

УДК 550.93(470.21)

ГРАНИТИЗАЦИЯ ПОРОД АРХЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ: ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА

© 2002 г. В. Р. Ветрин*, Б. В. Гороховский**

*Геологический институт Кольского научного центра РАН
184200 Апатиты, ул. Ферсмана, 14, Россия; e-mail: vetrin@geoksc.apatity.ru

**Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
199034 Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

Поступила в редакцию 03.09.2001 г.

Гранитизация пород архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины проявилась в образовании тeneвых, пятнистых и неяснополосчатых мигматитов с возрастом 2.2 млрд. лет. Количество мигматитов возрастает от 20–30% в породах основания скважины до 50–60% в тоналитовых гнейсах верхних частей разреза. На поверхности аналогичные мигматиты и гранитоподобные породы, возраст которых оценивается в 2.15 млрд. лет, образуют в северо-восточном обрамлении Печенги полосу длиной более 20 км при ширине 2–6 км. По сравнению с гнейсами, в мигматитах установлен повышенный уровень содержания редких и летучих элементов, особенно существенно увеличение содержания Rb, Ba, Nb, Zr, PЗЭ, Pb, Cu, Cr, Ni, Co, V, F, P и CO₂. При изучении изотопного состава нерадиогенного свинца установлена мантийная компонента в свинце из полевых шпатов гранитизированных пород. Предполагается, что гранитизация была обусловлена флюидами, отделявшимися от очага расплавов, материнских для субщелочных вулканитов куэцярвинской серии печенгского комплекса. Потоки флюидов, направленные из кристаллизовавшейся магмы в кровлю очага, вызывали процессы гранитизации пород верхней коры, обусловленные осаждением из флюидов главных и второстепенных компонентов в результате падения их растворимости при уменьшении температуры и давления. Возрастные данные для гранитизированных пород из основания разреза скважины и обрамления Печенги позволяют оценить длительность процесса гранитизации в 50–70 млн. лет.

Процесс гранитизации связывают с воздействием флюидов, образованных при гранулитовом метаморфизме нижних частей коры (Baadsgaard et al., 1979; Moorbath et al., 1981; Батиева, Бельков, 1991) или имеющих мантийное происхождение (Коржинский, 1952; Жариков, 1986; 1996). Благоприятным объектом для рассмотрения вопроса о природе гранитизирующих флюидов является Кольская сверхглубокая скважина (КСГС), достигшая рекордной глубины в 12261 м и пробуренная в северной части Печенгской структуры, входящей в состав Кольской субпровинции северо-восточной части Балтийского щита (рис. 1). В интервале 0–6842 м скважиной вскрыты осадочно-вулканогенные породы палеопротерозойского печенгского комплекса и на глубинах 6842–12261 м – архейские супракрустальные породы с возрастом 2.83–2.93 млрд. лет (Кольская сверхглубокая..., 1998; Бибикова и др., 1993). Архейский комплекс КСГС подразделен на 5 ритмов, которые состоят из расположенных в верхней части толщ гнейсов с высокоглиноземистыми минералами (рис. 2, сверху вниз толщ 1, 3, 5, 7, 9), подстилаемых толщами гнейсов тоналит-трондьемитового состава (рис. 2, толщ 2, 4, 6, 8, 10).

В отличие от гнейсов, вмещающих Печенгскую структуру и содержащих не более 10–20% мигматитов позднеархейского возраста (M1), породы архейского комплекса КСГС интенсивно гранитизированы. Гранитизация проявлена в замещении гнейсов, ранних мигматитов (M1) и амфиболитов кварц-полевошпатовым материалом с образованием тeneвых, пятнистых и неяснополосчатых мигматитов (M2) (рис. 3). Количество гранитизированных пород максимально в тоналит-трондьемитовых гнейсах и увеличивается снизу вверх от 20–30% в гнейсах 10-ой толщ до 50–60% в породах 2-ой толщ. На поверхности аналогичные мигматиты и гранитоподобные породы характерного красного цвета образуют в северо-восточном обрамлении Печенги полосу длиной более 20 км при ширине 2–6 км, прослеженную далее в северо-западном направлении на территории Норвегии. Субстратом для рассматриваемых пород, возраст которых оценивается в 2150 млн. лет, служили разнообразные гнейсы, граниты и амфиболиты, превращенные в зонах гранитизации в породы с колебаниями состава от гранитов и граносиенитов до кварцевых монзонитов (Виноградов, 1978). Верхняя возрастная граница для “красных

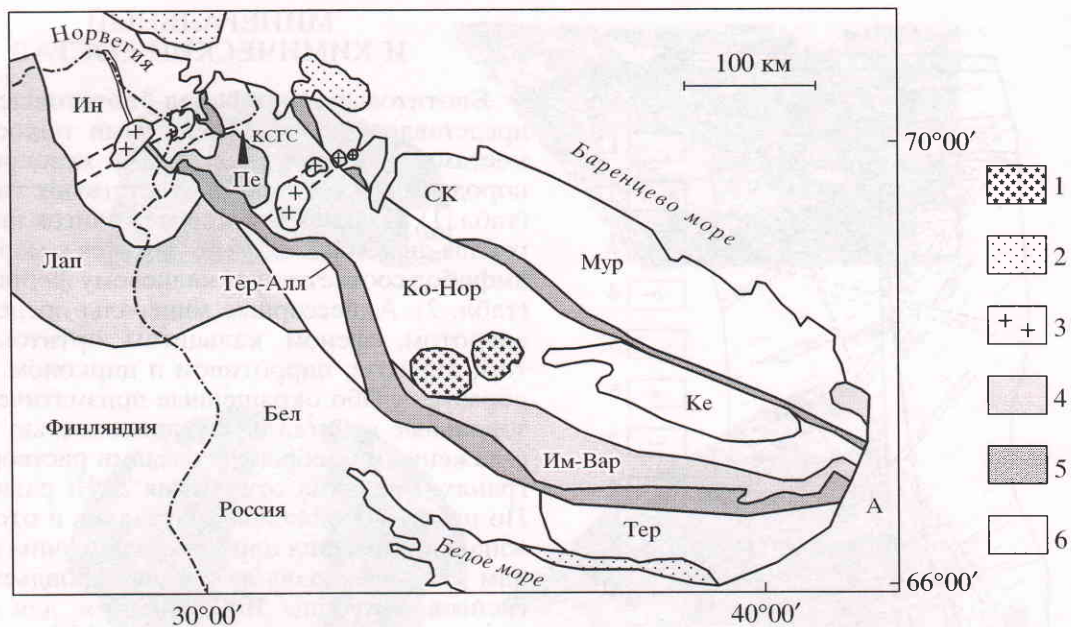


Рис. 1. Схема тектонического районирования Кольской субпровинции.

1 – интрузии нефелиновых сиенитов, 2 – позднепротерозойские осадочные образования, 3 – раннепротерозойские интрузии порфиридных гранитов, 4 – раннепротерозойские складчатые пояса (Пе – Печенга, Им-Вар – Имандра-Варзуга, Лап – Лапландско-Колвицкий), 5 – позднеархейские складчатые пояса (СК – Северо-Кольский, Тер-Алл – Терско-Аллареченский), 6 – блоки пород архейского фундамента (Мур – Мурманский, Ке – Кейвский, Ко-Нор – Кольско-Норвежский, Тер – Терский, Бел – Беломорский, Ин – Инари). КСГС – Кольская сверхглубокая скважина.

гранитов” геологически определяется появлением их окатанных обломков в гравелитах третьей осадочной толщи печенгского комплекса (Загородный и др., 1964), нижние части которого местами микроклинизированы и биотитизированы (Кольская сверхглубокая..., 1984).

С целью определения источника вещества в процессах гранитизации и природы флюидов нами изучены гнейсы и гранитизированные породы 10-ой толщи архейского комплекса, вскрытые третьим стволом Кольской сверхглубокой скважины на глубинах 11708–12261 м. Проведено сравнение составов гранитизированных пород в основании разреза КСГС и “красных гранитов” в северном обрамлении Печенгской структуры, результаты геологического изучения которых изложены в более ранних работах (Загородный и др., 1964; Виноградов, 1978).

