

Изотопно-геохимическая систематика и геодинамические обстановки формирования позднеархейских тоналит-трондjemитовых комплексов в разрезе Кольской сверхглубокой скважины и обрамлении Печенгской структуры

О.М. Туркина¹, В.Р. Ветрин²

¹ Институт геологии СО РАН, Новосибирск

² Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

Аннотация. По геологическим, геофизическим, петрологическим и изотопно-геохронологическим данным архейский комплекс в разрезе Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) сопоставим с амфиболит-гнейсовыми комплексами гранит-зеленокаменной области Сванвик-Нейденского сегмента Кольско-Норвежского блока. Плаггиогнейсы тоналит-трондjemитового состава, являющиеся одним из главных компонентов архейского комплекса СГ-3 и окружения скважины, включают два типа. Плаггиогнейсы типа А в различной степени обеднены тяжелыми лантаноидами и имеют ϵNd в диапазоне от +2 до +0.5. Плаггиогнейсы типа В обогащены тяжелыми РЗЭ, некогерентными редкими элементами и характеризуются отрицательными значениями ϵNd , что свидетельствует о контаминации первичного расплава древним коровым материалом. Амфиболиты, ассоциирующие с плаггиогнейсами, по редкоэлементному составу близки толеитовым базальтам современных океанических плато и архейских зеленокаменных поясов. Согласно экспериментальным данным, тоналит-трондjemитовые расплавы, соответствующие плаггиогнейсам типа А и В и в различной степени обедненные тяжелыми лантаноидами, формировались при плавлении метабазитов при $P \geq 10-15$ и ≤ 8 кбар соответственно. Модельные метабазитовые источники тоналит-трондjemитовых расплавов, исходных для плаггиогнейсов типа А, по распределению редких элементов и их индикаторным отношениям сопоставимы с современными базальтами океанических плато и архейскими базальтами плюмового происхождения. Низкая магнезиальность плаггиогнейсов исключает вклад мантийных перидотитов в их образование, и, следовательно, не согласуется с плавлением субдуцирующей океанической плиты. Вариации редкоэлементного и изотопного состава плаггиогнейсов скорее указывают на образование тоналит-трондjemитовых расплавов на различных уровнях утолщенной мафической коры, включающей гетерогенный по редкоэлементному и изотопному составу метабазальтовый материал. Особенности состава амфиболитов и модельных метабазитовых источников тоналит-трондjemитовых расплавов свидетельствует о том, что формирование утолщенной коры могло быть обусловлено аккрецией океанических плато.

Abstract. By geological, geophysical, petrological and isotopic-geochronological data the Archaean complex in the SG-3 section correlates with amphibolite-gneiss complexes of the granite-greenstone area of the Svanvik-Neiden segment located in the Kola-Norwegian block. Plagiogneisses of tonalite-trondhjemite composition, being one of the major components of the SG-3 Archaean complex and the borehole surroundings, include two types. Plagiogneisses of type A are depleted in heavy lanthanoids to a different degree and their ϵNd ranges from +2 to +0.5. Plagiogneisses of type B are rich in HREE, incompatible trace elements and are characterized by negative ϵNd values which is evidence of contamination of the primary melt by the ancient crust material. Amphibolites associated with plagiogneisses are close to tholeiitic basalts of modern oceanic plateaus and Archaean greenstone belts in the trace element composition. By the experimental data, tonalite-trondhjemite melts corresponding to plagiogneisses of types A and B and depleted in heavy lanthanoids to a different degree, formed during metabasic rocks melting at $P \geq 10-15$ and ≤ 8 kbar respectively. Model metabasite sources of tonalite-trondhjemite melts that are initial for plagiogneisses of type A are comparable with basalts of modern oceanic plateaus and Archaean basalts of plume origin in the trace element patterns and their indicator ratios. Low Mg# of plagiogneisses excludes the contribution of mantle peridotites in their formation and, hence, does not correlate with subduction oceanic plate. Variations of trace element and isotopic composition of plagiogneisses more likely point to formation of tonalite-trondhjemite melts at different levels of the thickened mafic crust which includes metabasalt material that is heterogeneous in trace element and isotopic composition. The composition peculiarities of amphibolites and model metabasite sources of tonalite-trondhjemite melts suggest that formation of the thickened crust might be caused by accretion of oceanic plateaus.

1. Введение

Поздний архей (3.1-2.7 млрд лет) был главным периодом роста континентальной коры Балтийского щита (*Gaal, Gorbatshev, 1987*). В этот период произошло формирование преобладающего объема пород тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава (ТТГ). Следовательно, изучение состава ТТГ, или "серых гнейсов" (*Трондьемиты...*, 1983), их генезиса и тектонических обстановок имеет важное значение для реконструкции процессов формирования ранней коры региона и понимания специфики архейской геодинамики. В пределах Кольско-Норвежского террейна позднеархейские ТТГ вскрыты Кольской сверхглубокой скважиной (СГ-3) в интервале 6842-12262 м, и на поверхности обнажены, главным образом, в северо-западном обрамлении Печенгской структуры, на территории Северной Норвегии.

Предполагается, что ведущим процессом образования ТТГ было дегидратационное плавление архейских толеитов, превращенных в гранатсодержащие амфиболиты или эклогиты (*Arth, Hanson, 1975; Martin, 1987; Drummond, Defant, 1990; Rapp, Watson, 1995*), но геодинамические обстановки формирования остаются дискуссионными. Архейские ТТГ по составу во многом сходны с кайнозойскими адакитами – низкокальциевыми вулканитами среднего и кислого состава, широко распространенными на тихоокеанском побережье Америки и в ряде других регионов (*Martin, 1999*). В рамках существующих моделей образование адакитов объясняется плавлением "молодой" и горячей океанской коры, погружающейся в зоне субдукции, где геотермический градиент близок к архейскому (*Drummond, Defant, 1990; Martin, 1994; 1999*). Наряду с субдукционной, ряд моделей предполагает образование ТТГ путем плавления метабазитового источника в нижней коре, связанного с андерплейтингом расплавов и/или подъемом мантийных плюмов (*Щипанский, Подладчиков, 1991; Atherton, Petford, 1993; Condie, 1994; Barnes et al., 1996; de Wit, 1998; Vetrin et al., 1999*). В рамках субдукционной модели выплавление ТТГ происходит в узком диапазоне P-T условий из источника, подобного базальтам типа NMORB, и в этом случае породы обнаруживают признаки (повышенную магнезиальность) взаимодействия первичного расплава с перидотитами мантийного клина (*Stern, Kilian, 1996; Rapp et al., 1999; Martin, 1999*). Альтернативная модель допускает плавление в нижнекоревых условиях источника, представленного различными типами базитов, в том числе сходных с базальтами, которые, судя по содержанию петрогенных и редких элементов, связаны с плюмовым магматизмом. В рамках этой модели поднимающиеся расплавы не взаимодействуют с мантийными перидотитами (*Smithies, 2000*).

Целью данного исследования является: (1) анализ редкоэлементного и изотопного состава ТТГ и ассоциирующих с ними амфиболитов и (2) разработка наиболее вероятной модели генезиса этих пород.

