

С. Б. ЛОБАЧ-ЖУЧЕНКО, Н. А. АРЕСТОВА, А. Б. ВРЕВСКИЙ, Ю. С. ЕГОРОВА,
Ш. К. БАЛТЫБАЕВ (ИГГД РАН), В. В. БАЛАГАНСКИЙ (ГИ КНЦ РАН),
Е. С. БОГОМОЛОВ (ИГГД РАН), Л. М. СТЕПАНЮК (ИГМР НАН),
А. В. ЮРЧЕНКО (ИГГД РАН)

ПРОИСХОЖДЕНИЕ КРИСТАЛЛОСЛАНЦЕВ ПОБУЖСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА УКРАИНСКОГО ЩИТА

В западной части Украинского щита в пределах Днестровско-Бугской провинции изучены кристаллосланцы древнейшей днестровско-бугской серии. Протолитом кристаллосланцев были вулканические породы, в них выделены петрохимические типы железистых, толеитовых, глинозёмистых и высокомагнезиальных базальтов, а также коматииты. Рассмотрены процессы, приведшие к вариациям составов кристаллосланцев: контаминация (менее 4%) древнего корового материала, ответственная за нарушение Sm-Nd системы; повышенные в некоторых образцах содержания литофильных и легких редкоземельных элементов как результат воздействия флюида, в то время как повышенные содержания РЗЭ во всех кристаллосланцах предполагают обогащенный в отношении РЗЭ мантийный источник. Базальты всех зеленокаменных поясов Украины имеют глубинный источник и являются производными плюма. Анализ отношений $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, CaO/TiO_2 , Gd/Yb, характеризующих глинозёмистость коматиитов, указывает на различные условия формирования коматиитов Украинского щита и кратона Каапвааль в сравнении с коматиитами Балтийского щита и большей частью коматиитов кратона Пилбара.

Ключевые слова: Украинский щит, Днестровско-Бугская провинция, кристаллосланцы, базальты, коматииты, геохимия.

Mafic and ultramafic granulites of the oldest Dniestr-Bug sequence located at the Dniestr-Bug province of the western Ukrainian Shield were derived from the volcanic rocks such as: iron-, high-magnesium, aluminous and tholeiitic basalts and komatiites. Processes which were responsible for the variations of compositions of the rocks include: contamination (up to 4%) of the ancient crustal component providing disequilibrium of Sm-Nd systems; fluid activities resulted in increasing of LIL, LREE, while small REE enrichment of all rocks suggest enriched mantle sources. Basalts of all greenstone belts of the Ukrainian Shield are derived from the deep level and were originated from a plume. Based on $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, CaO/TiO_2 , Gd/Yb ratios characterizing Al-content in komatiites it was suggested different conditions of their formation in the Ukrainian Shield and the Kaapvaal craton compared to komatiites of the Baltic Shield and most of those from the Pilbara craton.

Keywords: Ukrainian Shield, Bug granulite complex, pyroxene granulites, basalts, komatiites, geochemistry.

Введение. Побужский гранулитовый комплекс (рис. 1, А) расположен в западной части Украинского щита (УЩ) на юге Днестровско-Бугской провинции (ДБП). Примерно 10% выходов гранулитового комплекса на современную поверхность составляют метаморфизованные мафиты и ультрамафиты [16]. Среди мафитов преобладают пироксенсодержащие кристаллосланцы, слагающие толщи, небольшие линзы и дайки в гнейсоэнтербитах [11]. Природа этих кристаллосланцев весьма спорна. А. Б. Фомин, О. С. Егоров и К. В. Когут [13] интерпретировали кристаллосланцы как базальты и коматииты, основываясь на их химическом составе, а И. С. Усенко, Б. Г. Яковлев и Э. А. Никулина [12] считали, что химических признаков для такого отнесения недостаточно. В данной работе, на основе новых материалов по строению разрезов [9], петро- и геохимии кристаллосланцев, включая изотопную геологию Nd, мы возвращаемся к задаче выявления их первичной природы. Учитывая многостадийность тектоно-метаморфической переработки кристаллосланцев, не менее важно было установить время и параметры их метаморфизма,

что рассмотрено Ш.К. Балтыбаевым и др. [4]. Поскольку кристаллосланцы днестровско-бугской серии (ДБС) все исследователи региона относят к палеоархейским образованиям, то реконструкция их природы позволяет восстановить ранние этапы эволюции и, в частности, роль и значение базитового вещества в образовании древней архейской коры.

Краткая геологическая характеристика участков развития кристаллосланцев. Кристаллосланцы мы изучали на левом берегу р. Южный Буг (рис. 1, Б), в районе с. Хашеватое ($48^{\circ}17'$ с. ш., $29^{\circ}56'$ в. д.) и в карьере Одесский ($48^{\circ}13'$ с. ш., $29^{\circ}59'$ в. д.). В районе с. Хашеватое кристаллосланцы закартированы в двух обнажениях, в одном из них они контактируют с пачкой метаморфизованных железистых осадков (рис. 1, обн. UR 86). В северной части карьера Одесский кристаллосланцы слагают небольшую тектоническую линзу, расположенную среди гнейсоэнтербитов (рис. 2). Небольшие включения кристаллосланцев в гнейсоэнтербитах имеются и в других частях карьера. При детальном изучении разрезов северной линзы в карье-

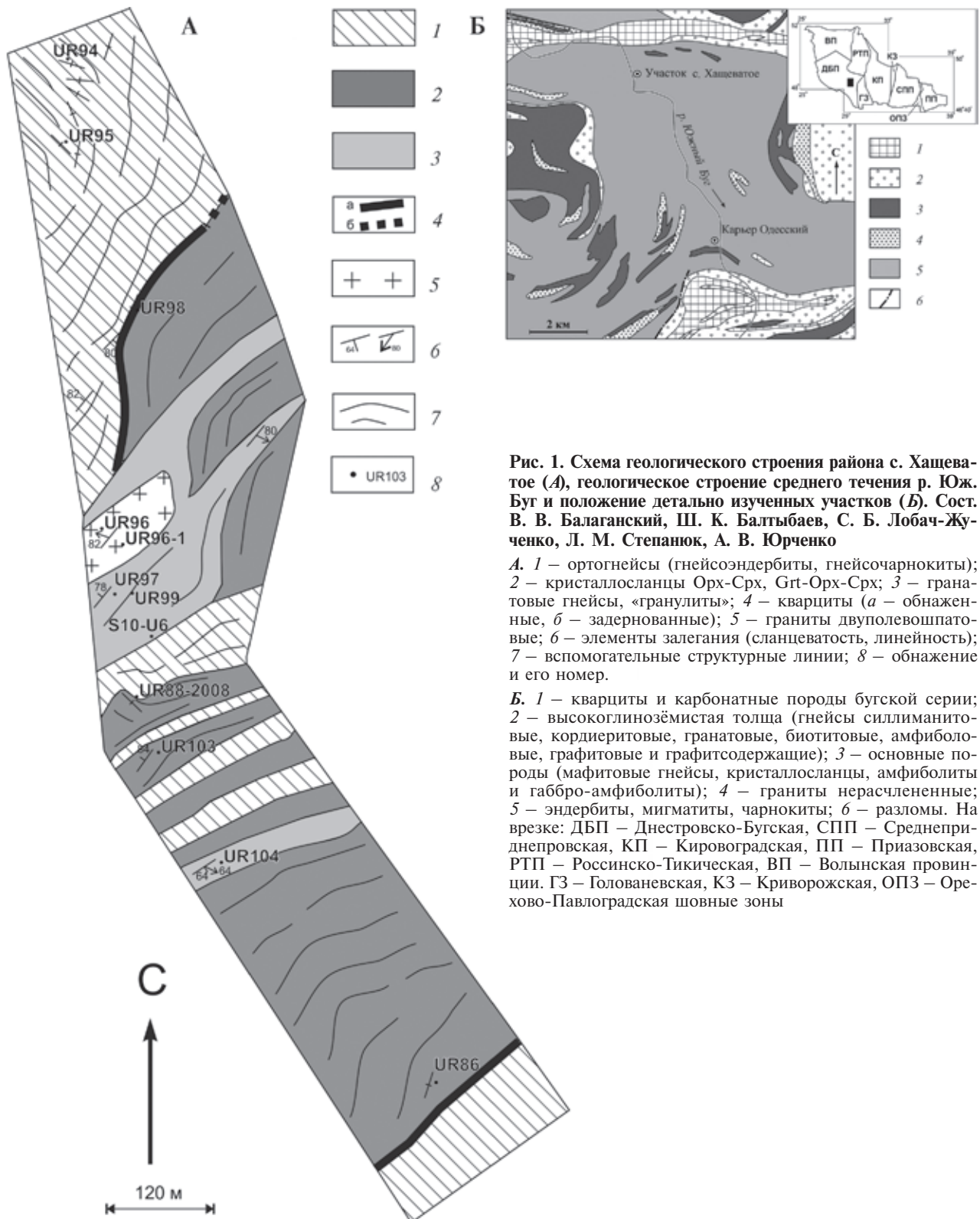


Рис. 1. Схема геологического строения района с. Хашеватое (А), геологическое строение среднего течения р. Юж. Буг и положение детально изученных участков (Б). Сост. В. В. Балаганский, Ш. К. Балтыбаев, С. Б. Лобач-Жученко, Л. М. Степанюк, А. В. Юрченко

А. 1 – ортогнейсы (гнейсоэндербиты, гнейсохарнокиты); 2 – кристаллосланцы Орх-Срх, Grt-Орх-Срх; 3 – гранатовые гнейсы, «гранулиты»; 4 – кварциты (а – обнаженные, б – задернованные); 5 – граниты двуполевошпатовые; 6 – элементы залегания (сланцеватость, линейность); 7 – вспомогательные структурные линии; 8 – обнажение и его номер.

