

УДК 552.4:551.72(470.21)

ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ЛАПЛАНДСКО-КОЛВИЦКОГО ГРАНУЛИТОВОГО ПОЯСА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА (ИСХОДНЫЙ МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ, ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ)

© 2004 г. В. Т. Сафронов

Геологический институт РАН
119017 Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 25.03.2003 г.

Приводится нормативно-минеральный состав исходных отложений осадочно-метаморфических гранулитового пояса Балтийского щита. На основании ряда данных (исходного состава пород, значения величин индекса зрелости CIA, расположения фигуративных точек изученных пород на диагностических диаграммах) предполагается, что значительная часть исследованных пород сформировалась из отложений невысокой степени зрелости (граувакки, субграувакки). Материал, поступавший в палеобассейн седиментации, был производным различных по составу пород (ультраосновные-основные-средние-кислые). В палеобассейне была развита органическая жизнь, а в придонной части существовали восстановительные условия. Показано, что корреляционные связи некоторых элементов (Rb, Ba, Pb с K, Sr с Na и Ca и др.), характерные для осадочных пород фанерозоя, наблюдаются и в исследованных породах. Восстановлены возможные содержания ОВ ($C_{ор}$) и U в исходных отложениях осадочно-метаморфических пород Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса Балтийского щита.

Изучение литогенеза ранних этапов геологической истории Земли имеет большое научное и практическое значение. На ранних этапах развития Земли в основном были сформированы (на 80–85%) высокометаморфизованные (гранулитовые) комплексы, исследование которых затруднено из-за исчезновения при региональном метаморфизме структурных, минеральных, а иногда и текстурных признаков происхождения этих пород. Поэтому восстановление первичной природы высокометаморфизованных толщ является одной из основных проблем осадочной геологии докембрия.

В то же время, как показывают многочисленные исследования, химический состав осадочно-метаморфических пород при прогрессивном метаморфизме не претерпевает существенных изменений (за исключением потери воды и летучих) вплоть до самых высоких его ступеней (ультраметаморфизма). Поэтому реконструкция исходного минерального состава метаморфических пород на основе петрохимических данных, литохимических пересчетов, индикаторных отношений ряда петрогенных и малых элементов является наиболее эффективным методом восстановления первичной природы осадочно-метаморфических пород, условий их седиментации.

Вопросами геологического строения Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса, генезисом его пород занимались многие российские и зару-

бежные исследователи [Горощенко, 1969; Крылова, 1983; Козлов и др., 1990; Бибикина и др., 1993; Минц и др., 1994; Eskola, 1952; Barbey et al., 1984 и др.]. В данной работе впервые приводится нормативно-минеральный состав исходных отложений основных типов осадочно-метаморфических пород гранулитового пояса, восстанавливаются возможные содержания ОВ и урана в первичных отложениях, а также рассматривается связь содержания ряда малых элементов с исходным минеральным составом изученных пород.

Основным объектом исследований послужили первично-осадочные высокометаморфизованные породы (кислые гранулиты) гранулитового пояса Балтийского щита, который прослеживается по территории трех стран – Норвегии, Финляндии и России.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс Балтийского щита представляет собой дугообразную структуру длиной около 500 км, разделенную на два разных по величине блока – Лапландский (Сальные тундры, Туадаш-тундры, Лоттинская зона – на территории России и далее на северо-запад – Финская и Норвежская Лапландия) и небольшой Колвицкий блок (около 70 км) – Кандалакшские и Колвицкие тундры (рис. 1). На северо-западе породы гранулитового пояса пере-

крываются каледонидами Полярной Норвегии, а на юго-востоке породы комплекса уходят под воду Кандалакшского залива Белого моря.

Впервые высокометаморфизованные гранат-содержащие породы северной Лапландии описал и назвал гранулитам, по аналогии с гранулитам Саксонии, И. Йернстрем в 1874 г. После этого было опубликовано много данных о первичной природе, составе, метаморфизме гранулитов Балтийского щита, а также связанных с ними полезных ископаемых. При этом, под термином “гранулит” понимались либо высокометаморфизованные магматические породы, либо осадочно-эффузивные, либо первично-осадочные отложения. В последнее время большинство исследователей [Козлов, 1988; Козлов и др., 1990; Минц и др., 1994 и др.] придерживаются мнения об осадочно-вулканогенной природе пород гранулитового комплекса. Весь комплекс подразделяется на две толщи [Козлов, 1988; Козлов и др., 1990]. Нижняя – представлена основными гранулитам (гранат-плагиоклаз-пироксеновыми, плагиоклаз-пироксеновыми, двупироксеновыми кристаллическими сланцами), производными метабазальтов, метаандезит-базальтов, метаандезитов и метадацитов. Верхняя толща сложена в основном парапородами – кислыми гранулитам (гранат-кварц-полевошпатовыми, силлиманит-гранат-кварц-полевошпатовыми породами).

В основании гранулитового пояса расположена гнейсово-амфиболитовая толща (пояс Тана) с интрузивными телами габбро-анортозитов, которая, в свою очередь, подстилается разнообразными плагиогнейсами и амфиболитами беломорского и кольского комплексов верхнего архея (рис. 2).

Надо заметить, что распространенность и мощность кислых гранулитов в различных районах пояса не одинакова, что хорошо видно на рисунках 1 и 2. Возраст метаморфизма пород гранулитового комплекса, по данным Е.В. Бибиковой с соавторами [1993], колеблется в пределах 2.2–1.9 млрд. лет, а по данным Л.Л. Перчука и А.В. Кротова [1999], максимальные параметры метаморфизма кислых гранулитов комплекса имеют следующие значения: $T = 825^{\circ}\text{C}$ и $P = 8$ кбар.

Ниже будет рассмотрена только верхняя толща гранулитового пояса, то есть его осадочно-метаморфическая часть (кислые гранулиты).

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И ПЕРВИЧНЫЙ МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ГРАНУЛИТОВОГО ПОЯСА

Кислые гранулиты – это высокометаморфизованные породы кислые по химическому и лейкократовые по минеральному составу, содержащие кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, гра-

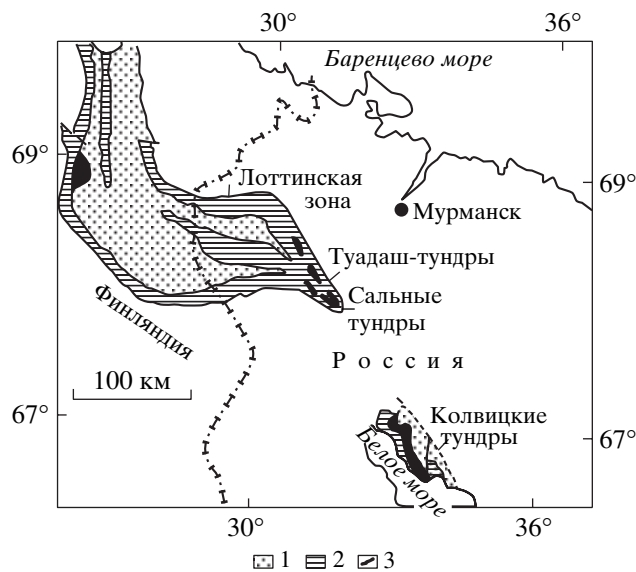


Рис. 1. Схема расположения Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса Балтийского щита.