ГЕОЛОГИЯ ГРАНИТИЗИРОВАННЫХ ПОРОД ОСНОВАНИЯ РАЗРЕЗА КСГС

В верхней части разреза 10-ой толщи архейского комплекса КСГС преобладают биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы и мигматиты с прослоями полевошпатовых амфиболитов и амфибол-биотит-эпидотовых сланцев, пересекаемые прожилками и телами гранитов и ортотекти-

товых пегматитов. В нижней части разреза биотитовые гнейсы с маломощными прослоями гранат-биотитовых, биотит-силлиманитовых гнейсов и железистых кварцитов гранитизированы с образованием темных, пятнистых и неяснополосчатых мигматитов, имеющих постепенные переходы к материалу гнейсового субстрата. Мигматиты часто содержат послойные и секущие прожилки двуслюдяных аплитов, по мощности обычно не превышающие первых сантиметров. Гнейсы и гранитизированные породы несут многочисленные следы тектонического воздействия с образованием маломощных (1–5 см) сближенных зон катаклазитов, бластомилонитов и тектонических швов. Последние фиксируются плоскостными агрегатами эпидот-хлорит-биотитового состава, расположенными, как правило, согласно с направлением мигматитовой полосчатости и сланцеватости пород, образующей с осью зерна углы в 30°–50°. Усиление степени микроклинизации метаморфических пород нижней части разреза в сочетании с их последующей тектонической переработкой и хрупкими деформациями на заключительных этапах тектогенеза определялось нахождением этих пород в зоне глубинного разлома, совпадающего по простиранию с направлением ствола скважины в его призабойной части.

МИНЕРАЛЬНЫЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

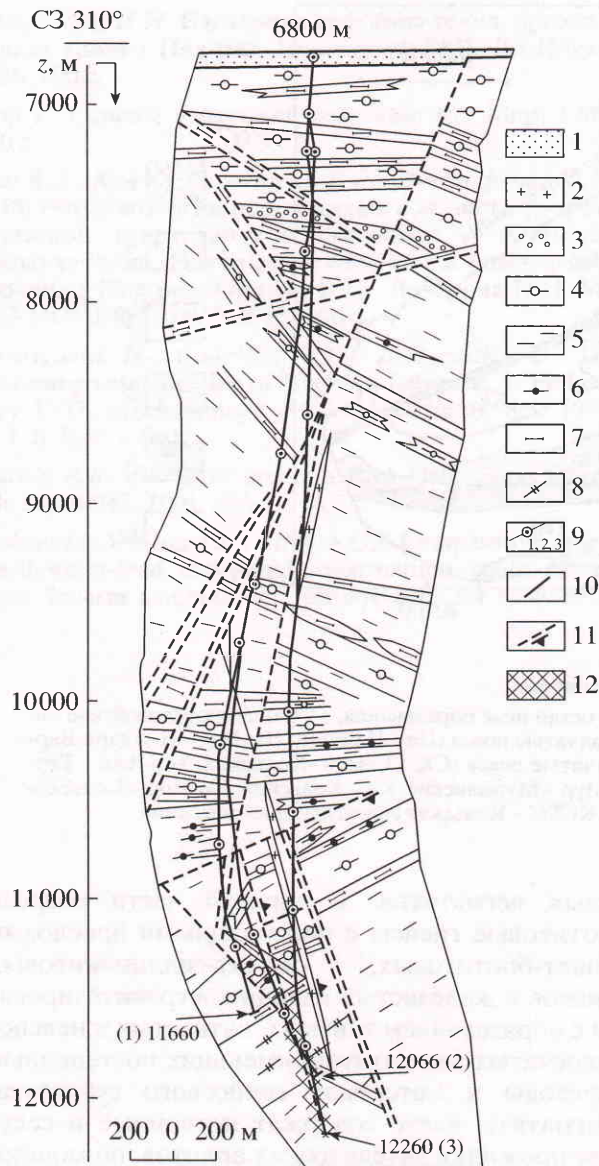


Рис. 2. Архейский комплекс фундамента Печенгской структуры в разрезе Кольской сверхглубокой скважины (Кольская сверхглубокая..., 1998, с дополнениями).

1 – косослоистые песчаники с прослоями конгломератов (протерозой), 2 – постскладчатые граниты и пегматиты, 3 – метаморфизованная кора выветривания, конгломераты, 4 – биотит-плагиоклазовые гнейсы с высокоглиноземистыми минералами, 5 – биотит-(амфибол)-плагиоклазовые гнейсы, 6 – Fe-кварциты, амфибол-магнетит-кварцевые сланцы, 7 – пара- и ортоамфиболиты, 8 – породы амфиболит-тоналит-плагиогранитного комплекса, 9 – номера стволов скважины в хронологической последовательности, 10 – границы толщ, 11 – тектонические разломы и швы, 12 – область отбора исследованных образцов 10-ой толщи КСГС.

Биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы представлены среднезернистыми полосчатыми, местами отчетливо плейчатými мезократовыми породами и по составу соответствуют тоналитам (табл. 1). Плагиоклаз отвечает олигоклазу и олигоклаз-андезину, биотит относится к мероксену и амфибол соответствует калиевому ферроэдентиту (табл. 2). Акцессорные минералы представлены эпидотом, сфеном, кальцитом, ортитом, апатитом, пиритом, пирротинном и цирконом. Циркон образует слабо окрашенные призматические незональные кристаллы с удлинённостью 1–1.5, со сглаженными ребрами и следами растворения на гранях. Величина отношения Zr/Hf равна 36–40. По цвету, морфологии кристаллов и отсутствию зональности зерна циркона аналогичны кристаллам этого минерала из тоналит-трондьемитовых гнейсов с глубины 10837–10844 м, для которых время образования определено в 2.83 млрд. лет, а возраст процессов более позднего преобразования – 2.74 и 1.76 млрд. лет (Чен и др., 1998).

Гранитизированные тоналитовые гнейсы – это неоднородные гнейсовидные мезолейкократовые породы, в которых плоскостные агрегаты темноцветных минералов неравномерно располагаются в лейкократовой кварц-полевошпатовой матрице, составляющей не менее 80% от общего объема породы. Их минеральный состав по отношению к минеральному составу гнейсов претерпевает следующие изменения: появляются микроклин, мусковит, турмалин, хлорит, увеличивается содержание кальцита (до 0.9–1.2%), апатита (до 0.7–1.1%) при уменьшении количества плагиоклаза (18–22% An), эпидота и пирита. Реликтовые минеральные ассоциации в мигматитах представлены скоплениями серицитизированных зерен плагиоклаза более основного состава (32–35% An), агрегатами пластинок биотита и редкими зернами амфибола. Структура мигматитов гранобластовая с элементами коррозионно-метасоматической, аплитовой и гипидиоморфнозернистой; для аплитов характерна аллотриоморфнозернистая структура.

По химическому составу мигматиты отличаются от гнейсов повышенным содержанием TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , CO_2 при пониженном содержании Al , Ca и Na , увеличении доли закисного железа и суммарного железа по отношению к сумме железа и магния ($F = 65–68$). По главным петрохимическим параметрам мигматитов – содержанию SiO_2 , сумме щелочей (6.1–8.8 мас. %), соотношению $Na/(Na + K)$ ($n = 46–53$) и глиноземистости ($Als = 2.6–5.6$) – они относятся к гранодиоритам, кварцевым сиенитам, гранитам и субщелочным гранитам K-Na серии. По сравнению с гнейсами в рассматриваемых мигматитах установлен повышен-