2. Геологическая позиция и породные ассоциации

В соответствии с геологическими, геофизическими и изотопно-геохронологическими данными, архейский комплекс в разрезе Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) сопоставим с амфиболито-гнейсовыми комплексами гранит-зеленокаменной области Сванвик-Нейденского сегмента Кольско-Норвежского террейна (*Ветрин и др., 2002; 2003*). Преобладающие породные ассоциации Сванвик-Нейденского сегмента представлены "серыми гнейсами", которые переслаиваются с амфиболитами, слюдястыми сланцами и железистыми кварцитами. Эти породы, имевшие первично вулканогенно-осадочное происхождение, выделены в составе гарсио комплекса и пространственно ассоциируют с одно- и многофазными тоналит-трондьемитовыми интрузиями варангер, сванвик и киркенес комплексов. Для пород тоналит-трондьемитового состава U-Pb возраст составляет 2.8-2.84 млрд лет (*Levchenkov et al., 1995*).

В архейском комплексе СГ-3 преобладают плагиогнейсы дацит-риодацитового состава (~45 %), чередующиеся с гнейсами, содержащими глиноземистые минералы (~20 %). Протолиты этих гнейсов соответствуют кислым вулканитам и осадочным породам аргиллит-алевролитового состава. Важной составляющей разреза (~30 %) являются амфиболиты и железистые кварциты. В нижней части архейского комплекса СГ-3 (глубже 11708 м) расположено тело гранитоидов тоналит-трондьемитового состава с реликтовыми включениями амфиболитов – амфиболит-тоналит-трондьемитовый комплекс (АТТК). Методами Sm-Nd и U-Pb датирования модельный возраст протолитов гнейсов оценивается в 2950-2850 млн лет, и время кристаллизации гранитоидов АТТК – в 2835-2832 млн лет (*Timmerman, Daly, 1995; Чен и др., 1998*).

Аналитические методы

Петрогенные, редкоземельные (РЗЭ), высокозарядные (ВЗЭ) и другие редкие элементы определены методами ICP-MS, ICP (Центр петрографических и геохимических исследований (CRPG-CNRS), Нанси, Франция, 32 образца), и масс-спектрометрическим, ИНАА, РФА методами в Аналитическом Центре Объединенного института геологии, геофизики и минералогии СО РАН, Новосибирск и Геологическом институте КНЦ РАН, Апатиты (30 образцов). Изотопный анализ Sm, Nd и определение изотопного состава Ne проведены в лаборатории геохронологии Геологического института КНЦ РАН, Апатиты по методикам, опубликованным ранее (*Каменский и др., 1984; Икорский, Каменский, 1998; Гоголь и др., 2000*).

3. Геохимия

Петрогенные и редкие элементы

Детальная характеристика распределения петрогенных и редких элементов в "серых гнейсах", обнаженных на поверхности, и из разреза СГ-3 приведена в более ранних публикациях (Ветрин и др., 2002; 2003; Vetrin et al., 2002), поэтому здесь рассматриваются только главные особенности их состава.

По петрохимическому составу биотитовые плагиогнейсы из архейского комплекса СГ-3 (табл. 1) и гарсио комплекса (табл. 2) соответствуют низкокалиевым риодацитам (трондьемитам) и реже дацитам (тоналитам). Большинство плагиогнейсов обнаруживают все характерные черты архейских ТТГ серий, такие, как повышенное содержание Al_2O_3 ($>15\%$ при $SiO_2 = 70\%$), низкое K_2O/Na_2O , высокое содержание CaO . Состав плагиогнейсов изменяется от преобладающих высокоглиноземистых до менее распространенных низкоглиноземистых ТТГ, которые различаются и по содержанию редких элементов. Первый тип (А) в различной степени обеднен тяжелыми РЗЭ и характеризуется сильно или умеренно фракционированным распределением РЗЭ $(La/Yb)_n = 12-88$ со слабой положительной аномалией Eu или без нее, что является типичным для архейских ТТГ. Мультиэлементные спектры имеют крутой наклон, все породы обогащены крупноионными литофильными элементами (КИЛЭ) и легкими РЗЭ и обнаруживают отчетливые отрицательные аномалии Nb , Ti , P (рис. 1а). Подобные петрохимический и редкоэлементный состав имеют также трондьемиты комплексов варангер и сванвик (табл. 2).

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в представительных образцах плагиогнейсов из архейского комплекса СГ-3 и амфиболитов из комплекса гарсио (Сванвик-Нейденский сегмент)

Компоненты	СГ-3							Комплекс гарсио	
	Плагиогнейсы типа А					Плагиогнейсы типа Б		Амфиболиты	
	44895	45001-3	36305	39866-6	39288-6	30085/1	34944	55-8	65-9
SiO ₂	68.81	69.97	69.65	71.47	71.94	65.31	70.38	47.53	49.66
TiO ₂	0.5	0.39	0.28	0.43	0.19	0.81	0.57	0.81	0.87
Al ₂ O ₃	15.66	15.23	16.18	14.72	15.65	16.98	15.15	15.25	13.7
Fe ₂ O ₃ *	3.70	3.26	2.74	2.60	2.0	4.75	2.40	13.32	14.79
MnO	0.05	–	–	0.04	–	0.04	0.01	0.21	0.23
MgO	1.15	1.01	0.87	0.75	0.5	1.43	0.97	8.13	6.14
CaO	3.86	3.95	2.83	2.93	3.06	2.06	2.11	10.1	10.48
Na ₂ O	3.45	4.01	5.45	4.31	5.11	5.5	5.1	2.29	2.33
K ₂ O	1.35	1.24	1.23	1.19	1.0	1.55	1.75	1.04	0.94
P ₂ O ₅	–	0.13	0.09	0.08	0.09	0.24	0.13	0.09	0.1
ппп	–	0.62	0.5	0.89	0.25	0.87	0.91	1.09	0.58
Rb	113	61	81	51	51	50	80	39	17
Ba	–	382	326	–	133	140	310	134	101
Sr	247	249	441	433	300	90	300	138	105
La	13.33	22.8	10.1	35.99	5.5	65	44	1.9	2.9
Ce	36.09	40.0	18.8	76.56	9.1	140	68	5.5	7.4
Pr	–	4.0	2.0	–	0.9	–	–	0.9	1.1
Nd	11.91	12.3	7.4	25.71	3.3	–	–	4.6	6.1
Sm	2.12	1.7	1.4	4.71	0.6	5.8	2.9	1.7	2.1
Eu	1.87	0.70	0.44	2.00	0.51	1.4	0.93	0.70	0.79
Gd	1.79	1.0	1.1	1.98	0.5	–	–	2.35	2.7
Tb	–	0.13	0.19	–	0.06	0.78	0.3	0.39	0.45
Dy	1.326	0.65	0.94	0.920	0.26	–	–	2.59	3.2
Ho	–	0.11	0.18	–	0.04	–	–	0.57	0.73
Er	0.617	0.28	0.46	0.353	0.12	–	–	1.59	2.2
Tm	–	0.04	0.06	–	0.01	–	–	0.28	0.34
Yb	0.486	0.29	0.34	0.292	0.10	1.2	0.86	1.74	2.3
Lu	0.072	0.05	0.05	0.042	0.02	0.18	0.13	0.27	0.36
Zr	168	185	116	178	94	200	100	41	52
Hf	–	4.0	2.8	–	2.7	–	–	1.13	1.5
Ta	–	0.26	0.23	–	0.14	–	–	0.16	0.22
Nb	<7	4.4	2.9	<7	3.9	10	3	1.7	2.2
Y	<6	3.2	5.1	<6	1.3	–	–	18.0	21.8
(La/Yb) _n	18.5	52.4	20.2	83.1	36.1	36.5	34.5	0.7	0.9
Mg#	0.38	0.38	0.38	0.34	0.33	0.37	0.44	0.65	0.50

Примечание: прочерк – нет данных. Fe₂O₃* – железо общее. (La/Yb)_n – отношение, нормированное по хондриту (Boynon, 1984). Mg# – магнезиальный номер.

