коры и последующим выплавлением из нее тоналитовых расплавов в области субдукции должен быть достаточно коротким. В противном случае начальный изотопный состав неодима в выплавках отличался бы от мантийного. Такой вывод согласуется с представлениями С.Р. Тейлора и С.М. Мак-Леннана [7] об архейской океанической коре, состоявшей из многочисленных мелких плит. Вероятная продолжительность их жизни по оценке Х.Н. Поллака [9] составляла от 10 до 20 млн. лет. В этой модели массовое тоналитообразование обусловлено их выплавлением из субдуцируемых базальтов, богатых магнием. Появление таких

базальтов в свою очередь связано с повышенной степенью парциального плавления мантийного вещества в условиях высокого теплового потока.

Подводя итог работы в целом, можно констатировать, что отсутствие изотопных признаков контаминации тоналитов более древним коровым веществом в районе Ковдозера, скорее всего, свидетельствует о том, что край Карельского кратона располагался несколько западнее, а исследованный район представлял собой область скупивания океанических плит, сопровождавшегося их поддвигом друг под друга, возле края этого кратона. Соответственно и область наиболее эффективной проработки рудоносными флюидами, порожденными корово-мантийным взаимодействием в мантии вследствие архейской субдукции, должна располагаться западнее Ковдозера.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 99–05–65206 и 00–05–65185).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бибилова Е.В., Глебовицкий В.А., Клайссон С. и др. // Геохимия. 2001. 39 с.
2. Бибилова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В. и др. // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 115–140.
3. Миллер Ю.В., Глебовицкий В.А., Мыскова Т.А. и др. // ДАН. 1999. Т. 366. № 3. С. 379–382
4. Милькевич Р.И., Миллер Ю.В. Общие вопросы геотектоники. Материалы совещания. М.: ГЕОС. 2000. С. 329–331.
5. Пушкарев Ю.Д. // Регион. геология и металлогения. 2001. Т. 13/14. С. 44–53.
6. Пушкарев Ю.Д. // ДАН. 1997. Т. 335. № 4. С. 524–526.
7. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 383 с.
8. Bibikova E.V., Skold T., Bogdanova S.V. // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1996. V. 112. P. 55–67.
9. Gaal G., Gorbatshev R. // Precamb. Res. Spec. Issue. 1987. V. 35. P. 15–52.
10. Goldstain S.L., O’Nions R.K., Hamilton P.J. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. V. 70. P. 221–236.
11. Pollak H.N. In: Mechanisms of continental drift and plate tectonics. N. Y.: Acad. Press, 1980. 183 p.
12. Nägler Th.H., Kramers J.D. // Precamb. Res. 1998. V. 91. P. 233–252.