

УДК 550.93:552.31(471)

УРОСОЗЕРСКАЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННАЯ СТРУКТУРА (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ): ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ, СОСТАВ И МЕТАМОРФИЗМ ВУЛКАНИТОВ

**Н. А. Арестова¹, А. В. Юрченко¹, В. П. Чекулаев¹,
С. Б. Лобач-Жученко¹, Г. А. Кучеровский¹, Е. Н. Лепехина²**

¹ *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН)*

² *Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ*

Приведены результаты детальных исследований Уросозерской зеленокаменной структуры, расположенной в северо-западной части древнего Водлозерского домена Балтийского (Фенноскандинавского) щита. Показано, что Уросозерская структура сложена преимущественно вулканическими породами, а осадочные породы распространены незначительно. Вулканиды основного и ультраосновного состава кристаллизовались из контаминированных коровым веществом расплавов, образованных при высокой степени плавления источника. Вулканиды среднего и кислого состава варьируют от андезитов до риолитов и сходны с вулканидами северного обрамления Водлозерского домена (Шилосская и Каменноозерская зеленокаменные структуры). Изучены условия метаморфизма кислых вулканидов. Полученные результаты составляют $T = 400\text{--}610\text{ }^{\circ}\text{C}$, P выше 4 кбар, при прогрессивном увеличении степени метаморфизма. Проведено датирование образца дацита по единичным зернам циркона U-Pb методом на масс-спектрометре SIMS SHRIMP-II. Получены значения возраста 2875 ± 9 млн лет – время вулканизма и 2709 ± 8 млн лет – время метаморфизма. Возраст вулканидов изученной структуры совпадает с возрастом вулканидов зеленокаменных структур северного обрамления Водлозерского домена.

Ключевые слова: Балтийский (Фенноскандинавский) щит; Водлозерский домен; Уросозерская зеленокаменная структура; геология; метаморфизм; U-Pb датирование.

N. A. Arestova, A. V. Yurchenko, V. P. Chekulaev, S. B. Lobach-Zhuchenko, G. A. Kucherovsky, E. N. Lepekina. THE UROSOZERO GREENSTONE STRUCTURE (FENNOSCANDIAN SHIELD): GEOLOGY, COMPOSITION, AGE AND METAMORPHISM OF THE VOLCANICS

The results of detailed study of the Urosozero greenstone structure (northwestern part of the Vodlozero domain) of the Fennoscandian Shield are presented. The composition and the U-Pb zircon age of the volcanic rocks were studied. The Urosozero structure is composed mainly of mafic-felsic volcanic rocks rather than the sediments. Mafic and ultramafic volcanics were obtained under high degree source melting followed by crustal contamination. Intermediate and acid volcanics vary from andesites to rhyolites and are similar in composition to the volcanics of the Shiloss and Lake Kamennoe greenstone structures. The metamorphism of dacites occurred at $T = 400\text{--}610\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $P > 4$ kbar.

SIMS SHRIMP-II U-Pb dating of the dacite specimen was carried out on separate zircon grains at the Centre of Isotopic Research (VSEGEI, St. Petersburg). The ages received include 2875 ± 9 Ma as the time of volcanism and 2709 ± 8 Ma as the time of metamorphism. So, the volcanism of the Uros greenstone structure is synchronous with the volcanism of the northern Vodlozero domain.

Key words: Fennoscandian Shield; Vodlozero domain; Uroszero greenstone structure; geology; metamorphism; U-Pb.

Введение

В строении Карельской провинции (гранит-зеленокаменной области) Фенноскандинавского щита на основе геологических, геофизических и изотопно-геохимических данных выделяются три крупных домена: Водлозерский, Западно-Карельский и Центрально-Карельский, различающиеся строением, возрастом коры и последовательностью формирования породных комплексов [Лобач-Жученко и др., 2000]. Главными составляющими в строении провинции являются гранитоиды тоналит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации и вулканогенно-осадочные комплексы, слагающие зеленокаменные пояса или отдельные структуры. Одной из них является Уросозерская зеленокаменная структура, расположенная вблизи границы Водлозерского

домена, сложенного в основном палео- и мезоархейскими породами, и Центрально-Карельского домена с неархейской корой. Структура находится непосредственно к западу от трассы Медвежьегорск – Сегежа [Чекулаев и др., 2005]. Несмотря на доступность, она остается недостаточно изученной, и данная работа представляет попытку частично ликвидировать этот недостаток. В статье использованы материалы геологических, геохимических и петрологических исследований, проведенных нами ранее [Чекулаев и др., 2005], а также детальных исследований 2010–2012 годов.

Геологическое строение

Уросозерская структура имеет в плане изометричную форму, занимает площадь около 10×10 км и, вероятно, является частью

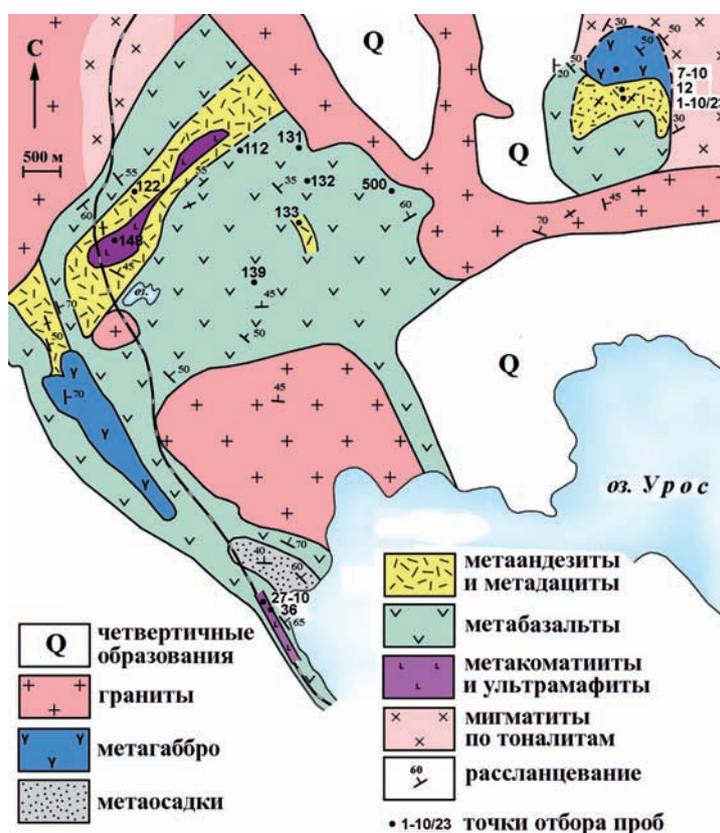


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Уросозерской структуры, составлена авторами статьи при участии И. Н. Крылова и К. И. Лохова (1985 г.), уточненная и дополненная (2010–2012 гг.)

более крупной структуры, сохранившейся в виде фрагментов среди гранитоидов (рис. 1). Структура сложена метавулканидами разного состава, метатерригенными породами, а также небольшими линзовидными телами ультрамафитов. Супракрустальные породы Уросозерской структуры имеют пологое залегание, что отличает ее от большинства других зеленокаменных структур Водлозерского домена. Они прорваны телами метагаббро и секутся более поздними гранитоидами.

