

U-Pb ВОЗРАСТ И Sm-Nd ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ЭНДЕРБИТОВ, СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ БАЛТИЙСКОГО (ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО) ШИТА© 2021 г. д. чл. В. Р. Ветрин^{1, 2, *}, Н. В. Родионов^{3, **}, П. А. Серов^{1, ***}¹Геологический институт Кольского научного центра РАН, ул. Ферсмана, 14, Мурманская обл., Апатиты, 184209 Россия²Институт минералогии, геохимии, кристаллохимии редких элементов, ул. Версаева, 15, Москва, 121357 Россия³Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Средний проспект В.О., 74, Санкт-Петербург, 199106 Россия

*e-mail: vetrin.val@gmail.com

**e-mail: nickolay_rodionov@vsegei.ru

***e-mail: serov@geoksc.apatity.ru

Поступила в редакцию 01.07.2021 г.

После доработки 31.08.2021 г.

Принята к публикации 30.09.2021 г.

Хомпен гнейсы северной части Балтийского щита представлены эндербитами тоналит-грандьемитового состава с повышенными концентрациями Na_2O , Al_2O_3 , Sr и пониженными – K, Rb, высокозарядных и радиоактивных элементов (Nb, Y, Ti, P, U, Th) и РЗЭ при их существенном фракционировании ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 104$). Кристаллы циркона из эндербитов по морфологии кристаллов, их внутреннему строению, составу и возрасту, определенному на ионном микроанализаторе SHRIMP-II, разделены на 4 генерации. По циркону генерации II время кристаллизации эффузивных протолитов эндербитов установлено в 2921 ± 12 млн лет, и возраст раннего (мезоархейского) гранулитового метаморфизма (циркон генерации III) определен в 2851 ± 11 млн лет. Кристаллы циркона генерации II содержат включения реликтов зерен с возрастом 2990 ± 4 млн лет (генерация I), соответствующим, вероятно, возрасту вулканитов более ранней фазы хомпен гнейсов, или датированные кристаллы являются захваченными из пород континентальной коры. Кристаллы с возрастом 2778 ± 10 млн лет (генерация IV) по времени образования соответствуют возрасту синхронных с поздним (неоархейским) гранулитовым метаморфизмом гранодиоритовых массивов региона, и нахождение этих кристаллов в хомпен гнейсах происходило, вероятно, при их инъецировании гранитоидами жильной фации массивов гранодиоритов. По данным Sm-Nd изотопной систематики протолиты хомпен гнейсов содержали 50–90% вещества деплетированной мантии, и были образованы в результате плавления разновозрастных базитов нижней коры при андерплейтинге в них базальтов, сходных с примитивными толеитами ТН-1 архейских зеленокаменных поясов.

Ключевые слова: гранитоиды ТТГ ассоциации, U-Pb датирование циркона, Sm-Nd систематика пород

DOI: 10.31857/S0869605521060095

Эндербиты, известные в северной части Балтийского щита как хомпен гнейсы (Iversen, 1991) изучались в провинции Сёрварангер северной Норвегии при проведении исследований по российско-норвежской программе “Северный район” в 1988–

1993 г. В результате этих работ были получены сведения о геологии и вещественному составу пород (Dobrzhinetskaya et al., 1995; Nordgulen et al., 1995; Vetrin et al., 1995), а также проведено U-Pb TIMS датирование циркона из пород провинции. По верхнему пересечению дискордии, построенной по четырем точкам состава сложных по строению кристаллов циркона из хомпен гнейсов, определен возраст в 2902 ± 9 млн лет, принятый за время магматической кристаллизации пород (Levchenkov et al., 1995). Полученный мезоархейский возраст кристаллизации эндербитов является одним из самых древних возрастов для пород тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава, слагающих не менее 10–15% верхней коры северной части Балтийского щита. Принимая во внимание важность полученных результатов, а также сложное строение кристаллов циркона из хомпен гнейсов, нами выполнено U-Pb датирование циркона из этих пород на микрозонде SHRIMP II с целью реконструкции эндогенных процессов, записанных в структуре и составе кристаллов. В результате выполненных работ показано, что время кристаллизации хомпен гнейсов составляет 2921 ± 12 млн лет, а возраст раннего гранулитового метаморфизма – 2851 ± 11 млн лет. По данным Sm-Nd изотопной систематики протолиты хомпен гнейсов содержали 50–90% вещества деплетированной мантии, и были образованы, вероятно, в результате плавления разновозрастных базитов нижней коры региона при андерплейтинге в них расплавов, сходных с примитивными толеитами ТН-1 архейских зеленокаменных поясов.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Хомпен гнейсы закартированы в крайней северо-западной части Кольско-Норвежского мегаблока, где ими образованы массивы площадью от 1–2 до 50 км² (рис. 1). Массивы расположены среди преобладающих по распространенности глиноземистых гнейсов кольской серии (Бондаренко, Дагелайский, 1968) с возрастом 2.91–2.9 млрд лет (Мыскова, Милькевич, 2016), имеющих на территории северной Норвегии название ярфйорд гнейсов. Оба комплекса пород деформированы и метаморфизованы в условиях гранулитовой фации. Хомпен гнейсы рассматриваются в качестве фундамента ярфйорд гнейсов (Dobrzhinetskaya et al., 1995). Расположенные западнее тоналит-трондьемит-гранодиоритовые (ТТГ) комплексы сванвик, киркенес, варангер имеют возраст около 2.8 млрд лет (Levchenkov et al., 1995). Глиноземистые гнейсы и породы ТТГ комплексов прорваны синметаморфическими, кристаллизовавшимися в условиях гранулитовой фации гиперстенсодержащими гранодиоритами массивов Тулома и Холмватн (2.76–2.73 млрд лет), а также постметаморфическими интрузиями кварцевых монзонитов и порфирированных гранитов с возрастными, соответственно, 2.73 и 2.5 млрд лет (Levchenkov et al., 1995).

Хомпен гнейсы изучены нами в естественных обнажениях и дорожных выемках в 2 км к северо-востоку от пос. Винтерволлен и представлены отчетливо полосчатыми гнейсовидными гиперстенсодержащими породами ТТГ ассоциации – эндербитами, содержащими будины и прослой меланократовых дупироксеновых кристаллосланцев и пироксеновых амфиболитов. Мощность меланократовых прослоев варьирует от десятков сантиметров до первых метров при протяженности от первых метров до 40–50 м. Они располагаются согласно с полосчатостью эндербитов, имеющей простирание от северо-западного до субмеридионального. Полосчатость эндербитов, по-видимому, наследует первичную магматическую расслоенность и определяет последовательность излияния исходных вулканитов. Контакты меланократовых пород с эндербитами четкие, ровные, а меланократовые прослой представляют собой, вероятно, фрагменты будинированных даек или пластовых тел, имевших близкое время внедрения с эндербитами. Дупироксеновые кристаллосланцы и эндербиты пересекаются жилами гранитов и пегматитов, содержащими ксенолиты вмещающих пород. Контакты хомпен гнейсов с расположенными к востоку и северо-востоку глиноземистыми

