

УДК 552.311+550.42(470.21)

ПАЛЕЗОЙСКИЕ ДАЙКОВЫЕ СЕРИИ В КОЛЬСКОЙ ЩЕЛОЧНОЙ ПРОВИНЦИИ: ВОЗРАСТ И ХАРАКТЕРИСТИКА МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ

© 2003 г. А. А. Арзамасцев, А. В. Травин, Б. В. Беляцкий, Л. В. Арзамасцева

Представлено академиком Л.Н. Когарко 12.03.2003 г.

Поступило 13.03.2003 г.

Очевидно, что для понимания динамики развития процессов внутриконтинентальной активизации в северо-восточной части Балтийского щита необходимо исследование полного спектра проявлений магматизма, включающее определение возрастного интервала процессов, происходивших в начальную, главную и завершающую фазы магматической активности. К настоящему времени достоверно определен возраст пика магматизма, в течение которого образовались Хибинский и Ловозерский плутоны агпаитовых нефелиновых сиенитов и многочисленные карбонатитовые интрузии [8, 11, 12, 15]. В последние годы получены данные о возрасте субвулканических образований, предшествовавших главному этапу и относящихся к инициальной фазе палеозойской активизации [2, 3]. Наряду с этим в составе провинции известны многочисленные рои даек и трубки взрыва, представленные долеритами, щелочными лампрофирами, алмазонасными кимберлитами, которые распространены как в обрамлении щелочных интрузий, так и образуют автономные рои в пределах Кандалакшского грабена и в зоне северо-восточного простирания, трассируемой цепочкой интрузий Сокли–Ковдор–Хибины–Ловозеро–Контозеро–Ивановка. Согласно геологическим наблюдениям, дайковые образования, по которым имеются лишь единичные определения абсолютного возраста, относятся к заключительной фазе палеозойского магматизма.

В настоящей работе с целью определения возраста завершения магматической активности и

выявления основных черт заключительного этапа палеозойского магматизма в северо-восточной части Балтийского щита проведено изотопно-геохимическое исследование дайковых образований, распространенных в пределах Кольского региона. Учитывая, что датирование даек представляет собой сложную методическую задачу для геохронологии (отсутствие в щелочных дайках циркона, наличие ксеногенного мантийного материала, ксенолитов нижней коры, постмагматические изменения, ассимиляция боковыми породами), мы использовали комплекс изотопных методов, сочетающих Rb–Sr- и Sm–Nd-изохронные определения (получение внутренних минеральных изохрон) и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование. Описание методов приведено в работах [2, 7].

Изотопное датирование. В качестве реперных объектов были выбраны дайки и трубки взрыва оливиновых меланефелинитов и щелочных пикритов, располагающиеся в пределах Хибинского плутона и карбонатитовой интрузии Буориярви. Имеющиеся определения возраста плутонических пород этих интрузий ограничивают верхний предел датировок дайковых образований, внедрившихся в щелочные породы этих массивов. Еще одним объектом для геохронологических исследований была выбрана одна из двух трубок алмазонасных кимберлитов, располагающихся в южной части Кольского полуострова, в 40 км к востоку от карбонатитового массива Турий мыс [6]. Полученные нами результаты представлены в табл. 1 и на рис. 1.

1. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -определения по флогопиту из образца оливинового меланефелинита (скв. 1635) из трубки взрыва г. Намуайв в Хибинском массиве дают возраст 363.4 ± 0.8 млн. лет (рис. 1а), что отвечает времени образования плутонических пород Хибин, составляющий, по данным [11], 367 ± 6 млн. лет. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст пород трубки подтвержден Rb–Sr-изохронным методом (362 ± 11 млн. лет, $N = 11$, $I_{\text{Sr}} = 0.70380 \pm 0.00005$ MSWD = 0.54 (рис. 1б). Изотопные составы Sm и Nd этих же образцов на графике в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

Геологический институт
Кольского научного центра
Российской Академии наук, Апатиты
Объединенный институт геологии,
геофизики и минералогии
Сибирского отделения
Российской Академии наук, Новосибирск
Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской Академии наук, Санкт-Петербург

Таблица 1. Sm–Nd- и Rb–Sr-изотопные данные для пород из трубки взрыва г. Намуайв в Хибинском массиве