Б. 1 – кварциты и карбонатные породы бугской серии; 2 – высокоглинозёмистая толща (гнейсы силлиманитовые, кордиеритовые, гранатовые, биотитовые, амфиболовые, графитовые и графитсодержащие); 3 – основные породы (мафитовые гнейсы, кристаллосланцы, амфиболиты и габбро-амфиболиты); 4 – граниты нерасчлененные; 5 – эндербиты, мигматиты, харнокиты; 6 – разломы. На врезке: ДБП – Днестровско-Бугская, СПП – Среднеприднепровская, КП – Кировоградская, ПП – Приазовская, РТП – Россинско-Тикичская, ВП – Волынская провинции. ГЗ – Голованевская, КЗ – Криворожская, ОПЗ – Орехово-Павлоградская шовные зоны

ре Одесский вместе с кристаллосланцами были обнаружены прослои осадков, представленных мономинеральными кварцитами, гранатовыми, гранат-пироксеновыми и магнетит-пироксеновыми кварцитами и гнейсами [9]. Участие в строении единого разреза вместе с кристаллосланцами также и метаморфизованных осадков (рис. 2, 3) указывает на то, что протолитом кристаллосланцев были скорее всего вулканические породы. Наблюдаемые

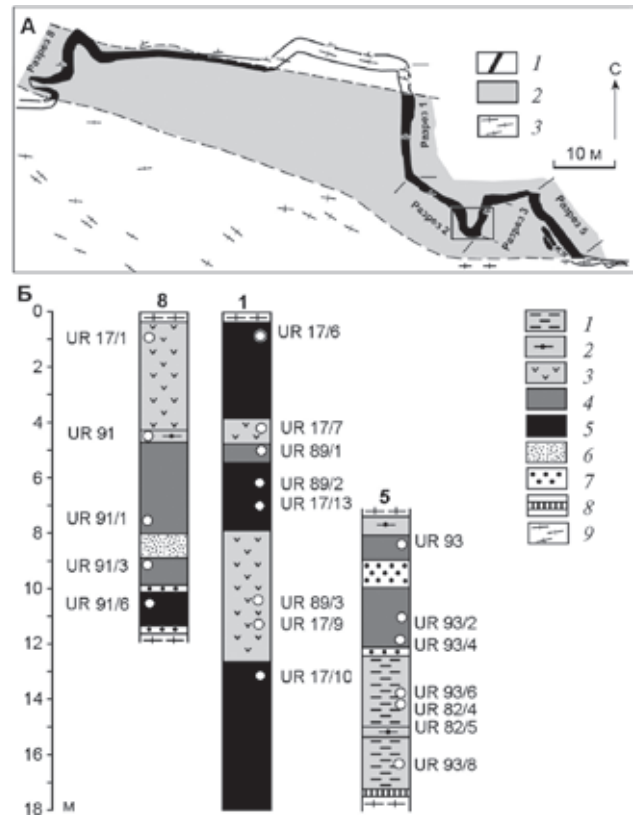
в кристаллосланцах структуры соответствуют деформациям и метаморфизму архейского и палеопротерозойского времени [4].

Химический состав кристаллосланцев, их систематика. Содержание главных и редких элементов определено методом ICP-MS в лабораториях Института геологии (г. Петрозаводск), ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург), Института геохимии и анали-

Рис. 2. Геологическое строение северной части карьера Одесский днестровско-бугской серии (А) и детальные разрезы, показывающие объемы кристаллосланцев различного состава, их перемежаемость друг с другом и с метаморфизованными осадочными породами (Б)

А. 1 – коренные выходы (стенки карьера); 2 – дно карьера; 3 – гнейсоэндрбиты.

Б. 1–4 – метабазальты (1 – железистые, 2 – глинозёмистые, 3 – толеитовые, 4 – высокомагнезиальные); 5 – метакоматииты; 6 – кварциты, 7 – гранатовые, гранат-магнетитовые и гранат-пироксеновые, 8 – магнетитовые; 9 – гнейсоэндрбиты. Разрезы 1, 5, 8 показаны с точками отбора изученных образцов



тической химии им. В. И. Вернадского (г. Москва). Удовлетворительная сходимость результатов аналитических измерений разных лабораторий была повторно подтверждена (8 проб).

Поскольку практически на все архейские комплексы Украинского щита в той или иной степени наложены полиметаморфические процессы, то проблема сохранности их первичного состава всегда была актуальна при петрогенетических и изотопно-геохимических исследованиях. Для петро- и геохимического изучения нами отбирались образцы пород без микро- и макроскопически видимых следов мигматизации, максимально однородные по своим текстурам и структурам.

Не затрагивая общих проблем изохимической природы регионального метаморфизма, можно констатировать, что наиболее мобильны при метаморфических процессах крупноионные литофильные элементы Cs, Rb, K, Na, Ba, Sr и Eu^{2+} , а наименее подвижны Mg, Cr, Fe, Mn, Ni, Co, Y, Ti, Zr, Nb [17]. В общем случае РЗЭ – малоподвижные элементы при наложенных метаморфических преобразованиях, а несистематические вариации содержания и распределения легких РЗЭ при карбонатизации и хлоритизации коматиитов, отмеченные в литературе, например на Балтийском щите (БЩ) для коматиитов Финляндии, могут быть исключены при петрографическом контроле системы опробования.

Перечисленные ограничения определили использование в работе только некоторых петрогенных элементов (SiO_2 , Al_2O_3 , MgO, FeO) для выявления наиболее общих закономерностей эволюции состава коматиитов, а сопряженные вариации содержания ряда некогерентных элементов (Ti, Zr, Y, Nb) и распределения РЗЭ с изотопным составом Nd

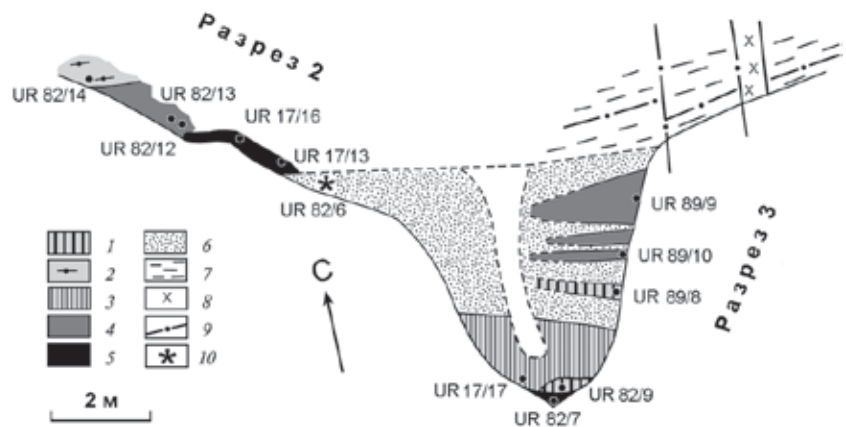
использованы для петрогенетических построений и выводов.

Опираясь на наименее мобильные при метаморфизме элементы [17], мы разделили породы на пять петрохимических групп (табл. 1): железистые метабазальты 1–7, толеитовые метабазальты 10–15, глинозёмистые метабазальты 18–22, высокомагнезиальные метабазальты 25–34 и коматииты 37–46. В соответствии с нормативным составом, железистые метабазальты являются кварцевыми толеитами, а породы второй–четвертой групп оливиновыми. На диаграмме TiO_2 –MgO [3, 8] кристаллосланцы первой, второй и частично третьей групп располагаются в поле толеитовой, а породы четвертой и пятой – в поле коматиитовой серии.

Сходные петрохимические группы пород присутствуют во всех зеленокаменных поясах. В табл. 1 сопоставлены средние составы соответствующих групп базальтов гранит-зеленокаменных областей Среднеприднепровской провинции УЩ и Карельской провинции БЩ.

