

УДК 551.71:551.24(470.22)

## ДРЕВНЕЙШИЕ ОФИОЛИТЫ НА ЗЕМЛЕ: ПОЗДНЕАРХЕЙСКИЙ СУПРАСУБДУКЦИОННЫЙ КОМПЛЕКС ИРИНОГОРСКОЙ СТРУКТУРЫ СЕВЕРОКАРЕЛЬСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА

© 2001 г. А. А. Щипанский, И. И. Бабарина, К. А. Крылов, А. В. Самсонов, М. М. Богина, Е. В. Бибикина, А. И. Слабунов

Представлено академиком Ю.М. Пушаровским 04.12.2000 г.

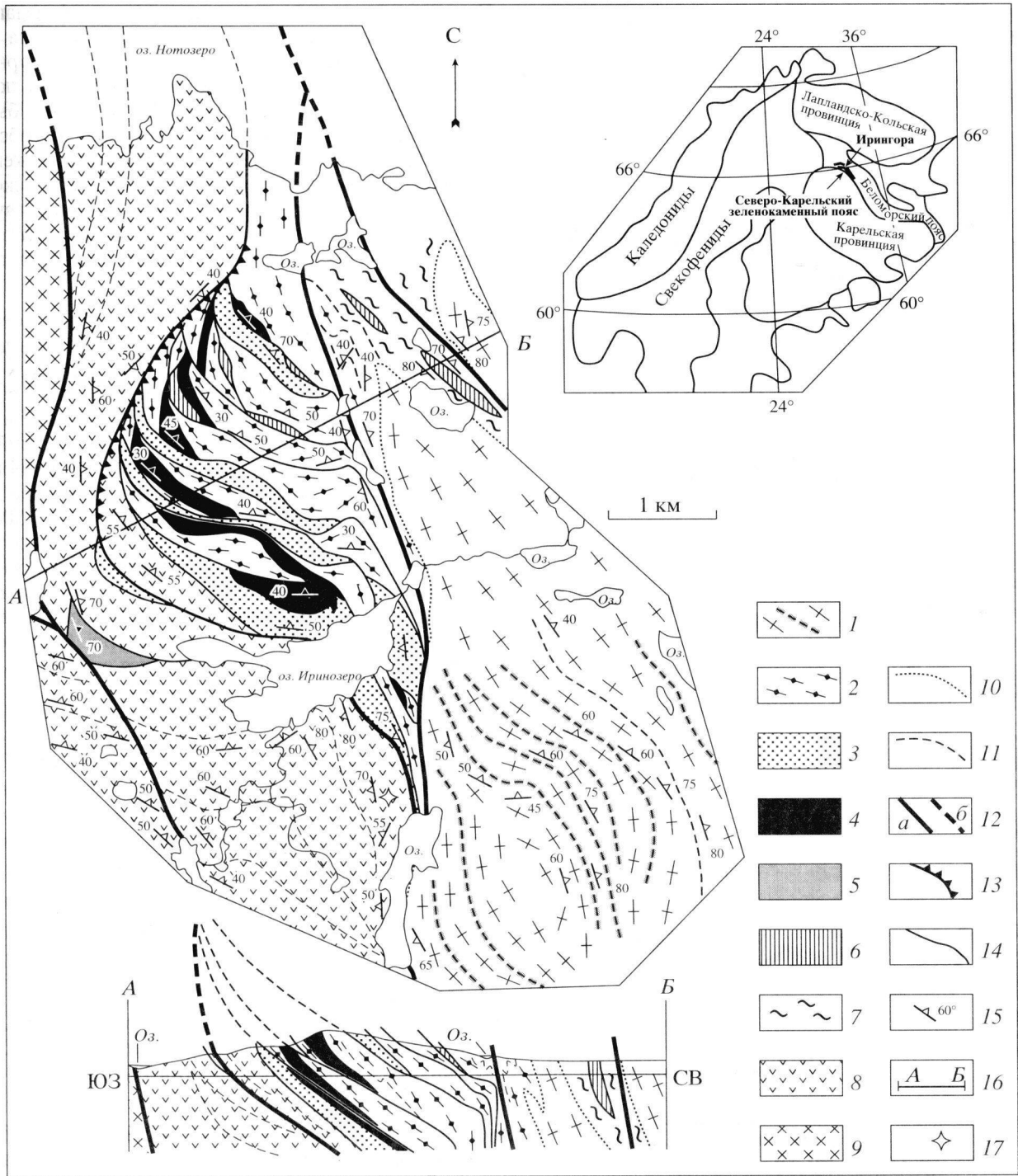
Поступило 06.12.2000 г.