Образец	Материал	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$	$\epsilon_{\text{Sr}(t)}$
1635-1	WR-1	0.696	2185	0.00092	0.703847 ± 12	0.703842	-3.3
1635-1	Cpx-1	4.557	332.3	0.03962	0.704010 ± 21	0.703806	-
1635-1	Ol + Mel-1	4.343	42.83	0.29329	0.705335 ± 15	0.703823	-
1635-1	Calc-1	0.755	5135	0.00043	0.703742 ± 18	0.703740	-
1635-1	Ap-1	0.649	3965	0.00047	0.703862 ± 13	0.703860	-
1635-2	WR-2	0.545	3557	0.00044	0.703801 ± 18	0.703799	-3.9
1635-2	Phlog-2	333.1	2478	0.38872	0.705803 ± 16	0.703800	-
1635/352.4	WR-3	136.9	2669	0.14837	0.704588 ± 19	0.703823	-3.6
1635/352.4	Phlog-3	262.6	783.4	0.96981	0.708820 ± 14	0.703822	-
1635/352.4	Ap-3	2.154	10448	0.00060	0.703835 ± 15	0.703832	-
1635/197.8	WR-4	132.4	1602	0.23891	0.704918 ± 11	0.703687	-5.5
Образец	Материал	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$
1635-1	Phlog-1	0.391	1.982	0.11971	0.512540 ± 38	0.512256	-
1635-1	WR-1	16.61	107.3	0.09391	0.512494 ± 21	0.512271	1.9
1635-1	Cpx-1	4.153	20.61	0.12220	0.512551 ± 13	0.512261	-
1635-1	Ol + Mel-1	0.747	3.957	0.11441	0.512518 ± 16	0.512247	-
1635-2	WR-2	20.23	134.0	0.09159	0.512468 ± 17	0.512251	1.5
1635-2	Phlog-2	0.331	2.346	0.07465	0.512430 ± 19	0.512253	-
1635/352.4	WR-3	14.42	94.15	0.09267	0.512386 ± 14	0.512166	-0.1
1635/352.4	Phlog-3	0.702	4.796	0.08852	0.512384 ± 15	0.512174	-
1635/352.4	Ap-3	124.7	1146	0.06584	0.512331 ± 14	0.512175	-

Примечание. WR – порода, вал, Cpx – клинопироксен, Ol – оливин, Mel – мелилит, Calc – кальцит, Ap – апатит, Phlog – флогопит. Образец 1635/352.4 – бескарбонатный оливковый меланефелинит (фаза I), образцы 1635-1, 1635-2, 1635/197.8 – карбонатсодержащий щелочной пикрит (фаза II).

(рис. 1в) обнаруживают изохронную зависимость только для карбонатной разновидности щелочного пикрита, которая описывается уравнением регрессии, соответствующим возрасту 362 ± 91 млн. лет ($N = 6$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512256 \pm 0.000062$, $\text{MSWD} = 0.58$). Вариации изотопного состава всех проанализированных образцов из трубки взрыва, в частности бескарбонатного оливкового меланефелинита, могут быть связаны либо с контаминацией расплава вмещающими щелочными породами, либо, что более вероятно, с гетерогенностью источника.

2. Образец щелочных пикритов из трубки взрыва, прорывающей карбонатиты в щелочно-ультраосновном массиве Вуориярви. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -определения флогопита дают возраст плато $369.1 \pm \pm 0.9$ млн. лет (рис. 1г). Эти значения согласуются с датировками плутонических пород Вуориярви [8], по которым получен возраст 383 ± 7 и $375 \pm \pm 7$ млн. лет соответственно для пироксенитов и карбонатитов.

3. Образец алмазоносных кимберлитов из трубки взрыва “Ермаковская-7”. При выборе ме-

тогда нами были учтены неудачные попытки датирования возраста этих гетерогенных пород, представляющих собой фактически эксплозивную брекчию, методом внутренней минеральной изохроны [10], а также полученный Rb–Sr-изохронный возраст 465 ± 12 млн. лет [5], значительно превышающий известные определения для палеозойских щелочных пород Кольского региона и кимберлитов Архангельской провинции. Поскольку $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -метод фиксирует возраст последней термальной проработки образца, то для материала кимберлитовой трубки, располагающейся в породах докембрийского фундамента и удаленной на значительное расстояние от всех проявлений палеозойского магматизма, полученные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом значения могут быть интерпретированы как возраст образования пород. Независимо проанализированные монофракции ранней светло-коричневой и поздней бесцветной генераций флогопита показали интегрированные возраста 375.5 ± 2.5 и 372.6 ± 2.5 млн. лет соответственно. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст плато для флогопита I составляет 376.1 ± 1.3 млн. лет (рис. 1д). Отметим,