Рис. 3. Деталь строения осадочно-вулканогенной толщи, демонстрирующая линзовидно-полосчатое строение пород, что свидетельствует о сложной деформационной истории толщ (разрезы 2 и 3 с точками отбора изученных образцов)

1–4 – метабазальты (1 – железистые, 2 – глинозёмистые, 3 – толеитовые, 4 – высокомагнезиальные); 5 – метакоматииты; 6 – кварциты с прослоями гранатовых кварцитов; 7 – нерасчлененные кристаллосланцы; 8 – пегматоидный гранит; 9 – тектонические нарушения; 10 – U-Pb возраст цирконов



Содержание главных элементов (мас. %) в породах днестровско-бугской серии и их средние содержания для метавулканитов Карельской и Среднеприднепровской провинций

Номер п. п.	Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
<i>Железистые метабазалты, гр. 1</i>											
1	UR 82/9	48,45	1,08	14,22	14,12	0,16	6,70	7,92	2,60	0,62	0,28
2	UR 82/5	46,50	2,13	16,06	14,19	0,22	6,12	9,85	2,36	0,31	0,22
3	UR 89/8	48,02	1,63	13,30	16,25	0,20	7,23	10,04	1,81	0,23	0,16
4	UR 82/4	48,12	1,39	9,78	17,57	0,24	9,78	10,75	1,30	0,23	0,10
5	UR 93/6	48,56	2,11	14,11	14,69	0,16	6,27	9,87	2,19	0,32	0,22
6	UR 93/4	48,20	2,27	13,42	17,94	0,18	5,47	8,83	1,86	0,25	0,21
7	UR 93/8	46,82	2,22	13,82	17,45	0,22	6,14	9,34	1,86	0,21	0,25
8	1К (4)	48,30	2,09	13,12	16,08	0,18	5,84	9,10	2,20	0,40	0,21
9	1СП(6)	49,54	0,92	14,74	11,79	0,19	8,58	8,50	3,00	0,80	0,20
<i>Толитовые метабазалты, гр. 2</i>											
10	UR 89/3	48,00	1,30	14,63	11,79	0,21	8,08	11,49	1,90	0,24	0,16
11	UR 17/1	49,40	1,31	13,70	11,16	0,19	7,23	8,53	2,03	0,25	0,21
12	UR 17/9	48,90	1,21	13,50	11,07	0,19	7,39	8,57	1,75	0,24	0,20
13	UR 17/7	50,66	1,71	12,39	13,82	0,21	9,25	7,02	2,40	0,70	0,30
14	UR 17/17	51,30	1,14	11,50	12,76	0,15	7,76	5,82	2,50	0,71	0,28
15	06-BG37	49,08	0,83	14,71	13,38	0,20	7,22	10,71	3,28	0,31	0,06
16	2К (55/9)	50,38	0,85	14,84	11,79	0,19	8,06	9,81	2,45	0,41	0,09
17	2СП (59/1)	49,25	0,99	14,06	10,53	0,14	6,91	8,80	2,30	0,80	0,01
<i>Глинозёмистые метабазалты, гр. 3</i>											
18	UR 91	44,86	1,40	18,13	10,71	0,17	8,89	11,10	2,65	0,31	0,15
19	UR 88-Хш	46,42	1,37	18,81	9,88	0,15	7,47	10,89	2,98	0,42	0,11
20	UR 86	48,94	0,41	18,77	7,34	0,19	9,59	12,79	0,63	0,13	0,08
21	UR 82/14	49,69	0,54	17,30	8,42	0,15	9,20	10,12	3,23	0,21	0,06
22	UR 82/13	46,60	0,92	16,63	11,01	0,17	11,51	9,85	1,95	0,16	0,13
23	3К (3)	51,56	0,90	18,32	9,94	0,17	7,41	8,60	2,20	0,37	0,06
24	3СП (1)	47,17	1,03	17,99	10,09	0,25	7,61	10,30	1,30	0,02	0,10
<i>Высокомагнезиальные метабазалты, гр. 4</i>											
25	06-BG36 [15]	47,47	0,74	5,78	13,70	0,22	15,91	13,10	0,89	0,36	0,07
26	UR 82/12	44,88	0,93	14,75	11,85	0,19	14,49	9,31	1,68	0,22	0,07
27	UR 93	47,11	0,86	10,37	14,49	0,22	13,09	9,61	1,14	0,90	0,06
28	UR 89/16	49,34	0,64	7,35	15,39	0,25	13,38	10,05	1,54	0,40	0,08
29	UR 89/9	49,04	0,42	14,66	9,74	0,19	12,89	12,74	1,67	0,33	0,11
30	UR 91/3	44,39	1,03	13,78	13,54	0,23	12,62	11,62	1,15	0,17	0,08
31	UR 89/10	48,54	0,41	12,83	10,30	0,26	11,05	13,32	0,93	0,30	0,08
32	UR 93/2	48,03	0,93	15,04	12,30	0,22	10,15	9,87	0,94	0,22	0,07
33	UR 91/1	54,05	0,74	12,29	12,56	0,21	9,91	5,96	1,74	1,15	0,09
34	UR 89/1	49,75	0,78	12,43	13,20	0,20	9,07	11,30	1,57	0,13	0,03
35	4К (26/9)	49,75	0,56	11,40	11,97	0,21	14,95	8,46	1,90	0,30	0,07
36	4СП (2)	48,99	0,51	15,24	9,20	0,17	11,27	9,42	1,24	0,30	0,18
<i>Метакоматииты, гр. 5</i>											
37	UR 82/7	46,20	0,20	4,72	9,80	0,10	29,80	3,68	0,30	0,1	<0,01
38	UR 17/16	47,30	0,34	7,21	12,24	0,22	22,80	5,85	0,30	0,14	0,16
39	UR 89/19	48,37	0,44	6,32	11,22	0,19	22,80	6,65	0,62	0,14	0,10
40	UR 89/20	49,34	0,40	6,80	13,19	0,22	22,96	6,09	0,53	0,15	0,03
41	UR 89/2	49,38	0,40	6,56	13,26	0,21	21,02	6,05	0,47	0,09	0,10
42	UR 17/13	46,08	0,72	9,59	14,07	0,26	20,95	6,22	0,76	0,23	0,07
43	UR 17/10	46,20	0,55	8,59	11,61	0,19	19,10	5,55	0,99	0,53	0,17
44	UR 17/6	48,30	0,42	7,91	10,26	0,21	18,50	6,29	0,84	1,54	0,15
45	UR 17/8	46,44	0,72	10,59	12,95	0,24	18,03	6,33	1,05	0,55	0,10
46	UR 91/6	44,10	0,80	13,62	14,80	0,22	17,34	8,04	0,97	0,74	0,09
47	UR 17/12	46,20	0,69	9,06	12,15	0,23	17,50	6,19	1,10	0,22	0,18
48	5К (7/2)	48,14	0,48	8,06	12,01	0,21	20,29	9,07	0,45	0,11	0,04
49	5СП (3)	44,40	0,46	6,74	10,35	0,18	23,43	5,55	0,20	0,18	0,22

Примечание. Кристаллосланцы (метавулканиты) днестровско-бугской серии 1–7, 10–15, 18–22, 25–34, 37–47. Среднее содержание в метавулканитах (число анализов) провинций Карельская 8, 16, 23, 35, 49 и Среднеприднепровская 9, 17, 24, 36, 48.

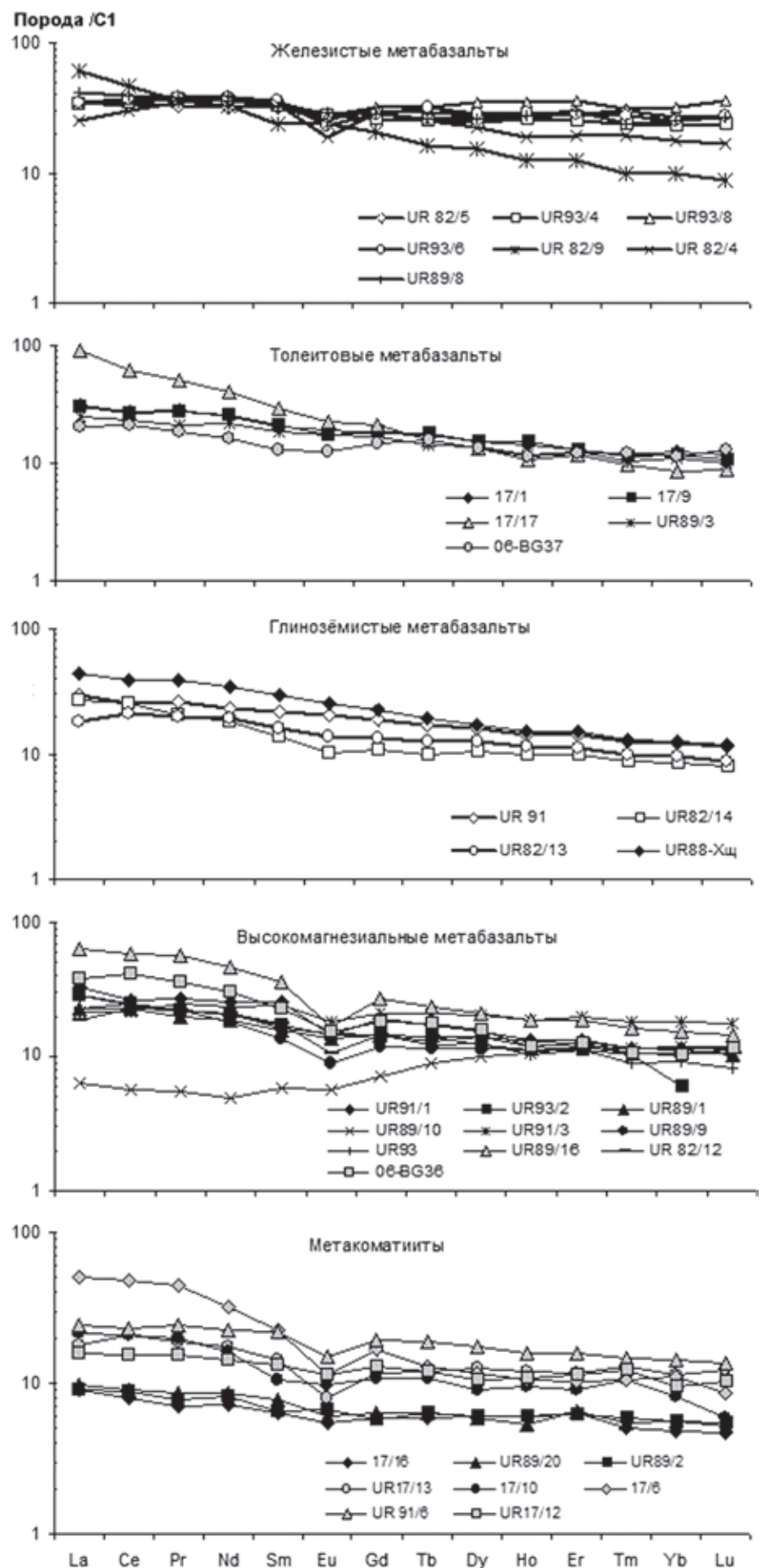


Рис. 4. Распределение РЗЭ в петрохимических группах кристаллосланцев (06-BG36 из работы [15])