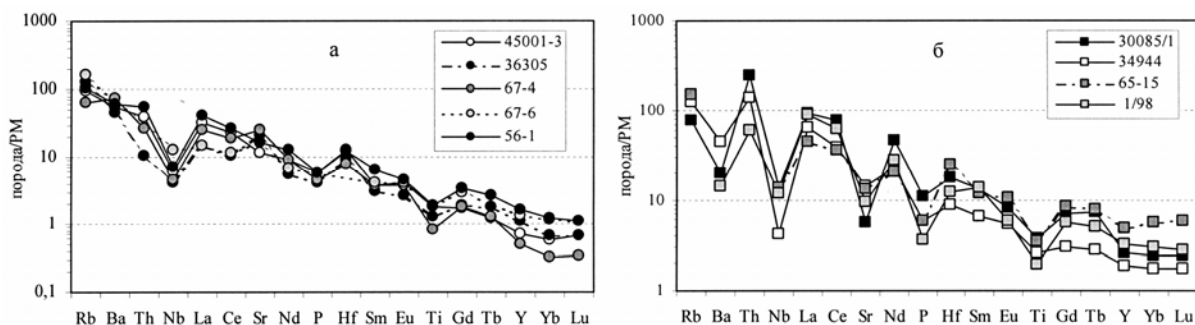


Рис. 1. Распределение редких элементов для плагиогнейсов из СГ-3 и гарсио комплекса. Гнейсы типа А (а), гнейсы типа Б (б). Нормировано по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989)

Таблица 2. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в представительных образцах плагиогнейсов Сванвик-Нейденского сегмента

Компо- ненты	Гарсио комплекс					Варангер комплекс		Сванвик комплекс	
	Гнейсы типа А		Гнейсы типа Б			Гнейсы типа А		Гнейсы типа А	
	67-4	56-1	65-1	65-15	1/98	76-1	70/99	115/99	111-1
SiO ₂	68.31	68.14	73.85	68.52	69.83	71.39	68.07	68.83	69.57
TiO ₂	0.18	0.41	0.44	0.77	0.42	0.25	0.345	0.354	0.26
Al ₂ O ₃	17.49	15.68	12.74	14.44	15.15	15.33	15.99	16.69	16.26
Fe ₂ O ₃ *	2.18	3.93	4.14	5.37	3.61	2.46	2.78	3.2	2.45
MnO	–	0.04	–	0.07	0.04	< п.о.	0.044	0.047	< п.о.
MgO	0.88	1.24	0.58	1.54	1.24	0.65	1.78	1.33	0.8
CaO	3.85	4.14	2.48	3.25	2.46	2.75	3.34	3.56	3.37
Na ₂ O	5.1	3.99	3.83	3.24	4.55	4.5	6.15	3.73	4.87
K ₂ O	1.48	1.43	1.3	1.88	1.68	1.99	1.38	1.55	1.38
P ₂ O ₅	0.1	0.13	0.08	0.13	0.08	0.12	0.03	0.099	0.12
ппп	0.28	0.7	0.39	0.89	0.69	0.37	0.22	0.7	0.74
Rb	41	57	75	96	–	85	54	75.7	52
Ba	519	432	416	–	100	497	300	400	344
Sr	547	345	153.5	275	–	262	400	766	605
La	17.21	27.86	38.92	30.33	63	21.5	15.0	27.5	25.3
Ce	33.22	47.34	80.33	64.44	110	41.3	30.0	48	48.8
Pr	3.46	5.26	9.43	–	–	4.4	–	–	5.4
Nd	12.07	17.30	33.41	28.13	38	15.3	11.0	19	18.5
Sm	1.63	2.80	5.47	5.331	6.2	2.3	1.5	3.1	2.4
Eu	0.62	0.78	1.39	3.487	1	0.69	0.71	0.75	0.75
Gd	1.10	2.06	3.90	5.02	3.4	1.81	1.2	1.9	1.60
Tb	0.14	0.29	0.51	–	0.54	0.22	0.17	0.19	0.21
Dy	0.61	1.45	2.32	4.563	–	1.15	–	–	0.94
Ho	0.08	0.25	0.39	–	–	0.17	–	–	0.15
Er	0.23	0.62	1.06	2.808	–	0.47	–	–	0.38
Tm	0.03	0.09	0.15	–	–	0.05	0.06	–	0.06
Yb	0.16	0.60	0.95	2.785	1.5	0.36	0.32	0.45	0.35
Lu	0.02	0.08	0.16	0.438	0.21	0.06	0.05	0.053	0.05
Zr	85	154	454	275	–	141	150	149	131
Hf	2.4	3.68	10.7	–	3.8	3.60	4.3	4	2.98
Ta	0.20	0.48	0.16	–	0.5	0.30	0.30	0.35	0.34
Nb	3.2	5.0	5.2	10	–	4.3	3.7	2.75	3.3
Y	2.3	7.4	10.7	22	–	5.1	5.4	4.3	4.3
(La/Yb) _n	72.1	31.5	27.5	7.3	28.3	40.1	31.6	41.2	48.7
Mg#	0.44	0.38	0.22	0.36	0.40	0.44	0.57	0.45	0.39

Примечание: < п.о. – концентрации ниже порога обнаружения.

Существенно менее распространенные плагиогнейсы второго типа (Б) установлены в гарсио комплексе и в верхней части разреза СГ-3. В сравнении с гнейсами первого типа с тем же содержанием SiO₂, они обогащены Fe, Ti, РЗЭ и ВЗЭ и обеднены Sr (табл. 1, 2). Распределение редкоземельных элементов для плагиогнейсов слабо фракционированное ((La/Yb)_n = 7-37), что резко отличает их от типичных высокоглиноземистых ГТГ серий архея. Мультиэлементные спектры пород более пологие с

отрицательными аномалиями не только Nb, Ti, P, но и Sr (рис. 1б). Различия составов двух типов плагиогнейсов скорее могут быть связаны с вариациями условий парциального плавления и/или состава их источников, чем с фракционной кристаллизацией одного и того же исходного расплава.