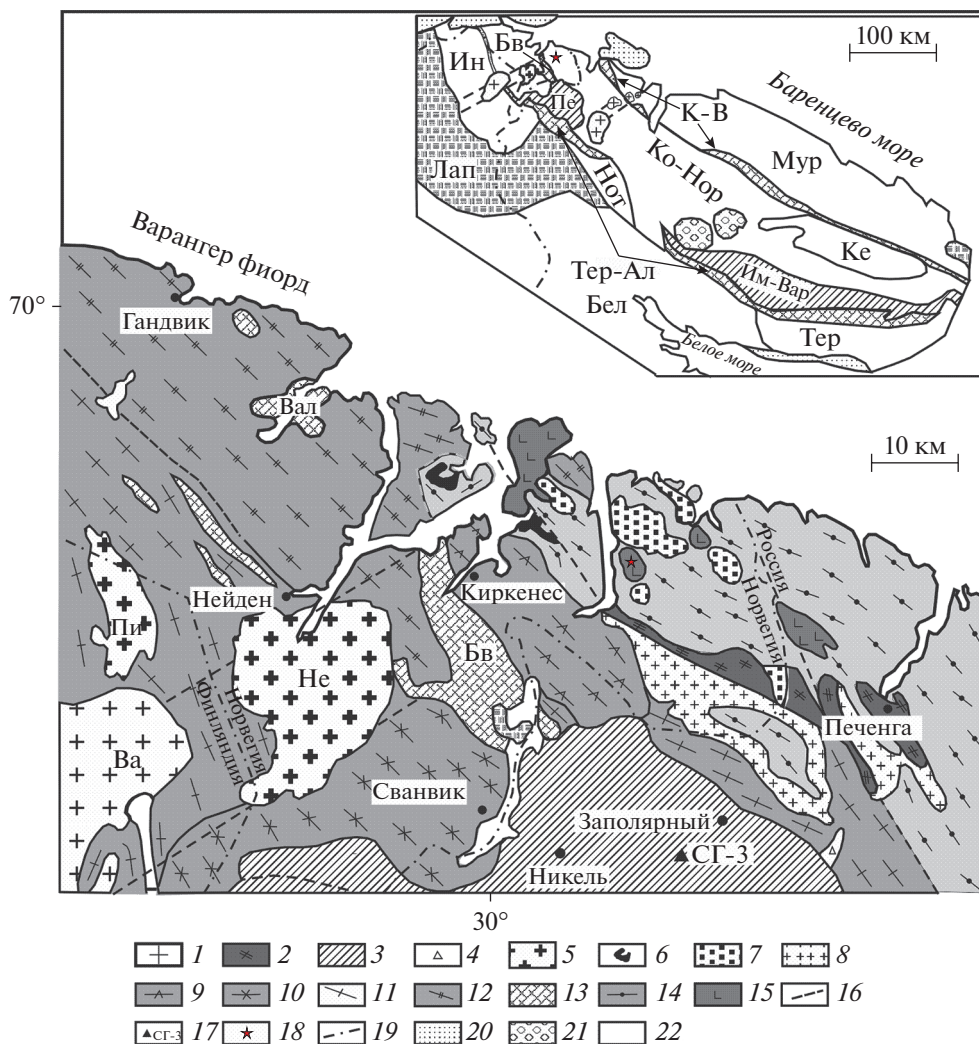


Рис. 1. Схема геологического строения Северной Норвегии и северо-западной части Кольского полуострова (по: Vetrin et al., 2003, с изменениями). 1–4 – породы раннепротерозойского возраста: 1 – постскладчатые граниты и пегматиты (Ва – массив Вайноспаа), 2 – мусковит-микроклиновые граниты, 3 – вулканогенно-осадочные породы Печенгско-Имандра-Варзугского пояса, 4 – интрузивные породы основного состава; 5–15 – породы мезо-неоархейского возраста: 5 – порфириовидные граниты (Пи – массив Пириваара, Не – массив Нейден), 6 – кварцевые сиениты, сиениты, 7 – гранодиориты, 8 – плагиомикроклиновые граниты, 9–12 – дацит-плагиориодацитовые и тоналит-трондземитовые породы различных комплексов: 9 – киркенес, 10 – варангер, 11 – сванвик, 12 – гарсио, 13 – вулканогенно-осадочные породы зеленокаменных поясов, 14 – глиноземистые гнейсы; 15 – эндербиты (хомпен гнейсы); 16 – проекции разломов; 17 – Кольская сверхглубокая скважина СГ-3; 18 – места отбора образцов хомпен гнейсов; 19 – государственные границы. Вверху во врезке – схема тектонического районирования Кольской субпровинции Балтийского щита. Мегаблоки: Мур – Мурманский, Ко-Нор – Кольско-Норвежский, Ке – Кейвский, Тер – Терский, Ин – Инари, Нот – Нотозерский, Бел – Беломорский. Неоархейские зеленокаменные пояса: К-В – Колдозеро-Воронья, Тер-Ал – Терско-Аллареченский, Бв – Бьернватн, Вал – Вален. Палеопротерозойские складчатые пояса: Пе-Им-Вар – Печенгско-Имандра-Варзугская (Пе – Печенга, Им-Вар – Имандра-Варзуга), Лап – Лапландский гранулитовый. 20 – позднепротерозойские осадочные породы, 21 – палеозойские интрузии нефелиновых сиенитов, 22 – породы архея.

Fig. 1. Geological scheme of Northern Norway and the northeastern part of the Kola Peninsula (according to Vetrin et al., 2003, with simplification).

ярфйорд гнейсами согласные, местами осложненные тектоническими нарушениями. Породы в зоне контакта рассланцованы и инъецированы жильными телами гранитов и пегматитов.

КАМЕННЫЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Образец эндербита для выделения циркона (122-9) массой около 2 кг был отобран из прослоя мощностью 30–40 см. Образцы эндербитов и двупироксеновых кристаллосланцев для химического и Sm-Nd изотопного анализа – из разных частей этого же обнажения. Эндербиты представлены среднезернистыми породами с гранобластовой структурой и образованы плагиоклазом (25–29%, An_{50-57}), гиперстеном (3–8%, $Fe\# = Fe/Fe + Mg$ 53–55%), калиевым полевым шпатом (3–5%), биотитом (2–7%, $Fe\#$ 52–54%), кварцем (25–35%). В акцессорных количествах присутствуют магнетит, титанит, циркон, апатит, монацит. Вторичные минералы представлены эпидотом, мусковитом, карбонатом. Двупироксеновые кристаллосланцы имеют массивную текстуру и состоят из плагиоклаза (An_{43-52}), гиперстена ($Fe\#$ 56%), клинопироксена; в отдельных образцах они содержат бурую магнезиальную роговую обманку ($Fe\#$ 42%). Второстепенные минералы – кварц, биотит, ильменит, апатит, циркон, вторичные – зеленая роговая обманка, эпидот, хлорит.

Сепарация циркона из эндербита в тяжелых жидкостях с последующей ручной отборкой кристаллов, а также химические анализы, определение редких элементов и Sm-Nd изотопные исследования пород выполнены в Центре коллективного пользования ФИЦ КНЦ РАН (г. Апатиты). Определение редкоземельных элементов в эндербите и кристаллосланцах произведено нейтронно-активационным методом в институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Возраст цирконов определен на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Выбор точек для анализов сделан при помощи оптических и катодолюминесцентных исследований, позволяющих выявить внутреннюю структуру кристаллов. Локальная изотопная U-Th-Pb систематика в цирконе выполнена по стандартной методике (Williams, 1998). Интенсивность первичного пучка отрицательно заряженных ионов кислорода составляла около 4 нА, при диаметре кратера 20–25 мкм. Обработка данных изотопного исследования производилась с использованием программ SQUID и Isoplot/Ex (Ludwig, 1999, 2000). Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приведены на уровне 1σ , погрешности конкордантных возрастов и пересечений с конкордией – на уровне 2σ . Sm-Nd изотопный анализ пород выполнен на 7-канальном масс-спектрометре Finnigan-MAT-262(RPQ) согласно методическим приемам, изложенным в монографии Т.Б. Баяновой (2004). Среднее отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ в стандарте JNd_i-1 за период измерений составило 0.512065 ± 19 ($n = 7$). Ошибка в значении $^{147}Sm/^{144}Nd$ отношения составляет 0.3% (2σ) – среднее значение из 7 измерений в стандарте BCR-2 (Raczek et al., 2003). Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе не превышает 0.003%. Холостое внутривлабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг, по Sm равно 0.06 нг. Точность определения концентраций Sm и Nd составляет $\pm 0.5\%$. Изотопные отношения были нормализованы по отношению $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$, а затем приведены к принятому отношению $^{143}Nd/^{144}Nd$ в стандарте JNd_i-1 = 0.512115 (Tanaka et al., 2000). При расчете величин $\epsilon Nd(t)$ и модельных возрастов $t(DM)$ использованы современные значения CHUR ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512630$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1960$, Bouvier et al., 2008) и DM ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513151$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.2136$, Goldstein, Jacobsen, 1988).

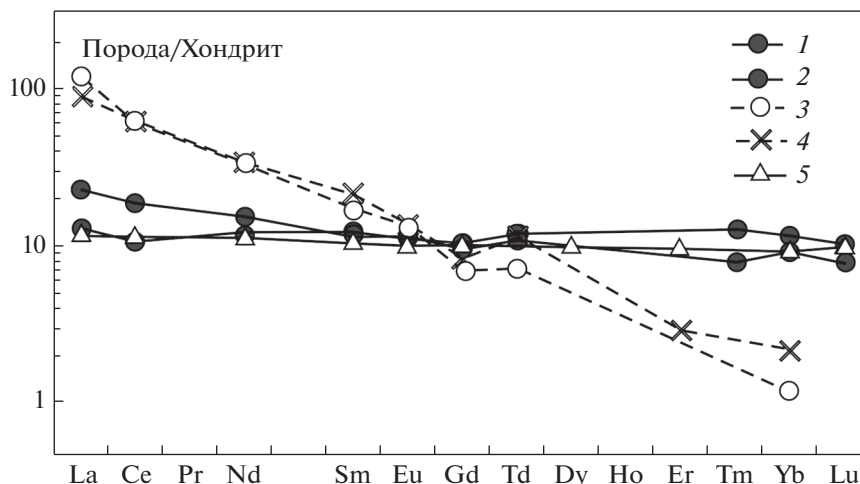


Рис. 2. Нормированные к хондриту (Boynnton, 1984) концентрации РЗЭ в двупироксеновых кристаллосланцах (1 – обр. 122-5, 2 – обр. 122-10) и эндербите (3 – обр. 122-9), 4 – архейских эндербитах Балтийского щита (Chekulaev, Glebovitsky, 2017), 5 – базальтах ТН-1 (Condie, 1981).