Вмещающими структуру породами являются гранит-мигматиты с тоналит-трондьемитовым субстратом, характерные для Центральной и Западной Карелии. Их контакты с супракрустальными породами не обнажены. Полученные нами новые данные по изотопному возрасту и составу неодима для тоналитов вблизи контакта с породами структуры ($T_{DM}Nd = 3100$ млн лет) позволяют считать, что Уросозерская структура является частью Водлозерского, а не Центрально-Карельского домена, где $T_{DM}Nd$ тоналитов не превышает 2900 млн лет [Лобач-Жученко и др., 2000].

Метаультрамафиты представлены крупнозернистыми серпентинитами, которые слагают линзы в центральной части структуры, а в юго-западной части – более мелкозернистыми серпентин-хлорит-тремолитовыми сланцами без реликтов первичных магматических текстур, которые переслаиваются с коматиитовыми и толеитовыми метабазальтами, превращенными в амфиболиты, и, возможно, отвечают перидотитовым коматиитам.

Метавулканиды среднего и кислого состава в результате метаморфизма превращены в кварц-мусковитовые сланцы с варьирующим количеством граната и с четкой метаморфической полосчатостью.

Метаосадочные породы представлены сложным комплексом тонкополосчатых полимиктовых алевролитов и туфоалевролитов, превращенных в кварц-альбит-мусковитовые сланцы, которые переслаиваются с кислыми вулканидами, образуя прослои мощностью в пределах первых метров.

Супракрустальные породы структуры прорваны небольшими интрузиями габбро, диоритов и гранитоидов. Метагаббро образуют массивы размером $0,5 \times 0,7$ и $0,5 \times 2,5$ км и представлены среднезернистыми и крупнозернистыми амфиболитами, содержащими ксенолиты метавулканидов и метаосадков.

Все породы интенсивно деформированы и метаморфизованы. В вулканидах северной и северо-восточной части структуры выделяется два-три этапа деформаций. Метаморфизм

пород Уросозерской структуры был детально изучен Н. Е. Король [2000] на примере мафитовых вулканидов. Ею показано, что метаморфизм отвечал условиям амфиболитовой фации и происходил в два этапа, за которыми следовали диафорез и метасоматоз. Зоны метасоматических преобразований проявлены локально, преимущественно в северной-северо-восточной части структуры и достигают мощности от нескольких сантиметров до первых метров. Процессы метасоматоза пород структуры были детально изучены Б. В. Асафьевым [Бушмин и др., 1991]. Исследованы преимущественно метасоматиты в метабазитах и выделены гранат-куммингтонитовые, гранат-роговообманковые типы, а в поле кислых вулканидов – гранат-кварцевые метасоматиты.

Возраст кислых вулканидов Уросозерской структуры по нашим пробам был определен ранее $^{207}Pb/^{206}Pb$ методом по циркону равным 2700 млн лет, а время процесса метасоматоза в поле распространения кислых вулканидов – 2514 млн лет [Левченков и др., 1989]. Эти данные о возрасте вулканидов, необычная форма и залегание пород Уросозерской структуры, а также предполагаемое нами ранее широкое развитие метаосадочных пород в сочетании с метавулканидами средне-кислого состава неогархейского возраста позволяли рассматривать данную структуру сходной с другими структурами обрамления Центрально-Карельского домена (Нюкозерской, Большезерской, поясом Иломанси в Восточной Финляндии) [Чекулаев и др., 2005].

Проведенное дополнительное детальное изучение состава супракрустальных пород Уросозерской структуры и их распространенности в пределах структуры показало, что в разрезе супракрустальных пород наиболее широко представлены мафит-ультрамафитовые метавулканиды, в меньшей степени – кислые метавулканиды, а метаосадочные или вулканогенно-осадочные породы имеют ограниченное распространение.

Состав и геохимические особенности метавулканидов и метагаббро

Метаультрамафиты, как слагающие линзы, так и образующие полосы переслаивания с метабазальтами и коматиитовыми метабазальтами, имеют одинаковый состав и рассматриваются нами как метаморфизованные коматииты. Породы с содержанием $MgO = 30-35$ % и магнезиальностью $mg\# = 0,85-0,84$ переслаиваются с коматиитовыми метабазальтами с содержанием $MgO = 17$ % и $mg\# = 0,80$.

Таблица 1. Содержание главных (%) и редких (г/т) элементов в породах Уросозерской структуры

№ обр	27-10	148	36а	139	500	112а	132	131	122	133	12г-85	1-10/23	7-10
порода	коматиит	у/мафит	ком.баз.	базальты 1			базальт 2	базальт 3	андезит	дациты			габбро
SiO ₂	43,74	45,53	44,51	49,06	49,13	52,45	47,90	48,71	58,15	69,97	66,74	67,2	47,85
TiO ₂	0,11	0,12	0,17	0,82	0,67	0,52	0,33	2,01	0,77	0,42	0,74	0,42	0,43
Al ₂ O ₃	5,56	7,53	18,06	13,69	15,05	16,27	18,90	14,12	18,45	13,27	17,39	18,6	15,24
FeO	7,69	9,97	7,49	11,93	11,61	8,50	7,95	13,41	7,05	3,78	3,72	5,04	9,44
MnO	0,12	0,14	0,17	0,24	0,26	0,16	0,16	0,25	0,11	0,10	0,07	0,19	0,14
MgO	35,42	32,10	17,00	10,17	8,05	8,26	8,13	6,08	3,47	1,79	2,10	1,83	14,00
CaO	2,29	4,53	11,07	11,38	11,13	11,61	11,34	10,55	5,95	4,11	4,15	2,34	10,82
Na ₂ O	0,05	0,10	0,82	1,90	2,54	2,60	4,04	4,08	3,67	3,79	1,05	0,38	1,39
K ₂ O	0,01	0,06	0,18	0,22	0,18	0,32	0,66	0,41	2,22	2,68	1,76	1,29	0,49
P ₂ O ₅	0,03	0,01	0,01	0,06	0,05	0,06	н о	0,13	0,14	0,06	0,05	0,03	0,03
mg	0,89	0,85	0,80	0,60	0,55	0,63	0,65	0,45	0,47	0,46	0,50	0,39	0,73
Rb	2,42	1,0	1	3	1	10	50	24	98	82	51	31	13,4
Sr	2,60	4,8	61	78	85	123	151	195	191	49	68	57	66,5
Y	3,0	2	7	16	15	11	9	25	19	30	11	6	10,9
Zr	9,4	7,8	11	46	40	39	20	112	144	252	121	141	24,9
Nb	0,51	0,3	н.о.	2,2	2	1	0,7	10	7	9	н.о.	4,1	1,12
Th	0,24	0,19	н.о.	н.о.		0,2	н.о.	1,95	2,78	9	н.о.	3,82	0,32
Ti	652	731	1020	5660	4982	3602	2739	11452	4620	2536	4660	2514	2610
Ba	3,35	3,4	н.о.	13	14	94	132	177	426	477	н.о.	105	49,7
Cr	4130	4130	820	571	328	468	1172	162	29	45	249	32,2	584
Ni	805	805	623	136	121	95	99	29	36	19	53	23	151
Co	85,4	85,4	н.о.	69	51	52	44	49	21	7	н.о.	6,01	45,4
V	65	65,1	н.о.	370	270	212	216	530	129	47	н.о.	38,4	187
La	1,82	0,51	н.о.	3,1	н.о.	н.о.	2,08	11,9	11,8	35,8	н.о.	9,18	2,27
Ce	2,89	1,37	н.о.	7,9	н.о.	н.о.	5,15	26,6	23,2	72,7	н.о.	17,3	5,35
Pr	0,37	0,18	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,71	3,45	2,8	8,1	н.о.	1,81	0,75
Nd	1,5	0,71	н.о.	5,7	н.о.	н.о.	3,24	15,3	12,4	29,6	н.о.	6,32	3,61
Sm	0,36	0,19	н.о.	1,8	н.о.	н.о.	1,05	4,06	2,89	5,83	н.о.	1,22	1,14
Eu	0,12	0,05	н.о.	0,68	н.о.	н.о.	0,42	1,04	0,82	1,15	н.о.	0,42	0,35
Gd	0,38	0,18	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1,03	3,95	2,79	6,03	н.о.	1,23	1,26
Tb	0,078	0,05	н.о.	0,47	н.о.	н.о.	0,22	0,74	0,47	0,9	н.о.	0,18	0,29
Dy	0,44	0,29	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1,34	4,51	2,89	5,39	н.о.	0,96	1,8
Ho	0,09	0,065	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,32	0,92	0,58	1,2	н.о.	0,18	0,38
Er	0,28	0,21	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,94	2,52	1,69	3,61	н.о.	0,52	1,17
Tm	0,04	0,026	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,14	0,35	0,28	0,56	н.о.	0,082	0,17
Yb	0,33	0,22	н.о.	1,7	н.о.	н.о.	1,09	2,52	1,72	3,58	н.о.	0,63	1,23
Lu	0,044	0,031	н.о.	0,25	н.о.	н.о.	0,13	0,34	0,23	0,64	н.о.	0,07	0,18