Гнейсы из обнажений на поверхности и архейского комплекса СГ-3 пространственно ассоциируют с амфиболитами. Следует отметить, что преобладающая часть амфиболитов из архейской части разреза СГ-3 имеет раннепротерозойское время образования и по составу сопоставима с метабазами печенгской серии (*Ветрин и др.*, 2002). Амфиболиты комплекса гарсио, переслаивающиеся с плагиогнейсами, имеют позднеархейский возраст. По содержанию петрогенных компонентов они соответствуют железистым толеитовым базальтам (табл. 1) и имеют субгоризонтальные редкоземельные спектры с варьирующим обеднением легкими РЗЭ ((La/Yb)_n = 0.7-1.2). За исключением наиболее мобильных крупноионных литофильных элементов (КИЛЭ), амфиболиты характеризуются плоскими мультиэлементными спектрами и отношениями немобильных редких элементов, близкими к значениям для примитивной мантии (рис. 2). В этом отношении амфиболиты сходны с современными базальтами океанических плато, например, плато Онтонг Джава и Аруба (*Mahoney et al.*, 1993; *White et al.*, 1999).

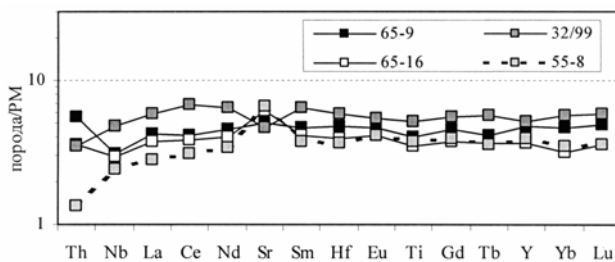


Рис. 2. Мультиэлементные спектры для амфиболитов гарсио комплекса

Sm-Nd изотопная систематика

Изучение Sm-Nd изотопного состава пород выявило существенное различие между двумя типами гнейсов (табл. 3). Гнейсы типа А характеризуются величинами εNd, варьирующими от +2.8 до +0.5, тогда как породы типа Б имеют близкие отрицательные значения εNd: от -0.6 до -1.0 (рис. 3). Для всех типов плагиогнейсов характерен узкий диапазон отношений ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd (0.08-0.14), в целом близких к среднекоровой величине этого отношения (0.12). Линейная связь между ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd для пород А и Б типов не может быть результатом смешения компонентов с различным Sm/Nd отношением, поскольку разные типы плагиогнейсов не группируются в отдельных частях тренда (рис. 3б). Близость возрастных значений, установленных при датировании U-Pb методом по циркону, с модельным возрастом плагиогнейсов указывает на источник с короткой коровой предысторией. Амфиболиты, чередующиеся с плагиогнейсами в комплексе гарсио, имеют величину εNd от +2.2 до +3.3 для возраста 2840 млн лет. Эти данные показывают, что амфиболиты образовались при плавлении менее истощенного мантийного резервуара в сравнении с позднеархейской деплетированной мантией по модели (*Goldstein, Jacobsen*, 1988).

Для плагиогнейсов типа Б характерны низкие отрицательные величины εNd, что может отражать либо плавление относительно долгоживущего корового источника, либо контаминацию расплавов материалом более древней коры. Вклад корового компонента в образование гнейсов согласуется с их обогащением несовместимыми редкими элементами, такими как Th, легкие РЗЭ и Zr. Эти породы имеют наиболее древний модельный возраст (среднее 3135 млн лет).

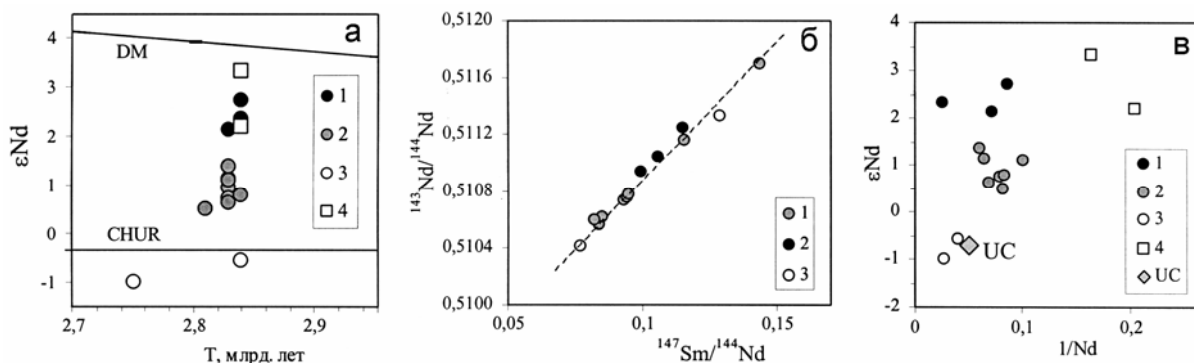


Рис. 3. Диаграммы εNd – возраст (а), ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd – ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd (б) и εNd – 1/Nd (в) для плагиогнейсов и амфиболитов

1-2 – гнейсы типа А с высокой (1) и низкой (2) величиной εNd. 3 – гнейсы типа Б; 4 – амфиболиты. DM – деплетированная мантия, CHUR – однородный хондритовый резервуар, UC – верхняя кора с модельным возрастом 3.2 млрд лет

Таблица 3. Концентрации Sm, Nd, He и изотопный состав плагиогнейсов и амфиболитов

№№ образца	Комп-лекс	Sm, (г/т)	Nd, (г/т)	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	T, млн лет	ϵNd	TDM млн лет	$^4\text{He}, 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$	$^4\text{He}/^3\text{He}, 10^7$
<i>Плагиогнейсы</i>										
39288-6	СГ-3	0.78	4.08	0.1153	0.511165+/-4	2830	0.9	3056	18.8	3.70
28	то же	1.94	12.63	0.0929	0.510736+/-16	2830	0.7	3029	31.5	3.03
46a	"	2.02	14.52	0.0839	0.510562+/-14	2830	0.6	3022	16.6	2.94
48	"	2.4	13.74	0.1055	0.511043+/-12	2830	2.1	2953	63.8	3.23
65-1	гарсио	6.41	38.97	0.09948	0.510934+/-3	2840	2.3	2943	0.17	0.71
67-4	то же	1.08	6.93	0.09416	0.510755+/-2	2840	0.8	3037	0.10	0.50
56-1	"	2.18	11.5	0.11486	0.511242+/-4	2840	2.7	2928	0.12	0.30
65-15	"	5.2	24.5	0.12841	0.511329+/-15	2840	-0.6	3236	0.67	1.08
1/98	"	4.7	37.1	0.0767	0.510407+/-22	2753	-1.0	3034	0.54	1.00
76-1	варангер	1.91	12.17	0.09494	0.510776+/-4	2810	0.5	3029	0.08	1.00
111-1	сванвик	2.15	15.25	0.08521	0.510617+/-5	2825	1.1	2988	0.31	1.05
109/99	то же	2.34	9.85	0.1436	0.511703+/-6	2825	1.1	3131	0.17	1.39
115/99	"	2.24	16.5	0.08199	0.510568+/-10	2825	1.4	2948	0.14	1.00
<i>Амфиболиты</i>										
55-8	гарсио	1.66	4.87	0.20591	0.512922+/-38	2840	2.2	4487		
65-9	то же	2.04	6.1	0.20272	0.512920+/-6	2840	3.3	3212		

Примечание: измерения изотопного состава Sm и Nd выполнены на масс-спектрометре Finnigan MAT-262, аналитик А.А. Деленицин. Изотопный состав He определен на масс-спектрометре МИ-1201, аналитик И.Л. Каменский. Измеренные значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ стандартов были La Jolla 0.511833 ± 6 (n = 11) и JNd1 = 0.512078 ± 5 (n = 10). При расчете величин ϵNd и модельного возраста T(DM) использованы современные значения для однородного хондритового резервуара (CHUR) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) и деплетированной мантии (DM) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$) по (Goldstein, Jacobsen, 1988).