Fig. 2. Normalized to chondrite (Boynnton, 1984) REE concentrations in pyroxene schists (1 – sample 122-5, 2 – sample 122-10) and enderbite (3 – sample 122-9), 4 – Archean enderbites of the Baltic Shield (Chekulaev, Glebovitsky, 2017), 5 – basalts ТН-1 (Condie, 1981).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Петрогеохимический состав пород. По химическому составу изученные образцы эндербитов соответствуют тоналитам, один образец (122-1, табл. 1) – трондьемитам. Породы имеют повышенные концентрации Na_2O , Al_2O_3 , Sr, низкие содержания K_2O , Rb и редкоземельных элементов (113 ppm) при их существенном фракционировании (La_N/Yb_N 104), пониженные концентрации высоkozарядных и радиоактивных элементов (Nb, Y, Ti, P, U, Th). Низкие концентрации Y, Nb, Rb являются характерной особенностью гранитоидов островодужных геодинамических обстановок (Pearce et al., 1984). Указанные особенности состава свойственны породам ТТГ ассоциации, слагающих значительную часть фундамента Балтийского щита (Chekulaev, Glebovitsky, 2017), и представленных эндербитами в зонах метаморфизма гранулитовой фации (рис. 2). Двупироксеновые кристаллосланцы отвечают составу базальтов (обр. 122-5) или андезибазальтов (обр. 122-10), и имеют существенное сходство с примитивными толеитами ТН-1 архейских зеленокаменных поясов (Condie, 1981). Это сходство подчеркивается близким к горизонтальному наклоном кривых распределения РЗЭ (La_N/Yb_N 1.1–2.5, рис. 2), а также пониженными концентрациями Ti, P, Zr, Y, Nb и легких РЗЭ (La_N 12–23).

Изотопная Sm-Nd систематика гнейсов. Определение концентраций Sm, Nd и изотопного состава Nd выполнено в 4-х образцах эндербитов и 1-м образце кристаллосланца (табл. 3). В эндербитах концентрации Sm и Nd (ppm) составляют соответственно 0.38–5.29 (среднее 2.94) и 2.04–31.04 (среднее 17.51); среднее отношение Sm/Nd равно 0.168. Величина отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ составляет 0.098–0.114 (среднее 0.104), что соответствует величине этого отношения в породах континентальной коры (0.118, Jahn, Condie, 1995). Это позволяет использовать модель одностадийного модельного возраста $t(\text{DM})$, который варьирует в пределах 2.99–3.22 млрд лет. Для кристаллослан-

Таблица 1. Химический состав пород
Table 1. Chemical composition of rocks

Компоненты	122-2	122-4	122-9	122-1	122-5	122-10
SiO ₂	66.09	67.87	68.46	72.55	51.16	54.76
TiO ₂	0.63	0.4	0.34	0.12	0.9	0.74
Al ₂ O ₃	16.3	16.42	15.21	15.6	15.22	14.07
Fe ₂ O ₃	1.33	<0.01	1.02	0.18	1.97	1.54
FeO	3.45	3.23	3.24	0.85	9.84	8.51
MnO	0.07	0.05	0.07	0.01	0.21	0.19
MgO	1.4	1.11	1.49	0.41	7.16	6.83
CaO	4.3	3.89	3.4	2.56	8.21	8.44
Na ₂ O	4.41	4.67	4.8	4.57	1.98	2.32
K ₂ O	0.88	1.27	1.09	1.9	1.26	0.75
H ₂ O ⁻	0.2	0.23	0.05	0.26	0.34	0.24
H ₂ O ⁺	0.46	0.7	0.39	0.61	1.14	0.9
P ₂ O ₅	0.13	0.11	0.16	0.05	0.05	0.05
CO ₂	<0.01	<0.01	0.03	<0.01	0.07	0.07
Fe#	65.1	62	62.3	58.1	47.7	44.8
U	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.01
Th	<0.1	1.2	<0.1	0.2	1.1	0.7
Rb	5	46	64	41	38	64
Ba	540	475	970	630	370	270
Sr	512	363	289	479	175	132
La	He опр.	He опр.	37	He опр.	7	4
Ce	»	»	49	»	15	8.5
Nd	»	»	20	»	9	7
Sm	»	»	3.3	»	2.3	2.4
Eu	»	»	0.96	»	0.85	0.83
Gd	»	»	1.8	»	2.4	2.6
Tb	»	»	0.34	»	0.51	0.55
Tm	»	»	»	»	0.25	0.42
Yb	»	»	0.24	»	1.9	2.4
Lu	»	»	0.03	»	0.25	0.33
Zr	192	124	150	64	47	48
Nb	<6	<6	7	<6	7	<6
Y	<6	13	13	<6	7	12
Cr	8.2	13	19	8	250	390
Ni	10	5	20	»	150	220

Примечание. Образцы 122-2, 122-4, 122-9, 122-1 – эндербиты, 122-5, 122-10 – двупироксеновые кристалло-сланцы. Fe# = 100*(Fe/Fe + Mg), ат. кол-ва

на отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ равно 0.189. Поскольку это отношение более чем на 10% превышает среднекоровое значение, для вычисления модельного возраста кристалло-сланца применялась двухстадийная модель (Keto, Jacobsen, 1987), согласно которой $t(\text{DM-2})$ равен 3.22 млрд лет.

Характеристика и возраст кристаллов циркона. Кристаллы циркона из хомпен гнейсов по морфологии кристаллов, их внутреннему строению, составу и возрасту разделены на 4 генерации (табл. 2). Наименьший возраст имеют коротко- и среднепризматические кристаллы ($l : h = 1.5-2$) генерации IV с округленными концевыми гранями и четко проявленной ритмичной осцилляционной зональностью (ан. 32, 33, рис. 3). Содержания Th и U в кристаллах умеренные и составляют 269–369 и 194–355 ppm соответственно; они повышаются в темных в СЛ излучении участках кристаллов. Th/U отношение варьирует в пределах 0.87–1.08. Приведенные особенности строения и состава кристаллов достаточно надежно определяют их магматический генезис. Возраст, оцененный по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, составляет 2770–2791 млн лет. По верхнему пересечению конкордии с дискордией, построенной по результатам анализа 3 кристаллов, определен возраст 2778 ± 10 млн лет, по нижнему пересечению – 189 ± 470 млн лет (дискордия T₄, рис. 4). Две аналитические точки, попадающие на линию дискордии, являются субконкордантными ($D = 1\%$), и одна имеет обратную дискордантность ($D = -8\%$), обусловленную, вероятно, потерей урана из структуры циркона.

Более древний возраст определен для кристаллов генерации III, включенных главным образом в зерна плагиоклаза, кварца, гипертена, и составляющих не менее 60–70% от общего количества кристаллов циркона, выделенных их образца эндербитов. Преобладающая часть зерен имеет средне- длиннопризматический габитус ($l : h = 3-4$), кристаллы не зональны или имеют слабо проявленную зональную структуру (ан. 16, 18, 25, 30, рис. 3). Часть кристаллов, содержащих более древние ядра циркона генерации II (ан. 6, 9), имеет средне- или короткопризматический облик с тонкими зонами роста в периферических частях зерен (ан. 14). Возраст циркона, оцененный по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, варьирует от 2327 до 2873 млн лет. Построение линии дискордии по 21-му изотопному уран-свинцовому определению в исследованном цирконе дает верхнее пересечение с линией конкордии в области 2851 ± 11 млн лет (дискордия T₃, рис. 4). Установленный по нижнему пересечению этой дискордии возраст 379 ± 38 млн лет отвечает времени проявления палеозойской тектоно-магматической активизации Балтийского щита и внедрению гигантских интрузий Кольской щелочной провинции (380–360 млн лет, Gramm et al., 1991). Следует отметить, что для ряда образцов циркона свойственны повышенные значения положительной или отрицательной дискордантности (D от 147% до –13%, табл. 2). В то же время нахождение фигуративных точек на дискордии свидетельствует о сохранности первичных изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ даже в кристаллах циркона, изменивших свой состав в результате выноса радиогенных ионов Pb и U. Этот вывод подтверждается близкими значениями возрастов, полученных как по дискордии T₃, так и по дискордии, построенной по 13 точкам конкордантных и близких к конкордантным значениям изотопного состава циркона генерации III (2842 ± 7 млн лет, рис. 4, врезка). Концентрации Th и U в цирконе варьируют в широких пределах и составляют соответственно 15–517 и 140–1608 ppm, Th/U отношение изменяется от 0.08 до 0.64. Наиболее достоверное значение этого отношения для циркона рассматриваемой генерации может быть принято по результатам анализа зерна циркона 29 с Th/U = 0.26, имеющего близкие значения возраста по изотопным отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (2847 ± 35 млн лет) и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (2855 ± 10 млн лет) и степень дискордантности $D = 0\%$. Вопрос о генезисе циркона генерации III не решается однозначно. Удлиненный габитус кристаллов со слабо проявленной зональностью в ряде случаев рассматривается как характерная особенность циркона из пород гранулитовой фации умеренных и низких давлений (Тугаринов, Би-