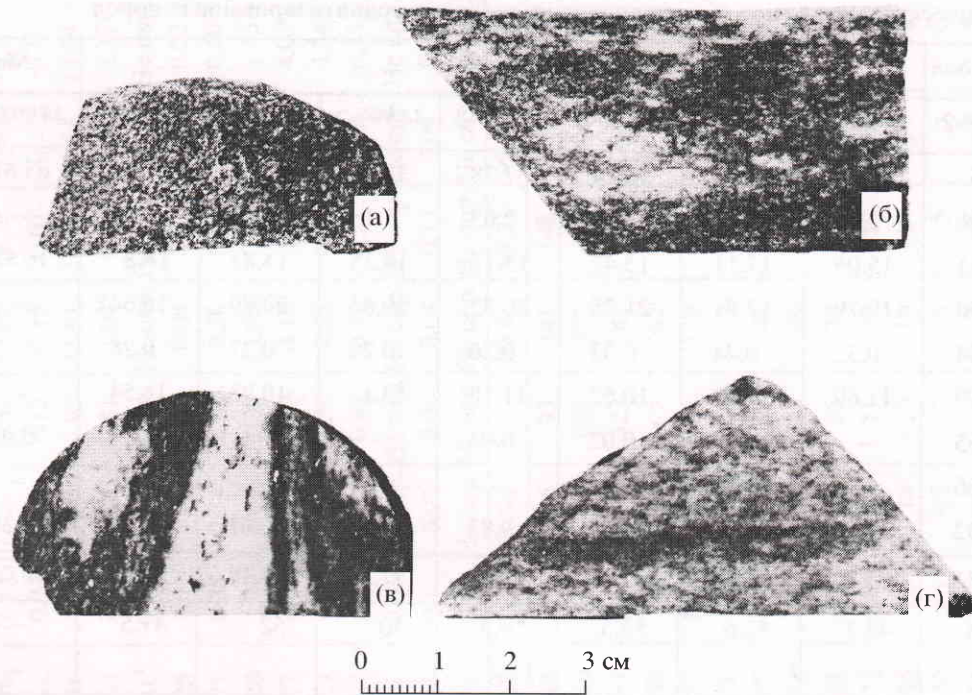


Рис. 3. Различные типы мигматитов, образованных при гранитизации тоналитовых гнейсов (а, обр. 22627); пятнистый мигматит (б, обр. 27809), неяснополосчатый мигматит (в, обр. 27547), теневой мигматит (г, обр. 27809).

ный уровень содержания редких и летучих элементов; особенно существенно увеличение содержания Rb, Ba, Nb, Zr, РЗЭ, Pb, Cu, Cr, Ni, Co, V, F, P и CO₂ (табл. 3, 4, рис. 4).

U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ

Возраст мигматитов определялся по цирконам из 2-х образцов в интервале глубин 12188–12207 м (Бибикова и др., 1993). Датирование производи-

Таблица 1. Минеральный состав (%) гнейсов, гранитизированных пород и аплита

Минералы	44839-2	44918-2	12218-1	44999-2	45005-3	45001-2	44987	44994-3	7сг/90	11сг/90
Плагиоклаз	55 (25–27)	52.2 (28–32)	55.3 (28–30)	36.3 (27–32)	31.6 (18–22)	33.3 (20–22)	36 (32–35)	30 (18–22)	34.3 (15–18)	41.8 (12–15)
Кварц	28.2	30.3	24.2	27.7	31.6	32.5	24	30.7	27.4	26.6
Микроклин	–	–	–	17.7	17.6	14.1	22	19.3	25.7	23.6
Амфибол	–	3	–	–	–	–	–	–	–	–
Биотит	13.3	10.3	16.8	10.5	12.7	14	10.1	12.2	7.6	4.5
Мусковит	–	–	–	2	1	1	2.5	3	2.5	1.5
Апатит	0.4	0.3	0.6	0.7	1.1	1.1	0.7	0.5	0.3	0.3
Кальцит	0.2	0.2	0.2	1.2	0.2	0.2	0.5	0.9	0.6	0.4
Прочие	2.9	3.7	2.9	–	4.2	3.8	4.2	3.4	1.6	1.3

Примечание. Образцы 44839-2, 44918-2, 12218-1 – гнейсы, 44999-2, 45005-3, 45001-2, 44987, 44994-3, 7сг/90 – гранитизированные породы, 11сг/90 – аплит. В скобках указано содержание анортита, %. Прочерк – минерал отсутствует.

Таблица 2. Химический состав (мас. %) минералов из гнейсов и гранитизированных пород

Компо- ненты	Амфибол	Биотит							Микроклин	
	12133-2	12133-2	44918-2	44839-2	44994-3	44999-2	45001-2	45005-3	44994-3	44999-2
SiO ₂	45.5	36.87	36.45	36.24	37.28	35.59	36.46	36.36	65.81	65.63
TiO ₂	0.36	2.19	3.43	3.08	2.63	3.1	2.89	2.94	–	–
Al ₂ O ₃	10.61	15.05	17.11	15.42	15.15	14.35	14.83	16.8	16.87	17
FeO	20.98	19.79	17.8	21.75	20.32	20.65	20.89	18.64	–	–
MnO	0.54	0.32	0.44	0.33	0.26	0.22	0.27	0.28	–	–
MgO	6.79	11.69	11.07	10.62	11.18	13.1	10.83	11.54	–	0.19
CaO	11.55	–	–	0.02	0.04	–	–	–	0.03	–
Na ₂ O	1.66	–	0.19	–	–	–	–	–	–	0.6
K ₂ O	1.32	9.86	10	10.33	9.83	10.16	10.01	10.25	16.38	16.36
Сумма	99.31	95.87	96.49	97.77	96.69	97.17	96.18	96.81	99.09	99.78
F	63.4	48.7	52.6	53.5	50.5	50	52	47.5	–	–
N _{Pl}	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Компо- ненты	Микроклин			Плагиоклаз						
	44999-2	45001-2	45005-3	12133-2	44918-2	44839-2	44994-3	44999-2	45001-2	45005-3
SiO ₂	Не опр.	65.48	65.1	59.63	61.3	62	63.27	61.02	62.5	61.76
TiO ₂	»	0.03	–	0.01	–	0.02	–	–	0.02	–
Al ₂ O ₃	»	17.16	17.12	25.29	23.4	22.91	21.8	23.36	22.75	22.81
FeO	»	0.03	0.04	0.03	0.05	–	0.02	0.02	0.07	0.03
MnO	»	–	–	–	0.04	0.04	0.02	0.03	–	–
MgO	»	–	0.04	0.06	–	–	–	–	–	0.1
CaO	0.32	–	–	6.08	6.43	5.61	4.37	6.37	4.48	4.96
Na ₂ O	1.56	0.56	1.34	8.63	8.33	9.26	9.54	8.11	9.61	9.39
K ₂ O	11.4	16.34	16.17	0.11	–	0.13	–	0.16	0.05	0.15
Сумма	Не опр.	99.6	99.81	99.84	99.55	99.97	99.02	99.07	99.48	99.2
F	»	–	–	–	–	–	–	–	–	–
N _{Pl}	»	–	–	28	29.9	25.1	20.2	30.2	20.4	22.5

Примечание. Анализы выполнены на микрозонде MS-46 фирмы Cameca (аналитик С.А. Реженова). Образцы 12133-2, 44918-2, 44839-2 – гнейсы, 44994-3, 44999-2, 45001-2, 45005-3 – гранитизированные породы $F = Fe/(Fe + Mg)$, ат. %, $N_{Pl} = An/(Ab + An)$, An – анортит, Ab – альбит. Прочерк – элемент не обнаружен.

лось по кристаллам призматического габитуса, бесцветным, прозрачным, со слегка округленными ребрами и концевыми гранями, с удлинённостью от 1 : 2 до 1 : 4. Рассматриваемый морфотип составляет не менее 60% от общего количества зерен, оставшаяся часть представлена изометрическими зернами “гнейсового” типа, прозрачными или полупрозрачными, с удлинённостью 1.0–1.2. Как следует из рис. 5, по циркону из мигматитов оп-

ределен конкордантный возраст 2225 ± 5 млн. лет. Цирконы из мигматитов по отношению к цирконам из тоналит-грандземитовых гнейсов разреза КСГС (Чен и др., 1998) обогащены U и Th.

ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ СВИНЦА

В настоящее время имеется большой экспериментальный материал, свидетельствующий о

Таблица 3. Химический состав (мас. %) и содержание элементов-примесей (ppm) в гнейсах и гранитизированных породах

Компоненты	Тоналитовые гнейсы				Гранитизированные породы 10-ой толщи						Аплит	Гранитизированные породы окружения скважины						
	44839-2	12218-1	44918-2	Среднее	44999-2	45005-3	45001-2	44987	44994-3	790		Среднее	11/90	K90-43	K90-44	K90-56	K90-300	K90-356
SiO ₂	68.37	64.96	68.89	67.41	65.16	67.08	67.17	67.89	68.05	70.59	67.66	71.13	72.3	73.51	73.08	74.33	70.65	72.77
TiO ₂	0.48	0.78	0.47	0.58	0.89	0.98	0.97	0.71	0.79	0.53	0.81	0.22	0.03	0.15	0.15	0.07	0.2	0.12
Al ₂ O ₃	15.91	16.52	15.3	15.91	14.81	14.08	13.82	14.49	14.25	14.43	14.31	14.99	15.29	14.91	14.61	14.07	15.81	14.94
Fe ₂ O ₃	1.55	2.34	2.17	2.02	1.82	1.53	2.16	1.28	1.27	0.91	1.50	0.52	2.18	0.81	1.045	0.825	1.485	1.27
FeO	1.89	2.58	1.63	2.03	3.61	4.05	3.52	2.29	3.09	1.52	3.01	0.93	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MnO	0.044	0.085	0.043	0.06	0.06	0.07	0.06	0.029	0.04	0.023	0.05	0.019	0.02	0.01	0.05	0.01	0.01	0.02
MgO	1.25	1.51	1.18	1.31	1.6	1.42	1.46	0.94	1.17	0.68	1.21	0.38	0.74	0.32	0.28	0.2	0.48	0.40
CaO	3.66	3.8	4.12	3.86	3.35	2.3	2.63	1.71	2.32	1.37	2.28	1.77	1.01	1.28	1.08	0.77	1.53	1.13
Na ₂ O	4.28	4.17	3.98	4.14	2.67	2.55	2.5	3.53	2.48	3.49	2.87	4.04	3.63	3.89	4.16	3.58	4.79	4.01
K ₂ O	1.49	1.86	1.25	1.53	3.64	3.53	3.56	5.2	4.43	5.35	4.29	4.6	3.66	4.58	4.95	4.69	3.82	4.34
П.л.п.	0.48	0.50	0.18	0.39	1.12	1.47	1.05	0.98	0.86	0.74	1.04	0.64	1.01	0.48	0.31	0.51	0.38	0.54
F	0.086	0.069	0.055	0.07	0.26	0.33	0.25	0.18	0.21	0.16	0.23	0.046	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
P ₂ O ₅	0.15	0.25	0.14	0.18	0.29	0.47	0.45	0.3	0.22	0.13	0.31	0.13	0.07	0.06	0.08	0.15	0.09	0.09
CO ₂	0.07	0.09	0.09	0.08	0.52	0.1	0.1	0.23	0.4	0.26	0.27	0.18	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	99.7	99.52	99.5	99.57	99.8	99.96	99.7	99.76	99.58	100.18	99.83	99.685	99.94	100	99.8	99.21	99.25	99.64
Rb	113	104	70	95	219	86	254	270	224	255	218	160	65	93	141	148	127	115
Ba	180	410	590	393	880	860	840	1150	1060	1090	980	940	1000	985	573	410	596	713
Sr	221	254	240	238	357	291	280	208	295	133	261	216	276	323	182	83	315	236
Nb	18	32	16	22	31	58	38	26	29	17	33	13	<5	<5	<5	<5	8	8
Zr	190	214	117	194	603	698	749	533	607	391	597	144	94	103	129	48	121	99
Y	6	15	7	9	26	58	38	9	32	5	28	4	12	<5	7	8	6	8
La	<50	<50	<50	<50	80	160	160	80	110	50	107	50	35	35	41	7	19	27
Ce	<50	<50	80	80	170	410	440	190	280	160	275	70	74	74	89	24	48	62
Pb	<30	<30	<30	<30	66	86	51	54	74	42	62	<30	40	35	39	33	28	35
Th	<30	<30	<30	<30	60	70	100	69	40	94	72	<30	19	11	32	<10	<10	21
Cu	<10	<10	<10	<10	72	58	53	29	44	14	45	10	18	<10	<10	<10	<10	18
Ni	10	15	11	12	32	51	21	<10	25	<10	32	<10	<5	7	<5	<5	5	6
Co	<10	<10	<10	<10	9	11	11	<10	12	<10	11	<10	<5	5	<5	<5	<5	5
Cr	12	13	<10	13	36	48	30	<10	37	<10	38	<10	26	23	6	<5	9	16
V	47	63	37	49	120	92	120	40	89	30	82	<10	7	39	8	<5	22	19

Примечание. Спектральные анализы (аналитик Г.Г. Гулюга), и элементы-примеси (метод ФРА, аналитик В.А. Победносцев) выполнены в Геологическом ин-те КНЦ РАН.

Таблица 4. Концентрации редкоземельных элементов (ppm) в тоналитовых гнейсах (1), гранитизированных породах 10-ой толщи (2) и обрамления Печенги (3)

Элементы	1					2			3						
	45001-3*	39288-6*	36305*	44895-3**	Среднее	44990-4*	45008-2**	Среднее	К90-43	К90-44	К90-56	К90-300	К90-356	4/99-1*	Среднее
La	22.80	5.54	10.10	13.33	12.94	115	115	115.00	39	30	39	6.5	19	27.50	26.83
Ce	40.00	9.08	18.80	36.09	25.99	231	267.2	249.10	68	53	65	12	36	59.30	48.88
Pr	3.96	0.92	2.03		2.30	28.1		28.10						7.07	7.07
Nd	12.30	3.30	7.43	11.91	8.74	97.7	109	103.35	33	25	27	6.2	17	27.70	22.65
Sm	1.67	0.57	1.38	2.12	1.44	12.7	15.08	13.89	5.7	4.1	4	1.6	3.1	5.33	3.97
Eu	0.70	0.51	0.44	1.87	0.88	1.7	5.2	3.45	0.76	0.76	0.42	0.08	0.33	1.91	0.71
Gd	1.05	0.45	1.08	1.79	1.09	7.58	9.7	8.64	2.8	1.6	3.3	1.4	2.1	3.17	2.40
Tb	0.13	0.06	0.19		0.13	1.01		1.01	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.40	0.40
Dy	0.65	0.26	0.94	1.33	0.79	4.61	4.3	4.46	»	»	»	»	»	1.66	1.66
Ho	0.11	0.04	0.18		0.11	0.68		0.68	»	»	»	»	»	0.24	0.24
Er	0.28	0.12	0.46	0.62	0.37	1.84	1.6	1.72	0.85	0.09	0.2	0.3	0.17	0.55	0.36
Tm	0.04	0.01	0.06		0.04	0.253		0.25						0.06	0.06
Yb	0.29	0.10	0.34	0.49	0.31	1.56	1.2	1.38	0.8	0.14	0.36	0.26	0.32	0.39	0.38
Lu	0.05	0.02	0.05	0.07	0.05	0.233	0.18	0.21	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.05	0.05

Примечание. * Анализ методом ICP-MS (г. Нанси, Франция).

** Анализ масс-спектрометрическим методом (г. Апатиты).

Остальные анализы выполнены ICP методом (ИЛС РАН, г. Москва).

том, что Rb-изотопные характеристики обработанных в жестких кислотных условиях полевых шпатов содержат важную информацию об исто-

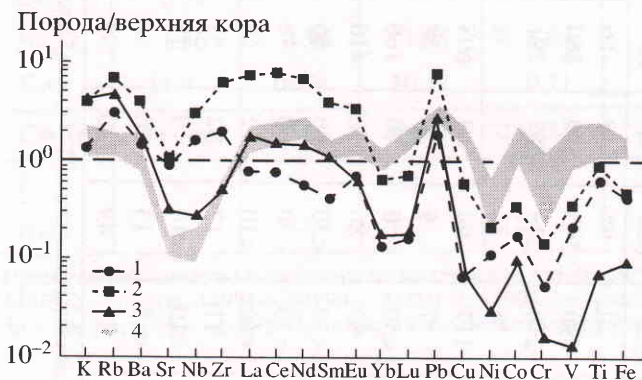


Рис. 4. Средние содержания петрогенных элементов и элементов примесей (см. табл. 3, 4) в гнейсах тоналит-трондземитового состава (1), гранитизированных породах 10-ой толщи КСГС (2), "красных" гранитах северо-восточного обрамления Печенги (3), трахибазальтах, андезитобазальтах, трахиандезитобазальтах и андезитах кузьярвинской серии печенгского комплекса (4) (Кольская сверхглубокая..., 1984, С. 106–107), нормированных к содержаниям этих элементов в континентальной коре (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

рии формирования горных пород (Stacey, Kramers, 1975; Zartman, Doe, 1981; Фор, 1989). Изотопный состав Rb полевых шпатов — минералов с низким U/Rb отношением — обычно используется для получения данных о составе этого элемента в момент формирования минерала, что в свою очередь несет информацию об источнике и/или истории формирования породы. Однако поскольку природные полевые шпаты часто содержат микропримеси урансодержащих фаз, вследствие чего измеренный изотопный состав Rb несколько более радиогенен, чем первичный, проводится предварительное удаление радиогенной составляющей Rb с помощью жесткого кислотного выщелачивания (Овчинникова и др., 1994; Неймарк и др., 1996).