Все коматииты не деплетированы глиноземом и имеют $CaO/Al_2O_3 = 0,5-0,7$; $Al_2O_3/TiO_2 = 15-30$. Они обогащены легкими РЗЭ с $(La/Yb)_N = 1,8-4,0$; $(La/Sm)_N = 1,7-3,0$ при $(Gd/Yb)_N = 1$ и концентрациями в 1,2–2 раза выше, чем в хондрите C1. Отношение Sm/Nd уменьшается от мантийных значений (0,35–0,33) до коровых (0,25–0,27). По соотношению MgO и TiO₂ коматииты относятся к границе вулканитов коматиитовой и маринит-бонинитовой серий [Куликов, 1988. Рис. 2]. Для них характерны высокие концентрации Cr и Ni, а также отрицательные аномалии Nb с $(Nb/La)_N = 0,33-0,4$ и Sr ($Sr/Sr^* = 0,1-0,3$) (табл. 1; рис. 2).

Высокая магнезиальность коматиитов и коматиитовых базальтов свидетельствует об образовании их исходных расплавов при высокой степени плавления мантийного источника. Недеплетированные глиноземом коматиитовые расплавы выплавляются из мантийного источника при умеренном давлении, не превышающем 5–7 Гпа [Arndt, 1994; Herzberg, 1995], а низкие концентрации РЗЭ в коматиитах ($PЗЭ/C1 < 2$), равные и более низкие, чем концентрации в РМ, свидетельствуют о низких концентрациях РЗЭ в мантийном источнике. Высокое отношение $(La/Sm)_N = 1,7-3,0$ при плоском распределении тяжелых РЗЭ с отношением

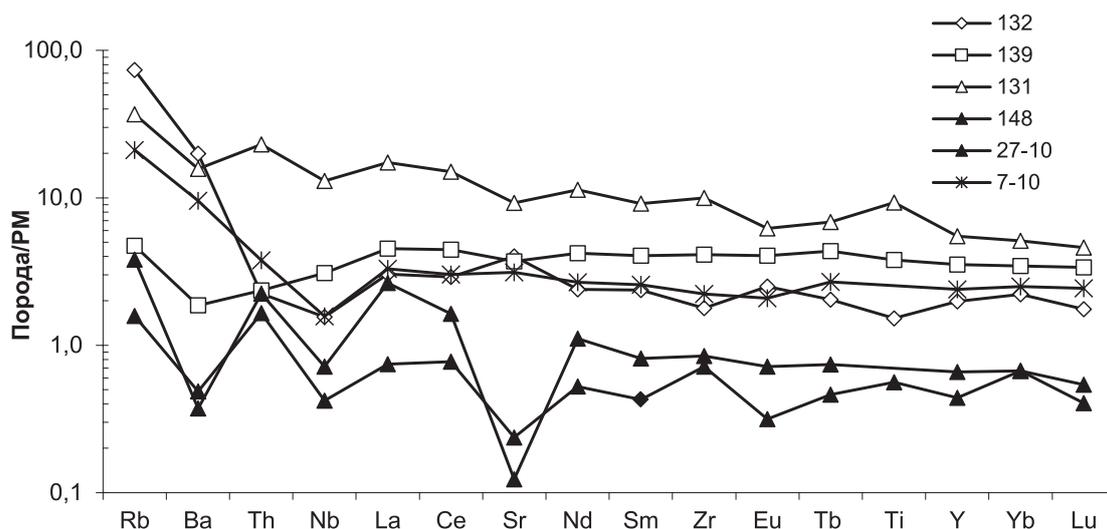


Рис. 2. Мультиэлементные диаграммы (спайдерграммы), нормированные на PM [по Sun, McDonough, 1989] для метакоматиитов (пр. 148 и 27–10), metabазальтов (пр. 131, 132 и 139) и габбро-амфиболитов (пр. 7–10)

$(Gd/Yb)_N = 1$, а также низкое отношение $(Nb/La)_N < 0,9$ свидетельствуют, скорее всего, о контаминации расплавов коровым веществом [Condie, 2001].

Метабазальты представлены амфиболитами, в которых реликты подушечных текстур сохраняются крайне редко. По соотношению глинозема и суммы щелочей они разделяются на три группы: нормальные (1), высокоглиноземистые (2) и высокотитанистые (3). Базальты первой группы распространены наиболее широко и составляют более 80 % всех metabазальтов структуры. Они имеют умеренную магнезиальность ($mg\# = 0,60–0,54$), близкое к мантийному Ti/Zr отношение, равное 100–110, более низкое содержание Cr (250–370 г/т). По соотношению MgO и TiO_2 [Куликов, 1988] они относятся к вулканитам коматиитовой серии. Базальты этой группы характеризуются слабо обогащенным распределением РЗЭ с $(La/Yb)_N = 1,3$, отношением $Sm/Nd = 0,27$ и наличием отрицательной аномалии Nb с $(Nb/La)_N = 0,68$, которая наиболее характерна для контаминированных базитовых расплавов. Базальты второй группы (высокоглиноземистые) характеризуются высокими содержаниями глинозема и магнезиальностью ($mg\# = 0,64$). По соотношению MgO и TiO_2 они также находятся на границе вулканитов коматиитовой и марионит-бонинитовой серий. Для базальтов этой группы характерны высокое содержание Cr (до 590 г/т), низкое содержание Ti и Zr , Ti/Zr отношение (95–100) несколько ниже мантийного. Они обогащены легкими РЗЭ с $(La/Yb)_N = 1,7$ и концентрациями в 8–6 раз выше, чем в хондрите C1. Sm/Nd отношение смещено в сторону коровых (0,28). В базальтах установлена отрицательная аномалия

Nb с $(Nb/La)_N = 0,33$ (рис. 2). Высокотитанистые базальты по соотношению MgO и TiO_2 лежат в поле толеитовой серии. Они отличаются низкой магнезиальностью ($mg\# = 0,49–0,41$), высоким содержанием Ti и Zr , Ti/Zr отношением, варьирующим от 60 до 100. Они, как и базальты двух других групп, обогащены легкими РЗЭ с $(La/Yb)_N = 3,5$ и концентрациями в 50–15 раз выше, чем в хондрите C1, Sm/Nd отношение = 0,23–0,28. Для этих базальтов характерны высокие концентрации Sr (до 200 г/т) и Ba (до 180 г/т), $(Nb/La)_N = 0,83$.