Большинство пород характеризуется слабым фракционированием РЗЭ, но единичные образцы демонстрируют значительное фракционирование либо за счет обогащения легкими РЗЭ, либо за счет обеднения тяжелыми РЗЭ (железистые metabазальты, обр. UR 82/9)

Содержание редких и редкоземельных (ppm) элементов в породах днестровско-бугской серии

Номер п. п.	Образец	Rb	Sr	Y	Zr	Ba	Nb	Co	Ni	Cr	V	Hf	Ga	Th
<i>Железистые мета</i>														
1	UR 82/9	8,6	375	21		549	13	57	209	298	210			
2	UR 82/5	1,33	121	48		65	7,8	53	115	159	362	3,6		0,46
3	UR 89/8	<2	112	41	104	46	6,1		68	162		2,8	0,19	0,56
4	UR 82/4	1,37	68	34	58	50	3,6	64	104	171		1,75		0,77
5	UR 93/6													
6	UR 93/4													
7	UR 93/8	<2	100	41										
8	1K (4)	33	167	32	116	261	6	47	64	93	314			3,0
9	1СП (6)	33	167	32	116	261	6,0	47	64	93	314	3,3		3
<i>Толитовые мета</i>														
10	UR 89/3	2,8	169	17	23	107	8	45	94	208	295	1,3	16	0,36
11	UR 17/1	5,8	171	21	85	167	8,7	48	34	218	294	0,6	1,8	
12	UR 17/9	3,0	164	20	70	86	8,1	47	48	246	274	1,8	0,16	0,91
13	UR 17/7													
14	UR 17/17	8	409	17	71	951	13	40	62	306	138	1,8	17,4	0,82
15	06-BG37	1	153		55	95	3	52			285	2	16	0,2
16	2K (55/9)	8	118	20	47	126	4	55	102	270	261			4,0
17	2СП (59/1)	5	142	14	49	107	1,3	65	121	383	323	0,5	15,7	0,05
<i>Глинозёмистые</i>														
18	UR 91	6	181	18	39	101	8,5	52	87	221	339	1,99	18	0,57
19	UR 88-Хш	8	135	19	77	178	8,2	48	91	213	329	3,12	18,7	1,2
20	UR 86	1	39	15	24	41	0,8	45	96	567	335	1,17	12,1	0,41
21	UR 82/14			15				51	159	588			14	
22	UR 82/13			18				66	249	640				
23	3K (3)	8	154	21	62	96	2,1	283	159	31	239			
24	3СП			–										
<i>Высокомagneзиальные</i>														
25	06-BG36	25	43	–	42	125	4	84			227	1	11	0,7
26	UR 82/12			19				72	281	812			14,7	
27	UR 93	14	86	17	52	448	4,3		304	663	263	1,88	13,9	<0,1
28	UR 89/16	4,0	94	23	18	105	3,8	65	355	891	248	1,4	11,2	0,49
29	UR 89/9	3	59	15	23	84	0,8	36	84	575	277	1,02	12,5	0,63
30	UR 91/3	1,7	62	24	42	19,6	2,7	63	86	213	412	1,98	15,2	0,5
31	UR 89/10	3,1	34	14	18	33	0,5	52	109	681	304	0,87	10,4	0,52
32	UR 93/2	3	84	17	46	148	3,8		180	332	292	1,36	15,9	0,47
33	UR 91/1	13	43	16	76	494	3,6	59	209	707	309	2,9	9,5	0,84
34	UR 89/1	<2	117	20	43	43,7	2,6		171	474	266	1,37	14,2	0,36
35	4K (26/9)	8	45	21	26	58	2,4	72	524	1184	213			
36	4 СП (2)	8	13,5	10	35	136	1,5	47	228	360	150			1,4
<i>Метакон</i>														
37	UR 82/7	3	22	5,2	н.о	31	1,3	118	1330	2190	93	0,1		<0,1
38	UR 17/16	<2	17	9,5	29	15	1,2	84	351	1950	125	0,7	8,37	3,92
39	UR 89/19	2,5	31	9,1	31	42	2,2		1010	1500	148	0,8	8,44	0,66
40	UR 89/20	3,68	20	9,2	29	32	2,1		675	1430	161	0,7	10,1	0,35
41	UR 89/2	<2	19	9,6	32	20	1,7		722	1860	151	0,9	9,21	0,27
42	UR 17/13	5,65	25	21	41	41	4,6	90	439	1691		1,0		0,57
43	UR 17/10	21,5	39	14	45	120	2,6	71	252	1550	176	0,9	9,74	0,91
44	UR 17/6	119	24	17	59	288	3,4	62	213	1450	157	1,2	11,6	2,25
45	UR 17/8													
46	UR 91/6	13,7	56	20	47	164	2,6	72	376	1284	313	2,0	13,1	0,75
47	UR 17/12		48	17	45	45	3,1	70	186	123	201	1,2	11,5	0,72
48	5K (7/2)	3,1	16	10	23	3,8	10	102	794	2778	152			
49	5СП (3)	2	68	7	33	21	4	99	1250	1496	140	6		1,00

Примечание. Закрашено серым – значения не определены.

Таблица 2

и их средние содержания для метавулканитов Карельской и Среднеприднепровской провинций

U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
<i>базальты, гр. 1</i>														
		28,4	3,39	15,5	3,6	1,37	4,2	0,6	3,88	0,70	2,04	0,25	1,6	0,22
0,14	8,3	20	3,1	14,7	4,9	1,49	6,2	1,08	6,9	1,53	4,6	0,76	4,6	0,68
0,12	9,96	23,8	3,62	18,4	4,82	1,7	5,79	0,96	6,67	1,56	4,8	0,6	4,2	0,67
0,19	6	18,4	3,3	17,4	5,2	1,1	6	0,93	5,7	1,07	3,1	0,49	3,0	0,43
	13	29		16,1	4,1	1	4,6	0,8	5,7		3,5	0,5	3,3	0,5
0,7	13,0	29,0	3,8	16,1	4,1	1,0	4,6	0,8	5,7	1,2	3,5	0,5	3,3	0,5
<i>базальты, гр. 2</i>														
0,1	5,89	14,3	2,01	10,1	2,84	1,02	3,41	0,54	3,51	0,67	2,04		1,9	0,25
0,13	7,38	16,8	2,69	11,4	3,14	1,12	3,65	0,65	3,83	0,8	2,11		2,1	0,3
0,17	7,22	16,3	2,63	12,0	3,19	1,01	3,84	0,67	3,89	0,85	2,09	0,50	2,0	0,27
0,26	21,4	37,7	4,85	18,6	4,47	1,3	4,32	0,59	3,35	0,61	1,88	0,25	1,4	0,22
<0,01	4,9	13	1,76	7,7	2	0,73	3,03	0,58	3,44	0,64	1,98	0,31	1,9	0,33
	2,8	6,8	1,1	4,8	1,7	0,8	2,2	1,2	2,7	0,9	1,7	0,3	1,8	0,24
0,05	1,52	3,14	0,58	3,36	1,26	0,64	1,74	0,38	2,3	0,51	1,59	0,23	1,3	0,23
<i>метабазаьты, гр. 3</i>														
0,1	7,0	15,4	2,47	10,8	3,3	1,2	3,79	0,64	4,05	0,81	2,28	0,32	2,0	0,29
0,29	10,5	23,6	3,73	15,9	4,48	1,46	4,68	0,73	4,34	0,86	2,46	0,33	2,1	0,3
0,06	1,8	4,3	0,7	3,07	1,07	0,39	1,79	0,39	2,96	0,69	2,18	0,32	2,2	0,33
	6,3	15,2	1,96	8,38	2,1	0,59	2,25	0,37	2,63	0,55	1,60	0,22	1,4	0,20
	4,3	12,7	1,88	9,08	2,43	0,79	2,78	0,48	3,22	0,65	1,78	0,26	1,6	0,22
	2,5	7,1		5,9	1,9	0,7		2,6		3,1		1,0		1,9
<i>метабазаьты, гр. 4</i>														
0,1	8,9	25,5	3,38	14,3	3,5	0,89	3,71	0,66	3,95	0,68	2,03	0,27	1,7	0,29
	4,38	14,01	2,09	9,88	2,7	0,59	2,94	0,53	3,6	0,72	2,14	0,29	1,8	0,27
<0,1	5,38	15,1	2,07	9,7	2,46	0,87	2,97	0,46	3,15	0,59	1,79	0,23	1,5	0,21
0,04	14,8	35,2	5,38	21,5	5,46	0,98	5,63	0,89	5,28	1,06	2,98	0,41	2,6	0,37
0,24	6,86	14,6	2,13	8,4	2,1	0,52	2,47	0,43	2,93	0,63	1,89	0,27	1,8	0,27
0,53	5,05	13,2	2,38	10,8	3,73	1,06	4,35	0,78	5,12	1,07	3,17	0,46	3,1	0,45
0,16	1,51	3,4	0,52	2,3	0,88	0,33	1,47	0,33	2,54	0,6	1,92	0,29	2,0	0,3
0,19	6,75	15,3	2,13	9,43	2,63	0,84	2,96	0,53	3,08	0,64	1,81	0,26	1,0	
0,22	7,81	15,7	2,57	11,9	3,94	0,84	3,99	0,64	3,85	0,75	2,16	0,29	1,9	0,29
<0,1	5,36	13,8	1,87	8,79	2,4	0,79	3,00	0,48	3,57	0,68	2,07	0,29	1,9	0,26
	1,14	2,8	0,45	2,77	0,95	0,52	1,32	0,23	1,76	0,38	1,1	0,16	1,0	0,15
	4,7	9,8	1,3	4,9	1,1	0,4	1,3	0,2	1,6	0,4	1	0,20	1,0	0,10
<i>тшиты, гр. 5</i>														
<0,1	2,4	4,97		2,6	0,63	0,11	0,77	0,14	0,8	0,17	0,4	0,08	0,42	0,05
0,1	2,1	4,88	0,66	3,3	0,97	0,32	1,2	0,22	1,5	0,34	1,0	0,13	0,82	0,12
0,23	3,0	6,39	0,84	3,8	1,07	0,35	1,29	0,24	6,9	1,43	4,2	0,14	0,89	0,55
0,11	2,2	5,5	0,81	3,9	1,19	0,35	1,29	0,24	1,5	0,3	1,0	0,14	0,96	0,13
<0,1	2,1	5,34	0,74	3,8	1	0,39	1,19	0,24	1,5	0,34	1,0	0,15	0,95	0,14
0,22	4,2	12,7	1,79	8,2	2,19	0,46	2,37	0,45	3,1	0,67	1,9	0,33	1,93	0,31
0,12	5,1	12,6	1,86	7,5	1,6	0,57	2,22	0,4	2,3	0,54	1,5	0,27	1,38	0,15
0,2	11	29,7	4,26	15	3,48	0,65	3,41	0,48	2,9	0,59	1,7	0,27	1,9	0,22
0,19	5,6	13,9	2,31	10	3,36	0,88	4,01	0,7	4,4	0,9	2,6	0,37	2,41	0,34
	3,7	9,4	1,4	6,6	2,01	0,66	2,64	0,45	2,6	0,61	1,9	0,31	1,63	0,26
	0,9	2,64												
0,11	7,1	13,3	1,6	6,5	1,4	0,34	1,43	0,25	1,3	0,28	0,7	0,11	0,73	0,01