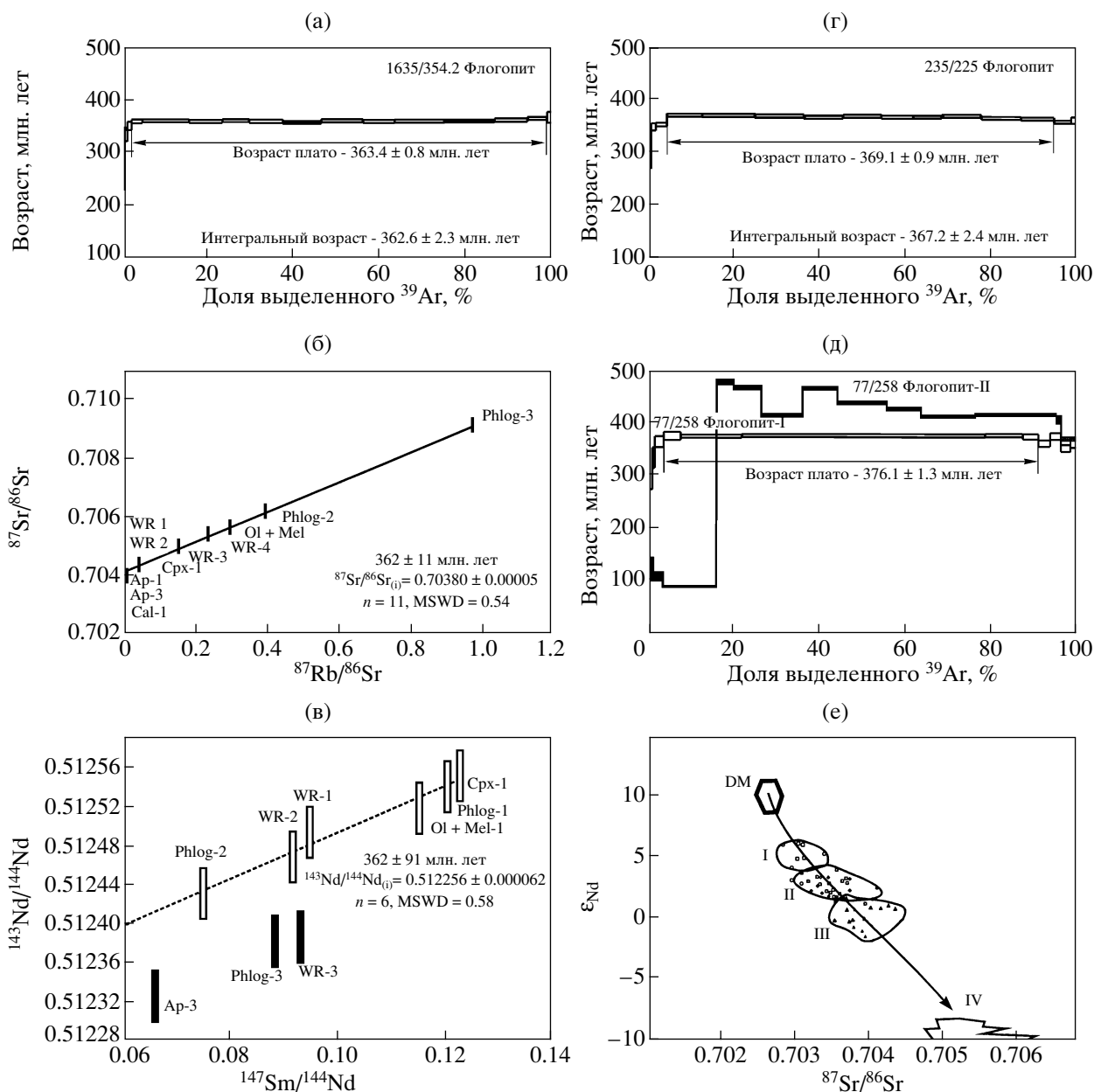


Рис. 1. Данные изотопных исследований даек и трубок взрыва Кольского региона. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -исследования методом ступенчатого прогрева монофракций флогопита из: а – трубки взрыва г. Намуайв; г – трубки взрыва, прорывающей карбонатиты массива Вуориярви; д – алмазосодержащего кимберлита трубки взрыва “Ермаковская-7” (интегральный возраст: флогопит-I 375.0 ± 2.4 млн. лет, флогопит-II 372.6 ± 2.5 млн. лет). б – Rb-Sr- и в – Sm-Nd-изохронные диаграммы для пород трубки взрыва г. Намуайв в Хибинском массиве. Обозначения те же, что в табл. 1. Зачерненные и светлые прямоугольники – соответственно минералы и вал оливниного меланефелинита и карбонатно-щелочного пикрита. (I – инициальная фаза активизации (вулканы), II – главная фаза активизации (щелочные интрузии), III – завершающая фаза (дайки и трубки взрыва), IV – обогащенный мантийный источник). е – Диаграмма зависимости $\epsilon_{\text{Nd}}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для палеозойских пород Кольской провинции. 1 – вулканические породы контозерской и лозозерской свит; 2 – породы Кургинской интрузии; 3 – plutонические породы карбонатитовых комплексов провинции по [2, 3, 10, 11, 14, 15]; 4 – plutонические породы агпайтовых комплексов Хибин и Ловозера по [12]; 5 – дайки и трубки взрыва Хибин и Вуориярви, а также Кандалакшского района по данным [9, 13]. Все данные скорректированы на возраст 370 млн. лет.

что возраст располагающегося рядом карбонатитового массива Турий мыс близок к полученным значениям 373 ± 6 млн. лет [11]. Если принять, что

уровни магмогенерации щелочно-ультраосновных расплавов и алмазосодержащих кимберлитов, согласно проведенным оценкам [1], различны, то

можно предполагать, что в течение относительно короткого периода, отвечающего пику магматической активности, на поверхность поставлялись различные по составу расплавы из разных мантийных уровней.

Таким образом, полученные данные позволяют заключить, что формирование даек и трубок взрыва в северо-восточной Фенноскандии произошло непосредственно после формирования плутонических серий щелочных комплексов и завершилось к концу раннего карбона.