Все три группы metabазальтов, присутствующие в Уросозерской зеленокаменной структуре, имеют аналоги в других зеленокаменных структурах Водлозерского домена и распространены примерно в тех же соотношениях. Различия составов базальтов обусловлены фракционированием их исходных расплавов при различных PT -параметрах под воздействием котектик умеренного (1) и низкого (2) давления [Арестова, 2008]. Отличием мафит-ультрамафитовых вулканитов Уросозерской структуры от аналогичных вулканитов других структур домена является то, что они по всей совокупности геохимических характеристик несут следы различной степени контаминации их расплавов коровым веществом.

Средние и кислые вулканиты Уросозерской структуры по отношению щелочей разделяются на две группы с K_2O/Na_2O соответственно 0,15–0,26 и 0,53–3,0. Наблюдаемые различия в отношениях K_2O/Na_2O в вулканитах двух серий, вероятно, свидетельствуют о различиях в условиях их образования, хотя нельзя исключить и метасоматическое происхождение калия. Вулканиты обеих групп представляют

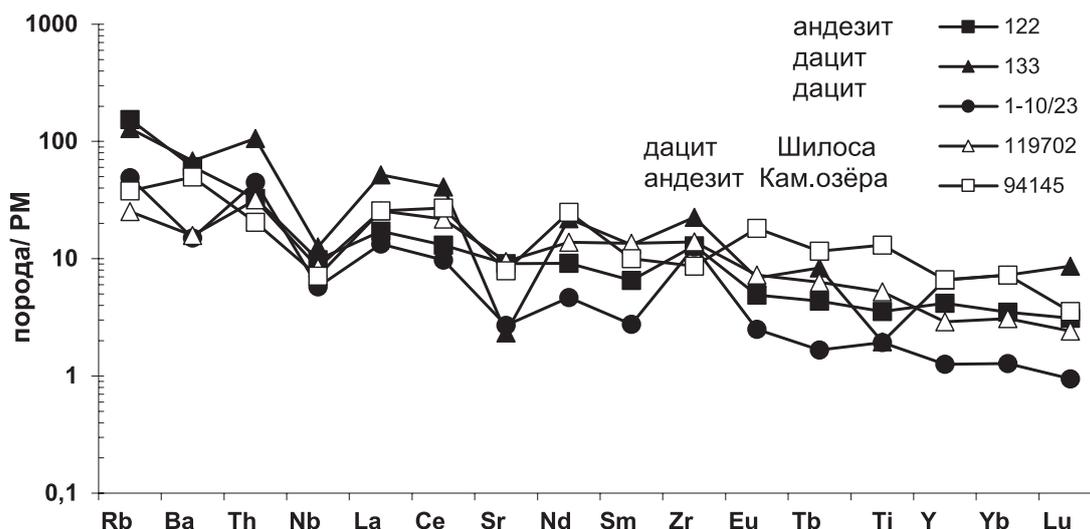


Рис. 3. Мультиэлементные диаграммы (спайдерграммы), нормированные на PM [по San, McDonough, 1989] для метаандезитов (пр. 122) и метадацитов (пр. 133 и 1–10/23) Уросозерской структуры и одновозрастных метаандезита Каменноозерской структуры (пр. 94145 по Puchtel et al., 1999) и метадацита Шилосской структуры (пр. 119702 по Мыскова и др., 2012)

широкий спектр составов от андезитов-базальтов до риодацитов (табл. 1). В свою очередь, среди андезитов нормального натрового ряда выделяются высокомагнезиальные андезиты с $mg\# = 0,50-0,53$ и низкомагнезиальные с $mg\# = 0,42-0,45$. Все андезиты и дациты характеризуются дифференцированным спектром распределения РЗЭ с $(La/Yb)_N = 5$ в андезитах и 7–10 в дацитах, наличием отрицательной аномалии ниобия с $(Nb/La)_N = 0,57-0,23$, что делает их сходными с вулканитами зеленокаменных структур северного обрамления Водлозерского домена (Шилосской и Каменноозерской) (рис. 3). Судя по трендам изменения концентраций Y и Yb, образование этих вулканитов происходило в результате фракционирования исходных расплавов в глубинных условиях с участием граната, тогда как образование расплавов риолитов могло происходить при фракционировании в условиях меньших давлений вне поля устойчивости граната.

Метагаббро представлены амфиболитами, в которых сохраняются реликты первично-магматических структур, в частности таблитчатые зерна магматического плагиоклаза ($An = 55-75$), по которым развиваются эпидот-цоизитовые агрегаты. Пироксен в породе полностью замещен амфиболом. По составу метагаббро относятся к мафитам толеитовой серии с высокой магнезиальностью ($mg\# = 0,73$). Для них характерны высокое содержание Sr (до 580 г/т), низкое содержание Ti и Zr, Ti/Zr около 100. Для этих пород характерен недифференцированный спектр распределения РЗЭ с содержанием редких элементов в 6–7 раз выше, чем в хондрите C1 с $(La/Yb)_N = 1-1,2$.

Метаморфизм

Н. Е. Король [2000] были выделены два этапа прогрессивного метаморфизма с параметрами: $T = 600-650\text{ }^\circ\text{C}$, $P = 4-5$ кбар и $T = 600-700\text{ }^\circ\text{C}$, $P = 5,9-6,6$ кбар. На третьем этапе осуществлялся диафорез пород в условиях от эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фации при спаде температуры и давления. По данным Н. Е. Король, со вторым и третьим этапами метаморфизма сопряжены процессы метасоматоза: среднетемпературный ($T = 600-700\text{ }^\circ\text{C}$, $P = 6$ кбар) и низкотемпературный ($\sim 450\text{ }^\circ\text{C}$) соответственно.