1 – верхняя толща, 2 – нижняя толща, 3 – массивы метагаббро-анортозитов.

нат, иногда небольшие количества силлиманита, кианита, биотита, кордиерита, пироксена; акцессорные минералы – рутил, ильменит, циркон, монацит, апатит, графит, шпинель. Наиболее распространены гранат-кварц-полевошпатовые и силлиманит-гранат-кварц-полевошпатовые разновидности кислых гранулитов. Характерным текстурным признаком этих пород является вытянутая (линзовидная) форма зерен кварца, или, как его иногда называют, – ленточный кварц. Многими исследователями отмечается, что кислые гранулиты Балтийского щита по минеральному составу и структурно-текстурным признакам аналогичны классическим гранулитам Саксонии.

Судя по литературным данным [Козлов и др., 1990; Розен, 1993 и др.], большинство авторов считают кислые гранулиты метаморфическими производными метаграувакковых, метасубграувакковых и, в меньшей мере, метапелитовых отложений, что соответствует результатам и наших исследований. Так, фигуративные точки исследованных пород (табл. 1) на диагностических диаграммах О.М. Розена [1993] (рис. 3) и Ф. Петтиджона ложатся в поля граувакк, субграувакк, граувакковых пелитов, а также аркозов.

Изученные породы были разбиты по содержанию SiO_2 и Al_2O_3 и минеральному составу на ряд разновидностей (см. табл. 1), причем, исходя из данных этой таблицы, можно предположить, что исходными отложениями был ряд: песчанистые глины – глинистые песчаники – существенно кварцевые песчаники. Характерной чертой химического состава исследованных пород является



Рис. 2. Сопоставление обобщенных литостратиграфических колонок различных районов гранулитового пояса Балтийского щита [Козлов и др., 1990].

повышенное содержание K_2O относительно Na_2O и довольно частое превышение MgO над CaO , что, в целом, характерно для терригенных пород фанерозоя. Особенностью осадочно-метаморфических пород гранулитового комплекса является пониженное относительно осадочных пород содержание MnO и P_2O_5 и постоянное превышение FeO над Fe_2O_3 (см. табл. 1).

В конце таблицы приведены для сопоставления химические составы хорошо изученных гранулитов Шотландии и Саксонии.

При изучении осадочно-метаморфических комплексов конечной целью является реконст-

рукция первичного минерального состава пород и условий их формирования. В качестве основного метода реконструкции исходного минерального состава исследованных пород принят метод литохимических пересчетов О.М. Розена [Розен и др., 1999]. В его основе – признание качественного сходства докембрийских и фанерозойских процессов и продуктов поверхностного разложения, выветривания, осадконакопления, а также сохранности главнейших особенностей химического состава горных пород при региональном метаморфизме. Этот метод позволяет восстановить исходный (первичный) минеральный состав метаморфических пород и сопоставлять однотипные породы независимо от их возраста и степени метаморфизма.

Проведенные литохимические пересчеты силикатных анализов наиболее представительных пород гранулитового пояса показали (табл. 2), что в обломочной части исходных отложений преобладал кварц, но и количество полевых шпатов (главным образом кислого плагиоклаза) иногда достигало значимых величин. В то же время содержание калиевого полевого шпата (кпш), видимо, было незначительно, и часто он полностью отсутствовал, что свидетельствует о его дефиците в породах области сноса. Возможно, что область сноса в основном была представлена породами типа базальтов, андезитобазальтов, дацитов.

В составе глинистой составляющей исходных отложений преобладали щелочно-глиноземистые глины, главным образом, гидрослюда и в меньшей мере смектиты (нормативный монтмориллонит табл. 2); магнезиально-железистые минералы встречались в небольших количествах или вообще отсутствовали. При этом нормативный хлорит,

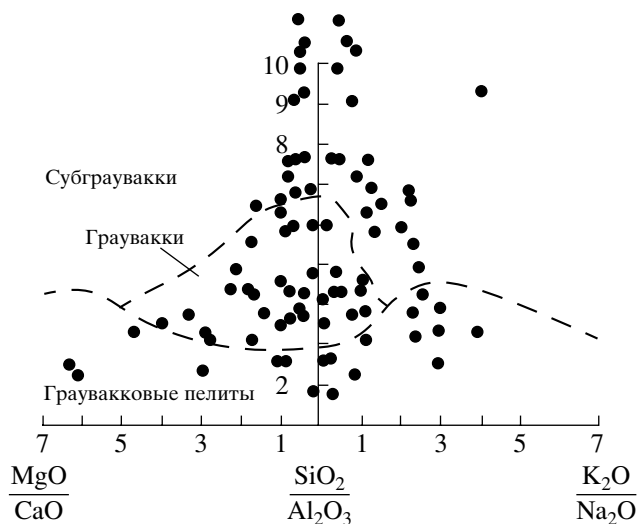


Рис. 3. Расположение фигуративных точек осадочно-метаморфических пород гранулитового пояса Балтийского щита на диагностической диаграмме О.М. Розена [1993].

Таблица 1. Химический состав осадочно-метаморфических пород гранулитового пояса, вес. %