По величине ϵNd плагиогнейсы типа А обособляются в две группы (рис. 3). Фигуративные точки образцов первой группы с высокими значениями ϵNd близки к линии эволюции деплетированной мантии и перекрываются с величинами ϵNd для ассоциирующих амфиболитов, что согласуется с образованием плагиогнейсов из метабазитового источника, производного деплетированной мантии. Весь ряд значений ϵNd не может быть обусловлен различной степенью смешения с коровым материалом, так как гнейсы не обнаруживают отчетливой отрицательной корреляции между величиной ϵNd и $1/\text{Nd}$ (рис. 3в). Кроме того, гнейсы имеют близкий модельный возраст 2.95-3.06 млрд лет. В альтернативном варианте установленный ряд значений ϵNd для плагиогнейсов типа А можно объяснить образованием ГТГ при парциальном плавлении метабазитов с варьирующим изотопным составом Nd.

Геохимия изотопов гелия

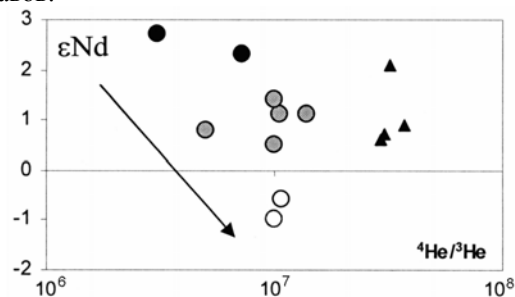
Одним из показателей процессов мантийно-корового взаимодействия является отношение $^4\text{He}/^3\text{He}$, величина которого составляет в породах нижней и верхней мантии (MORB) $0.55\cdot 10^4$ и $8.9\cdot 10^4$, соответственно, и достигает $5\cdot 10^7$ в образованиях континентальной коры (Tolstikhin, Marty, 1998). Это позволяет оценить вклад мантийного гелия в породах, образованных за счет различных источников. Можно полагать, что в плагиогнейсах, образованных при кристаллизации частичных выплавов из пород мантийного генезиса, имевших короткое время пребывания в коре, сохраняется захваченный флюид, содержащий повышенные концентрации ювенильных компонентов. С целью проверки этого предположения были определены концентрации и изотопный состав гелия, выделенного методом дробления из флюидных включений в породах (Икорский, Каменский, 1998). Содержание гелия в плагиогнейсах из поверхностных комплексов колеблется в пределах $(0.08-0.67)\cdot 10^{-6} \text{ г}/\text{см}^3$, и величина отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ достигает $(3-5)\cdot 10^6$, что в 10-17 раз ниже величины этого отношения в породах верхней коры (табл. 3). Плагиогнейсы из архейского комплекса СГ-3, по сравнению с их аналогами на поверхности, характеризуются значительно более высокими концентрациями гелия (~ на 2 порядка), и более высокими значениями отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ – $(2.9-3.7)\cdot 10^7$. Наличие повышенных концентраций гелия в плагиогнейсах СГ-3 было обусловлено, вероятно, привнесом радиогенного гелия в период протерозойского метаморфизма и гранитизации, в результате чего и произошло увеличение исходных, более низких значений отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$.

Наличие пониженных значений $^4\text{He}/^3\text{He}$ в плагиогнейсах с поверхности, не подвергавшихся процессам протерозойского метаморфизма и гранитизации, может рассматриваться как свидетельство небольшого вклада ювенильного ^3He в состав захваченного флюида. Если это так, и концентрации

изотопов гелия во включениях не зависели от содержания U, Th, Li-элементов, генерирующих в породе радиогенные изотопы $^4\text{He}^*$ и $^3\text{He}^*$, то следует ожидать отсутствия зависимостей между редкоэлементным составом пород и величиной отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$. Этому предположению противоречат выявленные обратные корреляционные связи между редкоэлементным составом выделенных геохимических типов плагиогнейсов и рассматриваемой величиной отношения изотопов гелия. Указанные зависимости отчетливо проявлены на графике $\epsilon\text{Nd} - ^4\text{He}/^3\text{He}$ (рис. 4), демонстрирующем рост величины отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ от относительно деплетированных плагиогнейсов типа А к породам группы Б, обогащенным некогерентными элементами. Следовательно, изотопный состав гелия во флюидных включениях был изменен в результате добавки радиогенных изотопов He, образованных при распаде U и Th. Таким образом, наиболее низкие значения отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ в гелии, выделенном из флюидных включений в породах группы А – $(3-5) \cdot 10^6$, могут рассматриваться лишь как верхний предел величины этого отношения в гелии, захваченном при кристаллизации расплавов.

Рис. 4. Диаграмма в координатах $^4\text{He}/^3\text{He} - \epsilon\text{Nd}$.

Треугольниками обозначены плагиогнейсы из разреза СГ-3, остальные условные обозначения см. рис. 3. Стрелкой показана эволюция изотопного состава гелия в гнейсах с различными значениями ϵNd



4. Обсуждение результатов

Петрогенезис

В соответствие с экспериментальными данными (*Rapp, Watson, 1995*), расплавы тоналит-трондьемитового состава, соответствующие плагиогнейсам типа А, могут быть получены при парциальном плавлении метабазитового источника в равновесии с гранатсодержащим амфиболитовым реститом при $P > 10-15$ кбар. Как уже отмечалось, гнейсы типа А в различной степени обеднены тяжелыми РЗЭ (Yb от 0.16 до 0.95 г/т). Отсутствие корреляции между уровнем концентраций тяжелых РЗЭ и содержанием MgO, FeO, CaO, отчасти, возможно, связанное и с перераспределением петрогенных элементов при метаморфизме и мигматизации, не позволяет объяснить наблюдаемый диапазон концентраций тяжелых лантаноидов фракционированием роговой обманки при кристаллизации одного и того же исходного расплава. Вариации в содержании тяжелых РЗЭ в тоналит-трондьемитовых расплавах могут отражать изменения минерального состава рестита, зависящего, главным образом, от P-T условий плавления. Поскольку содержание граната в рестите увеличивается с ростом температуры и давления (*Rapp, Watson, 1995*), это приводит к прогрессирующему обеднению расплава тяжелыми лантаноидами.

Более детальные ограничения на образование плагиогнейсов типа А могут быть получены при количественном моделировании редкоэлементного состава их базитового источника. Модель предполагает плавление толеит-базальтового источника в равновесии с плагиоклаз-клинопироксен-амфиболовым реститом, содержащим от 15 до 30 % граната. Коэффициенты распределения минерал/расплав соответствуют приведенным в работе (*Martin, 1987*) и обычно используются при моделировании генезиса ТТГ. Коэффициенты распределения рутил/расплав заимствованы из работы (*Foley et al., 2000*). Расчетные составы базитовых источников для тоналит-трондьемитовых расплавов, соответствующих плагиогнейсам типа А с различным содержанием тяжелых РЗЭ, изображены в виде мультиэлементных спектров на рис. 5. Модельные базитовые источники имеют практически субгоризонтальные мультиэлементные спектры на уровне 4-7 примитивно-мантийных концентраций. По редкоэлементному составу они близки к амфиболитам комплекса гарсио, ассоциирующим с плагиогнейсами. Генетическая связь плагиогнейсов типа А с породами мантийного генезиса подтверждается наличием в гнейсах небольшого количества ювенильного гелия.