Таблица 2. U-Pb данные для циркона из хомпен гнейсов
Table 2. U-Pb data for zircon from Hompen gneiss

№ п/п	Генерации циркона	Анализируемая часть зерна	$^{206}\text{Pb}_c, \%$	U, ppm	Th, ppm	Th/U	Возраст, млн лет		D, %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (\pm , %)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (\pm , %)	Rho
							$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$				
1		Центр	0.04	300	219	0.73	2850 \pm 38	2988 \pm 9	5	0.5560 (1.6)	16.94 (1.7)	0.94
2	I	»	—	890	318	0.36	3033 \pm 40	2989 \pm 5	-1	0.6009 (1.7)	18.33 (1.7)	0.98
3		»	0.80	203	99	0.49	2909 \pm 29	2997 \pm 13	3	0.5702 (1.2)	17.47 (1.5)	0.84
4		Край	0.23	264	101	0.38	2705 \pm 27	2920 \pm 12	8	0.5215 (1.2)	15.23 (1.4)	0.85
5		»	1.24	354	85	0.24	2806 \pm 28	2929 \pm 23	4	0.5454 (1.2)	16.03 (1.9)	0.65
6	II	Центр	0.07	279	91	0.33	2857 \pm 28	2928 \pm 9	2	0.5576 (1.2)	16.37 (1.3)	0.91
7		»	0.07	168	65	0.39	2857 \pm 39	2908 \pm 9	2	0.5577 (1.7)	16.17 (1.8)	0.95
8		»	0.02	452	245	0.54	2870 \pm 38	2922 \pm 6	2	0.5608 (1.6)	16.41 (1.7)	0.97
9		»	0.03	260	138	0.53	2878 \pm 27	2921 \pm 8	2	0.5627 (1.2)	16.45 (1.3)	0.92
10		Край	0.64	1225	145	0.12	942 \pm 13	2327 \pm 20	147	0.1574 (1.5)	3.22 (1.9)	0.78
11		Центр	0.16	1258	348	0.28	1506 \pm 29	2684 \pm 6	78	0.2632 (2.2)	6.66 (2.2)	0.98
12		»	0.05	1608	315	0.20	1503 \pm 15	2697 \pm 5	79	0.2625 (1.2)	6.69 (1.2)	0.96
13		Край	—	806	192	0.24	2097 \pm 26	2744 \pm 9	31	0.3845 (1.4)	10.08 (1.5)	0.94
14		»	1.30	459	63	0.14	1889 \pm 19	2772 \pm 14	47	0.3405 (1.2)	9.08 (1.5)	0.81
15		Центр	0.12	641	118	0.18	2155 \pm 30	2787 \pm 6	29	0.3970 (1.6)	10.69 (1.7)	0.97
16		»	0.01	438	111	0.25	2636 \pm 32	2822 \pm 10	7	0.5053 (1.5)	13.9 (1.6)	0.92
17		Край	0.17	518	73	0.14	2315 \pm 22	2829 \pm 5	22	0.4321 (1.1)	11.94 (1.2)	0.96
18		»	0.04	398	89	0.22	2668 \pm 32	2830 \pm 11	6	0.5126 (1.5)	14.17 (1.6)	0.91
19		Центр	—	226	136	0.60	2776 \pm 40	2832 \pm 9	2	0.5382 (1.8)	14.9 (1.9)	0.95
20	III	»	0.00	140	75	0.54	2994 \pm 42	2836 \pm 10	-5	0.5912 (1.8)	16.41 (1.9)	0.94
21		»	0.11	429	172	0.40	2714 \pm 33	2838 \pm 9	5	0.5235 (1.5)	14.54 (1.6)	0.93
22		Край	0.46	364	86	0.24	2714 \pm 28	2839 \pm 12	5	0.5235 (1.3)	14.55 (1.4)	0.86
23		Центр	0.02	470	236	0.50	2900 \pm 35	2840 \pm 9	-2	0.5680 (1.5)	15.8 (1.6)	0.93
24		Край	0.23	173	64	0.37	2782 \pm 27	2842 \pm 12	2	0.5396 (1.2)	15.02 (1.4)	0.85
25		Центр	0.08	191	15	0.08	2776 \pm 35	2845 \pm 16	2	0.5383 (1.6)	15.02 (1.8)	0.85
26		»	—	218	84	0.39	2948 \pm 36	2849 \pm 12	-3	0.5798 (1.5)	16.21 (1.7)	0.9
27		Край	0.35	459	164	0.36	2638 \pm 32	2850 \pm 11	8	0.5058 (1.5)	14.15 (1.6)	0.91
28		»	—	378	153	0.40	2750 \pm 26	2850 \pm 8	4	0.5320 (1.2)	14.89 (1.3)	0.92
29		Край	—	239	61	0.26	2847 \pm 35	2855 \pm 10	0	0.5553 (1.5)	15.59 (1.6)	0.92
30		Центр	0.14	805	517	0.64	3294 \pm 37	2873 \pm 6	-13	0.6668 (1.4)	18.92 (1.5)	0.97
31	IV	»	0.03	355	369	1.04	2737 \pm 36	2770 \pm 7	1	0.5289 (1.6)	14.09 (1.7)	0.97
32		»	0.04	194	169	0.87	2753 \pm 37	2791 \pm 9	1	0.5328 (1.7)	14.38 (1.7)	0.95
33		»	—	322	347	1.08	3016 \pm 40	2783 \pm 9	-8	0.5967 (1.7)	16.03 (1.8)	0.95

Таблица 3. Результаты Sm-Nd изотопного состава пород
Table 3. Results of Sm-Nd isotopic composition of rocks

Обра- зец	Порода	T_{Zr} , млн лет	Концентрация,		Изотопные отношения		$\epsilon_{Nd}(t)$	t_{DM} , млрд лет	t_{DM-2St} , млрд лет	X_m , %
			ppm		$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$				
			Sm	Nd						
122-1	Эндербит	2921	0.384	2.043	0.1136	0.511177 ± 12	2.77	2.99	2.99	91
122-9	Эндербит	2921	5.29	31	0.103	0.510809 ± 7	-0.42	3.2	3.25	49
122-2	Эндербит	2921	3.19	19.02	0.1015	0.510801 ± 15	0	3.17	3.22	55
122-4	Эндербит	2921	2.91	17.92	0.098	0.510858 ± 7	2.42	3	3.02	86
122-10	Кристал- лосланец		2.06	6.61	0.1887	0.512486 ± 8			3.22	

Примечание. Вычисление содержания мантийного компонента (X_m , %) выполнено по формуле: $X_m = 100 \times (4.2 + \epsilon_{Nd(2921)})/7.7$.

бикова, 1980; Краснобаев, 1986). В то же время величина отношения Th/U = 0.26 более свойственна для циркона магматических пород, имеющего как правило Th/U > 0.1 (Rubatto, 2002). Следует отметить, что для циркона гранулитовой фации метаморфизма это правило в ряде случаев нарушается, и имеется достаточно много примеров метаморфических цирконов с Th/U отношением, которое изменяется от 0.15 до 3.2 (Каулина, 2010, и ссылки в работе). Увеличение отношения Th/U в метаморфогенном цирконе может быть обусловлено, вероятно, повышенным фракционированием U во флюидной фазе в процессе метаморфизма (Веа, Montero, 1999). С учетом этого обстоятельства, циркон генерации III отнесен нами к метаморфическому типу.