№	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	$\frac{Fe + Mn}{Ti}$	$\frac{Al}{Al + Fe + Mn}$	$\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$	Порода
1	27	62.22	0.84	19.03	8.84	—	0.12	3.17	0.69	1.27	3.83	—	12.5	0.62	0.27	Силлиманит-гранатовые гнейсы
2	12	68.58	0.58	15.75	4.84	—	0.08	1.82	2.47	2.83	3.02	—	10.0	0.71	0.37	Гранатовые гнейсы
3	30	76.06	0.53	11.72	4.68	—	0.06	1.57	1.00	1.69	2.71	—	10.4	0.65	0.37	Гранатовые гнейсы
4	9	84.70	0.39	7.59	2.79	—	0.04	0.73	1.36	1.55	0.86	—	8.6	0.67	0.32	Гранатовые кварциты
5	9	61.05	0.74	17.97	1.73	7.16	0.04	3.97	2.26	1.34	2.37	0.06	15.5	0.58	0.20	Силлиманит-гранатовые гранулиты
6	4	72.38	0.31	13.51	0.81	3.10	0.02	1.15	2.65	2.69	2.85	0.06	16.0	0.70	0.41	Гранатовые гранулиты
7	2	82.81	0.52	7.93	0.64	2.38	0.02	0.44	2.14	1.60	1.08	0.01	7.5	0.64	0.34	Гранатовые гранулиты
8	2	66.46	0.65	15.01	—	6.19	0.04	2.30	2.90	2.77	2.79	0.05	12.0	0.62	0.37	Биотит-гранатовые гранулиты
9	4	76.39	0.52	11.18	0.45	3.95	0.04	1.54	2.01	1.31	1.96	0.03	11.0	0.63	0.29	Гранатовые гранулиты
10	2	80.80	0.41	7.98	—	3.99	0.04	1.02	2.19	1.50	1.10	0.03	12.5	0.57	0.33	Гранатовые гранулиты
11	7	63.11	0.67	17.22	1.27	6.59	0.08	2.88	1.18	1.62	2.63	—	15.0	0.60	0.25	Биотит-гранатовые гранулиты
12	4	67.22	0.60	14.10	1.74	5.61	0.08	2.90	1.60	1.73	2.92	—	16.0	0.57	0.33	Пироксен-гранатовые гранулиты
13	7	55.29	0.98	21.76	1.56	9.54	0.08	4.48	0.71	0.98	2.95	0.08	14.5	0.57	0.18	Силлиманит-гранатовые гранулиты
14	5	58.57	0.72	18.52	2.10	7.05	0.11	3.47	1.25	1.76	4.24	0.10	16.0	0.58	0.32	Биотит-гранатовые гранулиты
15	7	78.62	0.38	10.27	0.52	3.30	0.06	1.17	1.75	2.51	1.33	0.07	13.0	0.65	0.37	Гранатовые гранулиты
16	2	82.92	0.31	8.32	0.54	1.26	0.01	0.27	0.78	1.79	3.16	0.10	—	—	—	Кварц-полевошпатовые гранулиты
17	1	81.89	0.06	9.10	0.17	0.16	0.26	0.02	0.64	0.11	7.11	0.07	—	—	—	Кварц-полевошпатовые гранулиты
18	7	72.30	—	14.70	—	2.30	—	0.60	1.60	3.00	4.70	—	—	—	—	Гранулит

Примечание. Прочерк – отсутствие данных. n – число проб. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ВИМС МГ СССР (аналитик К.А. Твердохлебова) и ГИН АН СССР (аналитик Е.В. Черкасова).

Таблица 2. Нормативно-минеральный состав осадочно-метаморфических пород гранулитового пояса

Компоненты исходных пород	Финляндия							Лоттинская зона				Туаш-тундры			Сальные тундры		Колвицкие тундры				Шотландия	
	Силлиманит-гнейсы (27)	Гранатовые гнейсы (12)	Гранатовые гнейсы (30)	Гранатовые кварциты (9)	Силлиманит-гранатовые (9)	Гранатовые (4)	Гранатовые (2)	Биотит-гранатовые (2)	9	10	11	12	Силлиманит-гранатовые (7)	Биотит-гранатовые (5)	Гранатовые (7)	13	14	15	16	18		
Обломочная	Кварц	33.46	37.02	53.86	67.88	28.38	42.63	64.47	34.47	57.12	62.16	42.07	15.60	26.40	55.97	15.60	26.40	55.97	59.60	37.10		
	Плагиоклаз	12.44	27.60	16.29	13.39	8.16	24.92	14.91	26.18	12.17	12.62	17.11	2.18	17.80	23.35	2.18	17.80	23.35	16.91	28.85		
	Ортоклаз	–	1.21	3.02	–	0.10	5.42	2.12	4.10	–	1.18	–	–	–	–	–	–	–	15.64	14.53		
Глинистая	Сумма	45.90	65.83	73.17	81.27	36.64	72.97	81.50	64.74	69.29	75.96	59.18	17.78	44.20	79.32	17.78	44.20	79.32	92.15	80.48		
	Каолинит	–	–	–	–	0.34	0.35	4.48	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–		
	Гидрослюда	32.23	23.23	18.60	6.77	19.58	15.50	5.81	16.95	15.94	7.05	24.52	25.02	37.04	10.58	25.02	37.04	10.58	4.48	14.63		
Оксидная	Монт-мориллонит	–	–	–	4.30	17.57	1.65	–	–	0.92	5.71	7.80	28.42	–	–	28.42	–	–	–	–		
	Хлорит	16.89	–	–	3.81	16.21	–	–	6.98	7.59	2.92	1.92	22.47	0.61	3.46	22.47	0.61	3.46	–	–		
	Серпентин	0.45	–	1.39	–	0.44	0.37	–	0.60	–	–	2.64	–	4.88	–	–	4.88	–	–	–		
Карбонатная	Сумма	49.54	23.23	19.99	14.88	54.14	17.87	10.29	24.53	24.45	15.68	29.08	75.91	42.53	14.04	75.91	42.53	14.04	4.48	14.63		
	Гётит	1.97	3.45	3.88	–	2.82	2.59	1.26	2.92	0.23	1.56	6.53	2.69	7.86	1.66	2.69	7.86	1.66	1.42	0.74		
	Пирролизит	0.10	0.09	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.10	–	–	0.10	–	–	–		
Минералы Ti, P и др.	Сумма	2.07	3.54	3.88	–	2.82	2.59	1.26	2.92	0.23	1.56	6.53	2.69	7.96	1.66	2.69	7.96	1.66	1.42	0.74		
	Кальцит	–	–	–	0.63	1.64	1.43	0.40	1.50	1.20	0.95	–	–	–	–	–	–	–	–	–		
	Доломит	1.59	5.72	2.41	–	0.91	2.40	1.26	3.66	0.97	1.36	4.54	–	2.70	2.41	–	2.70	2.41	0.65	1.07		
Минералы Ti, P и др.	Анкерит	–	1.08	–	2.83	3.05	2.33	4.67	1.91	3.16	3.88	3.76	2.54	–	2.17	2.54	–	2.17	0.80	3.09		
	Сумма	1.59	6.80	2.41	3.46	5.60	6.16	6.33	7.07	5.33	6.19	4.54	2.54	2.70	4.58	2.54	2.70	4.58	1.45	4.16		
	Сумма	0.90	0.60	0.55	0.39	0.80	0.41	0.64	0.73	0.71	0.61	0.67	1.08	2.61	0.40	1.08	2.61	0.40	0.50	–		

Примечание. Прочерк – отсутствие минерала. Порядковые номера пород отвечают порядковым номерам таблицы 1. В скобках – число анализов.