Нами была предпринята попытка оценить РТ-параметры метаморфизма для датированного образца метадацита калиевого ряда (образец 1–10/23), так как эта порода характеризуется наибольшим разнообразием метаморфических минералов и из этой породы датирован циркон. Для оценки термодинамической устойчивости минеральных парагенезисов метадацита был произведен расчет на основе петрологической программы THERIAK-DOMINO [De Capitani, 1987] с использованием модифицированной термодинамической базы данных минералов [Verma, 1988] и твердых растворов. Изученный метадацит представляет собой среднезернистую породу, состоящую из граната (4 %), мусковита (17 %), маргарита (18 %), хлорита (13 %) и кварца (47 %). В шлифе наблюдается чередование прослоев, выполненных кварцем, с прослоями, содержащими мусковит-хлоритовую ассоциацию. По хлориту выявляется направление рассланцевания, расположенное почти под прямым углом

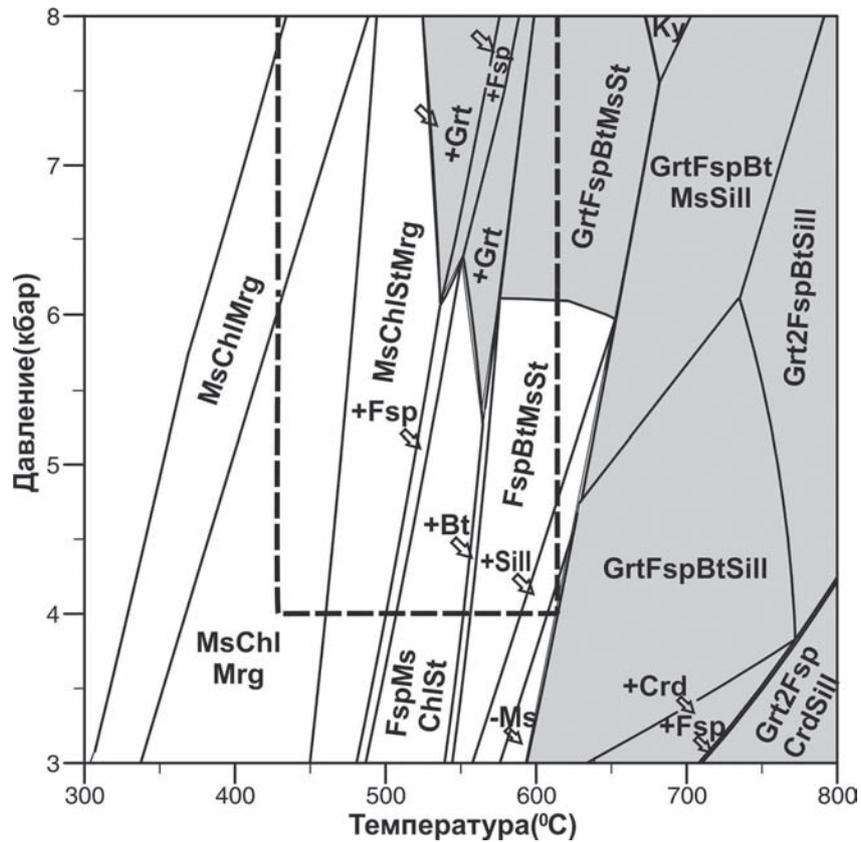


Рис. 4. Петрогенетическая сетка в координатах P-T (Qtz+H₂O присутствуют в каждой области диаграммы). Серым цветом обозначена область, в которой присутствует гранат в ассоциации с другими минералами. Пунктирной линией отмечена область устойчивости наблюдаемых минеральных парагенезисов. (На рисунках и в тексте сокращения минералов даны по Kretz, 1983)

к кварц-серицитовым агрегатам, маркирующим более раннее рассланцевание породы. Гранат часто ксеноморфен, с множественными включениями кварца и хлорита.

Состав минералов изучался на электронном микроскопе (сканирующий электронный растровый микроскоп JEOL JSM 6510LA с ЭДС JED-2200, ИГГД РАН, Санкт-Петербург). В гранате выявлена прямая (прогрессивная) зональность: в центре Alm75Prp9Sps10Grs6, на краю зерна Alm72Prp13Sps9Grs5. Хлорит, мусковит, маргарит имеют постоянный состав, непрозрачная фаза представлена рутилом (табл. 2).

Для расчета петрогенетической сетки в координатах P-T использовался состав обр. 1–10/23, пересчитанный с нормированием на 100 % катионов в системе NCKFMASH (Na-Ca-K-Fe-Mg-Al-Si-H). Результаты расчета представлены на диаграмме (рис. 4). Область устойчивости наблюдаемых минеральных парагенезисов ограничена параметрами T = 400–610 °C, P выше 4 кбар.

В соответствии с выполненными расчетами (рис. 4) гранат и мусковит, по-видимому, относятся к различным парагенезисам.

Совместный рост минералов возможен в более железистой породе (рис. 5), чем тот состав, который мы взяли для расчета. Однако для реального состава парагенезиса граната и хлорита получены температуры по биминеральному гранат-хлоритовому термометру [Перчук, Рябчиков, 1989], вероятно, отвечающие истинному равновесию. С использованием состава ядра граната (состав, равновесный с ранним парагенезисом) получены T = 530–540 °C, а по составу края зерна граната рассчитаны температуры завершающей стадии (585–600 °C).

Ограничения по давлению могут быть приняты с учетом теоретически возможного появления граната, который для возможного изменения железистости метавулканита возникает при давлениях не ниже 4–5,5 кбар. Результаты расчетов представлены на диаграмме (рис. 5).

Таким образом, результат, полученный на основе исследования кислого вулканита, в целом согласуется с выводом Н. Е. Король, полученным для базитов, о прогрессивном увеличении степени метаморфизма вулканитов Уросозерской структуры. Близки и полученные данные по температуре и давлению.

Таблица 2. Химический состав минералов образца 1-10/23

Минерал	Grт	Grт	Grт	Grт	Grт	Grт	Ms	Chl	Mrg
Точка	015	016	017	018	019	020	среднее	среднее	среднее
Описание	край			центр		край	из 10	из 8	из 7
SiO ₂	37,07	37,14	37,20	37,16	37,04	37,33	48,12	28,38	36,01
TiO ₂	–	–	–	–	–	–	0,26	–	–
Al ₂ O ₃	21,60	21,70	21,61	20,96	21,17	21,46	38,94	27,05	50,85
FeO	32,24	32,58	32,66	33,04	32,98	32,69	0,78	28,78	0,28
MnO	3,86	3,47	3,67	4,49	3,91	3,21	0,01	0,36	–
MgO	3,34	3,05	2,94	2,36	3,13	3,13	0,63	15,40	0,32
CaO	1,88	2,05	1,92	1,98	1,78	2,18	0,10	0,06	10,18
Na ₂ O	–	–	–	–	–	–	1,17	–	1,78
K ₂ O	–	–	–	–	–	–	9,94	–	0,76
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Si	2,98	2,98	2,99	3,01	2,98	3,00	3,47	2,62	2,56
Ti							0,01		
Al	2,04	2,05	2,05	2,00	2,01	2,03	3,31	2,94	4,27
Fe	2,15	2,19	2,19	2,23	2,19	2,19	0,05	2,22	0,02
Mn	0,26	0,24	0,25	0,31	0,27	0,22	0,00	0,03	
Mg	0,40	0,37	0,35	0,28	0,38	0,37	0,07	2,12	0,03
Ca	0,16	0,18	0,17	0,17	0,15	0,19	0,00	0,01	0,78
Na							0,16		0,25
K							0,91		0,07
Py	13	12	12	9	13	13			
Alm	72	74	74	75	73	74			
Sps	9	8	8	10	9	7			
Grs	5	6	6	6	5	6			