Циркон генерации II представлен средне- или короткопризматическими кристаллами ($l : h = 2-3$) с округленными контурами, нечетко проявленной зональностью и широкими зонами роста, свойственными циркону эффузивных пород, формировавшихся при быстрой кристаллизации расплава (ан. 7, 8). Реликты зерен циркона рассматриваемой генерации, имеющие неправильную форму с неровными, корродированными контурами, включены в кристаллы генерации III (ан. 6, 9). Концентрации Th и U в этих кристаллах равны соответственно 65–245 и 168–452 ppm, Th/U – 0.24–0.54. Возраст циркона, оцененный по изотопному отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$, составляет 2908–2929 млн лет. Возраст, определенный по верхнему пересечению дискордии с конкордией равен 2921 ± 12 млн лет при близком к нулю возрасту, отвечающему нижнему пересечению (дискордия t_2 , рис. 4). По морфологии кристаллов, их внутреннему строению и составу, циркон генерации II имеет, вероятно, магматический генезис и его возраст определяет время кристаллизации эффузивного протолита хомпен гнейсов.

К наиболее древней генерации I отнесены зерна циркона округлой или эллипсоидной формы с осцилляторной зональностью и резкими, четкими ограничениями, образующие включения размером 0.1–0.15 мм в кристаллах генерации II (ан. 1, 3, рис. 3). Реже наблюдаются округлые включения размером 15–20 мкм с “теньевыми” контурами, окаймленные зонами роста минерала–хозяина (ан. 2). Концентрация Th в кристаллах составляет 99–318 ppm, концентрация U – 203–890 ppm. Th/U отношение изменяется в пределах 0.36–0.73. Возраст включений рассматриваемой генерации, оцененный по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$, составляет 2988–2997 млн лет, возраст, определенный по верхнему пересечению дискордии, построенной по 3 точкам, равен 2990 ± 4 млн лет. Наличие осцилляторной зональности и повышенные значения отношения Th/U свидетельствуют о магматическом генезисе циркона этой генерации.



Рис. 3. Катодолуминесцентные фотографии циркона из гранитов. Кружки – области U-Pb изотопного анализа на поверхности кристалла, номера соответствуют номерам анализов в табл. 2.

Fig. 3. Cathodoluminescent images of zircon from granites. Circles are the U-Pb points of the isotopic analysis on the crystal surfaces, the numbers correspond to the numbers in Table 2.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Корреляция возрастов циркона с геологическими событиями. По химическому составу хомпен гнейсы относятся к породам ТТГ ассоциации, имеющим широкое распространение в составе ранней континентальной коры Земли. В архее Балтийского щита выделены несколько возрастных групп этих пород, относящихся к интервалам >3.2, 3.2–3.0, 3.0–2.9, 2.9–2.8, 2.77–2.7, 2.68–2.66 млрд лет (Kröner, Compston, 1990; Chekulaev et al., 1997; Lobach-Zuchenko et al., 1999; Mutanen, Nuhma, 2003; Slabunov et al.,

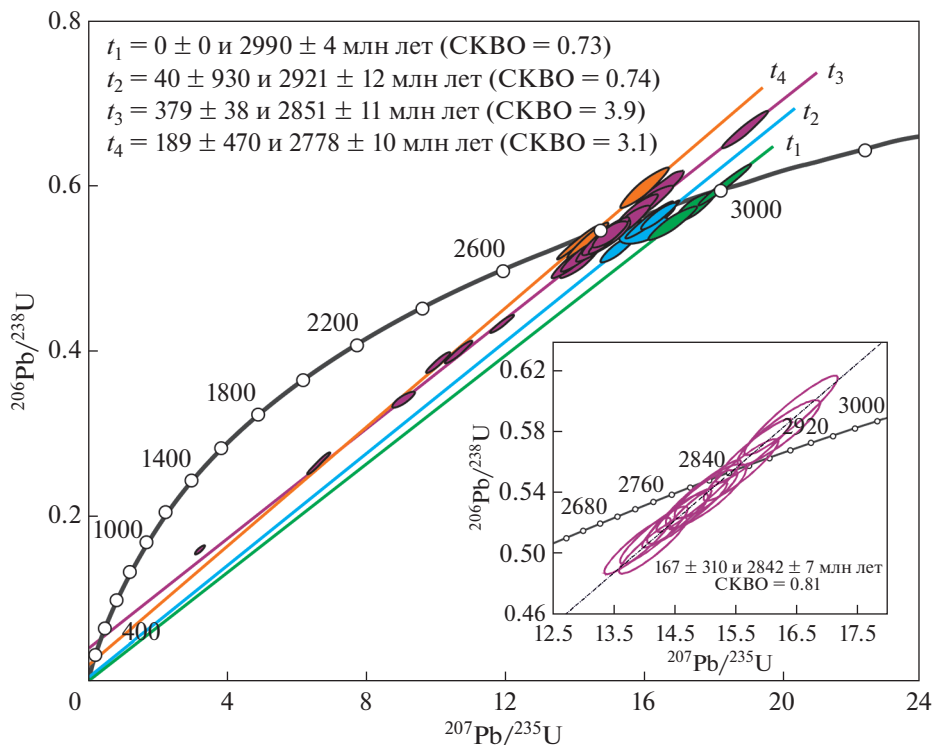


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для циркона из эндербитов. Во врезке – диаграмма для конкордантных и близких к конкордантным значениям дискордии t_3 .

Fig. 4. A diagram with a concordia for zircon from enderbite. In insert – the chart for concordant and close to concordant values of a discordia t_3 .

2006; Vetrin et al., 2013). Архейский метаморфизм в пределах Кольско-Норвежского мегаблока был проявлен на раннем и позднем этапах с кульминацией около 2.83 и 2.65 млрд лет. Метаморфизм раннего этапа происходил в условиях субгранулитовой и гранулитовой фаций умеренных и пониженных давлений (675–725 °C, 4.7–5.6 кбар). Позднему метаморфизму, проявленному в условиях от гранулитовой (800 °C, 6–7 кбар) до амфиболитовой (650 °C, 4–5 кбар) фаций, в юго-восточной части Кольского полуострова предшествовало внедрение массивов гиперстенсодержащих монцодиоритов и кварцевых диоритов (Balashov et al., 1992; Беляев, Петров, 2002).

Как показано выше, возраст кристаллов циркона генерации II (2921 ± 12 млн лет) отвечает, вероятно, времени магматической кристаллизации эффузивного протолита компен гнейсов. Датировки включений циркона генерации I (2990 ± 4 млн лет) соответствуют возрасту более древней фазы комплекса компен гнейсов или датированные кристаллы являются захваченными из пород континентальной коры. Эти данные позволяют отнести компен гнейсы к гранитоидам возрастной группы 3.0–2.9 млрд лет, изученным главным образом на территории Водлозерского террейна в южной Карелии (Chekulaev et al., 1997; Lobach-Zhuchenko et al., 1999). Кристаллизация рассматриваемых гранитоидов вероятно происходила синхронно с формированием зеленокаменных структур Водлозерско-Сегозерского пояса, расположенного на западной окраине Водлозерского террейна. К породам этого возрастного этапа относятся трондьемиты Чебинского массива (2985 ± 10 млн лет), диориты и гранодиориты района р. Кальи

(2971 ± 11 и 2908 ± 12 млн лет), тоналиты оз. Черного (2957 ± 23 млн лет). Для ТТГ ассоциации рассматриваемой возрастной группы установлены положительные значения ϵNd (2.3–4.2) при $t(\text{DM})$ равном около 3.0 млрд лет. Рассматриваемые гранитоиды прорываются породами Шилосского массива с возрастом 2859 ± 24 млн лет, относящимися к ТТГ ассоциации. На территории северной части Балтийского щита аналогами этой ТТГ ассоциации являются, вероятно, комплексы сванвик, варангер и киркенес, а также породы архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины (2.8–2.83 млрд лет, Levchenkov et al., 1995; Чупин и др., 2009).

Образование незональных или слабо зональных кристаллов циркона генерации III с $\text{Th}/\text{U} = 0.26$, датированных нами (2851 ± 11 млн лет), возможно происходило в процессе мезоархейского метаморфизма. По времени образования они могут быть сопоставлены с метаморфическим цирконом древнейших тоналитовых гнейсов северной части Балтийского щита (2836 ± 30 млн лет, $\text{Th}/\text{U} = 0.16\text{--}0.90$, Kröner, Compston, 1990) и цирконом из кондалитов района оз. Чудзъявр в восточной части Кольского полуострова (2832 ± 11 млн лет, Balashov et al., 1992). В хомпен гнейсах наблюдаемые минеральные парагенезисы гранулитовой фации ($\text{Opx} + \text{Bi} + \text{Pl} + \text{Qz}$, $\text{Opx} + \text{Hbl} + \text{Cpx} + \text{Pl} \pm \text{Qz} \pm \text{Bi}$, $\text{Opx} + \text{Bi} + \text{Pl} + \text{K-Fsp} + \text{Qz}$) не претерпели, вероятно, существенных изменений на позднем – неоархейском этапе гранулитового метаморфизма, нижний возрастной предел которого фиксируется внедрением синметаморфических гранодиоритовых массивов Холмватн (2762 ± 28 млн лет), Тулома (2729 ± 10 млн лет) и постметаморфического массива монзонитов Ропелв с возрастом 2727 ± 28 млн лет (Levchenkov et al., 1995).