Характеристика мантийных источников. Накопленные к настоящему времени результаты U–Pb-, Rb–Sr-, Sm–Nd-, Ar–Ar-датирования палеозойских образований позволяют выделить следующие фазы эндогенной активности. К наиболее ранней фазе (427 ± 6 млн. лет) отнесены проявления метасоматоза в мантии, предшествовавшего мощному циклу палеозойского магматизма. Этот возраст, полученный нами Rb–Sr-изохронным методом при изучении нодулей шпинелевых лерцолитов из трубки взрыва в Хибинах [4], оказался на 20–30 млн. лет древнее времени образования первых проявлений магматизма в северо-восточной части Балтийского щита. Первые проявления магматизма, произошедшие в период 410–390 млн. лет, представлены субщелочной Кургинской интрузией (404 ± 10 млн. лет) [3], а также вулканическими породами, сохранившимися в ловозерской и контозерской кальдерах. Главная фаза магматизма, в течение которой произошло формирование крупнейших Хибинского и Ловозерского массивов, а также карбонатитовых интрузий, может быть ограничена, согласно данным [11, 12, 15], возрастным интервалом 376–363 млн. лет. В завершающую фазу эндогенной активности (369–362 млн. лет) произошло образование роев щелочных даек и трубок взрыва.

На диаграмме $\epsilon_{\text{Nd}}^{-87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 1е) нанесены опубликованные изотопные определения по вулканическим, плутоническим и дайковым породам Кольской щелочной провинции [2, 3, 9, 10–12, 15]. Вся совокупность данных обнаруживает тренд, характеризующийся разным соотношением обогащенных и обедненных мантийных источников в продуктах ранней, главной и завершающей фаз щелочного магматизма, причем наибольший вклад деплетированного компонента наблюдается в породах инициального этапа магматизма (ϵ_{Nd} до +9.1) [2, 3]. Так, значения ϵ_{Nd} для ловозерских и контозерских вулканических пород составляют соответственно +9.1 и +8.8, что указывает на значительную роль деплетированного мантийного субстрата в составе источника. С другой стороны, ϵ_{Nd} для пород дайковой серии имеют значения, близкие к Bulk Earth. Наблюдаемый диапазон вариаций изотопного состава находит объяснение, если пред-