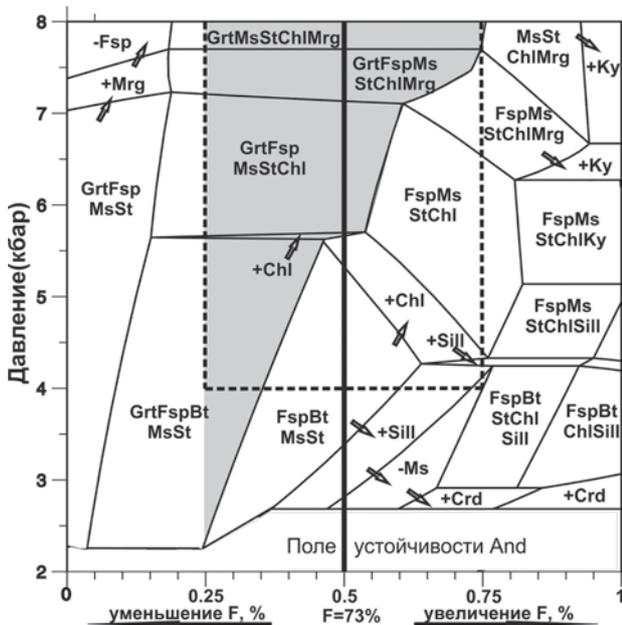


Рис. 5. Бинарная диаграмма, показывающая теоретически возможное появление граната при изменении F, % (общей железистости породы) метавулканита. Сплошная черная линия – исходный состав породы. Пунктирная линия – возможные отклонения F, % метавулканита

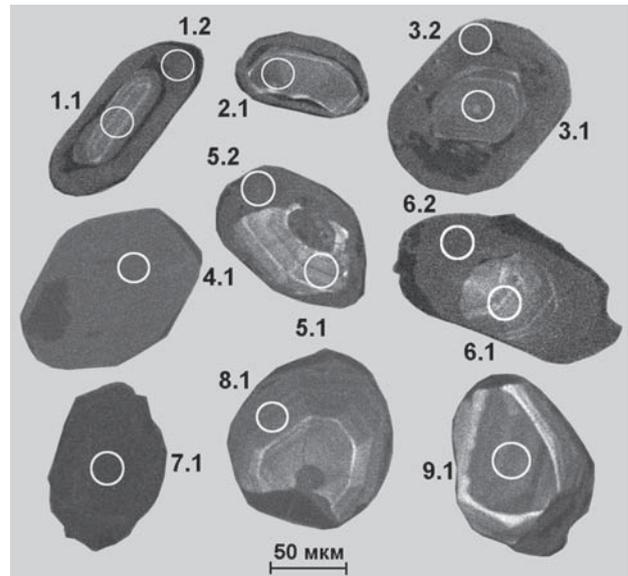


Рис. 6. Форма и строение зерен цирконов пробы 1-10/23 в катодолуминесцентном изображении. Номера точек измерения соответствуют номерам в таблице 3

Таблица 3. U-Pb изотопные данные цирконов из дацита 1-10/23 Уросозерской структуры

Проба. Зерно. Точка	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Возраст	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Возраст	Дискордантность	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%
1-10-23.1.2	0,18	431	120	0,29	138	2043 ±21	2701 ±7,9	32	9,53	1,3	0,3728	1,2
1-10-23.3.2	0,09	469	52	0,12	180	2378 ±24	2701 ±7,8	14	11,40	1,3	0,4461	1,2
1-10-23.7.1	0,05	507	10	0,02	226	2695 ±26	2702 ±7,3	0	13,27	1,3	0,5190	1,2
1-10-23.4.1	0,05	476	21	0,05	204	2610 ±26	2706 ±6,6	4	12,79	1,3	0,4992	1,2
1-10-23.6.2	0,03	582	10	0,02	249	2608 ±26	2709 ±6,4	4	12,80	1,3	0,4986	1,2
1-10-23.5.2	0,14	499	17	0,04	210	2571 ±25	2722 ±7,0	6	12,68	1,3	0,4900	1,2
1-10-23.1.1	0,06	310	202	0,67	114	2290 ±22	2871 ±6,4	25	12,09	1,2	0,4266	1,2
1-10-23.3.1	0,07	316	139	0,45	142	2707 ±27	2871 ±7,3	6	14,79	1,3	0,5218	1,2
1-10-23.9.1	0,09	122	46	0,39	53,9	2671 ±28	2874 ±11	8	14,57	1,5	0,5134	1,3
1-10-23.8.1	0,08	268	110	0,42	123	2763 ±28	2874 ±7,7	4	15,20	1,3	0,5352	1,2
1-10-23.2.1	0,02	314	231	0,76	140	2690 ±27	2877 ±7,3	7	14,73	1,3	0,5178	1,2
1-10-23.6.1	0,06	195	88	0,47	90,8	2791 ±28	2879 ±8,5	3	15,43	1,4	0,5418	1,2
1-10-23.5.1	0,14	210	99	0,49	73,3	2493 ±23	2881 ±19	31	11,56	1,7	0,4052	1,3

Примечание. Ошибки 1-sigma; Pbc and Pb^* соответствуют обычному и радиогенному свинцу. Поправка введена на измеренное кол-во 204-свинца.

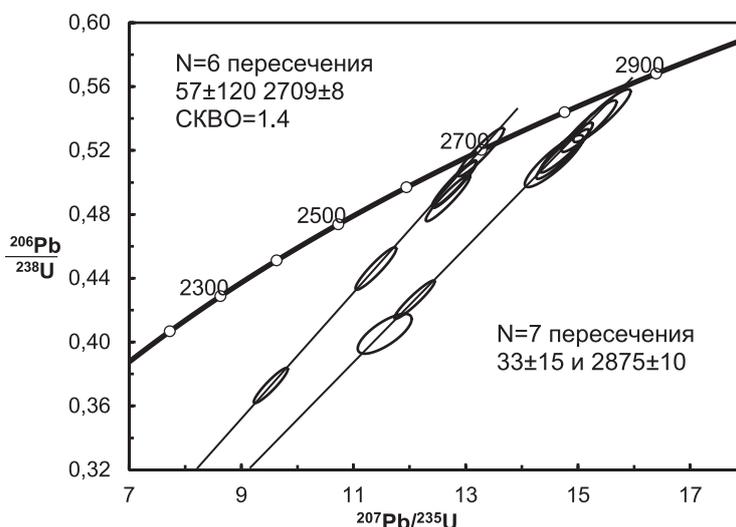


Рис. 7. Дискордии, построенные для пробы 1–10/23

Изотопное датирование

Изучение цирконов проводилось в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ U-Pb методом на приборе SIMS SHRIMP-II. Метод описан в работе [Сергеев и др., 2007]. В породе (образец 1–10/23) присутствуют цирконы двух типов (рис. 6). Цирконы первого типа представлены прозрачными удлинёнными кристаллами призматической формы, светло-розового цвета, размером 150×50 мкм, а также округлыми изометричными кристаллами ($100 \times 50 - 100 \times 100$ мкм). В большинстве крупных зерен в катодолюминесцентном изображении видны более светлые зональные ядра и более темные однородные каймы без включений. Мелкие изометричные зерна по содержанию U и Th

соответствуют каймам крупных зерен (табл. 3; рис. 6). Были измерены зональные ядра и оболочки крупных зерен цирконов, а также более мелкие однородные зерна, соответствующие по составу оболочкам. Ядра цирконов являются более низкоурановыми; содержание U в них варьирует от 195 до 316 мкг/г, Th – от 46 до 230 мкг/г, отношение Th/U = 0,42–0,76. Дискордия, построенная по пяти близконкордантным и двум дискордантным точкам, пересекает конкордию в точке 2875 ± 9 млн лет при SKBO = 0,16 (рис. 7).