Вероятные типы исходных отложений: 1 – песчано-глинистые отложения (граувакковые пелиты); 2–3 – гидрослюда-плагиоклаз-кварцевые песчаники (граувакки); 4 – кварцевые песчаники с глинистым цементом; 5 – песчано-глинистые отложения (субграувакковые пелиты); 6 – полевошпат-кварцевые песчаники с гидрослюдистым цементом (аркозы); 7 – плагиоклазосодержащие кварцевые песчаники; 8 – плагиоклаз-кварцевые песчаники с глинистым цементом (граувакки); 9 – глинистые существенно кварцевые песчаники (граувакки); 10 – глинисто-плагиоклаз-кварцевые песчаники; 11 – глино-песчаные отложения (граувакки); 12 – глинисто-плагиоклаз-кварцевые песчаники с гётитом (граувакки); 13 – кварцосодержащие глины; 14 – плагиоклаз-кварцевые глины с гётитом (граувакковые пелиты); 15 – глинисто-плагиоклаз-кварцевые песчаники; 16 – “чистые” аркозовые песчаники; 18 – аркозовые песчаники с гидрослюдистым цементом.

Пересчеты осадочно-метаморфических пород на нормативно-минеральный состав проведен по методу О.М. Розена [1999].

Состав кварц-полевошпатовых гранулитов (№ 17, см. табл. 1) не пересчитывался.



Рис. 4. Тренды осадочно-метаморфических пород Гранулитового пояса Балтийского щита, гранатовых гранулитов Анабарского щита и граувакк генотипической местности на модифицированной диаграмме Ф. Петтиджона [Розен, 1993].

1 – граувакки Верхнего Гарца Германии (структуры: *a* – грубозернистая, *б* – среднезернистая, *в* – пелитовая); 2 – гранатовые гранулиты Анабарского щита; 3 – осадочно-метаморфические породы гранулитового пояса Балтийского щита; 4 – гранулиты Саксонии; 5 – гранулиты Шотландии.

судя по железистости пород ($f = 0.58-0.68$), видимо, относился к магнезиально-железистым разновидностям хлоритов типа прохлорита-рипидолита, характерных для граувакк, полимиктовых и кварцевых песчаников и глин. Почти постоянное присутствие в исходных отложениях небольших количеств гетита, магнезиально-железистого хлорита, смектитов также свидетельствует о развитии в области сноса пород среднего-основного состава. В виде примеси в исходных отложениях, видимо, присутствовали карбонатные минералы (кальцит, доломит, анкерит) – характерные минералы матрикса граувакк фанерозоя.

На модифицированной диаграмме Ф. Петтиджона [Розен, 1993] фигуративные точки пересчитанных пород в основном ложатся в поля граувакк, граувакковых, субграувакковых пелитов и в меньшей мере в поля пелитов и кварцевых песчаников, причем тренд изученных пород заметно отличается от тренда граувакк палеозоя генотипической местности Верхнего Гарца Германии (рис. 4). Отличается он, хотя и в меньшей мере, и от тренда гранатовых гранулитов хапчанской серии верхнего архея Анабарского щита [Розен, 1993], располагаясь ближе к стороне кварцево-пелитовой компоненты, что может свидетельствовать о большей дифференциации исходного вещества осадочно-метаморфических пород гранулитового пояса Балтийского щита, о более зрелом материале, поступавшем в палеобассейн седиментации, как относительно гранулитов Анабарского щита, так и, особенно, граувакк Верхнего Гарца.

Пересчитанные на нормативно-минеральный состав силикатные анализы гранулитов Шотландии и Саксонии (см. табл. 2) и расположение фи-

гуративных точек этих пород на диагностической диаграмме (см. рис. 4) показывают, что полученные нами результаты соответствуют выводам зарубежных авторов [Андерсон, 1968; Нойман и др., 1984], согласно которым исходными отложениями этих гранулитов являлись кварц-полевошпатовые песчаники (аркозы) с небольшим количеством глинистого цемента.

В заключение петрохимической части работы можно отметить, что характерной особенностью исследованных пород гранулитового пояса Балтийского щита является то, что значения величин двух индикаторных модулей: $Fe + Mn/Ti$ – Н.М. Страхова и $Al/(Al + Fe + Mn)$ К. Бестрома [Böstrom, Peterson, 1969] всегда имеют “экзогенные” значения (8–18 – модуль Н.М. Страхова и 0.5–0.8 – модуль К. Бестрома). Такие значения модулей указывают на отсутствие привноса в палеобассейн седиментации эксгалитивно-гидротермального материала в период образования исходных отложений гранулитового комплекса. Этот вывод подтверждают и значения величин модуля нормативной щелочности $(Na_2O + K_2O/Al_2O_3)$, которые в большинстве случаев лежат в пределах 0.2–0.4, то есть отвечают значениям величин обычных терригенных пород фанерозоя.

Для осадочно-метаморфических пород гранулитового пояса Балтийского щита характерно постоянное присутствие в их составе небольших чешуек графита (0.5–1.0 мм, изредка до 2–5 мм), обычно в пределах 0.2–0.5%, но иногда его количество увеличивается до 1–2%. Можно отметить, что еще в 1952 г. П. Эскола [Eskola, 1952] считал графит кислых гранулитов, так же как и пирит, метаморфизованными производными сапропеля.

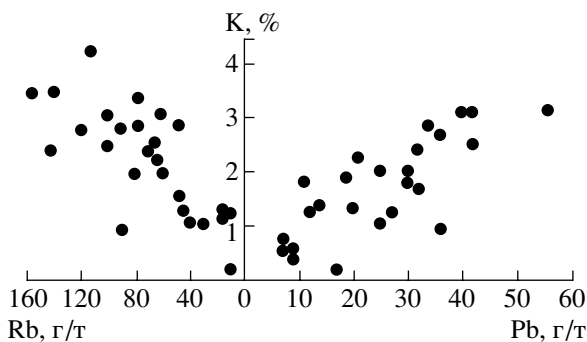


Рис. 5. Соотношение Pb и Rb с K в осадочно-метаморфических породах гранулитового пояса Балтийского щита.

Проведенные анализы показали, что среднее содержание $C_{орг}$ в существенно кварц-полевошпатовых разностях равно 0.14%, а в глиноземистых разностях пород – 0.40%. Мы попытались восстановить примерное количество органического вещества (ОВ) и $C_{орг}$ в исходных отложениях гранулитового комплекса, приняв, что в процессе диагенеза количество ОВ уменьшилось на 35%, а в последующих процессах катагенеза и метаморфизма на 80% от сохранившегося после диагенеза, и что коэффициент перехода от $C_{орг}$ к ОВ равен 1.43. В результате расчетов получаем, что в исходных отложениях, возможно, присутствовало от 1.5 до 4–4.5% ОВ и 1.1–3.1% $C_{орг}$. Такие содержания ОВ и $C_{орг}$, видимо, свидетельствуют о довольно развитой органической жизни в раннепротерозойском палеобассейне седиментации и восстановительных условиях в его придонной части.