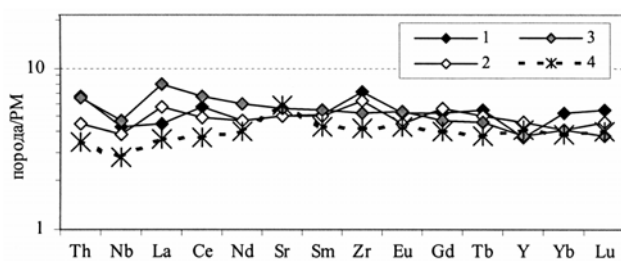


Рис. 5. Мультиэлементные спектры модельных базитовых источников для плагиогнейсов СГ-3 и гарсио комплекса (1-3).

Для сравнения показан средний состав амфиболитов гарсио комплекса (4).

При расчете приняты следующие минеральные составы реститов: Hb (16-44 %), Срх (24-58 %), Pl (0-12 %), Gar (14-30 %), Ru (0.5 %), где Hb – амфибол, Срх – клинопироксен, Pl – плагиоклаз, Gar – гранат, Ru – рутил

Плаггиогнейсы типа Б, обогащенные тяжелыми лантаноидами, в соответствии с экспериментальными данными (Beard, Lofgren, 1991; Rapp, Watson, 1995) могли быть образованы в равновесии с амфиболитовым реститом, не содержащим граната, при P не более 8-10 кбар. Повышенные концентрации в плаггиогнейсах несовместимых элементов (легкие РЗЭ, Th) предполагают либо плавление обогащенного этими элементами субстрата, либо их накопление в результате ассимиляции расплавом корового материала, что согласуется с отрицательными величинами ϵNd и повышенными значениями отношения $^4He/^3He$ в этих породах.

Для оценки вероятного вклада мантийных перидотитов в образование плаггиогнейсов проведено сопоставление их состава с кислыми расплавами, экспериментально полученными из базитовых источников. При детальном анализе петрохимических данных было установлено (Smithies, 2000), что раннеархейские и большая часть позднеархейских ТТГ на диаграмме Mg# (магнезиальный номер) – SiO₂ располагаются в низкомагнезиальной области с повышенным содержанием SiO₂ и перекрывают поле экспериментально полученных расплавов из метабазитовых источников (Sen, Dunn, 1994; Rapp, Watson, 1995). Низкая магнезиальность характерна и для исследованных позднеархейских плаггиогнейсов (рис. 6). Адакиты, напротив, резко отличаются по магнезиальному номеру (Mg# = 40-60) от экспериментально полученных расплавов (Mg# = 25-40). Как предполагается, повышенная магнезиальность адакитов является следствием взаимодействия первичных выплавов из метабазитов субдуцирующей плиты с перидотитами мантийного клина при перемещении расплава (Stern, Kilian, 1996; Yogodzinski, Kelemen, 1998). Низкий Mg# исследованных плаггиогнейсов исключает вклад перидотитового мантийного источника в их образование, скорее они могли быть результатом плавления метабазитов в нижних частях утолщенной коры.

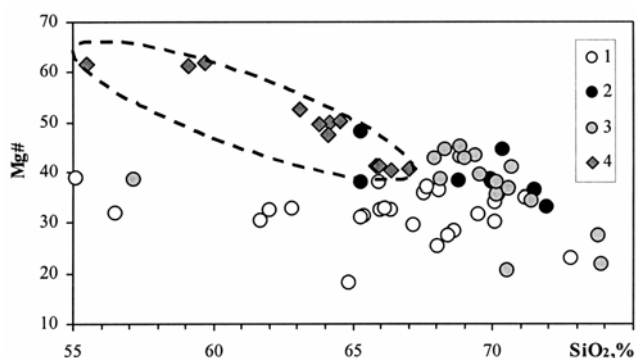


Рис. 6. Диаграмма Mg# – SiO₂ для плаггиогнейсов и адакитов.

- 1 – экспериментально полученные тоналит-гранодиоритовые расплавы (Sen, Dunn, 1994; Rapp, Watson, 1995),
- 2-3 – плаггиогнейсы из архейского комплекса СГ-3 (2) и поверхностных комплексов (3),
- 4 – адакиты Андийской вулканической зоны (Stern, Kilian, 1996)

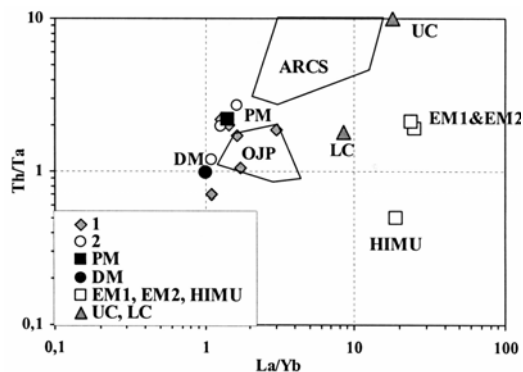


Рис. 7. Диаграмма La/Yb – Th/Ta для амфиболитов комплекса гарсио и модельных базитовых источников плаггиогнейсов.

- 1 – амфиболиты, 2 – модельные базитовые источники тоналит-гранодиоритовых расплавов. PM – примитивная мантия, DM – деплетированная мантия, EM1, EM2 и HIMU – обогащенные мантийные источники, UC и LC – верхняя и нижняя континентальная кора, OJP – базальты плато Онтонг Джава, ARCS – базальты островных дуг, по (Condie, 1994).

Геодинамические обстановки

При реконструкции геодинамических условий образования позднеархейских ТТГ должны найти объяснение следующие данные:

- 1) пространственная ассоциация этих пород с позднеархейскими зеленокаменными поясами, для части которых предполагается образование в результате плюм-тектонических процессов;
- 2) различная степень обеднения плаггиогнейсов тяжелыми лантаноидами, обусловленная, главным образом, изменением P-T условий образования расплавов;
- 3) широкие вариации изотопного состава Nd в плаггиогнейсах, которые, наряду с различием концентраций некогерентных элементов в породах типов А и Б, могут отражать гетерогенность пород в области источника;
- 4) низкая магнезиальность гнейсов, ставящая под сомнение вклад перидотитового мантийного источника в их образование;
- 5) сходство редкоэлементного состава метабазитовых источников тоналит-гранодиоритовых расплавов и амфиболитов, ассоциирующих с плаггиогнейсами, с современными базальтами океанических плато и архейскими толеитами плюмового происхождения.