В оболочках и мелких однородных зернах циркона содержание U выше и варьирует от 431 до 582 мкг/г, Th – от 10 до 120 мкг/г, отношение Th/U = 0,02–0,12. Дискордия, построенная по семи точкам, из которых одна конкордантная

и три близконкордантные, пересекает конкордию у значения возраста 2709 ± 8 млн лет при $СКВО = 1,4$. Первое значение возраста соответствует времени вулканизма, а второе – возрасту наложенного метаморфизма, синхронного со становлением гранитов и гранитных мигматитов на большей части Фенноскандинавского щита.

Выводы

Уросозерская структура характеризуется пологим залеганием пород, что отличает ее от большинства зеленокаменных структур Водлозерского домена.

Фундамент структуры представлен тоналитами. Новые данные по изотопному возрасту и составу неодима в тоналитах фундамента ($T_{DM}Nd = 3100$ млн лет) показали, что Уросозерская структура относится к Водлозерскому домену, граница которого проходит севернее, чем предполагалось ранее.

Химический состав средних и кислых вулканитов Уросозерской структуры и их мезоархейский возраст, равный 2875 ± 9 млн лет, аналогичны составу и возрасту кислых вулканитов Шилосской и Каменноозерской структур северной окраины Водлозерского домена [Puchtel et al., 1999; Мыскова и др., 2012] (рис. 3), что также поддерживает принадлежность структуры к Водлозерскому домену.

Все выделенные группы мафит-ультрамафитовых вулканитов структуры характерны для других зеленокаменных структур Водлозерского домена. При этом концентрации РЗЭ в источнике плавления коматиитов были более низкими, чем для источников коматиитов большинства структур Водлозерского домена, и сходными с таковыми для Каменноозерской структуры [Арестова, 2008]. Мафит-ультрамафитовые вулканиты Уросозерской структуры отличаются от вулканитов других структур широким проявлением контаминации расплавов коровым материалом.

Габбро, прорывающие вулканиты Уросозерской структуры, по геохимическим особенностям и характеру распределения РЗЭ аналогичны габброидам, прорывающим вулканиты Шилосской структуры [Мыскова и др., 2012].

Таким образом, изученная Уросозерская структура по составу и возрасту слагающих ее пород близка к зеленокаменным структурам северного обрамления Водлозерского домена.

Параметры метаморфизма пород структуры ($T = 400\text{--}610$ °С, P выше 4 кбар), полученные на основе исследования кислых вулканитов, в целом согласуются с таковыми, полученными

Н. Е. Король для базитов, и с ее выводом о прогрессивном увеличении степени метаморфизма [Король, 2000].

Возраст метаморфизма, определенный U-Pb методом SIMS SHRIMP-II по циркону, составляет 2709 ± 8 млн лет. Единое значение полученного изотопного возраста метаморфизма при установленных двух его этапах позволяет предполагать, что образование метаморфического циркона происходило однократно при максимальных параметрах метаморфизма.

Различия в возрасте метаморфизма и в определенном ранее возрасте метасоматоза предполагают, что метаморфизм оторван во времени от последующего метасоматоза.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 12-05-00678.

Литература

Арестова Н. А. Природа базальтов архейских зеленокаменных поясов Балтийского щита: источники и геодинамические режимы формирования (на основе анализа геохимических данных) // Региональная геология и металлогения. 2008. № 36. С. 5–18.

Бушмин С. А., Асафьев Б. Ю., Кулешевич Л. В. Метасоматиты зеленокаменных поясов Карельской гранит-зеленокаменной области // Метасоматические процессы в докембрийских толщах / Ред. Д. В. Рундквист, С. А. Бушмин. СПб.: Наука, 1991. С. 145–178.

Король Н. Е. Метаморфическая эволюция пород Уросозерской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. Вып. 2. С. 35–42.

Куликов В. С. О систематике и номенклатуре пород коматиитовой серии // Коматииты и высокомагнетизальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита / Ред. О. А. Богатиков. Л.: Наука, 1988. С. 7–14.

Левченков О. А., Лобач-Жученко С. Б., Сергеев С. А. Геохронология Карельской гранит-зеленокаменной области // Изотопная геохронология докембрия / Ред. Л. К. Левский, О. А. Левченков. Л.: Наука, 1989. С. 63–72.

Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Арестова Н. А. и др. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.

Мыскова Т. А., Житникова И. А., Арестова Н. А. и др. Новые данные о составе и возрасте пород шилосского комплекса Центральной Карелии // Материалы Всероссийской конференции, посвященной 150-летию академика Ф. Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию профессора Г. М. Саранчиной. СПбГУ. 2012. Т. 2. С. 82–85.

Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовые соответствия в минеральных системах. М.: Наука, 1989. 287 с.

Сергеев С. А., Матуков Д. И., Бибикина Е. В., Лобач-Жученко С. Б. Возраст пород и метаморфических процессов Водлозерского метаморфического комплекса Балтийского щита (по результатам анализа цирконов U-Th-Pb изотопным методом на ионном микрозонде SHRIMP II) // Геохимия. 2007. № 2. С. 229–236.

Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Коваленко А. В., Слабунов А. И. Карельская гранит-зеленокаменная область. Центрально-Карельский домен // Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. В. А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. С. 395–471.

Arndt N. T. Archean komatiites // Archean Crustal Evolution. Developments in Precambrian Geology. Amsterdam: Elsevier Ashwal LD, 1994. Vol. 11. P. 11–44.

Berman R. G. Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O–K₂O–CaO–MgO–FeO–Fe₂O₃–Al₂O₃–SiO₂–TiO₂–H₂O–CO₂ // J. Petrol. 1988. Vol. 29. P. 455–522.

Condie K. C. Mantle Plumes and their Record in Earth History // Cambridge University Press. 2001. 306 p.

De Capitani C., Brown T. The computation of chemical equilibrium in complex system containing non ideal solutions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1987. Vol. 51. P. 2639–2652.

Herzberg C. Generation of plume through time an experimental perspective // Chemical Geology. 1995: 126. P. 1–16.

Kretz R. Symbol for rock-forming minerals // Almer. Min. 1983. No. 68. P. 277–279.

Puchtel I. S., Hofman A. W., Amelin Yu. V. et al. Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: isotope and trace element constraints // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. Vol. 63, no. 21. P. 3579–3595.

Sun S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds: A. D. Saunders, M. J. Norry // Magmatism in the ocean basins. Geol. Society, Spec. Publ. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Поступила в редакцию 20.06.2014

References

Arestova N. A. Piroda bazal'tov arhejskih zelenokamennykh pojasov Baltijskogo shhita: istochniki i geodinamicheskie rezhimy formirovaniya (na osnove analiza geohimicheskikh dannykh) [Nature of basalts of the Archean greenstone belts of the Baltic Shield: sources and geodynamic formation modes (based on the analysis of geodynamic data)]. *Regional'naja geologija i metallogenija* [Regional geology and metallogeny]. 2008. No. 36. P. 5–18.

Bushmin S. A., Asaf'ev B. Ju., Kuleshevich L. V. Metasomatity zelenokamennykh pojasov Karel'skoj granit-zelenokamennoj oblasti [Metasomatites of the greenstone belts of the Karelian granite-greenstone area]. *Metasomaticheskie processy v dokembrijskikh tolshhah* [Metasomatic processes in the Precambrian layers]. Eds D. V. Rundkvist, S. A. Bushmin. St. Petersburg: Nauka, 1991. P. 145–178.