СОДЕРЖАНИЯ И ХАРАКТЕР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАЛЫХ И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ГРАНУЛИТОВОГО ПОЯСА

Содержания элементов сидерофильной группы (Fe, Ti, Ni, Co, V, Sc) в исследованных породах колеблются в довольно широких пределах (Cr – 20–280 г/т, Ni – 3–140 г/т, Co – 4–72 г/т, V – 36–300 г/т), причем средние содержания этих элементов, в целом, отвечают кларковым концентрациям данных элементов широкого круга пород – основных, средних и кислых (табл. 3). В изученных породах отмечается не очень четко выраженная корреляция ряда микроэлементов с Al и Fe, что может свидетельствовать о невысокой зрелости материала, поступавшего в палеобассейн седиментации, но для части осадочно-метаморфических пород наблюдается четкая корреляция ряда микроэлементов с Al, а Ga с Ti.

Несколько повышенные содержания Cr, V и некоторых других микроэлементов в породах

гранулитового пояса Финляндии и Колвицкой зоне, видимо, можно объяснить присутствием в исходном составе гетита (см. табл. 2), а, как известно, железистые гидроксиды являются сильными концентраторами целого ряда микроэлементов, в том числе Cr, V, Ti, Sc.

Свинец (Pb) в исследованных породах довольно часто содержится в несколько повышенных количествах, как относительно осадочных пород фанерозоя, так и магматических пород (см. табл. 3). По содержаниям Pb исследованные породы ближе всего к кислым разностям. В породах гранулитового пояса Pb довольно хорошо коррелируется с калием (рис. 5), что характерно для осадочных отложений фанерозоя и обусловлено близкими размерами ионных радиусов (Pb – 1.26 Å, K – 1.33 Å) и изоморфным замещением части калия свинцом. Этим и объясняются повышенные концентрации Pb в калиевых полевых шпатах и слюдах до 75–85 г/т [Лубченко, 1977]. Можно предположить, что повышенное содержание Pb (30–38 г/т) в части исследованных пород гранулитового пояса обусловлено присутствием в исходных отложениях калиевого полевого шпата (~5.40%), гидроксида Fe (гетита), являющегося сильным сорбентом Pb, а также гидрослюды (см. табл. 2 и 3).

Рубидий (Rb) является микроэлементом еще более связанным с калием, чем Pb, причем максимальные содержания Rb (980 г/т) приурочены к гидрослюдистым глинам [Кременецкий и др., 1980]. Можно отметить, что корреляция Rb с гидрослюдой, кпш и K_2O хорошо прослеживается и в исследованных породах (см. рис. 5, табл. 2 и 3). По данным того же автора, и смектитовые глины также сорбируют Rb, а полиминеральные смеси глин содержат в среднем 140 г/т Rb (по 688 анализам). Этим, по-видимому, можно объяснить повышенное количество Rb в ряде пород Лоттинской и Колвицкой зон гранулитового пояса, в которых содержание K_2O небольшое, а концентрация Rb повышена (см. табл. 2 и 3).

Как известно, **барий (Ba)** в осадочных породах также геохимически связан с калием, то есть с гидрослюдистыми глинами и калиевыми полевыми шпатами, что объясняется близкими размерами ионных радиусов этих элементов (K – 1.33 Å, Ba – 1.38 Å). Наибольшие содержания Ba характерны для калиевых полевых шпатов (5000 г/т), биотитов (1400 г/т), в меньших количествах он накапливается в плагиоклазах (900 г/т) и смектитовых глинах [Крылова, 1983; Иванов, 1994]. Суммой этих данных, вероятно, и объясняются содержания и характер распределения Ba в осадочно-метаморфических породах гранулитового пояса (см. табл. 2, 3 и рис. 6).

Стронций (Sr) в осадочных породах геохимически более тесно связан со смектитовыми глинами, чем с гидрослюдистыми. Одними из концент-

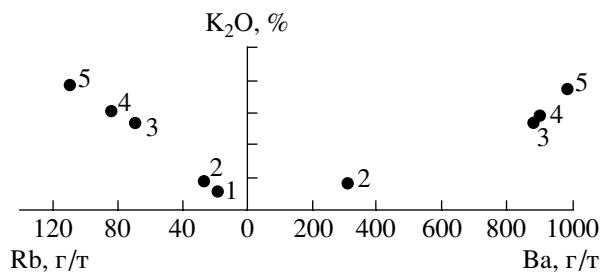


Рис. 6. Соотношение Rb и Ba с K₂O в осадочно-метаморфических породах гранулитового пояса Финляндии по данным [Barbey et al., 1984].

1 – известковистые гнейсы (2 анализа); 2 – гранатовые кварциты (3); 3 – гранатовые гнейсы (14); 4 – гранатовые гнейсы (8); 5 – силлиманит-гранатовые гнейсы (11).

раторов Sr являются полевые шпаты: в плагиоклазах – 1800 г/т, в кпш – 1500 г/т [Иванов, 1994]. Все это находит подтверждение и в исследованных нами осадочно-метаморфических породах гранулитового пояса – в прямой корреляции содержания Sr от количества плагиоклаза (рис. 7), а также в соотношениях смектитовых и гидрослюдистых глин в исходных отложениях Лоттинской и Колвицкой зон (см. табл. 2 и 3).

Цирконий (Zr) является весьма характерным микроэлементом исследованных пород, причем отмечается направленное повышение содержания Zr от существенно метаглинистых к метапесчаным отложениям (см. табл. 2 и 3), что характерно и для осадочных пород фанерозоя. В современных осадках эта направленность бывает выражена еще более контрастно (Баренцево море: глины содержат 131 г/т Zr, алевритовые илы – 393 г/т Zr; залив Пария: глины – 139 г/т Zr, пески – 413 г/т Zr [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]). В некоторых случаях повышенные содержания Zr могут быть обусловлены присутствием в исходных отложениях гидроксидов Fe, которые, по данным ряда авторов [Лисицын, 1978 и др.], служат сорбентом данного элемента.

Иттрий (Y) – микроэлемент, который, подобно Zr, в осадочных породах фанерозоя концентрируется в большей степени в песчаниках, чем в глинах. И в современных осадках Баренцева моря содержание Y в глинах ниже (28 г/т), чем в алевритовых илах (34 г/т) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

Однако в исследованных породах гранулитового пояса наблюдается обратная направленность (см. табл. 3). Известно, что концентраторами Y являются: монацит (до 1% Y₂O₃), рутил и циркон (десятье доли %), которые присутствуют и в осадочно-метаморфических породах Гранулитового комплекса (монацит до 178–262 г/т, рутил до 0.3–0.6%, циркон до 1200 г/т [Горощенко, 1969]). Но

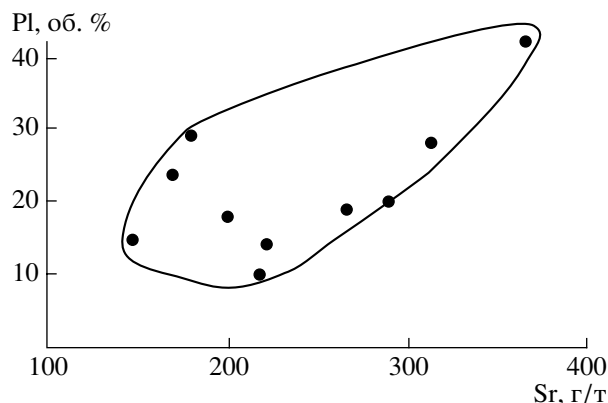


Рис. 7. Соотношение Sr с количеством плагиоклаза в породах Лоттинской зоны гранулитового пояса [Бибикова и др., 1993].