Кристаллы циркона генерации IV имеют четко выраженную зональную структуру, повышенное отношение Th/U (0.87–1.08), и по возрасту (2778 ± 10 млн лет) могут быть сопоставлены с цирконом находящихся в непосредственной близости синметаморфических гранодиоритовых массивов региона. Наличие этих кристаллов в хомпен гнейсах было обусловлено, вероятно, их инъецированием гранитными и пегматитовыми прожилками, часть из которых относится к породам жильной фации массивов гранодиоритовой серии.

Вопросы петрогенезиса хомпен гнейсов. При рассмотрении вопросов петрогенезиса пород существенное значение имеет изучение изотопной Sm-Nd системы, применение которой предполагает неизменность отношения Sm/Nd и изотопных отношений этих элементов в процессах метаморфизма, эрозии и переотложения материала коры (Taylor, McLennan, 1985; DePaolo, 1981). Значения $\epsilon\text{Nd}_{(2921)}$ в хомпен гнейсах варьируют от 2.77 до –0.42 (табл. 3), что позволяет на основании имеющихся результатов возрастной эволюции изотопного состава неодима в главных резервуарах Земли (Tolstikhin et al., 2006; Tolstikhin, Kramers, 2008) определить содержание вещества коры и деплетированной мантии (X_m , %) в породах. По данным этих авторов, значения $\epsilon\text{Nd}_{(2921)}$ в деплетированной мантии и континентальной коре оцениваются соответственно в 3.5 и –4.2 (рис. 5). Вычисление концентраций мантийного компонента в хомпен гнейсах произведено по формуле двухкомпонентного смешения: $X_m = 100 \times (4.2 + \epsilon\text{Nd}_{(2921)})/7.7$. Как следует из табл. 3, содержание вещества деплетированной мантии в изученных образцах находится в пределах 49–91%. Породы с наименьшими значениями $t(\text{DM})$ (2.99 и 3.02 млрд лет), близкими в пределах ошибок определения модельного возраста (±100 млн лет) к возрасту магматической кристаллизации хомпен гнейсов, содержат максимальное количество вещества деплетированной мантии. Это свидетельствует о короткой коровой предистории протолитов этих пород и их существенно ювенильном генезисе, тогда как повышенные значения $t(\text{DM})$ и пониженные значения $\epsilon\text{Nd}_{(2921)}$ определяют наличие в составе исходных расплавов более древнего корового компонента. Двухстадийный модельный возраст кристаллосланца (обр. 122-10, табл. 4), равный 3.22 млрд лет, близок к модельным возрастам части образцов эндербитов, что наряду с пространственной близостью базитовых пород и эндербитов в изученных обнажениях свидетельствует, вероятно, о близком времени их кристаллизации.

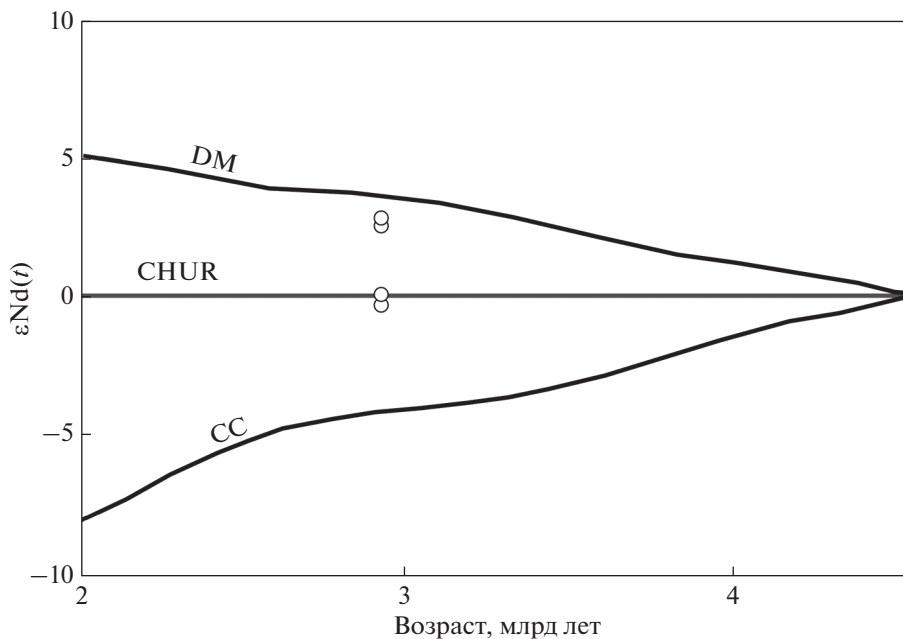


Рис. 5. Диаграмма эволюции изотопного состава деплетированной мантии (DM) и континентальной коры (CC) по данным (Tolstikhin et al., 2006; Tolstikhin, Kramers, 2008). Кружками обозначен изотопный состав образцов хомпен гнейсов (табл. 3).

Fig. 5. A diagram of the evolution of the isotopic composition of the depleted mantle (DM) and continental crust (CC) according to data (Tolstikhin et al., 2006; Tolstikhin, Kramers, 2008). Circles denote the isotopic composition of hompen gneiss (Table 3).

Для объяснения процессов формирования тоналит-гранодиоритовых пород рассматриваются следующие модели петрогенезиса: (1) кристаллизационная дифференциация базальтовых магм (Arth et al., 1972), (2) полное плавление более древних пород коры ТТГ ассоциации (Jahn et al., 1984), (3) парциальное плавление пород базитового состава как в “сухих” условиях (Rapp, Watson, 1995), так и при насыщенности расплавов водой (Winther, 1996).

Как показано И. Артом и др. (Arth et al., 1978) на примере габбро-диорит-тоналит-гранодиоритовой серии юго-западной Финляндии, кристаллизационная дифференциация базальтового расплава приводит к формированию “длинных” сингенетических серий, включающих породы промежуточного состава с концентрациями SiO_2 , лежащими в пределах 50–70% в породах разных фаз. Поскольку хомпен гнейсы имеют однофазное строение и концентрации SiO_2 в них варьируют в пределах 66–73%, модель кристаллизационной дифференциации для формирования этих пород представляется маловероятной.

При оценке возможности образования хомпен гнейсов за счет плавления более древних пород ТТГ ассоциации, развитых на территории северо-восточной и центральной частей Балтийского щита, в качестве протолитов могут рассматриваться, вероятно, гранитоиды района Коителайнен северной Финляндии с возрастом 3115 ± 29 млн лет (Kröner, Compston, 1990; Jahn et al., 1984) и трондjemитовые гнейсы Сиуруа центральной Финляндии с возрастом 3.5 млрд лет (Mutanen, Nuhma, 2003). Изучение указанными авторами Sm-Nd изотопной системы в рассматриваемых породах показало, что на время кристаллизации пород ТТГ ассоциации района Коителайнен они имели

$\epsilon\text{Nd}_{(3110)} = -3.7$, в трондьемитах Сиуруа — $\epsilon\text{Nd}_{(3500)} = 1.43$. Согласно выполненному нами пересчету этих данных на возраст кристаллизации хомпен гнейсов (2921 млн лет) значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ равны соответственно -5.14 и -7.4 , что существенно ниже величины этого отношения в хомпен гнейсах, и исключает возможность образования их исходных расплавов по субстрату древнейших пород ТТГ ассоциации региона.

С учетом экспериментальных работ, наиболее обоснованной является гипотеза образования ТТГ расплавов при парциальном плавлении мафических пород — амфиболитов, эколгитов и гранатовых гранулитов, происходившем как в дегидратационном режиме (Rapp, Watson, 1995; Beard, Logfren, 1981; Sen, Dann, 1994), так и в присутствии водного флюида (Winther, 1996). Существенный вклад вещества деплетированной мантии (X_m 86–91%) в составе хомпен гнейсов с наименьшими значениями $i(\text{DM})$ также свидетельствует о базитовом составе их протолитов.