Железистые метабазалты (табл. 1, 2, 1–7) характеризуются высоким содержанием FeO (14–18 мас.%, среднее 16%) и относительно низкой магнезиальностью ($\#mg = 0,4–0,5$), высокими концентрациями TiO₂ (2,2–1,4 мас.%) и варьирующим содержанием глинозема (Al₂O₃ 13–16 мас.%). Распределение PЗЭ в железистых базальтах плоское или слабофракционированное – $(La/Sm)_n = 1,8–6,1$ (рис. 4). Обр. UR 82/5 характеризуется наименее фракционированным распределением PЗЭ, $La/Yb = 1,3$ (табл. 2, 2).

Содержания главных и редких элементов аналогичны таковым в железистых базальтах Карелии и Среднего Приднепровья (табл. 1, 2, 8, 9), за исключением больших содержаний Cr, Ni, Co, что согласуется и с несколько большей магнезиальностью кристаллосланцев ДБС.

Железистые метабазалты в разрезах побужского комплекса, Среднего Приднепровья и Карелии составляют небольшой объем мафической ассоциации.

Толейтовые метабазалты (табл. 1, 2, 10–15). Главные элементы и $\#mg$ варьируют в небольших пределах. Эта группа характеризуется положительной ($>0,9$) корреляцией SiO₂–K₂O, Al₂O₃–CaO, отрицательной SiO₂ с Al₂O₃ и CaO, FeO с Y и Cr, что может указывать на важную роль фракционирования плагиоклазов при их формировании. Содержания главных элементов идентичны таковым в толейтах Карелии и Среднего Приднепровья (табл. 1, 2, 16, 17). Все образцы имеют обогащенный спектр распределения PЗЭ (рис. 4). Для образцов UR 17/1, UR 17/9, UR 89/8 распределение PЗЭ соответствует магматическому ($La/Yb = 2,7$, $La/Sm = 1,5$, $Gd/Yb = 1,5$). Повышенные содержания легких PЗЭ в обр. UR 17/17 ($La/Yb = 10$, $La/Sm = 3$) сопровождаются увеличением содержаний Ba, Sr и, вероятно, определяются привнесом отмеченных элементов.

Толейтовые базальты как среди кристаллосланцев Побужья, так и в двух других регионах составляют значительную часть зеленокаменных ассоциаций.

Глинозёмистые метабазалты. Породы этой группы отличаются от других групп базальтов ДБС как высоким содержанием глинозема, так и повышенной магнезиальностью (табл. 1, 18–22). Глинозёмистые базальты ДБС по сравнению с базальтами Карелии и Среднего Приднепровья (табл. 1, 2, 23, 24) отличаются повышенными содержаниями легких PЗЭ, высоким отношением $(La/Yb)_n$, MgO, CaO и меньшим содержанием TiO₂. Исключением является образец, находящийся в непосредственном контакте с железистыми кварцитами и характеризующийся пониженными содержаниями легких PЗЭ (рис. 6) и низким содержанием TiO₂, Na₂O и FeO (табл. 1, 2, 19). Высокоглинозёмистые базальты составляют, как и в других зеленокаменных поясах, небольшую часть зеленокаменных ассоциаций (рис. 2, 3).

Высокомагнезиальные метабазалты (табл. 1, 2, 25–34) варьируют по содержанию SiO₂ при соответствующем уменьшении MgO от 15,9 до 9,1 мас.%. Три образца отличаются от остальных повышенным содержанием Al₂O₃ (табл. 1, образцы UR 82/12, UR 89/9, UR 93/2), что типично для вулканических туфов базальтового состава. Пространственно эти образцы располагаются в тесной ассоциации с метаосадками (рис. 2, 3), что подтверждает предпо-

ложение об их осадочно-вулканогенной природе. Все образцы (за исключением UR 89/16, изменение состава которого связано с воздействием флюида, содержащего Ba и легкие PЗЭ) имеют обогащенный спектр распределения PЗЭ с $(La/Yb)_n = 2,7$, $(Gd/Yb)_n = 1,5$ и высокие концентрации PЗЭ (45–57 ppm), что примерно в два раза превышает концентрации PЗЭ в высокомагнезиальных базальтах Карелии (табл. 2). Высокомагнезиальные базальты составляют существенную часть в ассоциациях всех зеленокаменных поясов.

Метакоматииты (табл. 1, 37–47). К ним следует относить высокомагнезиальные породы, содержащие MgO > 18, TiO₂ < 1% [27]. Среди кристаллосланцев ДБС породы, соответствующие по составу коматиитам, содержат MgO от 29,8 до 17,3 мас.%, $\#mg$ от 0,84 до 0,68 и TiO₂ от 0,23 до 0,8 мас.% (табл. 1, 37–47). Для них характерны обогащенный спектр распределения $(La/Yb)_n = 1,5–2$ (рис. 4) и высокое содержание суммы PЗЭ (табл. 2). Коматииты слагают незначительную часть как в изученной части ДБС, так и в зеленокаменных поясах Среднего Приднепровья и Карелии.

Вариации содержания химических элементов в кристаллосланцах и их возможные причины. Важнейшим условием при реставрации первичных составов пород гранулитовых комплексов является учет влияния наложенных процессов. Петрогенные элементы (Ti, Al, Fe, Mg) при метаморфизме практически немобильны [17]. Доказательством служит корреляция в коматиитах этих элементов с MgO, поскольку точки неизмененных образцов при высокой степени плавления лежат на линии, определяемой фракционированием оливина [6, 17]. Для изученных высокомагнезиальных базальтов значимые коэффициенты корреляции получены только для Fe–Nb и Zr–Hf. Отсутствие четкой корреляции для других элементов может быть обусловлено фракционированием пироксенов наряду с оливином, что приведет к снижению в остаточном расплаве в первую очередь глинозема и кремния [6]. Относительно немобильное поведение многих главных элементов кристаллосланцев следует из данных табл. 3 и графиков распределения PЗЭ (рис. 4). Наблюдаемые вариации составов кристаллосланцев происходят главным образом за счет мобильных элементов (литофильных элементов, особенно Ba) и изотопного состава Nd (табл. 3). Эти вариации могут быть следствием нескольких процессов: ассимиляция мафическими расплавами более древних гранитоидов; воздействие метаморфического флюида, содержащего литофильные и легкие PЗЭ; предшествующее обогащение мантийного источника; гидротермальные изменения вулканитов при формировании вулканогенно-осадочной толщи. Наиболее четко эти процессы могут быть выражены в составах коматиитов.