наиболее распространенным концентратором Y в породах пояса является гранат (до 1400 г/т, при среднем содержании иттрия – 220 г/т [Крылова, 1983]), который, по данным Г.Л. Горощенко [1969], в более значительных количествах (в среднем 26%) содержится в существенно глиноземистых разностях исследованных пород, чем в кварц-полевошпатовых (в среднем 13.7%). Больше в глиноземистых породах и рутила (0.6%) по сравнению с кварц-полевошпатовыми разностями пород (0.3%). Вероятно, всеми этими обстоятельствами и обусловлен наблюдаемый характер распределения Y в осадочно-метаморфических породах гранулитового пояса Балтийского щита.

О СОДЕРЖАНИЯХ U И Th В ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ГРАНУЛИТОВОГО ПОЯСА

В осадочно-метаморфических породах гранулитового пояса Финляндии были определены содержания радиоактивных элементов (табл. 4). Из таблицы видно, что содержание U в гранатовых кварцитах (метапесчаниках) выше, чем в гранатовых гнейсах (метаграувакках) и силлиманит-гранатовых гнейсах (метасланцах). Это, по-видимому, обусловлено более значительным содержанием циркона, одного из концентраторов U в гранатовых кварцитах, о чем свидетельствуют повышенные концентрации Zr в изученных кварцитах (303 г/т) по сравнению с различными гнейсами (см. табл. 4). Относительно высокое содержание U в известковистых гнейсах (2.1 г/т), возможно, объясняется повышенной карбонатностью этих пород (CaO = 7.81%), а как известно, карбонатные отложения фанерозоя содержат значительные количества U (2.2 г/т) [Turekian, Wedepohl, 1961].

Кроме циркона, в осадочно-метаморфических породах изученного комплекса присутствуют

Таблица 3. Средние содержания микроэлементов в осадочно-метаморфических породах гранулитового пояса и породах фанероза

№	n	Cr	Ni	Co	V	Cu	Sc	Ga	Sr	Pb	Rb	Ba	Zr	Y	B	Al	K	Fe	Ti	Порода
Финляндия [Varbey et al., 1984]																				
1	11	130	34	15	125	-	-	-	211	-	110	985	203	39	-	10.07	3.18	6.18	0.50	Силлиманит-гранатовые гнейсы
2	8	53	37	11	72	-	-	-	352	-	84	896	198	26	-	8.33	2.51	3.39	0.35	Гранатовые гнейсы
3	14	82	25	11	75	-	-	-	206	-	69	877	219	28	-	6.20	2.25	3.27	0.32	Гранатовые гнейсы
4	3	50	10	10	45	-	-	-	175	-	27	314	303	15	-	4.02	0.71	1.95	0.23	Гранатовые кварциты
Лоттинская зона [данные автора]																				
5	9	167	50	25	224	158	20	15	329	32	73	553	274	-	18	9.51	1.97	6.77	0.44	Силлиманит-гранатовые гнейсы
6	4	106	16	9	60	82	7	10	407	38	47	245	322	-	20	7.15	2.37	2.76	0.19	Гранатовые гранулиты
7	2	69	14	5	73	10	-	13	-	12	-	-	280	-	-	4.20	0.90	2.30	0.31	Гранатовые гранулиты
Туадаш-тундры [данные автора]																				
8	2	77	16	11	91	15	12	22	220	11	120	-	208	-	-	7.94	2.32	4.70	0.36	Биотит-гранатовые гранулиты
9	4	72	8	5	59	9	-	15	-	18	-	-	401	-	-	5.92	1.63	3.38	0.31	Гранатовые гранулиты
10	2	48	13	7	51	15	5	13	180	7	16	-	293	-	-	4.22	0.91	3.34	0.27	Гранатовые гранулиты
Лапландия [Мицц и др., 1994]																				
6	222	36	17	203	29	14	-	-	352	30	-	1047	-	30	15	8.66	1.83	5.82	0.45	Биотит-гранатовые гранулиты
Кольвицкие тундры [Козлов, 1983]																				
13	3	145	106	35	143	18	-	-	470	-	142	1170	-	-	11	11.52	2.45	8.50	0.59	Силлиманит-гранатовые гранулиты
14	1	150	120	28	160	120	-	-	260	-	138	890	-	-	9	9.80	3.52	6.95	0.43	Биотит-гранатовые гранулиты
15	8	80	38	11	50	61	-	-	345	-	39	490	-	-	6	5.43	1.10	2.93	0.23	Гранатовые гранулиты
Осадочные породы фанероза [Turekian, Wederohl, 1961]																				
		90	68	19	130	45	13	19	300	20	140	580	160	26	100	8.00	2.66	4.72	0.46	Сланцы
		35	2	0.3	20	-	1	12	20	7	60	-	220	40	35	2.5	1.07	0.98	0.15	Песчаники
Магматические породы фанероза [Виноградов, 1962]																				
		200	160	45	200	100	24	18	440	8	45	300	100	20	5	8.76	0.83	8.56	0.90	Основные
		50	55	10	100	35	2.5	20	800	15	100	650	260	-	15	8.85	2.30	5.85	0.80	Средние
		25	8	5	40	20	3	20	300	20	200	830	200	34	15	7.70	3.34	2.70	0.23	Кислые

Примечание. Прочерк – отсутствие данных. Порядковые номера отвечают номерам таблиц 1 и 2; n – число проб. Содержания Cr–V в г/т, Al–Ti в вес. %. Анализы выполнены в спектральной лаборатории ВИМС МГ СССР (аналитики К.В. Барсуку, Н.В. Павлова) и ГИН АН СССР (аналитик И.Ю. Лубченко).

Таблица 4. Содержания U, Th и Zr в осадочно-метаморфических породах гранулитового пояса и осадочных породах фанерозоя, г/т

№	Порода	<i>n</i>	U	Th	Th : U	Zr
Осадочно-метаморфические породы [Barbey et al., 1984]						
1	Силлиманит-гранатовые гнейсы	11	0.9	14.8	16.4	203
2	Гранатовые гнейсы	14	0.6	9.4	15.7	219
3	Гранат-плагиоклазовые гнейсы	8	0.6	11.1	18.5	198
4	Гранатовые кварциты	3	1.2	14.8	12.3	303
5	Известковистые гнейсы	2	2.1	11.6	5.5	185
Осадочные породы фанерозоя [Turekian, Wedepohl, 1961]						
	Глинистые сланцы		3.7	12.0	3.2	160
	Песчаники		0.45	1.9	4.2	220
	Карбонатные породы		2.2	1.7	0.8	19

Примечание. *n* – число проб.