При обобщении упомянутых выше экспериментальных данных, установлено, что существует корреляция между составами реститов, образованных при различных P – T условиях плавления метабазитов, и редкоэлементным составом ТТГ расплавов (Jahn et al., 1984; Turkina, 2000). Показано, что изменение типа реститов наиболее сильно влияет на концентрацию в расплаве Yb. Использование диаграмм Yb_N – $(\text{La}/\text{Yb})_N$, Yb–Eu и Yb–Sr позволяет определить состав реститов и вероятную область P – T параметров процессов плавления. Содержание Yb, Eu и Sr в эндербите, из которого был выделен циркон (обр. 122–9) составляет соответственно 0.24, 0.96 и 289 ppm (табл. 1). Это свидетельствует, вероятно, о гранат-амфиболовом составе реститов, образованных при плавлении базитов с участием флюида при $P \sim 13$ кбар, $T \sim 950$ °C (Turkina, 2000). При плотности пород 2.7 г/см³ указанное литостатическое давление будет соответствовать глубине 36 км, что отвечает современному положению нижней коры региона (Сейсмогеологическая..., 1997). Исходя из этого можно предположить, что формирование протолитов хомпен гнейсов происходило при плавлении базитовых пород нижней коры при андерплейтинге в них толеитов ТН-1, относящихся, вероятно, к базитам начальных этапов развития расположенного восточнее зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья, образованного в островодужном режиме 2.9–2.82 млрд лет назад (Slabunov et al., 2006). Внедрение базитов происходило, вероятно, в нижние части коры осадочного задугового бассейна, где формировались протолиты глиноземистых кольских (ярфйорд) гнейсов, возраст которых составляет 2.91–2.9 млрд лет (Мыскова, Милькевич, 2016).

ВЫВОДЫ

1. Хомпен гнейсы представлены эндербитами тоналит-трондьемитового состава с повышенными концентрациями Na_2O , Al_2O_3 , Sr и пониженными — K, Rb, высокозарядных и радиоактивных элементов (Nb, Y, Ti, P, U, Th) и P3Э при их существенном фракционировании (La_N/Yb_N 104). Гнейсы содержат прослойки и будинированные тела двупироксеновых кристаллосланцев, по составу близких примитивным толеитами ТН-1 архейских зеленокаменных поясов (Condie, 1981).

2. Кристаллы циркона из хомпен гнейсов по морфологии кристаллов, их внутреннему строению, составу и возрасту, определенному на ионном микроанализаторе SHRIMP-II, разделены на 4 генерации. Время кристаллизации хомпен гнейсов, оцененное по возрасту циркона генерации II, составляет 2921 ± 12 млн лет, возраст раннего гранулитового метаморфизма (циркон генерации III) равен 2851 ± 11 млн лет. Кристаллы циркона генерации II содержат включения реликтов зерен с возрастом 2990 ± 4 млн лет, соответствующих, вероятно, времени кристаллизации вулканитов более ранней фазы хомпен гнейсов. Возможно также, что датированные кристаллы являются захваченными из пород континентальной коры. Кристаллы с возрастом 2778 ± 10 млн лет (генерация IV) синхронны с поздним гранулитовым метаморфизмом гранодиоритовых массивов региона (2762–2729 млн лет, Levchenkov et al., 1995). Образование этих кристаллов в хомпен гнейсах связано, вероятно, с иньецированием гранитоидов жильной фации массивов гранодиоритов.

3. По данным Sm-Nd изотопной систематики протолиты хомпен гнейсов содержат 50–90% вещества деплетированной мантии, и были образованы, вероятно, в результате плавления разновозрастных базитов нижней коры региона при андерплейтинге в них базальтов, сходных с примитивными толеитами ТН-1 архейских зеленокаменных поясов.

Авторы признательны О.М. Туркиной (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) за участие в полевых работах и предоставленную возможность определения концентраций РЗЭ в хомпен гнейсах и двупироксеновых кристаллосланцах. Исследования выполнены по теме НИР 0226-2019-0052 ГИ КНЦ РАН при частичной поддержке госконтракта № 13/17-1 (ИМГРЭ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб: Наука, **2004**. 174 с.

Беляев О.А., Петров В.П. Новые аспекты в изучении истории метаморфизма и метаморфической структуры докембрия северо-восточной части Балтийского щита. В кн.: Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Т. 2. Апатиты: МУП Полиграф, **2002**. С. 195–207.

Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л.: Наука, **1968**. 168 с.

Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: КНЦ РАН, **2010**. 144 с.

Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, **1986**. 146 с.

Мыслова Т.А., Милькевич Р.И. Глиноземистые гнейсы кольской серии Балтийского щита (геохимия, первичная природа и возраст протолита) // Труды Карельского НЦ РАН. **2016**. № 10. С. 34–62.

Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район. Под ред. Н.В. Шарова. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, **1997**. 226 с.

Тугаринов А.И., Бибикова Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М: Наука, **1980**. 131 с.

Чупин В.П., Ветрин В.Р., Сергеев С.А., Бережная Н.Г., Родионов Н.В. Магматические включения в цирконе из архейских “серых гнейсов” Кольской сверхглубокой скважины как показатель происхождения и возраста протолитов. *Мат. IV Российской конференции по изотопной геохронологии “Изотопные системы и время геологических процессов”*. СПб: ИП Каталкина, **2009**. С. 266–268.

U-Pb Age and Sm-Nd Isotope Composition of Enderbites (Northern Part of the Fennoscandian Shield)

V. R. Vetrin^{a, b, *}, N. V. Rodionov^{c, **}, and P. A. Serov^{a, ***}

^aGeological Institute, Kola Science Centre RAS, Apatity, Russia

^bInstitute of Mineralogy, Geochemistry, Crystal Chemistry of Rare Elements, Moscow, Russia

^cKarpinsky Russian Geological Research Institute, Saint Petersburg, Russia

*e-mail: vetrin.val@gmail.com

**e-mail: nickolay_rodionov@vsegei.ru

***e-mail: serov@geoksc.apatity.ru

Hompen gneisses in northern part of the Baltic Shield are represented by enderbites of tonalite-trondhjemite composition with elevated concentrations of Na₂O, Al₂O₃, Sr and lower concentrations of K, Rb and highly charged and radiogenic elements (Nb, Y, Ti, P, U, Th), and REE with their significant fractionation (La_N/Yb_N 104). Zircon crystals from Hompen gneisses are divided into 4 generations according to their crystal morphology, internal structure, composition, and age determined by the SHRIMP-II ion microanalyzer. By the generation II of zircon, the age of crystallization of metavolcanic protoliths of Hompen gneisses was determined as 2921 ± 12 Ma, and the age of early granulite metamorphism (by the generation III of zircon) was estimated as 2851 ± 11 Ma. Generation II of zircon crystals contain inclusions of relict grains dating as 2990 ± 4 Ma (the generation I of zircon), they probably detect the age of volcanic rocks of the earlier phase of Hompen gneisses. These grains were captured from rocks of the continental crust. Crystals with the 2778 ± 10 Ma age

(generation IV) reveal the age of granodiorite massifs synchronous with the late granulite metamorphism in the region. These crystals were formed in Hompen gneisses probably while they were injected by granitoids of the vein facies in granodiorite massifs. According to the Sm-Nd isotope systematics, the protoliths of Hompen gneisses contained 50–90% of the depleted mantle material, and were probably formed as result of melting of different-aged basic rocks in the lower crust during the underplating of basalts similar to primitive TH-1 tholeiites of the Archean greenstone belts.

Keywords: granitoids of TTG assemblage, U-Pb dating of zircon, Sm-Nd systematic of rocks