Нарушение Sm–Nd системы коматиитов как результат ассимиляции более древнего корового материала описывалось неоднократно [20]. Для оценки влияния ассимиляции на состав кристаллосланцев ДБС рассчитана модель двухкомпонентного смешения [25, 26] на основе Sm–Nd изотопных характеристик коматиитов и гнейсоэндербита (табл. 3). В расчетах использован изотопный состав неодима коматиита с мантийным Sm/Nd отношением и плоским распределением PЗЭ (табл. 2, 3, обр. UR 17/16) и гнейсоэндербит с возрастом

Sm-Nd анализ (ppm) пород основного состава днестровско-бугской серии

Образец	Порода	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	Возраст, млрд лет	$\epsilon_{\text{Nd}}(3.2)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(3.4)$
UR 15/2	Эндербит	3,129	16,2	0,1167	0,510622	4	3,6	-6,4	-4,3
UR 17/16	Метакоматиит	0,993	3,182	0,1887	0,512512	8	3,4-3,2	0,8	1,1
UR 82/11	»	1,707	6,589	0,1566	0,511792	6	3,4-3,2	0	1,1
UR 17/10	»	1,943	7,502	0,1566	0,511865	8	3,4-3,2	1,5	2,5
UR 17/12	»	1,928	6,95	0,1794	0,512297	8	3,4-3,2	0,5	0,9
UR 17/6	»	3,054	14,99	0,1232	0,51095	8	3,4-3,2	-2,6	-0,7
UR 82/12	Высокомagneзиальный метабазальт	2,968	10,85	0,1654	0,512015	6	3,4-3,2	0,8	1,6
UR 82/14	Глинозёмистый метабазальт	2,249	9,289	0,1464	0,51149	4	3,4-3,2	-1,7	-0,3

Рис. 5. Диаграмма $\epsilon_{\text{Nd}}-T$ для коматиитов и гнейсоэндербита, показывающая принципиальную возможность нарушения Nd изотопной системы коматиитов за счет различной степени ассимиляции коматиитом (UR 17/16) древнего гнейсоэндербита (UR 15/2)

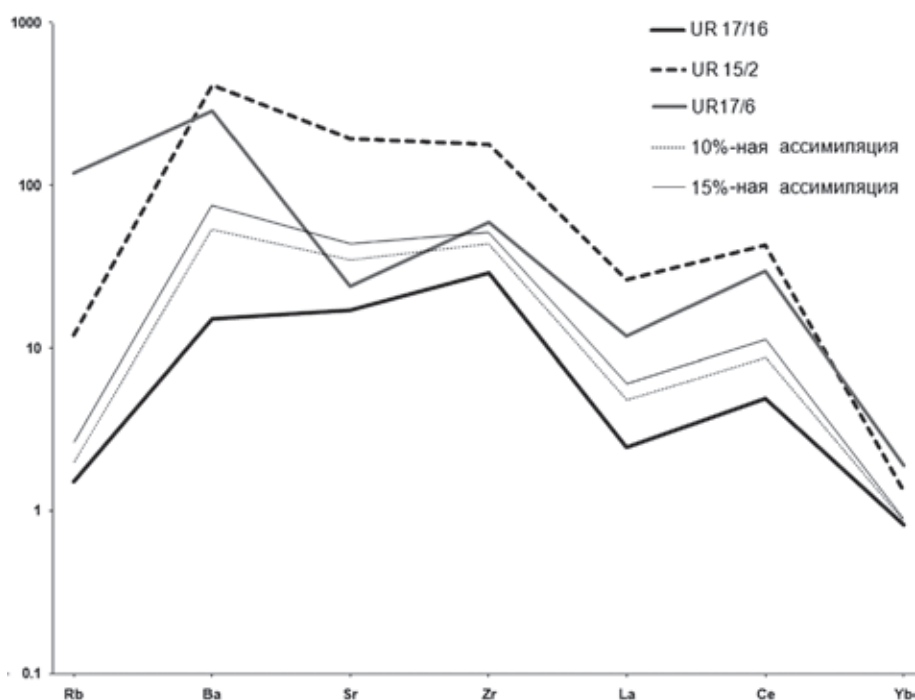
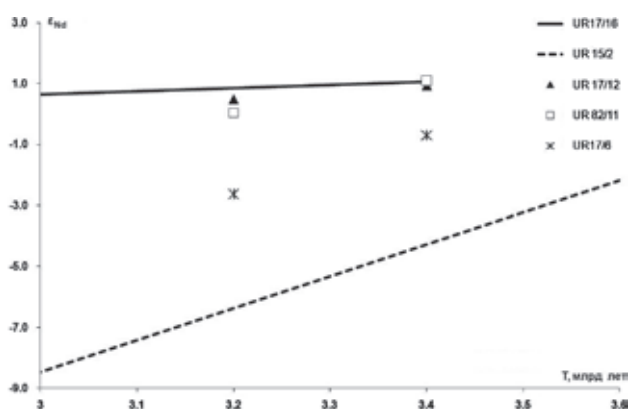


Рис. 6. Расчет баланса элементов при двухкомпонентном смешении гнейсоэндербита (UR 15/2) и коматиита (UR 17/16)

При смешении эндербит-коматиита в пропорциях 10:90 и 20:80 линии распределения элементов должны быть сходны с таковыми коматиита, в то время как измеренные концентрации элементов Rb, Ba, La, Ce, Yb в коматиите UR 17/6 превышают рассчитанные, указывая на иной источник обогащения

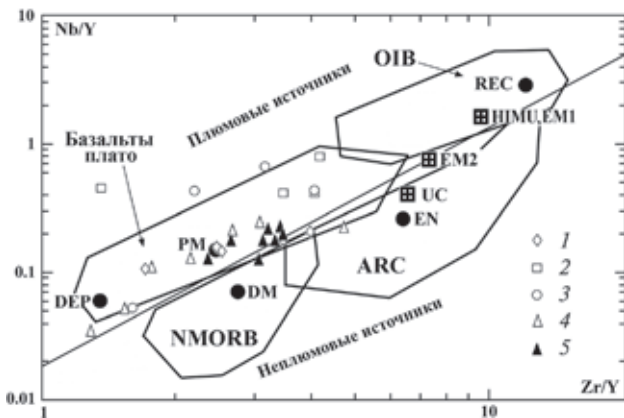


Рис. 7. Положение кристаллоидов днестровско-бугской серии на диаграмме Nb/Y–Zr/Y [17]. Точки метабазальтов и метакоматиитов располагаются в поле (или вблизи него) базальтов плато – производных глубинного источника (DEP) 1–4 – метабазальты (1 – железистые, 2 – толеитовые, 3 – глинозёмистые, 4 – высокомагнезиальные); 5 – метакоматииты

3,6 млрд лет (обр. UR 15/2). Как следует из данных табл. 3, линии эволюции коматиитов в координатах $\epsilon_{Nd}-T$ будут располагаться между коматиитом UR 17/16 и гнейсоэндербитом UR 15/2 (рис. 5), что допускает принципиальную возможность изменения Sm-Nd системы коматиитов за счет различной степени ассимиляции гнейсоэндербита. Расчет показал, что для изменения Sm-Nd системы большей части коматиитов достаточно 0,7–3,4%-ной контаминации древним коровым материалом.

Воздействие флюида (изменение состава при метасоматозе). В некоторых коматиитах сумма легких РЗЭ возрастает до 80 ppm (табл. 2); Sm/Nd отношение уменьшается от мантийных значений (0,35–0,33) до коровых (0,20). Одновременно с увеличением легких РЗЭ возрастают концентрации Ва (от 33 до 494 ppm). В ряде образцов уменьшение Sm/Nd отношения идет параллельно с повышением содержаний легких РЗЭ и литофильных элементов. Расчет на примере UR 17/6 показал, что ассимиляция 1–10%-ного гнейсоэндербита не может обеспечить наблюдаемых высоких содержаний Ва, La, Ce и уменьшения Sm/Nd отношения и требует привноса этих элементов (рис. 6).

Близкие значения, полученные при расчете баланса главных элементов, поддерживают вывод, сделанный выше, об отсутствии влияния на них, в частности на отношение Fe и Mg, наложенных процессов. Таким образом, для крайне высоких содержаний литофильных элементов и легких РЗЭ определяющим было локальное воздействие флюида, что согласуется с тем, что коэффициенты распределения $Kd_{La/флюид}$ на порядок выше, чем $Kd_{La/расплав}$ (<http://www.earthref.org/main.htm>).

Повышенные содержания в кристаллоидных РЗЭ, в 2–5 раз превышающие содержания в коматиитах и базальтах Балтийского щита, и их более сильное фракционирование могут быть следствием обогащенного по сравнению с РМ мантийного источника. Поскольку исходные расплавы коматиитов и базальтов формируются на разных глубинах и отвечают различному проценту выплавки, но при этом имеют сходные обогащенные и слабодифференцированные спектры распределения РЗЭ с $(La/Yb)_n = 2-3$, мы имеем все основания пред-

полагать, что обогащённость легкими РЗЭ была присуща мантийному источнику. Этот вывод согласуется с данными по HFSE. Как было показано в [2], на диаграмме Nb/Y–Zr/Y исходные расплавы коматиитов и базальтов Украины смещены в сторону обогащенных источников (EN, EM1). Точки средних значений толеитовых и высокомагнезиальных базальтов ДБС также смещены от РМ в сторону EM (рис. 7). Возможной причиной такого смещения могло быть смещение глубинного астеносферного источника с субконтинентальной литосферой ± континентальной корой [21]. В работе [33] на примере базальтов пояса Абитиби предложен механизм обогащения как результат драгирования плюмом субкратонной литосферной мантии.

Низкие концентрации TiO_2 , Na_2O и FeO , имеющиеся в нескольких образцах высокоглинозёмистых базальтов, как и пониженное содержание в них легких РЗЭ, вполне вероятно связано с гидротермальными изменениями при осадкообразовании. Этот процесс изучен в поясе Барбертон, где он проявлен на поверхности потока на границе с осадком [32]. Гидротермальные изменения в момент излияния и кристаллизации вулканических количественно оценить сложно. Тем не менее, уменьшение содержаний многих элементов, включая легкие РЗЭ в образцах кристаллоидов, расположенных на контакте с осадочными породами, возможно, свидетельствуют именно об этом процессе, как это показано для древних слабометаморфизованных вулканических пород Барбертон [32].