Вариации редкоэлементного и изотопного состава плагиогнейсов свидетельствуют о различии их источников. Как показано выше, установленный диапазон значений ϵNd для плагиогнейсов типа А не может быть обусловлен смешением с древним коровым компонентом, следовательно, он может отражать гетерогенность пород в области плавления. Имеющиеся данные по изотопному составу Nd коматиитовых базальтов Балтийского щита позволяют судить об особенностях позднеархейской мафической коры и ее мантийных источниках. Для позднего архея (3.0-2.75 млрд лет) выявлен ряд различных по изотопно-геохимическим характеристикам мантийных источников: от ультрадеплетированного ($\epsilon\text{Nd} = +4.4$) и умеренно деплетированного (+2.5 и +1.5) до близкого к однородному хондритовому резервуару (+0.3) (Vrevsky et al., 1996). Этот диапазон значений ϵNd перекрывается с рядом величин, установленных для плагиогнейсов типа А (от +2.7 до +0.5). Таким образом, изотопные данные не противоречат возможности формирования плагиогнейсов за счет мафической коры, сформированной в позднем архее под действием мантийных плюмов, которые включали различный по изотопному составу материал. Базитовые источники плагиогнейсов типа А, так же как и ассоциирующие с гнейсами амфиболиты, обнаруживают сходство по редкоэлементному составу с современными базальтами океанических плато и характеризуются субгоризонтальными мультиэлементными спектрами (рис. 5). По индикаторным отношениям редких элементов – Th/Ta и La/Yb они варьируют в диапазоне величин между примитивной (PM) и деплетированной (DM) мантией (рис. 7), что согласуется с рядом значений ϵNd , указывающих на формирование кислых расплавов из метабазитов, производных в различной степени обедненных мантийных источников. По изотопно-геохимическим параметрам базальты, которые могли быть источником тоналит-трондьемитовых расплавов, близки к основным вулканитам позднеархейских зеленокаменных поясов плюмового происхождения, для которых характерны практически плоские мультиэлементные спектры, близкие к примитивно-мантийным отношения некогерентных редких элементов, и варьирующие значения ϵNd (от +0.5 до +3.5) (Polat et al., 1999).

Низкая магнезиальность плагиогнейсов и, следовательно, отсутствие признаков взаимодействия тоналитовых расплавов с мантийными перидотитами не согласуется с их образованием в результате плавления субдущирующей океанической плиты. Возможным способом избежать взаимодействия расплава с породами мантийного клина является пологая субдукция, или тектонический андерплейтинг, как это предполагалось в модели Аббота и Хофмана (Abbott, Hofman, 1984). Однако субдукционная модель предполагает плавление однородного базитового субстрата в узком диапазоне P-T условий. Например, позднеархейские адакиты, так же, как и ассоциирующие с ними базальты зеленокаменного пояса Вава, имеют узкий диапазон ϵNd (от +1.4 до +2.5), соответствующий деплетированному мантийному источнику (Polat, Kerrich, 2002).

Альтернативной модели пологой субдукции является модель плавления в основании мощной коры (> 35-40 км), сформированной в результате аккреции океанических плато (Smithies, Champion, 2000) или нагромождения и обдукции океанической коры (de Wit, 1998). Различная степень обеднения плагиогнейсов тяжелыми лантаноидами и их изотопная неоднородность скорее указывают на образование тоналитовых расплавов на различных уровнях утолщенной мафической коры, включающей гетерогенный по составу базальтовый материал. Выше было показано, что амфиболиты, ассоциирующие с плагиогнейсами, так же как и базитовые источники тоналитовых расплавов, по геохимическим особенностям обнаруживают сходство с вулканитами океанических плато, и, подобно современным аналогам, варьируют по изотопным и геохимическим характеристикам от производных как деплетированной, так и примитивной мантии. Принимая это во внимание, наиболее вероятным способом формирования позднеархейских плагиогнейсов могло быть плавление коры, образованной при аккреции океанического плато. Оценки коровой мощности архейских океанических плато, сделанные Р. Кентом с соавторами (Kent et al., 1996) с использованием модели адиабатического парциального плавления (McKenzie, Bickle, 1988) для вероятной мантийной температуры 1600°C, составляют порядка 43 км. Из этого следует, что нижние части коры океанических плато могли быть превращены в гранатсодержащие гранулиты или эклогиты, и, соответственно, могли реализоваться условия, необходимые для образования высокоглиноземистых ТТГ.

5. Выводы

Плагиогнейсы тоналит-трондьемитового (дацит-риодацитового) состава, являющиеся одним из главных компонентов архейской части разреза Кольской сверхглубокой скважины и Сванвик-Нейденского сегмента Кольско-Норвежского блока, включают два типа, различающиеся по распределению петрогенных и редких элементов и изотопному составу Nd. Плагиогнейсы типа А, относящиеся к высокоглиноземистым ТТГ, в различной степени обеднены тяжелыми лантаноидами, имеют ϵNd в диапазоне от +2.7 до +0.5 и характеризуются пониженными значениями отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$. Низкоглиноземистые плагиогнейсы типа Б обогащены тяжелыми РЗЭ и характеризуются отрицательными значениями ϵNd .

Различие изотопного состава и концентраций тяжелых РЗЭ позволяет предполагать, что рассматриваемые типы гнейсов образовались при различных Р-Т условиях из гетерогенного базитового материала. Их образование, по-видимому, не было связано с субдукционной обстановкой, скорее тоналит-тронджемитовые расплавы могли формироваться на различных уровнях утолщенной коры, включающей гетерогенный по составу metabasaltовый материал и образованной при аккреции океанических плато. Мафическая кора, служившая источником тоналит-тронджемитовых расплавов, была сформирована, вероятно, в результате подъема мантийного плюма и включала продукты плавления как в различной степени деплетированного, так и примитивного мантийных резервуаров.

Благодарности. Авторы благодарны А.А. Кременецкому (ИМГРЭ, г. Москва), Дж. Ладдену (Центр петрографических и геохимических исследований, г. Нанси, Франция), В.А. Боброву (ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск), О. Нордгюлену (Геологическая служба Норвегии, г. Трондхейм), А.А. Деленицину, И.Л. Каменскому (Геологический институт КНЦ РАН), Д.М. Губерману, Ю.П. Смирнову и Ю.Н. Яковлеву (НПЦ Кольская сверхглубокая) за полезное обсуждение результатов исследований и предоставленные аналитические и каменные материалы.

Исследования проводились при финансовой поддержке РФФИ (99-05-65158, 02-05-64394, 03-05-64936).