REFERENCES

- Arth J.G., Barker F., Peterman Z.E., Frideman I. Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of the southwest Finland and its implication for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. *J. Petrol.* **1978**. Vol. 19. P. 289–316.
- Balashov Y.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V. New geochronological data on Archean rocks of the Kola Peninsula. Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelian region and Finland. Apatity, **1992**. P. 13–34 (in Russian).
- Bayanova T.B. Age of the reference geological complexes of the Kola region and duration of magmatic processes. Saint Petersburg: Nauka, **2004**. 174 p. (in Russian).
- Bea F., Montero P. Behavior of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: an example from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbano, NW Italy. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **1999**. Vol. 63. No. 7/8. P. 1133–1153.
- Beard J.S., Lofgren G.E. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6 kb. *J. Petrol.* **1991**. Vol. 32. P. 465–501.
- Belyaev O.A., Petrov V.P. New aspects of investigation of metamorphic history and structure of the Precambrian of the northeastern Baltic Shield. In: *Geology and deposits of the Kola Peninsula*. Vol. 2. Apatity: MUE Polygraph, **2002**. P. 195–207 (in Russian).
- Bondarenko L.P., Dagelaysky V.B. Geology and metamorphism of the Archean rocks from the central part of the Kola Peninsula. Leningrad: Nauka, **1968**. 168 p. (in Russian).
- Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth Planet. Sci. Lett.* **2008**. Vol. 273(1–2). P. 48–57.
- Boynnton W.V. Geochemistry of rare earth elements: Meteorite studies. In: *Rare Earth Element Geochemistry*. Ed. P. Henderson. New York: Elsevier, **1984**. P. 63–114.
- Chekulaev V.P., Lobach-Zhuchenko S.V., Levskii L.K. Archean granites in Karelia as indicators of the composition and age of the local continental crust. *Geochem. Int.* **1997**. Vol. 35. N 8. P. 704–715 (in Russian).
- Chekulaev V.P., Glebovitsky V.A. Average composition of the tonalite-trondhjemite-granodiorite association: possibilities of application. *Dokl. Earth Sci.* **2017**. Vol. 472. N 1. P. 78–82.
- Chupin V.P., Vetrin V.R., Sergeev S.A., Berezhnaya N.G., Rodionov N.V. Magmatic inclusions in the zircon from the Archean “gray gneiss” of Kola Superdeep Borehole as an indicator of the origin and age of protoliths. In: *Proc. IV Russian conf. on isotopic geochronology “Isotope systems and time of geological processes”*. Saint Petersburg: Katalin IP, **2009**. P. 266–268 (in Russian).
- Condie K.C. Archean greenstone belts. Amsterdam: Elsevier, **1981**. 434p.
- DePaolo D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*. **1981**. Vol. 291. P. 193–196.
- Dobrzhinetskaja L.F., Nordgulen Ø., Vetrin V.R., Cobbing J., Sturt B.A. Correlation of the Archean rocks between the Sørvaranger area, Norway, and the Kola Peninsula, Russia (Baltic Shield). *Nor. Geol. Unders. Special. Publ.* **1995**. Vol. 7. P. 7–27.
- Goldstein S.J., Jacobsen S. B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material implications for crustal evolution. *Earth Plan. Sci. Lett.* **1988**. Vol. 87. P. 249–265.
- Iversen E. Beskrivelse av kartblad 2434-1 Bøkfjorden. A/S Prospektering, rapport nr. 2072. **1991**.
- Jahn B.-M., Condie K.C. Evolution of the Kaapvaal Craton as viewed from geochemical and Sm-Nd isotopic analyses of intracratonic pelites. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **1995**. Vol. 59. N 11. P. 2239–2258.
- Jahn B.-M., Vidal P., Kroner A. Multi-chronometric ages and origin of Archean tonalitic gneisses in Finnish Lapland: a case for long crust residence time. *Contrib. Miner. Petrol.* **1984**. Vol. 86. P. 398–408.
- Kaulina T.V. Formation and recrystallization of zircons in polymetamorphic complexes. Apatity: Kola SC RAS, **2010**. 144 p. (in Russian).
- Keto L.S., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans. *Earth Planet. Sci. Lett.* **1987**. Vol. 84. P. 27–41.
- Kramm U., Kogarko L.N. Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero apgaitic centres, Kola Alkaline Province, Russia. *Lithos.* **1994**. Vol. 32. P. 225–242.

- Krasnobayev A.A. Zircon as an indicator of geological processes. Moscow: Nauka, **1986**. 146 p. (in Russian).
- Kröner A., Compston W. Archaean tonalitic gneiss of Finnish Lapland revisited: zircon ion-microprobe ages. *Contrib. Miner. Petrol.* **1990**. Vol. 104. P. 348–352.
- Levchenkov O.A., Levsky L.K., Nordgulen O., Dobrzhinetskaya L.F., Vetrin V.R., Cobbing J., Nilsson L.P., Sturt B. A. U-Pb zircon ages from Sørvaranger, Norway and the western part of the Kola Peninsula, Russia. *Nor. Geol. Unders. Special. Publ.* **1995**. Vol. 7. P. 7–27.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Arestova N.A., Chekulaev V.P., Levchenkov O.A., Krylov I.N., Levsky L.K., Bogomolov E.S., Kovalenko A.V. Evolution of the Yuzhno-Vygozero greenstone belt, Karelia. *Petrology.* **1999**. Vol. 7. N 2. P. 160–176 (in Russian).
- Ludwig K.R. SQUID 1.00. A user's manual. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ., **2000**. N 2. 19 p.
- Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ., **1999**. Vol. 174. P. 279–299.
- Mutanen T., Huhma H. The 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archaean Pudasjärvi Granulite Belt, northern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland.* **2003**. Vol. 75 (1–2). P. 51–68.
- Myškova T.A., Milkevich R.I. The aluminous gneisses of Kola Series, Baltic Shield (geochemistry, nature and age of protolith). *Proc. Karelian Sci. Centre RAS.* **2016**. N 10. P. 34–62 (in Russian).
- Nordgulen Ø., Vetrin V.R., Dobrzhinetskaya L.F., Cobbing J., Sturt B.A. Aspects of late Archaean magmatism in the Sørvaranger–Kola terrane, northern Baltic Shield. *Nor. Geol. Unders., Spec. Publ.* **1995**. Vol. 7. P. 49–63.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* **1984**. Vol. 25. P. 956–983.
- Raczek I., K. P. Jochum, A. W. Hofmann. Neodymium and strontium isotope data for USGS reference materials BCR-1, BCR-2, BHVO-1, BHVO-2, AGV-1, AGV-2, GSP-1, GSP-2 and eight MPI-DING reference glasses. *Geostandards and Geoanalytical Research.* **2003**. Vol. 27. P. 173–79.
- Rapp R.P., Watson E. B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J. Petrol.* **1995**. Vol. 36. P. 891–931.
- Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chem. Geol.* **2002**. Vol. 184. P. 123–138.
- Seismogeological model of the lithosphere of Northern Europe: Lapland-Pechenga region. Apatity: KSC RAS, **1997**. 226 p (in Russian).
- Sen C., Dunn T. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites. *Contrib. Miner. Petrol.* **1994**. Vol. 117. P. 394–409.
- Slabunov A.I., Volodichev O.I., Svetov S.A., Stepanov V.S., Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Bibikova E.V., Balagansky V.V., Sorjonen-Ward P., Shchipansky A.A. The Archean of the Baltic Shield: geology, geochronology, and geodynamic settings. *Geotectonics.* **2006**. Vol. 40. N 6. P. 409–433.
- Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., Kagami H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y., Yoneda S., Shimizu H., Kunimaru T., Takahashi K., Yanagi T., Nakano T., Fujimaki H., Shinjo R., Asahara Y., Tanimizu M., Dragusanu C. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chem. Geol.* **2000**. Vol. 168. P. 279–281.
- Taylor S.R., McLennan S.M. The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.* **1995**. Vol. 33. P. 241–265.
- Tolstikhin I.N., Kramers J.D., Hofmann A.W. A chemical Earth model with whole mantle convection: The importance of a core–mantle boundary layer (DW) and its early formation. *Chem. Geol.* **2006**. Vol. 226. P. 79–99.
- Tolstikhin I.N., Kramers J.D. The Evolution of Matter (from the Big Bang to the Present-day Earth). Cambridge, **2008**. 521 p.
- Tugarinov A.I., Bibikova E.V. Geochronology of the Baltic Shield according to zirconometry. Moscow: Nauka, **1980**. 131 p. (in Russian).
- Turkina O.M. Modeling geochemical types of tonalite-trondhjemite melts and their natural equivalents. *Geochem. Int.* **2000**. Vol. 38. N 7. P. 640–651.
- Vetrin V.R., Nordgulen Ø., Cobbing J., Sturt B.A., Dobrzhinetskaya L.F. The pyroxene-bearing tonalite-granodiorite-monzonite series of the northern Baltic Shield: correlation and petrology. *Nor. Geol. Unders. Special Publ.* **1995**. Vol. 7. P. 65–74.
- Vetrin V.R., Delenitsyn A.A., Turkina O.M., Ludden J. Geochemistry and reconstruction of the protolith composition of the basement of the Pechenga paleorift. *Petrology.* **2003**. Vol. 11. N 2. P. 177–204.
- Vetrin V.R., Serov P.A., Rodionov N.V. Age, Sm-Nd systematics, and geochemistry of tonalite-trondhjemite-granodiorite gneisses of the northern part of the Baltic Shield. *Dokl. Earth Sci.* **2013**. Vol. 452. N 1. P. 930–935.
- Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion-microprobe. In: *Rev. Econ. Geol.* Eds. M.A. McKibben, W.S. Shanks, W.I. Ridley. **1998**. Vol. 7. P. 1–35.
- Winther K.T. An experimentally based model for the origin of tonalitic and trondhjemitic melts. *Chem. Geol.* **1996**. Vol. 127/ P. 43–59.