Некоторые геохимические характеристики мантийного источника коматиитов Днестровско-Бугской провинции. Геохимические диаграммы, разработанные для определения геодинамических обстановок формирования фанерозойских базальтов, как показал ряд исследователей (например [7]), не могут использоваться для геодинамической интерпретации особенностей состава архейских метабазальтов и коматиитов. Наблюдаемые несоответствия определяются в первую очередь иными геохимическими особенностями мантийных источников коматиит-базальтовых серий, что отмечалось в [21, 23, 35]. К характеристике источников коматиитов и базальтов можно подойти, анализируя содержание наименее мобильных как главных, так и редких элементов. Несовпадение архейских базальтов производным DM очевидно на диаграмме Nb/Y–Zr/Y, на которой кристаллоиды ДБС (рис. 7), как и базальты Канады [21, 29], кратона Пилбара [18], Балтийского и Украинского щитов [1] находятся в поле базальтов плато – производных плюма. Эти породы располагаются в поле источника DEP (глубиннодеплементированная мантия) и РМ, отличающихся от источника DM, производными которой являются базальты СОХ. Рядом исследователей установлен и более кремнезёмистый по сравнению с пиролитом состав источника архейских коматиитов и базальтов [23, 36].

В первые годы изучения коматиитов сравнение их составов в кратонах Каапвааль и Сьюперитор показало, что коматииты кратона Каапвааль отличаются низкими Al_2O_3/TiO_2 и высокими $(Gd/Yb)_n$ значениями (относительно величин хондритов), что было интерпретировано как следствие различной глубины их формирования и разного возраста – большей глубиной древних коматиитов (кратон Каап-

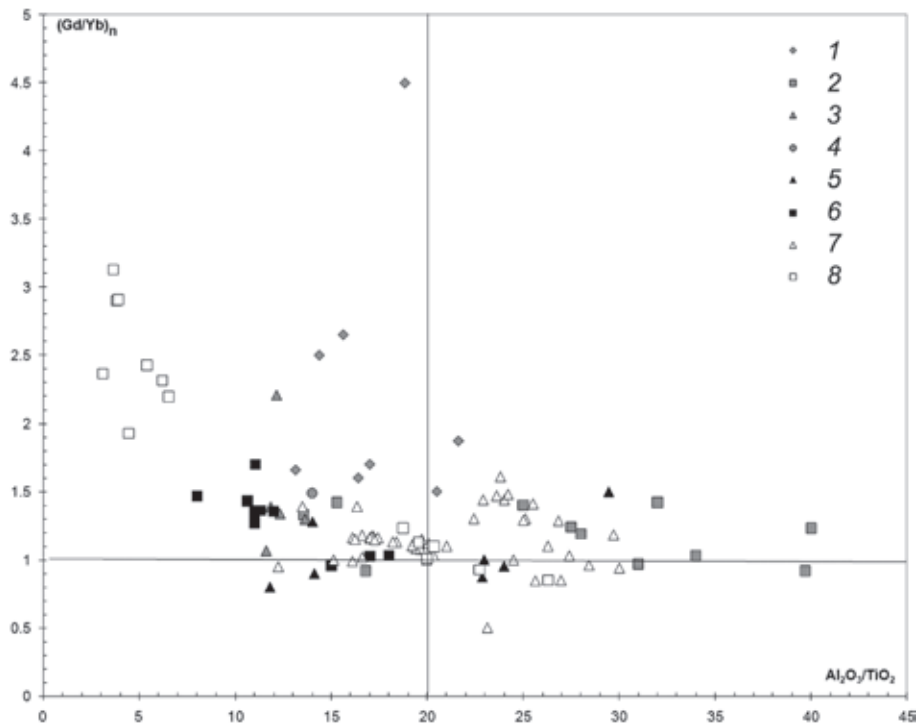


Рис. 8. Диаграмма $Al_2O_3/TiO_2-(Gd/Yb)_n$ для разновозрастных коматиитов из различных областей (в круглых скобках указан возраст в млрд лет). Следует обратить внимание на отсутствие корреляции между возрастом коматиитов и их составом

1 – Днестровско-бугская серия (3,4–3,2); 2 – Среднее Приднепровье (3,2); 3 – Приазовье (3,2) – 1–3 по данным авторов; 4 – Воронежский кристаллический массив (3,2–3,15) [14]; 5 – кратон Пилбара (3,5–3,2) [17, 34]; 6 – Барбертон (3,56) [19, 28]; 7 – Карелия (3,0–2,8) [1, 5, 31]; 8 – Канада (3,0–2,7) [20, 35]

вааль, 3,4 млрд лет) и меньшей глубиной молодых (кратон Сьюперитор, 2,7 млрд лет). Позднее Н. Арндт [17] отметил, что на содержание элементов и их отношения помимо давления влияют различные факторы; он также показал присутствие среди древних коматиитов [19, 28] пород, не деплетированных глиноземом, а среди молодых коматиитов (на примере кратона Сьюперитор) – деплетированных. Степень деплетированности коматиитов серии Онвервахт (пояс Барбертон) варьирует (рис. 8), но средние значения $CaO/Al_2O_3 = 1,74$, $Al_2O_3/TiO_2 = 12,6$, $(Gd/Yb)_n = 1,5$ характеризуют обедненность коматиитов глиноземом [22, 24, 28]. Вариации установлены и для кратона Пилбара, где коматииты серий Кунтерунах (3,51 млрд лет), Варравуна (3,46 млрд лет) и Лаудан (3,1 млрд лет) характеризуются значениями, свидетельствующими о не-обедненности глиноземом: $CaO/Al_2O_3 = 0,9$, $0,56$ и $0,73$, $Al_2O_3/TiO_2 = 23,24$, $37,8$ и $25,4$ и $(Gd/Yb)_n = 0,97$, $0,96$, в то время как в центральной части разреза коматииты серии Рус Велл (3,2 млрд лет) имеют (среднее) $CaO/Al_2O_3 = 1,87$, $CaO/Al_2O_3 = 12,94$, $(Gd/Yb)_n = 1,28$ [18, 34]. Сложность этой проблемы на примере большого числа анализов коматиитов из четырёх серий зеленокаменного пояса Абитиби (кратон Сьюперитор) показал Р. Спруэл с коллегами [33].

Несмотря на установленные факторы, влияющие на значения CaO/Al_2O_3 , Al_2O_3/TiO_2 , $(Gd/Yb)_n$, преобладающие и усредненные значения этих отношений свидетельствуют о варьирующих условиях формирования коматиитов различных кратонов.

Немногочисленные данные для коматиитов Украинского щита и данные для других кратонов

показаны на рис. 8. Отношения Al_2O_3/TiO_2 коматиитов ДБС варьируют от 21 до 12, значения $(Gd/Yb)_n$ от 1,04 до 1,52, что указывает на умеренную обедненность их глиноземом. Для Приазовской провинции известны содержания РЗЭ для четырех коматиитов; эти породы также отвечают умеренно обедненному глиноземом коматиитам $CaO/Al_2O_3 > 1$, Al_2O_3/TiO_2 11–13, $(Gd/Yb)_n = 1,07$ –2,2. Значительно большая информация для этой провинции имеется по главным элементам. Так, для перидотитовых коматиитов Сорокинской зеленокаменной структуры средние значения из 16 анализов $CaO/Al_2O_3 = 3,4$, $Al_2O_3/TiO_2 = 11,5$ [4], что также соответствует составу, обедненному глиноземом. Обедненные глиноземом коматииты слагают и зеленокаменные пояса Курского блока Воронежского кристаллического массива – $CaO/Al_2O_3 = 2,38$, $Al_2O_3/TiO_2 = 10,86$, $(Gd/Yb)_n = 1,48$ [14]. Из этих данных следует, что выплавление коматиитов палеократона Сарматия (Украинский щит и Воронежский кристаллический массив) происходило преимущественно в глубинных условиях.

На Балтийском щите большая часть коматиитов как первой генерации зеленокаменных поясов (3,0–2,95 млрд лет) [2, 10, 31], так и более молодой генерации (2,85 млрд лет) не обеднена глиноземом. В наиболее детально изученной Костомукшской структуре (2,83 млрд лет [30]) среднее из 16 анализов $CaO/Al_2O_3 = 0,89$, $Al_2O_3/TiO_2 = 17,5$, $(Gd/Yb)_n = 1,1$.

Таким образом, сравнение отношений CaO/Al_2O_3 , Al_2O_3/TiO_2 и $(Gd/Yb)_n$ коматиитов различных территорий указывает на сходство составов коматиитов (т. е. условий выплавления) большей части

зеленокаменных поясов палеократона Сарматия (включая кристаллосланцы ДБС) и кратона Каапвааль с коматиитами Балтийского щита и большей частью коматиитов кратона Пилбара.

Основные выводы. Протолитом кристаллосланцев днестровско-бугской серии Украинского щита были вулканические породы, среди которых выделяются железистые, толеитовые, глинозёмистые, высокомагнезиальные metabазальты и метакоматииты.