Методика. Мелкорастертые образцы полевых шпатов подвергались в течение 6 часов кислотной обработке теплой 12N HNO₃ с целью удаления возможных примесей радиогенного Rb. Изотопный состав Rb, а также содержание Rb и U определялись в остатках после выщелачивания. Химическое выделение свинца для масс-спектрометрического анализа проводилось на анионообменной смоле Bio Red 1 × 8 в форме HBr по модифицированной методике Г. Мане (Mahnes et al.,

1978), уран выделялся на той же смоле в форме HNO_3 . Уровень фонового загрязнения составлял 0.4 нг и 0.05 нг для Pb и U соответственно. Измерения изотопного состава выполнялись на 8-коллекторном масс-спектрометре МАТ-261 в режиме одновременной регистрации ионных токов разных изотопов. Погрешности измерения изотопного состава Pb составляют 0.03% на единицу разности масс. Результаты откорректированы на величину коэффициента фракционирования $f = 0.0013 \pm 0.0003 \text{ аем}^{-1}$, полученную по результатам многократных измерений изотопного стандарта NBS-982. Параметры изохрон рассчитывались с 95% доверительным интервалом по программе "Изоплот" (Ludwig, 1991).

Результаты исследования Pb-Pb и U-Pb систем полевых шпатов и пород в целом (WR) для гнейсов и мигматитов приведены в табл. 5 и на рис. 6-8.

Оценки Pb-Pb возраста гнейсов по двум точкам – породе в целом (WR) и полевому шпату варьируют от 2.83 до 2.47 млрд. лет, что свидетельствует об отсутствии замкнутости Pb-изотопных систем этих образцов (рис. 6). Наибольшее значение возраста, равное 2.8 млрд. лет, совпадающее с возрастом цирконов, получено для образца гнейса 44839-2 (рис. 6, прямая а) и указывает на то, что U-Pb системы этого образца были менее всего нарушены в результате вторичных процессов. Двухточечные изохроны, построенные по WR

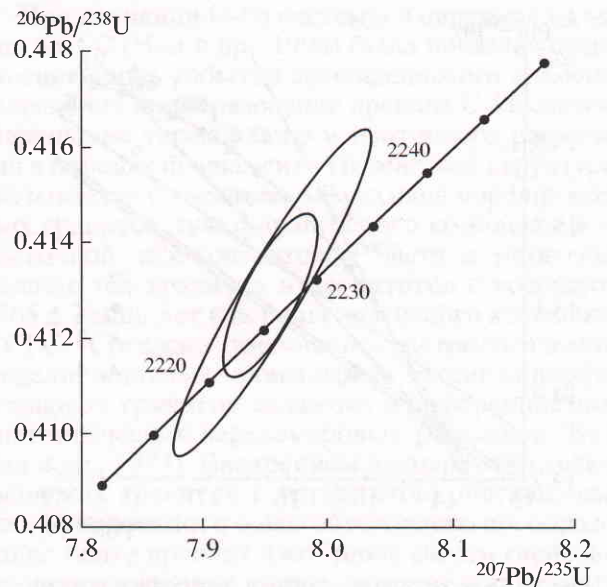


Рис. 5. U-Pb диаграмма с конкордией для двух образцов циркона из гранитизированных пород основания разреза КСГС ($T = 2225 \pm 5$ млн. лет, диаграмма построена по данным Е.В. Бибиковой и др., 1993).

и полевым шпатам из гранитизированных пород, в отличие от таковых для гнейсов, показывают достаточно близкие значения Pb-Pb возраста (сред-

Таблица 5. Содержание U, Pb и изотопные отношения в породах и полевых шпатах

Номер образца	Глубина, м	Порода, минерал	Pb, ppm	U, ppb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	μ
44839-2, гнейс	12135-12148	WR			16.494	15.298	36.569	
»	»	Pl			14.257	14.851	38.501	
44918-2, гнейс	12172-12188	WR			16.462	15.25	39.998	
»	»	Pl			14.322	14.871	37.168	
12218-1, гнейс	12218-12234.5	WR			17.907	15.646	36.641	
»	»	Pl			15.342	15.232	34.499	
44987, мигматиты	12207-12218	WR			16.87	15.291	48.555	
»	»	Pl	64.7	841	14.737 (14.426)	15.021 (14.982)	43.604	0.835
»	»	Mc	64.6	560	14.768 (14.56)	15.032 (15.006)	43.918	0.56
44994-1, мигматиты	12207-12218	WR			15.323	14.986	45.005	
»	»	Pl	15.4	50	14.6 (14.531)	15.016 (15.007)	35.357	0.186
»	»	Mc	81.8	104	14.154 (14.126)	14.838 (14.834)	38.456	0.075
44999-2, мигматиты	12207-12218	WR			15.09	14.946	45.33	
»	»	Pl			14.066	14.812	37.73	
»	»	Mc	73	15	14.08 (14.075)	14.825 (14.824)	37.783	0.012
45001-3, мигматиты	12218-12239.5	Pl	11.4	63	15.543 (15.425)	15.386 (15.371)	34.459	0.318
45001-3, мигматиты	12218-12239.5	Mc	105	10	14.107 (14.104)	14.859 (14.859)	37.935	0.008
45005-3, мигматиты	»	Pl			14.141	14.829	39.559	
		Mc			15.004	15.134	38.154	

Примечание. Цифры в скобках – измеренные значения, исправленные на $T = 2040$ млн. лет, WR – порода в целом, Pl – плагиоклаз, Mc – микроклин.

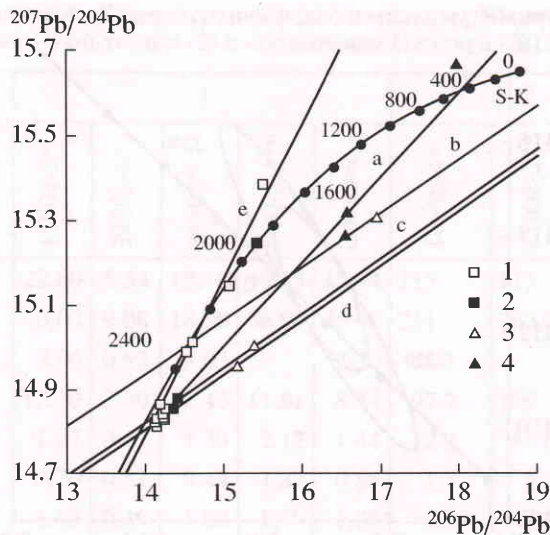


Рис. 6. Pb-изотопные данные и изохроны в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

S-K – кривая развития свинцов по Дж. Стейси, Я. Крамерсу (Stacey, Kraters, 1975). 1–2 – полевые шпаты из гранитизированных пород (1) и гнейсов (2), 3–4 – породы в целом: 3 – гранитизированные породы, 4 – гнейсы, а, b, c, d, e – изохроны (см. текст).

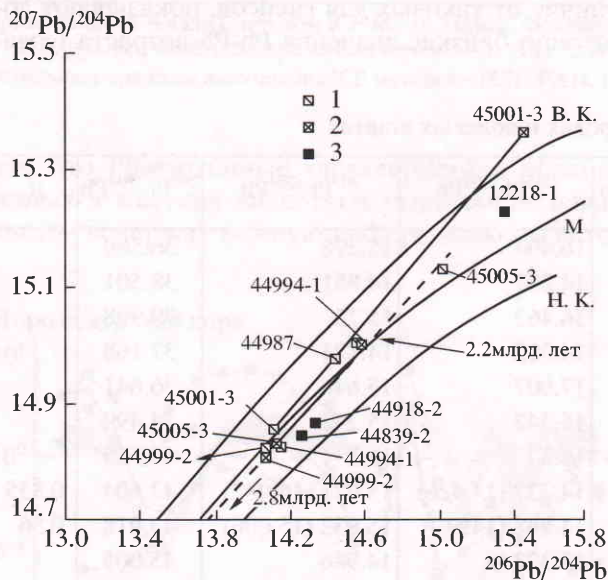


Рис. 7. Pb-изотопные данные для микроклинов (1), плагиоклазов (2) из гранитизированных пород и плагиоклазов из гнейсов (3).