положить, что формирование щелочных магм обязано взаимодействию двух мантийных источников. Первый источник (DM) представляет собой компонент деплетированной мантии, обедненной в ходе процессов архейского и протерозойского корообразования. В качестве второго, обогащенного компонента может быть рассмотрен либо умеренно обогащенный мантийный источник, образование которого связано с процессами плюм-литосферного взаимодействия, либо источник, представляющий собой материал коры. Для идентификации обогащенного источника были проанализированы концентрации некогерентных элементов в породах инициальной, главной и заключительной фаз тектономагматической активизации. Полученные данные позволяют заключить: во-первых, содержания некогерентных элементов в породах всех этапов магматизма существенно превышают таковые в породах коры, и, во-вторых, наблюдается увеличение содержания некогерентных элементов от инициальной к завершающей фазе щелочного магматизма. Более того, увеличение абсолютных концентраций микроэлементов от ранней к поздней фазе магматизма коррелируется с увеличением вклада обогащенного изотопного источника, что не могло иметь место в случае участия корового материала. Таким образом, можно предположить, что обогащение некогерентными элементами производных палеозойского магматизма связано с процессами плюм-литосферного взаимодействия, которое привело к значительному привнесу таких элементов, как Nb, Ta, Zr, Hf, LIL, LREE, в ходе процессов мантийного метасоматоза. Наблюдаемый на диаграмме $\epsilon_{\text{Nd}}^{-87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ тренд может быть интерпретирован как проявление разных степеней плавления деплетированного мантийного субстрата, связанного с возрастающим привнесом обогащенного несовместимыми элементами компонента плюма.

Авторы признательны Ю.А. Балашову за полезные замечания.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 03–05–64066 и 02–05–64455), а также Приоритетной программы 5 ОНЗ РАН (раздел 1.5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арзамасцев А.А., Виноградов А.Н., Митрофанов Ф.П. Магматизм и геодинамика. Материалы I Всерос. петрогр. совещ. Уфа, 1995. Т. 3. С. 6–8.
2. Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Беляцкий Б.В. // Петрология. 1998. Т. 6. № 3. С. 316–336.
3. Арзамасцев А.А., Баянова Т.Б., Арзамасцева Л.В. и др. // Геохимия. 1999. № 11. С. 1139–1151.
4. Арзамасцев А.А., Беляцкий Б.В. // ДАН. 1999. Т. 366. № 3. С. 387–390.

5. Гавриленко Б.В., Гоголь О.В., Деленицын А.А., Поляков И.В. Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии. 15–17 ноября 2000 г. Москва, ИГЕМ РАН. М.: ГЕОС, 2000. С. 101–103.
6. Калинин М.М., Арзамасцев А.А., Поляков И.В. // Петрология. 1993. Т. 1. № 2. С. 205–214.
7. Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В. и др. // Геохимия. 2001. № 12. С. 1150–1173.
8. Bayanova T.B., Voloshin A.V., Delenizin A.A., Kamensky I.L. In: SVEKALAPKO. An EUROPROBE Project. Abstr. VI. Workshop Lammi. Oulu. 2001. P. 9.
9. Beard A.D., Downes H., Hegner E. et al. // *Contribs. Mineral. and Petrol.* 1998. V. 130. № 2. P. 288–303.
10. Dunworth E.A., Bell K. // *J. Petrol.* 2001. V. 42. P. 377–405.
11. Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A., Vartiainen H. // *Lithos.* 1993. V. 30. № 1. P. 33–44.
12. Kramm U., Kogarko L.N. // *Lithos.* 1994. V. 32. № 2. P. 225–242.
13. Rukhlov A.S. In: *Mineral Deposits.* Rotterdam: Balkema, 1997. P. 785–787.
14. Verhulst A., Balaganskaya E., Kirnarsky Y., Demaijffé D. // *Lithos.* 2000. V. 51. № 1/2. P. 1–25.
15. Zaitsev A.N., Bell K. // *Contribs. Mineral and Petrol.* 1995. V. 121. № 2. P. 324–335.