Проблема офиолитов является ключевой в существующих подходах к решению проблем геодинамики раннего докембрия. На сегодняшний день наиболее древними из сохранившихся офиолитовых разрезов считаются раннепротерозойские (1.95–1.96 млрд. лет) комплексы Йормуа, Финляндия, и Пуртуник, Канада [1, 2]. Попытки же отождествления некоторых мафит-ультрамафитовых разрезов архейских зеленокаменных поясов с офиолитами пока не нашли однозначного восприятия, поскольку они обладают рядом специфических черт, не свойственных фанерозойским офиолитовым комплексам (подробно см. [3, 4]). Отсутствие офиолитовых разрезов архейского возраста часто используется в качестве аргумента против механизмов тектоники плит в раннем докембрии. Но такое отсутствие могло быть вызвано и иными причинами, среди которых называются более высокие степени магмогенерации в срединно-океанических хребтах (СОХ) того времени, и отсутствием условий сохранности офиолитовых разрезов, известная псевдостратиграфическая последовательность которых могла быть полностью стерта последующими деформационно-метаморфическими событиями [3]. Вместе с тем следует заметить, что сравнения архейских зеленокаменных комплексов проводились с идеализированным (“пенроузским”) разрезом офиолитов [5], который рассматривался в качестве разреза океанической коры, формирующейся в

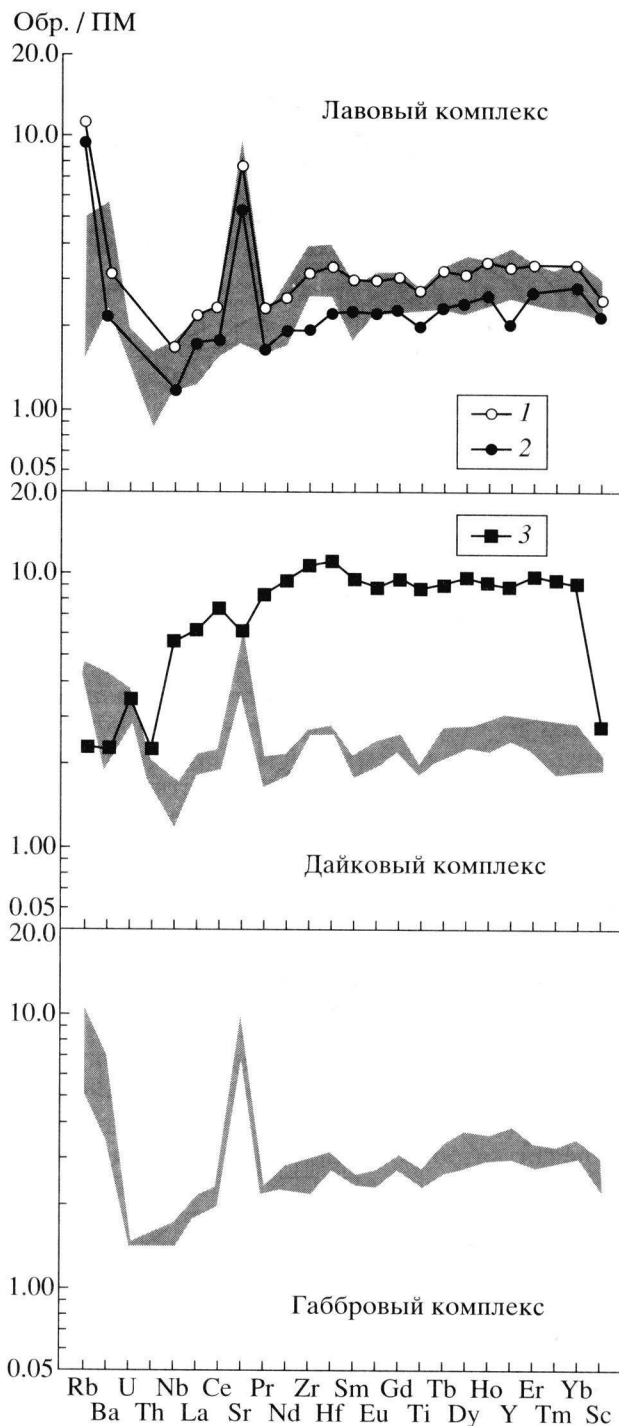
глобальной системе СОХ. Однако большая часть сохранившихся в складчатых поясах фанерозоя комплексов океанической коры геологического прошлого принадлежит другой группе офиолитов, получивших название супрасубдукционных, образование которых связывается со спредингом и плавлением деплетированной океанической литосферы над зонами субдукции океанических плит [6]. Среди последних наиболее известным является комплекс Троодоса, Кипр, аналогичность разреза которого разрезу океанической коры общепризнана. В отличие от офиолитов СОХ супрасубдукционные офиолиты обладают уникальными индикаторными вещественными признаками. Речь идет о бонинитах или, в более широком смысле, о породах бонинитовой серии, включающей единый генетический ряд низкотитанистых ультраосновных, основных и собственно бонинитовых интрузивных и эффузивных пород [7]. Эти породы прямо указывают на принадлежность их и ассоциирующих с ними комплексов к супрасубдукционным офиолитам [6, 8].