такие концентраторы радиоактивных микроэлементов, как апатит и монацит, причем в монаците содержание U (440–520 г/т) выше, чем в цирконе (20–420 г/т) [Тугаринов, Бибилова, 1980]. При этом известно, что апатит преобладает в существенно известковистых породах, а монацит – в песчаных, глинистых отложениях с низким содержанием CaO, где, соответственно, апатита или мало, или он практически отсутствует. Таким образом, в силлиманит-гранатовых, гранатовых гнейсах, кварцитах Гранулитового комплекса основными концентраторами U и Th были монацит и циркон, а в известковистых гнейсах – апатит.

Можно отметить, что в силлиманит-гранатовых гнейсах (метасланцах) средние содержания Th и Zr (см. табл. 4) отвечают содержаниям этих микроэлементов в постархейских глинистых сланцах (Th – 14.6 г/т, Zr – 210 г/т [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]), в то время как количество U в изученных гнейсах более чем в три раза меньше (0.9 г/т, против 3.1 г/т в постархейских сланцах) и, соответственно, значения отношения Th/U различаются весьма значительно (16.4 – в силлиманит-гранатовых гнейсах и 4.7 – в постархейских сланцах). Если же сравнить содержания U в данных гнейсах и глинистых сланцах фанерозоя (см. табл. 4), то различия в содержаниях U будут еще более значительными.

Сравнивая метапесчаники (гранатовые кварциты) гранулитового пояса с песчаниками фанерозоя (см. табл. 4), выясняется, что метапесчаники докембрия относительно обогащены этими микроэлементами, особенно Th и, в меньшей мере, U и Zr, что, видимо, объясняется повышенным количеством в исследованных метапесчаниках монацита – главного концентратора Th, а также и U. Это предположение подтверждается данными, приведенными в работе [Горощенко, 1969], согласно которым содержание монацита в мета-

песчаниках (кварц-полевошпатовых гранулитах) достигает 262 г/т. Характерной чертой рассматриваемых пород гранулитового пояса Финляндии являются одинаковые содержания Th, как в метаклинистых (силлиманит-гранатовые гнейсы), так и в метапесчаных (гранатовые кварциты), равные 14.8 г/т, хотя в осадочных отложениях фанерозоя Th больше концентрируется в глинистых сланцах, чем в песчаниках (см. табл. 4). Можно заметить, что метаграувакки докембрия (гранатовые, гранат-плагиоклазовые гнейсы) по содержаниям Th (см. табл. 4) довольно близки к фанерозойским грауваккам (7.8–12.8 г/т) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], а по концентрациям U значительно уступает им (0.6 г/т, против 1.81–3.0 г/т)

По данным ряда авторов [Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Ножкин, Туркина, 1993 и др.], Th, наряду с La, Ce, Sc, Zr и некоторыми другими микроэлементами, является инертным микроэлементом при региональном метаморфизме, вплоть до ультраметаморфизма, в отличие от U, содержание которого заметно снижается по мере возрастания степени метаморфизма.

На основании этих данных, с учетом величины отношения Th/U в осадочных отложениях фанерозоя, можно с определенной долей вероятности определить содержание U в исходных отложениях гранулитового пояса. Принимаем значение отношения Th/U в глинистых сланцах (аргиллитах) равным 4.0, что отвечает значению этого отношения для аргиллитов ордовика группы Гринленд Новой Зеландии [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] и является средним значением между величинами данного отношения для глинистых сланцев фанерозоя (3.2) [Turekian, Wedepohl, 1961] и постархейских глинистых сланцев (4.7) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Подставив это значение (4.0) в отношение Th/U, в котором Th = 14.8 г/т (см. табл. 4), получаем, что в исходных отложениях силлима-

нит-гранатовых гнейсов содержание U было равно 3.7 г/т, что отвечает данным для глинистых отложений фанерозоя (3.1–3.7 г/т U) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Turekian, Wedepohl, 1961].

Приняв значение этого отношения (Th/U) для метапесчаников (гранатовых кварцитов) равным 4.8 и для метаграувакк (гранатовые гнейсы) 4.3, которые отвечают значениям обогащенных кварцем граувакк ($\text{SiO}_2 = 81.13\%$) и граувакк ($\text{SiO}_2 = 67.5\text{--}75.65\%$) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], получаем, что в исходных отложениях гранатовых кварцитов содержание U, вероятно, составляло 3.1 г/т, а в гранатовых гнейсах – 2.2–2.6 г/т. Эти значения, в общем, отвечают содержаниям U в песчаных отложениях фанерозоя (1.8–3.4 г/т) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

Основываясь на тех же значениях величин отношения Th/U (глинистые сланцы – 4.0, граувакки – 4.3, кварцевые песчаники – 4.8), можно определить первичные содержания U в исходных отложениях осадочно-метаморфических пород Лоттинской зоны гранулитового пояса [Бибикова и др., 1993]. В результате получаем, что в исходных отложениях: глиноземистых гнейсов содержалось в среднем – 4.6 г/т U, гранатовых гнейсов – 3.5 г/т U, гранатовых кварцитов – 1.5 г/т U.

Таким образом, восстановленные содержания U в исходных отложениях гранулитового комплекса в большинстве случаев не выходят за пределы колебаний содержаний U в осадочных отложениях фанерозоя.

Интересно, что в осадочно-метаморфических породах Лоттинской зоны пояса содержания Th, по данным Е.В. Бибиковой с соавторами [1993], растет с увеличением их глиноземистости: в гранатовых кварцитах – 5.8–8.7 г/т, гранатовых гнейсах – 7.7–24.3 г/т (среднее – 14.9 г/т), глиноземистых гнейсах – 13.5–24.6 г/т (среднее – 18.5 г/т). Эти данные отличаются от данных табл. 4 и более соответствуют характеру распределения Th в осадочных отложениях фанерозоя.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Значительная часть рассмотренных осадочно-метаморфических пород гранулитового пояса Балтийского щита сформировалась из осадочных отложений невысокой степени зрелости. На это указывают как результаты литохимических пересчетов (см. табл. 2), по данным которых в исходных отложениях постоянно присутствовали значительные количества плагиоклаза, гидрослюда, а иногда хлорита и смектитов, при практически полном отсутствии каолинита, так и значения величин индекса зрелости CIA [Nesbitt, Young, 1982], колеблющиеся в пределах 50–70, а также расположения фигуративных точек изученных пород в полях граувакк, субграувакк, гра-

увакковых пелитов на ряде диагностических диаграмм (см. рис. 3 и 4). Все это может указывать на довольно быстрые темпы денудации, переноса и захоронения терригенного материала, то есть на относительно активный тектонический режим в период седиментации исходных отложений гранулитового пояса. Это предположение подтверждается и расположением части фигуративных точек исследованных пород в поле отложений активных континентальных окраин на диаграмме $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ [Roser, Korsch, 1986]. Но, по-видимому, иногда существовали периоды более спокойной тектонической обстановки, и тогда формировались более зрелые, более дифференцированные отложения. На это указывают и повышенные содержания SiO_2 , Al_2O_3 (см. табл. 1), некоторые данные литохимических пересчетов (см. табл. 2), а также расположение фигуративных точек небольшой части исследованных пород в полях кварцевых песчаников и глин (см. рис. 4) и значения величин индекса зрелости (CIA), достигающие 75–78.