Литература

- Abbott D.H., Hoffman S.E.** Archaean plate tectonics revisited: Heat flow, spreading rate and the age of subducting oceanic lithosphere and their effects on origin and evolution of continents. *Tectonics*, v.3, p.429-448, 1984.
- Arth J.G., Hanson G.N.** Geochemistry and origin of the Early Precambrian crust of north-eastern Minnesota. *Geochem. Cosmochem. Acta*, v.39, p.325-362, 1975.
- Atherton M.P., Petford N.** Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, v.362, p.144-146, 1993.
- Barnes C.G., Petersen S.W., Kistler R.W., Murray R., Kays M.A.** Source and tectonic implication of tonalite-trondhjemite magmatism in the Klamath Mountains. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.123, p.40-60, 1996.
- Beard J.S., Lofgren G.E.** Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstone and amphibolites at 1, 3 and 6.9 kb. *J. Petrol.*, v.32, p.465-501, 1991.
- Boynnton W.V.** Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: *Rare earth element geochemistry*. Ed.: P. Henderson. Amsterdam, Elsevier, p.63-114, 1984.
- Condie K.** Greenstones through time. *Archaean Crustal Evolution*, Elsevier, Amsterdam, p.85-120, 1994.
- De Wit M.J.** On Archaean granites, greenstones, cratons and tectonics: Does the evidence demand a verdict? *Precambrian Res.*, v.91, p.181-226, 1998.
- Drummond M.S., Defant M.J.** A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons. *J. Geophys. Res.*, v.95, p.21503-21521, 1990.
- Foley S.F., Barth M.G., Jenner G.A.** Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. *Geochim. Cosmochem. Acta*, v.64, p.933-938, 2000.
- Gaál G., Gorbatshev R.** An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Res.*, v.35, p.15-52, 1987.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.** Nd and Sm isotopic systematics of rivers water suspended material: Implications for crustal evolution. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, v.87, p.249-265, 1988.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.** Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.67, p.137-150, 1984.
- Kent R.W., Hardarson B.S., Saunders A.D., Storey M.** Plateaux ancient and modern: Geochemical and sedimentological perspectives on Archaean oceanic magmatism. *Lithos*, v.37, p.129-142, 1996.
- Levchenkov O.A., Levsky L.K., Nordgulen O., Dobrzhinetskaya L.F., Vetrin V.R., Cobbing J., Nilsson L.P., Sturt B.A.** U-Pb zircon ages from Sorvaranger, Norway and the western part of the Kola Peninsula, Russia. *Nor. Geol. Unders. Special. Publ.*, v.7, p.29-48, 1995.
- Mahoney J.J., Storey M., Duncan R.A., Spencer K.J., Pringle M.** Geochemistry and geochronology of Leg 130 basement lavas: Nature and origin of the Ontong Java Plateau. *Proc. Ocean Drilling Prog. Sci. Results*, v.130, p.3-22, 1993.
- Martin H.** Adakitic magmas: Modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, v.46, p.411-429, 1999.
- Martin H.** Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites, and granodiorites from eastern Finland: Major and trace element geochemistry. *J. Petrol.*, v.28, p.921-953, 1987.
- Martin H.** The Archaean grey gneisses and the genesis of continental crust. *Archaean Crustal Evolution*, Elsevier, Amsterdam, p.205-259, 1994.

- McKenzie D.P., Bickle M.J.** The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *J. Petrol.*, v.29, p.625-679, 1988.
- Polat A., Kerrich R.** Nd-isotope systematics of ~2.7 Ga adakites, magnesian andesites, and arc basalts, Superior Province: Evidence for shallow crustal recycling at Archaean subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.202, p.345-360, 2002.
- Polat A., Kerrich R., Wyman D.** Geochemical diversity in oceanic kimatiites and basalts from the late Archaean Wawa greenstone belts, Superior Province, Canada: Trace element and Nd isotope evidence for a heterogeneous mantle. *Precamb. Res.*, v.94, p.139-173, 1999.
- Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D., Applegate G.S.** Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: Experimental constraints at 3.8 Gpa. *Chemical. Geol.*, v.160, p.335-356, 1999.
- Rapp R.P., Watson E.B.** Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J. Petrol.*, v.36, p.891-931, 1995.
- Sen C., Dunn T.** Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 Ga: Implications for the origin of adakites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.117, p.394-409, 1994.
- Smithies R.H.** The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.182, p.115-125, 2000.
- Smithies R.H., Champion D.C.** The Archaean high-Mg diorite suite: Link to tonalite-trondhjemite-granodiorite magmatism and implication for early Archaean crustal growth. *J. Petrol.*, v.41, p.1653-1671, 2000.
- Stern C.R., Kilian R.** Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.123, p.263-281, 1996.
- Sun S.-S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins. Ed.: A.D. Saunders, M.J. Norrrys. Oxford, Geological Society Spec. Publ.*, v.42, p.313-345, 1989.
- Timmerman M.J., Daly J.S.** Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland-Kola mobile belt, Kola Peninsula, Russia and Norway. *Precambrian Res.*, v.72, p.97-107, 1995.
- Tolstikhin I.N., Marty B.** The evolution of terrestrial volatiles: A view from helium, neon, argon and nitrogen isotope modeling. *Chemical geol.*, v.147, p.27-52, 1998.
- Vetrin V.R., Turkina O.M., Ludden J.** Petrology and geochemistry of rocks from the basement of the Pechenga paleorift. *Russian J. Earth Sci.*, v.14, N 2, p.121-151, 2002.
- Vetrin V.R., Turkina O.M., Nordgulen Ø.** Surface analogues of "grey gneiss" among the Archaean rocks in the Kola Superdeep Borehole (experience from petrologic-geochemical modelling of lower crust composition and conditions of formation of tonalite-trondhjemite rocks). *Apatity, KSC RAS*, 82 p., 1999.
- Vrevsky A., Krinsky R., Svetov S.** Isotopic (Nd, O) and geochemical (REE) heterogeneity of the Archaean mantle, Baltic Shield. *Geol. Soc. Special Publ.*, N 112, p.43-54, 1996.
- White R.V., Tarney J., Kerr A.C.** Modification of an oceanic plateau, Aruba, Dutch Caribbean: Implication for the generation of continental crust. *Lithos*, v.46, p.43-68, 1999.
- Yogodzinski G.M., Kelemen P.B.** Slab melting in the Aleutians: Implications of an ion probe study of clinopyroxene in primitive adakite and basalt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.158, p.53-65, 1998.
- Ветрин В.Р., Туркина О.М., Ладен Дж., Деленицин А.А.** Корреляция и петрология пород фундамента Печенгского палеорифта. *Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова*, т.2, с.208-230, 2002.
- Ветрин В.Р., Туркина О.М., Ладен Дж., Деленицин А.А.** Геохимия и реконструкция состава протолитов фундамента Печенгского палеорифта. *Петрология*, т.11, № 2, 2003.
- Гоголь О.В., Шерстеникова О.Г., Деленицин А.А., Дьяков Н.С., Шарков И.В.** Sm-Nd метод датирования на Finnigan-Mat 262. Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. *Тезисы докладов, М., ИГЕМ РАН*, с.115-116, 2000.
- Икорский С.В., Каменский И.Л.** Метод дробления горных пород и минералов в стеклянных ампулах при изотопных исследованиях благородных газов. *15-й симпозиум по геохимии изотопов. Тезисы докладов, М.*, с.115, 1998.
- Каменский И.Л., Толстухин И.Н., Шарков И.В., Пушкарев Ю.Д.** Первые результаты измерения изотопного состава гелия на однокаскадном масс-спектрометре МИ-1201. *Геохимия*, № 3, с.439-443, 1984.
- Тронджемиты, дациты и связанные с ними породы. Под ред. Баркер Ф. М., *Мир*, 488 с., 1983.
- Чен Д., Кроу Т.Е., Ветрин В.Р., Митрофанов Ф.П.** U-Pb геохронология пород архейской части разреза Кольской сверхглубокой скважины. В кн.: *Кольская сверхглубокая. М., МФ Технонефтегаз*, с.59-70, 1998.
- Щипанский А.А., Подладчиков Ю.Ю.** "Стадные батолиты" как индикаторы мощной раннеархейской коры океанического типа. *ДАН СССР*, т.320, № 5, с.1212-1216, 1991.