Поскольку до самого последнего времени раннедокембрийские бонинитовые ассоциации известны не были, делались заключения или о специфике субдукционных процессов того времени, или о кардинальной смене режимов магмогенерации на границе неогей. Недавно опубликованные данные о находках бонинитов в раннем протерозое [9, 10] и позднем архее [11, 12] позволили вплотную подойти к решению проблемы существования океанической коры и субдукционных процессов в раннем докембрии. Однако рассмотренные в литературе бонинитовые серии пояса Богоин, Центрально-Африканская Республика [9], и пояса Абитиби, Канада [11], находятся в ассоциации с коматиитами, что не известно в супрасубдукционных офиолитах фанерозоя. Бониниты пояса Флин-Флон возраста 1.9 млрд. лет (Канадский щит) описаны в типичном аккреционном коллаже [11], но, как уже отмечалось, известны и офиолитовые разрезы СОХ этого возраста [1, 2]. От-

Геологический институт  
Российской Академии наук, Москва  
Институт геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии  
Российской Академии наук, Москва  
Институт геохимии и аналитической химии  
им. В.И. Вернадского  
Российской Академии наук, Москва  
Институт геологии Карельского научного центра  
Российской Академии наук, Петрозаводск



**Рис. 1.** Геологическая карта Ириногорской структуры и ее местоположение в структуре Балтийского щита. Архей: 1 – недатированные калиевые гнейсо-граниты со скринами супракрупальных пород (показаны штриховой линией); 2 – верхние метатолиты (2.71 млрд. лет?); 3 – тектонический меланж; 4 – бонинитовая серия супрасубдукционных офиолитов (2.78 млрд. лет); 5 – недифференцированные высокомагнезиальные амфиболиты; 6 – нижние метатолиты (2.78 млрд. лет); 7 – грубослоистые высокоглиноземистые сланцы (чупинская свита (?)); 8 – метавулканиты андезит-дацит-риолитового состава (2.78 млрд. лет); 9 – недатированные гнейсы диоритового состава; 10 – граница распространения калиевых гнейсо-гранитов; 11 – структурные тренды; 12 – главные разломы: а – установленные, б – экстраполируемые; 13 – положение границы дометаморфического офиолитового надвига; 14 – границы синметаморфических надвигов; 15 – залегание сланцеватости; 16 – линия геологического профиля; 17 – местоположение отбора геохронологической пробы.



**Рис. 2.** Спайдерограммы пород офиолитовой псевдостратиграфии Ириногорской структуры (показаны заливкой). Для сравнения приведены спайдерограммы геохимических групп I и II верхних пиллоу-лав Троодоса (соответственно 1 и 2) по [14] и N-MORB (3). Примитивная мантия (ПМ) и N-MORB по [15].