Кривые эволюции свинцов в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ согласно версии 2 по Р. Зартману, Б. Доу (Zartman, Doe, 1981). М – мантия, В.К. – верхняя кора, Н.К. – нижняя кора. Коннодами соединены точки составов полевых шпатов из одного образца. Пунктирной линией обозначена изохрона для полевых шпатов из гранитизированных пород с верхним пересечением в 2.2 млрд. лет и нижним пересечением – в 2.8 млрд. лет (на рисунке нижнее пересечение не показано).

невзвешенное значение равно 2.04 ± 0.2 млрд. лет), что в пределах ошибок совпадает с возрастом, полученным по цирконам из мигматитов (2225 млн. лет, (рис. 6, прямые b, c, d)). Несколько пониженные значения Pb-Pb возраста по сравнению с данными U-Pb метода могут быть объяснены, вероятно, как более поздним временем закрытия Pb-изотопных систем пород в целом, так и влиянием последующего свекофеннского метаморфизма.

Изотопные отношения Pb полевых шпатов из гранитизированных пород располагаются на прямолинейном тренде (рис. 6, прямая e), который является в общем случае линией смешения. Генетическая интерпретация этой зависимости допускает 2 варианта: 1) при переработке гнейсов флюидом 2.2 млрд. лет назад происходила перекристаллизация полевых шпатов, захвативших свинец, который накопился в интервале 2.8–2.2 млрд. лет и в разных пропорциях смешался с первичным Pb гнейсов; 2) помимо Pb из гнейсового субстрата флюид привносил дополнительное количество Pb другого генезиса. Рассмотрение Pb-изотопных данных в терминах модели “плюмботектоники” (Zartman, Doe, 1981) показывает, что фигуративные точки наименее измененных полевых шпатов из гнейсов (обр. 44839-2, 44918-2) располагаются на диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 7) ниже точек полевых шпатов гранитизированных пород и ближе к кривой накопления Pb нижней коры, которая характеризуется низкими U/Pb отношениями, а на графике в

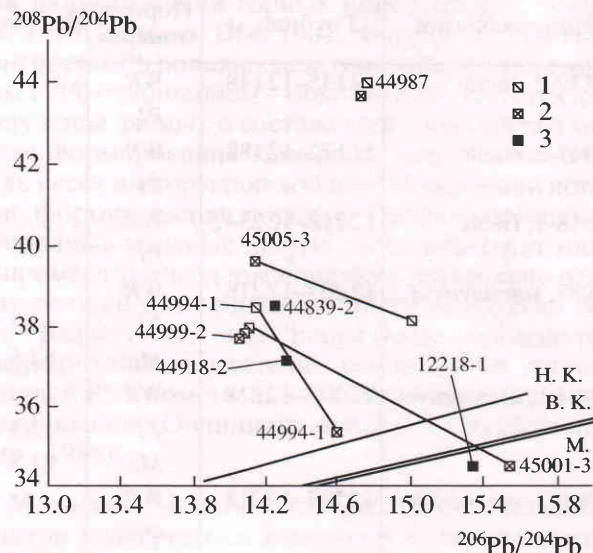


Рис. 8. Pb-изотопные данные для полевых шпатов в координатах $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Кривые эволюции свинцов по Р. Зартману, Б. Доу (Zartman, Doe, 1981). 1–2 – полевые шпаты из гранитизированных пород: 1 – микроклин, 2 – плагиоклаз, 3 – плагиоклаз из гнейсов.

Остальные условные обозначения см. рис. 7.

координатах $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – в области высоких Th/U отношений (рис. 8). Полученные характеристики предполагают нижнекоровое происхождение Pb исходных гнейсов. Линия, аппроксимирующая точки Pb-изотопных данных полевых шпатов из гранитизированных гнейсов, пересекает кривую накопления Pb мантии в точках со значениями возраста 2.2 и 2.8 млрд. лет (последняя на рис. 7 не показана), что находится в хорошем соответствии с результатами определения возраста по цирконам. Тренды для Pb-изотопных отношений мигматитов на рис. 7 и 8 указывают на смешивание древнего Pb (с возрастом 2.8 млрд. лет), развивавшегося при низких U/Pb и высоких Th/U отношениях в области нижней коры, с более молодым Pb (2.2 млрд. лет), эволюция которого проходила в условиях более высоких U/Pb и более низких Th/U отношений. При этом изотопные отношения Pb полевых шпатов мигматитов находятся на кривой накопления Pb мантии, для которой характерны более высокие U/Pb отношения, чем для пород нижней коры (рис. 7). Эти данные не противоречат предположению о том, что образование полевых шпатов гранитизированных пород происходило при добавлении свинца мантийного генезиса.

Наиболее высокие изотопные отношения ураногенного и низкие – торогенного свинца характерны для плагиоклазов, вследствие чего точка состава плагиоклаза обр. 45001-3 располагается в области кривой накопления свинцов верхней коры (рис. 7, 8). Возможно, это связано с перестройкой Pb-Pb систем полевых шпатов в процессе привноса верхнекорового свинца в более позднее время, после образования мигматитов. Содержание свинца в микроклине обычно выше, чем в плагиоклазе, поэтому привнесенный свинец должен в большей степени изменить Pb-изотопные отношения в плагиоклазе по сравнению с микроклином. Изотопный состав свинца из плагиоклаза обр. 44994-1 также более радиогенен по отношению к свинцу в микроклине, и образует в совокупности с WR тренд с обратным наклоном, что также не противоречит предположению о перестройке Pb-Pb системы плагиоклазов в более поздний период по отношению ко времени формирования гранитизированных пород.

При изучении U-Pb системы в цирконах из пород КСГС (Чен и др., 1998) была показана существенная роль событий свекофеннского времени, вызвавших преобразование древних U-Pb систем. Нарушение термального и изотопного равновесия в породах фундамента Печенгской структуры связывается с внедрением массивов порфирированных гранитов лицо-арагубского комплекса в ее восточной экзоконтактной части и многочисленных тел гранитов и пегматитов с возрастом 1765 ± 2 млн. лет в породы архейского комплекса КСГС. Согласно имеющейся петрологической модели, жильные производные массивов порфирированных гранитов являются дифференциатами анатектических верхнекоровых расплавов (Ветрин и др., 1975). Внедрением жильных тел свекофеннских гранитов и пегматитов, обогащенных Pb и U, вероятно, и было обусловлено преобразование более древних изотопных систем гнейсов и гранитизированных пород, которое сопровождалось привносом из гранитов дополнительного количества свинца, имевшего существенно верхнекоровый источник.

ИЗОТОПЫ ГЕЛИЯ И АРГОНА В ПОРОДАХ

Изотопный состав благородных газов в породах земной коры и мантии Земли существенно различен, что предоставляет возможность изучения процессов мантийно-корового и внутрикорового взаимодействия (Tolstikhin, Marty, 1998). С этой целью были определены концентрации He, Ar и их изотопный состав в 2-х образцах тоналитовых гнейсов и 2-х образцах гранитизированных пород из разреза архейского комплекса КСГС (табл. 6).

Методика. Выделение газов производилось методами плавления и дробления образцов (Каменский и др., 1984; Икорский, Каменский, 1998), что позволило определить как суммарную концентрацию He, Ar, так и содержание газов во флюидных включениях. Изотопный состав и концентрации He и Ar измерялись на масс-спектрометре МИ-1201. Чувствительность по He и Ar составляет соответственно 5×10^{-5} и 3×10^{-4} А/торр⁻¹. Концентрации измерены методом высоты пика с погрешностью 5% ($\pm 1\sigma$). Ошибки измерения изо-

Таблица 6. Содержание He, Ar и отношения изотопов He и Ar в породах Кольской сверхглубокой скважины

Номер образца	Глубина, м	^4He , см ³ /г, 10^{-6}	$^3\text{He}/^4\text{He}$, 10^{-8}	^{40}Ar , см ³ /г, 10^{-6}	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
40458	10837	32	3.5	75	38000
43993	11815	17.5	2.2	49	32500
44994	12207	90	2.45	He опр.	He опр.
44987	12207	5.3	2.3	»	»

Примечание. Обр. 40458, 43993 – тоналитовые гнейсы (He, Ar выделены методом плавления), обр. 44994, 44987 – гранитизированные породы (метод дробления).