Chekulaev V. P., Arestova N. A., Kovalenko A. V., Slabunov A. I. Karel'skaya granit-zelenokamennaya oblast'. Tsentral'no-Karel'skii domen [Karelian granite-greenstone terrain. Central Karelian domain]. *Rannii dokembrii Baltijskogo shchita* [Early Precambrian of the Baltic Shield]. Ed. V. A. Glebovitskii. St. Petersburg: Nauka, 2005. P. 395–471.

Korol' N. E. Metamorficheskaya evolyutsiya porod Urosozerskoi struktury [Metamorphic evolution of the rocks of the Urosozero structure]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geology and commercial minerals of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2000. Iss. 2. P. 35–42.

Kulikov V. S. O sistematike i nomenklature porod komatiitovoj serii [On the systematics and nomenclature of komatiitic rocks]. *Komatiiti i vysokomagnezial'nye vulkanity rannego dokembrija Baltijskogo shhita* [Early Precambrian komatiites and highly magnesian volcanics of the Baltic Shield]. Ed. O. A. Bogatikov. Leningrad: Nauka, 1988. P. 7–14.

Levchenkov O. A., Lobach-Zhuchenko S. B., Sergeev S. A. Geokhronologiya Karel'skoi granit-zelenokamennoi oblasti [Geochronology of the Karelian granite-greenstone terrain]. *Izotopnaya geokhronologiya dokembriya* [Isotope geochronology of the Precambrian]. Leningrad: Nauka, 1989. P. 63–72.

Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P., Arestova N. A., Levskaa L. L., Kovalenko A. V. Arkheiskie terreiny Karelii: ikh geologicheskoe i izotopno-geokhimicheskoe obosnovanie [Archean terrains of Karelia: geological and isotope-geochemical bases]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 2000. No. 6. P. 26–42.

Myskova T. A., Zhitnikova I. A., Arestova N. A. et al. Novye dannye o sostave i vozraste porod shiloskogo kompleksa Tsentral'noi Karelii [New data on composition and age of rocks of the Shillosky complex, Central Karelia]. *Materialy Vserossiiskoi konferentsii, posvyashchennoi 150-letiyu akademika F. Yu. Levinsona-Lessinga i 100-letiyu professora G. M. Saranchinoi* [Proc. All-Russian conf. dedicated to the 150th anniversary of F. Yu. Levinson-Lessing and the 100th anniversary of professor G. M. Saranchina]. SPbGU. 2012. Vol. 2. P. 82–85.

Perchuk L. L., Ryabchikov I. D. Fazovye sootvetstviya v mineral'nykh sistemakh [Phase correspondence in mineral systems]. Moscow: Nauka, 1989. 287 p.

Sergeev S. A., Matukov D. I., Bibikova E. V., Lobach-Zhuchenko S. B. Vozrast porod i metamorficheskikh protsessov Vodlozerskogo metamorficheskogo kompleksa Baltijskogo shchita (po rezul'tatam analiza tsirkonov U-Th-Pb izotopnym metodom na ionnom mikrozonde SHRIMP II) [Age of the magmatic and metamorphic processes in the Vodlozero complex, Baltic Shield (an ion microprobe SHRIMP II U-Th-Pb isotopic study of zircons)]. *Geokhimiya* [Geochemistry]. 2007. No. 2. P. 229–236.

Arndt N. T. Archean komatiites. *Archean Crustal Evolution. Developments in Precambrian Geology*. Vol. 11. Amsterdam: Elsevier Ashwal LD, 1994. P. 11–44.

Berman R. G. Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O–K₂O–CaO–MgO–FeO–Fe₂O₃–Al₂O₃–SiO₂–TiO₂–H₂O–CO₂. *J. Petrol.* 1988. Vol. 29. P. 455–522.

Condie K. C. Mantle Plumes and their Record in Earth History. Cambridge University Press. 2001. 306 p.

De Capitani C., Brown T. The computation of chemical equilibrium in complex system containing non ideal solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1987. Vol. 51. P. 2639–2652.

Herzberg C. Generation of plume through time an experimental perspective. *Chemical Geology.* 1995: 126. P. 1–16.

Kretz R. Symbol for rock-forming minerals. *Almer. Min.* 1983. No. 68. P. 277–279.

Puchtel I. S., Hofman A. W., Amelin Yu. V. et al. Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: isotope and trace element constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1999. Vol. 63, no. 21. P. 3579–3595.

Sun S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Eds: A. D. Saunders, M. J. Norry. *Magmatism in the ocean basins. Geol. Society, Spec. Publ.* 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Received June 20, 2014

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Арестова Наталия Александровна

ведущий научный сотрудник, д. г.-м. н.
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, Россия, 199034
эл. почта: narestova2009@rambler.ru
тел.: (812) 3280192

Юрченко Анастасия Владимировна

младший научный сотрудник
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, Россия, 199034
эл. почта: yurchenko-nastya@yandex.ru
тел.: (812) 3280192

Чекулаев Валерий Петрович

главный научный сотрудник, д. г.-м. н.
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, Россия, 199034
эл. почта: vrchekulaev@mail.ru
тел.: (812) 3280192

Лобач-Жученко Светлана Борисовна

главный научный сотрудник, д. г.-м. наук
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, Россия, 199034
эл. почта: slobach-zhuchenko@mail.ru
тел.: (812) 3280192

Кучеровский Глеб Алексеевич

аспирант
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, Россия, 199034
эл. почта: chljbk@yandex.ru
тел.: (812) 3280192

Лепехина Елена Николаевна

научный сотрудник
Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ
Средний пр., 74, Санкт-Петербург, Россия, 199106
эл. почта: Elena_Lepekhina@vsegei.ru
тел.: (812) 3289209

CONTRIBUTORS:

Arestova, Natalia

Institute of Precambrian Geology and Geochronology,
Russian Academy of Sciences
2 Makarov emb., 199034 St. Petersburg, Russia
e-mail: narestova2009@rambler.ru
tel.: (812) 3280192

Yurchenko, Anastasia

Institute of Precambrian Geology and Geochronology,
Russian Academy of Sciences
2 Makarov emb., 199034 St. Petersburg, Russia
e-mail: yurchenko-nastya@yandex.ru
tel.: (812) 3280192

Chekulaev, Valery

Institute of Precambrian Geology and Geochronology,
Russian Academy of Sciences
2 Makarov emb., 199034 St. Petersburg, Russia
e-mail: vrchekulaev@mail.ru
tel.: (812) 3280192

Lobach-Zhuchenko, Svetlana

Institute of Precambrian Geology and Geochronology,
Russian Academy of Sciences
2 Makarov emb., 199034 St. Petersburg, Russia
e-mail: slobach-zhuchenko@mail.ru
tel.: (812) 3280192

Kuchеровский, Gleb

Institute of Precambrian Geology and Geochronology,
Russian Academy of Sciences
2 Makarov emb., 199034 St. Petersburg, Russia
e-mail: chljbk@yandex.ru
tel.: (812) 3280192

Lepekhina, Elena

Centre of Isotopic Research,
A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute
74 Sredny prosp., 199106 St. Petersburg, Russia
e-mail: Elena_Lepekhina@vsegei.ru
tel.: (812) 3289209