крытая нами бонинитовая серия в Хизоваарской структуре Северокарельского зеленокаменного пояса является не только самой древней (~2.8 млрд. лет), но и находится в ассоциации коллажированных типично островодужных комплексов [12].

Вместе с тем степень последующих деформаций Хизоваарского аккреционного коллажа была настолько значительной, что первичные текстурные особенности возможно и проявленного здесь псевдостратиграфического разреза офиолитов были почти полностью стерты [13]. Учитывая это обстоятельство, мы обратились к поискам продолжения этого разреза в других частях Северокарельского зеленокаменного пояса, поскольку предшествующими работами показана хорошая коррелятивность развитых здесь позднеархейских литостратиграфических комплексов [13].

Объектом детальных исследований стала Ириногорская структура, расположенная в центральной части системы Северокарельских зеленокаменных поясов, примерно в 80 км к северо-западу от Хизоваары. Эта структура была известна широким распространением различных по составу основных метавулканитов, традиционно относившихся к ириногорской свите верхнего архея (лопия). Детальное картирование (1 : 5000–1 : 25000) Ириногорской структуры (рис. 1) позволило обнаружить, что часть развитых здесь основных пород принадлежит той же самой бонинитовой серии, что ранее нами исследовалась и датировалась в Хизоваарской структуре. Однако, в отличие от последней, здесь удастся наблюдать местами сохранившиеся признаки офиолитовой псевдостратиграфии, включая фрагменты габбрового комплекса, комплекса параллельных даек (с фрагментами полудаек и переходов дайкового комплекса в металавы) и лавового комплекса (подушечные и массивные лавы, гиалокластита), цветные фотографии которых можно увидеть по адресу: <http://geo.tv-sign.ru/present/karelia/FrameSet.htm>.

Весьма примечательно, что этот позднеархейский офиолитовый разрез принадлежит единой низкотитанистой петрогенетической серии, которая по своим петро- и геохимическим характеристикам практически не отличается от групп I и II (по [14]) верхних пиллоу-лав Троодоса (рис. 2). При этом собственно бонинитовые составы обнаруживаются как в лавовой, так и в дайковой фациях (табл. 1).

Наиболее сохранившийся фрагмент офиолитовой последовательности наблюдается в скальных обнажениях северного берега оз. Иринозеро, где в основании офиолитового надвига также устанавливается тектонический меланж, залегающий, в свою очередь, на островодужных метавулканитах андезит-дацит-риолитового состава. Меланж сложен как местными (т.е. породами бонинитовой серии), так и экзотическими (железисто-титанистыми метабазальтами) микро-, мезо- и макроблоками, заключенными в вулканогенно-осадочный матрикс, представленный гетерогенными по минеральному составу гранат- и иногда кианитсодержащими биотит-амфибол-

Таблица 1. Представительные составы пород офиолитового комплекса Ириногорской структуры