Таблица 7. Температуры двуполевошпатового равновесия в гранитизированных породах

Номер образца	P, кбар	T, °C		
45001-2	5-6	<450	377-386	424-433
45005-3	5-6	<450	491-501	539-549
44999-2(1)	5-6	<450	405-414	450-460
44999-2(2)	5-6	660	591-602	649-661
Авторы метода	(Дубровский, 1978)		(Stormer, 1975)	(Whitney, Stormer, 1977)

топных отношений составляли $\pm 20\%$ при значениях ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = n \times 10^{-8}$ и $\pm 2\%$ при ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = n \times 10^{-6}$, погрешности отношений ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ для значения 3000 и 50000 были 0.3 и 25% соответственно. Холостые опыты производились дважды в неделю в тех же условиях, что и анализы образцов. Значения холостых опытов составляли 1×10^{-9} и 1×10^{-10} см³ соответственно для ${}^4\text{He}$ и ${}^{36}\text{Ar}$.

Аргон. Величина отношения ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ колеблется в пределах 32500–38000, что определяется низкой концентрацией нерадиогенного изотопа ${}^{36}\text{Ar}$ и свидетельствует об ограниченном участии воды атмосферного происхождения в процессах образования и преобразования пород.

Гелий. Все изученные породы характеризуются низкими содержаниями He – $(5.3-90) \times 10^{-6}$ см³/г и величиной отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = (2.2-3.5) \times 10^{-8}$, которая приближается или незначительно превышает значение отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в породах континентальной коры ($\sim 2 \times 10^{-8}$, Толстихин, 1986). Полученные результаты находятся в противоречии с данными изучения изотопии нерадиогенного свинца в породах и минералах, показывающими наличие мантийной компоненты в составе свинца из полевых шпатов мигматитов. Это несоответствие могло быть обусловлено, вероятно, изменением первичных соотношений изотопов гелия в результате последующих процессов преобразования пород.

Согласно данным изучения изотопного состава гелия, пониженные величины отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в породах и минералах нижней части разреза архейского комплекса КСГС могли быть обусловлены перераспределением гелия с выравниванием его изотопного состава в процессе метаморфизма с возрастом 1.9–1.7 млрд. лет (Икорский и др., 1994). Результаты наших исследований согласуются с этими данными, свидетельствующими о стирании первичных мантийных меток изотопного состава гелия при региональном метаморфизме пород.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как следует из полученных данных, структурно-текстурная и вещественная неоднородность гранитизированных пород обусловлена сочетани-

ем в их составе различных, не имеющих резких границ участков: гнейсового субстрата, новообразованных лейкократовых мусковит-микроклин-кварц-плагноклазовых участков и прожилков аплитов. Взаимоотношения пород, а также сочетание в них разнообразных гранобластных, коррозийно-метасоматических, гипидиоморфнозернистых и аллотриоморфнозернистых структур позволяют предполагать сложный генезис мигматитов. Определение температур кристаллизации пород производилось по двуполевошпатовым термометрам (Stormer, 1975; Whitney, Stormer, 1977) с оценкой величины давления по геотермобарометру М.И. Дубровского (1978). Как следует из табл. 7, для преобладающей части полевых шпатов из гранитизированных пород температура кристаллизации не превышала 380–460°C, что существенно ниже температур кристаллизации магматических полевых шпатов при $P = 5-6$ кбар. В образце 44999-2(2) температура полевошпатового равновесия для зерен из участка с аллотриоморфнозернистой структурой достигает 650–660°C и приближается к значениям температур субсолидусного равновесия магматических полевых шпатов. Приведенные значения температур позволяют предположить формирование преобладающего количества полевых шпатов мигматитов в результате относительно низкотемпературного преобразования пород гнейсового субстрата с возникновением локальных очагов плавления и последующими перемещением и кристаллизацией части анатектических расплавов с образованием аплитов.

По данным изучения минерального и химического состава процесс образования гранитизированных пород происходил в условиях повышенного потенциала воды, CO₂, P, F, B и сопровождался увеличением в породах субстрата содержания элементов как сидерофильной (Cu, Ni, Co, Cr, V, Ti, Fe), так и литофильной групп (Rb, Ba, Nb, Zr, PЗЭ, Pb). Проведенное нами сопоставление химических составов мигматитов и производных различных геодинамических режимов показало, что указанные особенности состава пород наиболее характерны для щелочно-базальтовых и щелочных магматических производных, формировавшихся в геодинамических обстановках внутриплитного магматизма и континентальных рифтовых зон (Геохи-

мия магматизма, 1982; Магматические горные..., 1987). В частности, для щелочных и субщелочных базальтов наряду с высоким содержанием литофильных редких элементов – Rb, Ba, Sr, Zr, Y, TR – характерны повышенные (на уровне океанических базальтов) содержания Fe, Ti, Cr, Ni, Co в породах калиевой и натровой групп, среди которых существуют взаимопереходы (Геохимия магматизма, 1982). Указанные выше особенности химического состава присущи субщелочным породам трахибазальтовой формации раннеорогенного этапа развития Печенгской структуры, сформировавшейся в результате внутриплитного рифтогенеза и развивавшейся без образования океанической коры (Загородный, Радченко, 1983; Кременецкий и др., 1990). Породы субщелочного состава, входящие в состав трахибазальтовой (Магматизм, седиментогенез..., 1995) или муджирит-трахитовой формации (Скуфьин и др., 1986) куэтсарвинской серии Северо-Печенгской зоны, представлены главным образом трахиандезитами, трахиандезитобазальтами и трахибазальтами (муджиритами), время образования которых, по данным Rb-Sr метода, определено в 2214 ± 54 млн. лет (Магматизм, седиментогенез..., 1995). По особенностям химического состава породы повышенной основности, входящие в состав трахибазальтовой формации, близки к внутриконтинентальным базальтам, характеризуются относительно низкими содержаниями Ca, Mg, Si и обогащены Ti, Fe, легкими редкоземельными элементами, В и Pb (Предовский и др., 1974; Магматизм, седиментогенез..., 1995; Скуфьин и др., 1986). Исследуемые породы имеют высокое содержание щелочей с переходом от натриевых к калиево-натриевым и калиевым членам петрохимической серии и рассматриваются как крайние калиевые члены субщелочного ряда (Предовский и др., 1974). Времени формирования пород трахибазальтовой формации предшествовал длительный период стабилизации тектонического режима, обусловивший накопление зрелых и дифференцированных пород осадочной (кувернериньокской) свиты куэтсарвинской серии, имеющих большое сходство с субплатформенными образованиями ятулия Карелии (Предовский и др., 1974). Стабилизация тектонического режима приводила к формированию очагов субщелочных расплавов, отвечающих по геохимическим характеристикам мантийным производным (Магматизм, седиментогенез..., 1995; Скуфьин и др., 1986).

При рассмотрении вопроса об источнике вещества в процессе гранитизации следует учитывать следующие обстоятельства:

– гранитизация была проявлена локально лишь под Печенгской структурой и в ее ближайшем окружении и по отношению к вмещающим метаморфическим породам представляла собой резко неравновесный и неизохимический про-

цесс, сопровождавшийся выносом Al_2O_3 , CaO, Na_2O , привнесом SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO, K_2O и ряда элементов-примесей, характерных для пород повышенной щелочности;

– по возрасту и особенностям химического состава гранитизированные породы близки субщелочным вулканитам раннеятулийского мегацикла северной зоны Печенгской структуры, мантийное происхождение которых подчеркивается низкими значениями первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7035$ (Магматизм, седиментогенез..., 1995);

– гранитизирующие флюиды имели глубинный генезис, что предполагается на основании изучения в породах и минералах КСГС изотопного состава Pb, представленного смесью свинца из древнего (~2.8 млрд. лет) гнейсового субстрата со свинцом мантийного генезиса, привнесенного в породы около 2.2 млрд. лет назад.

Нахождение вулканитов куэтсарвинской серии и гранитизированных пород на разных уровнях разреза единого сегмента земной коры, сходство особенностей их состава и близкий возраст могут свидетельствовать, как представляется, о тесной связи инициировавших эти породы процессов мантийного вулканизма и гранитизации. Генетическое единство вулканитов и гранитизированных пород основания разреза КСГС подчеркивается удивительно синхронным изменением в них концентраций главных и редких элементов (рис. 4).