Все базальты Украинского щита образовались из глубинного источника (DEP), отличного от DM, и являются производными плюма. Нарушение Sm-Nd системы большей части кристаллосланцев связано с небольшой ассимиляцией древнего корового материала (<4%), а обогащение ряда образцов коматиитов и базальтов — с метасоматозом и участием флюида, обогащенного с LIL и LRE элементами. Вероятно, повышенные содержания всех редкоземельных элементов в кристаллосланцах свидетельствуют об обогащенном в отношении РЗЭ мантийном источнике. На основании анализа отношений немобильных элементов устанавливаются сходные условия формирования коматиитов палеократона Сарматия и кратона Каапвааль.

Авторы признательны Г. В. Артеменко за участие в полевых работах.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проекты 09-05-00160 Укр а, 12-05-01036 и ГФФИ Украины, проект Ф40.6/029.

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

2. *Арестова Е.А., Вревский А.Б., Артеменко Г.В., Сукач В.В.* Мантийные источники и условия формирования расплавов архейских коматиитов и базальтов в различных блоках Балтийского и Украинского щитов // Материалы конференции «Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы». — Киев, 2010. — С. 22–25.

3. *Артеменко Г.В., Самборская И.А.* Геохимические отличия перидотитовых и пироксенитовых коматиитов зеленокаменных поясов Приазовского и Среднеприднепровского мегаблоков Украинского щита // Минерал. журнал. Киев. 2009. Т. 31. № 2. — С. 13–19.

4. *Балтыбаев Ш.К., Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В.* и др. Возраст и метаморфизм кристаллосланцев побужского гранулитового комплекса Украинского щита — древнейших вулканитов фундамента Восточно-Европейской платформы // Регион. геология и металлогения. 2014. № 58. — С. 33–44.

5. *Вревский А.Б., Матреничев В.А., Ружьева М.С.* Петрология коматиитов Балтийского щита и изотопно-геохимическая эволюция их мантийных источников // Петрология. 2003. Т. 11. № 6 — С. 587–617.

6. *Гирнис А.В., Рябчиков И.Д., Богатииков О.А.* Генезис коматиитов и коматиитовых базальтов. — М.: Наука, 1987. — 120 с.

7. *Конди К.* Архейские зеленокаменные пояса. — М.: Мир, 1983. — 390 с.

8. *Куликов В.С.* Высокомагнезиальный магматизм раннего докембрия Балтийского щита. Автореф. ... дис. д. г.-м. наук. — М., 1990. — 35 с.

9. *Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Балтыбаев Ш.К.* и др. Метаосадки днестровско-бугской серии палеоархея Украинского щита: состав, возраст, источники // Литология и полезные ископаемые. 2014. № 5. — С. 1–18.

10. *Светов С.А.* Коматиит-толеитовые ассоциации Велдзерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии. — Петрозаводск: КНЦ РАН, 1997. — 171 с.

11. *Степанюк Л.М.* Кристаллогенезис и возраст цирконов из пород мафит-ультрамафитовой ассоциации Среднего Побужья // Минерал. журнал. 1996. Т. 18. № 4. — С. 10–19.

12. *Усенко И.С., Яковлев Б.Г., Никулина Э.А.* Основные-ультраосновные метавулканиты древнейшего основания Украинского щита // Геол. журнал. 1982. Т. 42. № 5. — С. 100–112.

13. *Фомин А.Б., Егоров О.С., Козун К.В.* О коматиитах Украинского щита // ДАН УССР. Сер. Б. 1980. № 2. — С. 38–42.

14. *Чернышов Н.М., Рыборак М.В., Саватенков В.М.* и др. Первые данные Sm-Nd изотопии неогархейской коматиит-толеитовой ассоциации Львовско-Ракитянского зеленокаменного пояса КМА (Центральная Россия) // Докл. РАН. 2012. Т. 447. № 1. — С. 86–89.

15. *Шумлянский Л.В.* Геохимия пироксеновых плагиогнейсов (эндербитов) Побужья и изотопный состав гафния в цирконах // Минерал. журнал. 2012. Т. 34. № 2. — С. 64–79.

16. *Шербаков И.Б.* Петрология Украины. — Львов: Изд-во ТзОВ ЗУКЦ, 2005. — 364 с.

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

18. *Arndt N., Bruzak G., Reischmann T.* The oldest continental and oceanic plateaux: geochemistry of basalts and komatiites of the Pilbara craton Australia / R.E. Ernst, K.L. Buchan (eds.). Mantle plumes: their identification through time // Geol. Soc. of America, Spec. Publ. 2001. Vol. 352. — P. 359–387.

19. *Chavagnas V.* A geochemical and Nd isotopic study of Barberton komatiites (South Africa): implication for the Archean mantle // Lithos. 2004. Vol. 75. — P. 253–281.

20. *Compston W., Williams I.S., Campbell I.H., Gresham J.J.* Zircon xenocrysts from the Kambalda volcanics: age constraints and direct evidence for older continental crust below the Kambalda-Norseman greenstones // Earth Planet. Sci. Lett. 1986. Vol. 76. — P. 299–311.

21. *Condie K.C.* High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes // Lithos. 2005. Vol. 79. — P. 491–504.

22. *DeWit M., Ashwal L.D.* (eds.). Greenstone Belts. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 1997. — 809 p.

23. *Francis D.* Cratonic mantle roots, remnants of a more chondritic Archean mantle? // Lithos. 2003. Vol. 71. — P. 135–152.

24. *Gruau G., Chauvel C., Jahn B.M.* Anomalous Sm-Nd ages for the Early Archean Onverwacht Group // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. Vol. 104. — P. 27–34.

25. *Jahn B.M., Gruau G., Glickson A.Y.* Komatiites of the Onverwacht Group, South Africa: REE chemistry, Sm-Nd age and mantle evolution // Contrib. Mineral. Petrol. 1982. Vol. 80. — P. 25–40.

26. *Jahn B.-M., Wu F., Chen B.* Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // Episodes. 2000. Vol. 23. — P. 82–92.

27. *Le Bas M.J.* IUCR Reclassification of the high-Mg and Picroitic volcanic rocks // J. of Petrol. 2000. Vol. 41. N 10. — P. 1467–1470.

28. *Parman S.W., Shimizu N., Grove T.I., Dann J.C.* Constrains on the pre-metamorphic trace element composition of Barberton komatiites from ion probe analyses of preserved clinopyroxene // Contrib. Mineral. Petrol. 2003. Vol. 144. N 4. — P. 383–396.

29. *Polat A., Kerrich R., Wyman D.A.* Geochemical diversity in oceanic komatiites and basalts from the Late Archean Wawa greenstone belts, Superior province, Canada: trace element and Nd isotope evidence for heterogeneous mantle // *Precamb. Res.* 1999. Vol. 94. – P. 139–173.
30. *Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mezger A.W.* et al. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archean: A case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // *Earth Plan. Sci. Lett.* 1998. Vol. 155. – P. 57–74.
31. *Puchtel I.S., Hofmann A.W., Amelin Ju.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 elements constraints // *Goch. Cosm. Acta.* 1999. Vol. 63. – P. 3579–3595.
32. *Rouchon V., Orberger B.* Origin and mechanisms of K-Si- metasomatism of ca. 3.4–3.3 Ga volcanoclastic deposits and implications for Archean seawater evolution: Examples from cherts of Kytty's Gap (Pilbara craton, Australia) and Msauli (Barberton Greenstone Belt, South Africa) // *Precamb. Res.* 2008. Vol. 165. – P. 169–189.
33. *Sproule R.A., Leshner C.M., Ayer J.A.* et al. Spatial and temporal variation in the geochemistry of komatiites and komatiitic basalts in the Abitibi greenstone belt // *Precamb. Res.* 2002. Vol. 115. N 1–4. – P. 153–186.
34. *Smithies R.H., Champion D.C., Van Cranendonk M.J., Hichman A.N.* Geochemistry of volcanic rocks of the northern Pilbara craton // *Western Australia Geol. Survey.* 2007. Report 104. – 47 p.
35. *Tomlinson K.Y., Hughes D.J., Thruston P.S., Hall R.P.* Plume magmatism and crustal growth at 2.9 to 3.0 Ga in the Steep Rocks and Lumbu Lake area, Western Superior Province // *Lithos.* 1999. Vol. 46. – P. 103–146.
36. *Walter M.J.* Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere // *J. Petrol.* 1998. Vol. 39. N 1. – P. 29–60.

Лобач-Жученко Светлана Борисовна – гл. науч. сотрудник, ФГБУН ИГГД РАН. <slobach-zhuchenko@mail.ru>.

Арестова Наталья Александровна – вед. науч. сотрудник, ФГБУН ИГГД РАН.

Вревский Александр Борисович – директор, ИГГД РАН. <a.b.vrevsky@ipgg.ru>.

Егорова Юлия Сергеевна – мл. науч. сотрудник, ФГБУН ИГГД РАН.

Балтыбаев Шаукет Каимович – зам. директора по научной работе, ФГБУН ИГГД РАН. <sb@ipgg.ru>.

Балаганский Виктор Валентинович – зав. лаб., ГИ КНЦ РАН. <balagan@geoksc.apatity.ru>.

Богомолов Евгений Сергеевич – ст. науч. сотрудник, ФГБУН ИГГД РАН. <e.bogomolov@mail.ru>.

Степанюк Леонид Михайлович – зам. директора по научной работе, ИГМР НАН Украины. <stepanyuk@igmof.gov.ua>.

Юрченко Анастасия Владимировна – мл. науч. сотрудник, ФГБУН ИГГД РАН. <yurchenko-nastya@yandex.ru>.