Компонент	Лавовый комплекс					Дайковый комплекс			Габбровый комплекс	
	№ проб и разности офиолитовой псевдостратиграфии									
	I-417	I-417/2	I-427	I-427/1	I-429	I-415	I-418/1	I-419/1	I-419	I-429/1
SiO <sub>2</sub>	49.16	47.54	52.80	49.15	52.83	47.59	49.95	57.52	50.31	50.83
TiO <sub>2</sub>	0.42	0.44	0.47	0.47	0.44	0.46	0.33	0.35	0.50	0.42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.65	10.00	13.03	11.41	10.73	11.63	8.64	9.39	13.53	10.35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	12.25	12.77	12.13	12.76	11.60	12.46	11.15	10.51	12.56	11.53
MnO	0.19	0.19	0.17	0.18	0.15	0.18	0.18	0.17	0.18	0.17
MgO	12.92	14.54	10.35	14.20	12.75	13.68	15.24	12.80	13.00	13.14
CaO	11.37	10.84	7.33	9.14	8.88	11.02	11.45	6.86	7.09	10.09
Na <sub>2</sub> O	0.35	0.77	2.44	1.00	0.38	0.24	0.01	0.07	0.86	0.19
K <sub>2</sub> O	0.07	0.05	0.08	0.06	0.11	0.15	0.09	0.10	0.12	0.17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.09	0.10	0.12	0.12	0.09	0.09	0.08	0.10	0.10
П.п.п.	2.52	2.85	1.11	1.54	2.10	2.56	2.96	2.21	1.82	3.05
Сумма	100.03	100.08	100.01	100.03	100.09	100.06	100.09	100.06	100.07	100.04
Mg <sup>#</sup>	71.0	72.6	66.3	72.1	71.8	71.9	76.0	73.8	70.8	72.6
Cr	705.56	543.17	323.79	672.52	789.42	644.72	972.42	538.78	612.72	708.17
Ni	254.40	191.59	86.67	256.84	280.60	215.40	326.12	128.67	164.33	265.90
Co	74.10	72.03	52.56	71.57	70.79	66.37	60.72	40.72	57.85	66.10
Sc	37.83	36.32	39.93	38.56	36.26	40.69	29.11	32.63	44.58	33.23
V	237.95	233.21	338.38	297.40	311.42	251.49	186.10	202.43	296.20	267.17
Pb	2.27	1.37	1.12	1.09	2.41	1.86	2.00	2.55	4.12	2.34
Ba	15.76	26.11	17.68	15.24	34.21	56.94	26.84	11.56	20.48	42.03
Rb	0.92	1.03	1.19	0.82	1.93	7.82	2.31	2.63	2.76	5.78
Sr	49.30	31.27	62.49	61.22	74.04	101.85	107.84	69.50	179.78	92.96
Nb	0.88	0.78	1.01	0.96	0.71	1.01	0.73	1.06	1.08	0.88
Hf	0.89	0.72	0.83	1.04	0.71	0.66	0.72	0.75	0.85	0.73
Zr	33.92	26.42	28.96	37.91	25.47	24.96	26.67	26.54	28.89	22.06
Y	12.20	12.37	13.87	12.94	10.05	13.94	10.07	12.23	15.41	11.71
Th	0.09	0.07	0.13	0.11	0.11	0.15	0.13	0.17	0.13	0.12
U	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.06	0.08	0.03	0.03
La	0.78	1.04	1.16	1.03	1.11	1.37	1.16	1.39	1.34	1.12
Ce	2.51	2.96	3.49	3.13	2.87	3.68	3.13	3.55	3.76	3.23
Pr	0.39	0.45	0.55	0.53	0.41	0.53	0.41	0.52	0.56	0.54
Nd	2.05	2.55	3.42	2.68	2.12	2.77	2.25	2.57	3.33	2.73
Sm	0.73	0.79	0.99	0.87	0.68	0.84	0.72	0.82	1.01	0.93
Eu	0.35	0.40	0.39	0.32	0.46	0.43	0.36	0.29	0.40	0.34
Gd	1.31	1.34	1.62	1.46	1.18	1.38	1.19	1.37	1.60	1.41
Tb	0.24	0.23	0.27	0.23	0.22	0.25	0.20	0.27	0.32	0.25
Dy	1.77	1.74	2.03	1.90	1.44	1.84	1.51	1.78	2.36	1.75
Ho	0.41	0.39	0.45	0.41	0.35	0.46	0.33	0.43	0.51	0.42
Er	1.20	1.19	1.32	1.22	1.02	1.22	0.93	1.26	1.42	1.17
Tm	0.17	0.17	0.18	0.16	0.15	0.20	0.12	0.19	0.21	0.19
Yb	1.05	1.08	1.24	1.18	0.96	1.28	0.81	1.18	1.48	1.25

Примечание. Главные элементы определены рентгенофлуоресцентным методом на приборе VRA-20R в ОИГТМ СО РАН, Новосибирск. Mg<sup>#</sup> = 100Mg<sup>2+</sup>/(Mg<sup>2+</sup> + Fe<sup>2+</sup>), количество Fe<sup>2+</sup> рассчитано из Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> общего (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>\*</sup>). Элементы-примеси определены методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием в ИГЕМ РАН, аналитик Д.З. Журавлев.



**Рис. 3.** Фотография комплекса параллельных даек с асимметричными закалками. Комплекс параллельных даек формируется в условиях спрединга, при расколе дайки первой генерации по ее центральной части (наиболее раскристаллизованной) и последующем внедрении в образовавшуюся трещину новой порции расплава. Затем процесс повторяется, таким образом по ориентировке закалок можно говорить о направлении спрединга (в современных координатах). На фото показано стрелкой направление спрединга. А – закалочная часть, Б – центральная часть.