2. Присутствие в составе изученных пород углеродистого вещества (графита), постоянное превышение содержаний FeO над Fe_2O_3 , видимо, указывают на восстановительные условия седиментации. Вместе с тем, наличие графита (до 1–2%), обнаружение в нижележащей толще следов жизнедеятельности простейших организмов (биогерма строматолитов) [Ивлиев, 1971], вероятно, свидетельствуют о присутствии органической жизни в палеобассейне седиментации, чему способствовало значительное количество питательных (минеральных) веществ (Fe, Mn, K, V и др.), поступавших в этот палеобассейн.

3. Повышенные содержания ряда петрогенных и малых элементов (Si, Fe, K, Cr, Ni, V, Sc, Y, Pb, Zr и др.) (см. табл. 1, 3) свидетельствуют о том, что терригенный и вулканогенно-терригенный материал, поступавший в палеобассейн седиментации, был производным широкого круга пород, как ультраосновного-основного, так и среднегокислого состава.

4. Проведенные исследования показали, что довольно часто корреляционные связи ряда элементов (Rb, Ba, Pb с калием; Sr с Na и Ca; Ti, V с Al; Fe, Ga с Ti и др.), свойственные осадочным отложениям фанерозоя, наблюдаются и в глубоко-метаморфизованных породах ($T = 800\text{--}900^\circ\text{C}$, $P = 6\text{--}8$ кбар) гранулитового пояса Балтийского щита.

5. Характер распределения ряда малых элементов и их содержания в изученных осадочно-метаморфических породах можно, с известной долей вероятности, объяснить минеральным составом исходных отложений, полученных в результате литохимических пересчетов (см. табл. 2 и 3).

6. Восстановленные содержания $C_{\text{орг}}$ (1.1–3.1%) и урана (1.5–4.6 г/т) в исходных отложениях оса-

дочно-метаморфических пород гранулитового пояса в целом соответствуют содержаниям этих компонентов в осадочных породах фанерозоя.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 02-05-64397.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андерсон Дж.Г.Н.* Докембрий Британских островов // Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М.: Мир, 1968. С. 31–107.
- Бибикова Е.В., Мельников В.Ф., Авакян К.Х.* Лапландские гранулиты: петрология, геохимия и изотопный возраст // Петрология. 1993. Т. 1. № 2. С. 215–234.
- Горощенко Г.Л.* Вещественный состав как один из признаков первично-осадочной природы метаморфических пород гранулитового комплекса на Кольском полуострове / Автореф. дис. ... канд-та геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1969. 28 с.
- Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–572.
- Иванов В.В.* Экологическая геохимия элементов. Кн. 1. М.: Недра, 1994. 304 с.
- Ивлиев А.И.* Находка строматолитов в гранулитовом комплексе Кольского полуострова // Докл. АН СССР. 1971. Т. 198. № 3. С. 661–664.
- Козлов Н.Е.* Новый вариант стратиграфической интерпретации разреза Колвицкой зоны гранулитового пояса // Бассейны седиментации и зоны вулканизма докембрия. Апатиты: ГИ КОФАН СССР, 1983. С. 69–81.
- Козлов Н.Е.* Расчленение и корреляция разрезов Лапландского гранулитового пояса // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 5. С. 111–117.
- Козлов Н.Е., Иванов А.А., Нерович М.И.* Лапландский гранулитовый пояс – первичная природа и развитие. Апатиты: ГИ КОФАН СССР, 1990. 168 с.
- Кременецкий А.А., Юшко Н.А., Будянский Д.Д.* Геология редких щелочных металлов в осадочных и эффузивных породах // Геохимия. 1980. № 7. С. 1039–1060.
- Крылова М.Д.* Геолого-геохимическая эволюция лапландского гранулитового комплекса. Л.: Наука, 1983. 160 с.
- Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 342 с.
- Лубченко И.Ю.* Геохимия свинца в осадках современных водоемов. М.: Наука, 1977. 78 с.
- Миц М.В., Фонарев В.И., Коников А.Н., Кунина Н.М.* Геодинамическая обстановка формирования гранулитогнейсовых поясов // Геологическое картирование раннедокембрийских комплексов. М.: Роскомнедра, 1994. С. 63–106.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М.* Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов. Новосибирск: СО РАН, 1993. 219 с.
- Нойман Р.В., Тешке Г.-Ю., Юбитц К.-Б.* О некоторых аспектах развития и структурного положения докембрия в южной части ГДР // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 9. М.: Наука, 1984. С. 200–212.
- Перчук Л.Л., Кротов А.В.* Геология амфиболитов пояса Тана и гранулитов Лапландского комплекса // Петрология. 1999. Т. 7. № 4. С. 356–381.
- Розен О.М.* Граувакки метаморфических комплексов докембрия (связь состава и геодинамических условий формирования) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1993. № 1. С. 36–50.
- Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Бреданова Н.В.* Минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным (программа MINLITH) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1999. № 1. С. 21–35.
- Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379.
- Тугаринов А.И., Бибикова Е.В.* Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 130 с.
- Barbey P., Convert J., Moreau B., Capdevila R., Hameurt J.* Petrogenesis and evolution of an Early Proterozoic collisional orogenic belts of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia) // Bull. Geological Society of Finland. 1984. № 56. Pt. 1–2. P. 161–188.
- Böstrom K., Peterson M.* Aluminium-poor ferromanganous sediments on active oceanic ridges // J. Geophys. Res. 1969. V. 74. P. 3261–3270.
- Eskola P.* On the granulites of Lapland // Amer. J. Sci. 1952. Bowen Volume. Pt. 1. P. 133–171.
- Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lunitites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.
- Roser B.P., Korsch R.I.* Determination of tectonic setting of sandstone-midstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // J. Geology. 1986. V. 94. № 5. P. 635–650.
- Turekian K.K., Wedepohl K.H.* Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust // Geol. Soc. Amer. Bull. 1961. V. 72. № 2. P. 175–191.