кварц-плагиоклазовыми сланцами с линзами субаркозовых метапесчаников и углеродистых сланцев. В закартированных нами к северу выходах меланжа в вулканогенно-осадочном матриксе появляется менее зрелый материал, представленный рыжими грубослоистыми сланцами, по внешнему виду и минеральному составу неотличимыми от известных в Беломорском поясе гнейсов чупинской свиты. Таким образом, представляется, что офиолитовая пластина была надвинута на аккрецированный комплекс зрелой островной дуги и образований вулканогенно-осадочной призмы. Верхний возрастной предел времени формирования островодужной серии определен нами по датированию цирконов из субвулканического тела метадацитов, прорывающих метаандезиты, как  $2782 \pm 9$  млн. лет (дискордия, СКВО = 0.65). Поскольку визуально аналогичные дацитовые дайки прорывают меланжевый комплекс, то можно полагать, что этот возраст является постмеланжевым. Более корректные данные имеются по Хизоваарской структуре, где конкордантный U–Pb-возраст островодужных андезитов составляет  $2780 \pm 10$  млн. лет. Как следует из рис. 1, бонинитовая серия офиолитов Ириногорской структуры перекрывается так называемыми верхними метатолитами, аналогичными тако-

вым Хизоваарской структуры, где их возраст по цирконам из прорывающих даек кварцевых порфиров оценивается в  $2705 \pm 7$  млн. лет [12].

В современной структуре Ириногорская офиолитовая пластина (см. рис. 1) разбита на ряд дугообразных чешуй, в которых породы бонинитовой серии совместно с верхними метатолитами постепенно погружаются на северо-восток. Такая картина, вероятно, связана с последующими деформационно-метаморфическими событиями, последовательность и возраст которых еще предстоит оценить.

Таким образом, изученный комплекс Ириногорской структуры по всем своим показателям: наличие псевдостратиграфического разреза от габбро до лав и перекрывающих их вулканомиктовых осадков, тождественность геохимических параметров бонинитовым сериям фанерозойских офиолитов, сохранность первичных текстур, указывающих на условия спрединга океанической коры (рис. 3), может отождествляться с разрезом супрасубдукционных офиолитов. В настоящее время этот комплекс является наиболее древним. Его возраст на 900 млн. лет превышает известные датировки [1, 2, 10] раннепротерозойских офиолитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 99–05–65607, 99–05–64055, 00–05–64295, 00–05–64701).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kontinen A.T. // *Precamb. Res.* 1987. V. 35. P. 313–341.
2. Scott D.J., Helmstaedt H., Bickle M.J. // *Geology.* 1992. V. 20. P. 173–176.
3. Bickle M.J., Nisbet E.G., Martin A. // *J. Geology.* 1994. V. 102. P. 121–138.
4. Sylvester P.J., Harper G.D., Byerly G., Thurston Ph. *Oxford Monograph. Geol. Geoph. Oxford: Oxford Univ. Press, 1997. № 35. P. 55–90.*
5. Anonymous // *Geotimes.* 1972. V. 17. P. 24–25.
6. Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S. // *Geol. Soc. Spec. Publ. London.* 1984. V. 16. P. 77–94.
7. Meijer A. *Geophysic Monograph Wash. (D.C.): AGU.* 1980. V. 23. P. 269–282.
8. Cameron W.E., Nisbet E.G., Dietrich V.J. // *Nature.* 1979. V. 280. P. 550–553.
9. Poidevin J.-L. // *Precamb. Res.* 1994. V. 68. P. 97–113.
10. Wyman D.A. // *Geology.* 1999. V. 27. P. 455–458.
11. Kerrich R., Wyman D., Fan J., Bleeker W. // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 164. P. 303–316.
12. Щипанский А.А., Самсонов А.В., Богина М.М. и др. // *ДАН.* 1999. Т. 365. № 6. С. 817–820.
13. Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Карельский научный центр РАН. Петрозаводск, 2000. 223 с.
14. Cameron W.E. // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1985. V. 89. P. 239–255.
15. Hofmann A.W. // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 90. P. 297–314.