Имеющиеся данные геолого-петрологического изучения Печенгской структуры (Кольская сверхглубокая..., 1984; 1998; Магматизм, седиментогенез..., 1995) и ее окружения, а также результаты экспериментальных исследований процессов гранитизации (Жариков, 1986; 1996) позволяют наметить следующую генетическую схему.

Согласно модели формирования Печенги, внедрение субщелочных пород куэтсарвинской серии происходило 2.3–2.2 млрд. лет назад из мантийных очагов, образованных в результате максимального подъема верхней поверхности астенотинзы. После излияния базальтов и кристаллизации преобладающего количества расплавов в мантийных камерах остаточные магмы обогащались водно-углекислой флюидной фазой, содержание которой прогрессивно увеличивалось по мере кристаллизации расплавов. Вследствие инконгруентного растворения основного-ультраосновного вещества, находящегося с ним в равновесии флюиды обогащались кремнеземом, щелочами и элементами-примесями, концентрации которых во флюидной фазе в значительной степени определялись их содержаниями в материнских расплавах. После достижения летучими концентрациями насыщения, задаваемой главным образом

величиной внешнего давления, отделявшиеся от расплавов летучие формировали потоки флюидов, направленные из магмы в кровлю очага и вызывавшие процессы гранитизации пород верхней коры, обусловленные осаждением из флюидов главных и второстепенных компонентов в результате падения их растворимости при уменьшении температуры и давления. Этими же факторами было обусловлено, вероятно, уменьшение редкоэлементной специализации гранитизированных пород по направлению к верхним частям разреза коры, при сохранении главных тенденций распределения элементов литофильной и сидерофильной групп, свойственных гранитизированным породам основания разреза и вулканитам куэтсарвинской серии (рис. 4).

Циркуляция мантийных флюидов была облегчена в более трещиноватых и проницаемых породах верхней части коры и вдоль зон глубинных разломов, чем и было, вероятно, обусловлено увеличение количества гранитизированных пород в верхних частях разреза архейского комплекса КСГС и в породах северо-восточного обрамления скважины. Возрастные данные для гранитизированных пород из основания разреза скважины и "красных гранитов" ее северо-восточного обрамления позволяют оценить длительность процесса гранитизации в 50–70 млн. лет.

ВЫВОДЫ

Породы архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины были подвержены процессу протерозойской гранитизации, в чем состоит их отличие от пород окружения Печенгской структуры, содержащих не более 20% мигматитов позднеархейского возраста. Количество гранитизированных пород максимально в тоналитовых гнейсах и увеличивается снизу вверх от 20–30% в гнейсах 10-ой толщи до 50–60% в породах 2-ой толщи. На поверхности аналогичные мигматиты и гранитоподобные породы характерного красного цвета образуют в северо-восточном обрамлении Печенги полосу длиной около 20 км при ширине 2–6 км. Верхняя возрастная граница для "красных гранитов", возраст которых оценивается в 2150 млн. лет, геологически определяется появлением их окатанных обломков в гравелитах третьей осадочной толщи печенгского комплекса (Загородный и др., 1964), нижние части которого местами микроклинизированы и биотитизированы. По химическому составу гранитизированные породы основания разреза КСГС отличаются от вмещающих тоналитовых гнейсов повышенным содержанием TiO_2 , K_2O при пониженном содержании Al, Ca и Na, увеличении доли закисного железа и суммарного железа по отношению к сумме железа и магния. Возраст гранитизированных пород определен

U-Pb методом по цирконам в 2225 млн. лет (Бибилова и др., 1993). По сравнению с гнейсами, в рассматриваемых мигматитах установлен повышенный уровень содержания редких и летучих элементов, особенно существенно увеличение содержания Rb, Ba, Nb, Zr, PЗЭ, Pb, Cu, Cr, Ni, Co, V, F, P и CO_2 .

При изучении процесса гранитизации установлены следующие особенности процесса:

- гранитизация была проявлена локально лишь в породах архейского комплекса КСГС и в ближайшем окружении Печенгской структуры; по отношению к вмещающим метаморфическим породам она представляла собой резко неравновесный и неизохимический процесс с привнесением SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO, K_2O и ряда элементов-примесей литофильной и сидерофильной групп, характерных для пород повышенной щелочности;

- по возрасту (~2.2 млрд. лет) и особенностям химического состава гранитизированные породы близки субщелочным вулканитам раннеятулийского мегацикла северной зоны Печенгской структуры; сходство составов гранитизированных пород и вулканитов подчеркивается синхронным изменением в них концентраций главных и редких элементов;

- гранитизирующие флюиды имели, вероятно, глубинный генезис, что установлено при изучении в породах и минералах КСГС изотопного состава нерадиогенного Pb, представленного смесью свинца из гнейсового субстрата (~2.8 млрд. лет) со свинцом мантийного генезиса, привнесенным в породы около 2.2 млрд. лет назад.

Предполагается, что гранитизация была обусловлена флюидами, отделявшимися от очага расплавов, материнских для субщелочных вулканитов куэтсарвинской серии печенгского комплекса. Потоки флюидов, направленные из кристаллизующейся магмы в кровлю очага, вызывали процессы гранитизации пород верхней коры, обусловленные осаждением из флюидов главных и второстепенных компонентов в результате падения их растворимости при уменьшении температуры и давления. Этими же факторами было обусловлено, вероятно, уменьшение редкоэлементной специализации гранитизированных пород по направлению к верхним частям разреза коры при сохранении главных тенденций распределения элементов литофильной и сидерофильной групп, свойственных гранитизированным породам основания разреза и вулканитам куэтсарвинской серии. Возрастные данные для гранитизированных пород из основания разреза скважины и "красных гранитов" ее северо-восточного обрамления позволяют оценить длительность процесса гранитизации в 50–70 млн. лет.

Тоналитовые гнейсы и гранитизированные породы характеризуются низкими содержаниями

He – $(5.3-90) \times 10^{-6}$ см³/г и величиной отношения $^3\text{He}/^4\text{He} = (2.2-3.5) \times 10^{-8}$, которая приближается или незначительно превышает значение отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в породах континентальной коры ($\sim 2 \times 10^{-8}$). Пониженные величины отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в архейских породах были обусловлены, вероятно, перераспределением гелия с выравниванием его изотопного состава и стиранием первичных мантийных меток изотопного состава гелия в процессе протерозойского метаморфизма.

Благодарности. Авторы благодарят С.В. Икорского и И.Л. Каменского (ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты) за выполнение изотопных анализов He и Ar, М.А. Ветрину и А.А. Деленицину за содействие в получении и обработке первичных данных и подготовке рукописи. Исследование было бы невозможным без любезного содействия сотрудников НППЦ “Кольская сверхглубокая” Ю.П. Смирнова и Д.М. Губермана (г. Заполярный). Анализ состава редкоземельных элементов методом ICP-MS был выполнен Дж. Ладденом (CRPG-CNRS, г. Нанси, Франция).

Исследования проводились при финансовой поддержке РФФИ, грант № 99-05-65158, и являются вкладом в проект IGCP-408: “Comparison of composition, structure and physical properties of rocks and minerals in the Kola Superdeep Borehole (KSDB) and their homologues on the surface”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бельков И.В., Батиева И.Д. Взаимосвязь корового гранитообразования с возникновением гиперстеновых ассоциаций (эндербитизацией) первичнокоровых тоналитов // Рудогенез в метаморфических комплексах докембрия / Под ред. Петрова В.П. Апатиты: Кольский научный центр АН СССР, 1991. С. 106–111.
- Бибикова Е.В., Ветрин В.Р., Кирнозова В.А. и др. Геохронология и корреляция пород нижней части разреза Кольской сверхглубокой скважины // Докл. РАН. 1993. Т. 332. С. 360–363.
- Ветрин В.Р., Виноградов А.Н., Виноградова Г.В. Петрология и фашиально-формационный анализ лицко-арагубского диорит-гранитного комплекса // Интрузивные чарнокиты и порфиридные граниты Кольского полуострова / Под ред. Батиевой И.Д. Апатиты: Кольский научный центр АН СССР, 1975. С. 149–316.
- Виноградов А.Н. Приразломные метасоматиты // Гранитоидные формации северо-восточной части Балтийского щита / Под ред. Белькова И.В. Л.: Наука, 1978. С. 80–95.
- Геохимия магматизма / Под ред. Овчинникова Л.Н., Дмитренко Н.К. М.: Наука, 1982. 224 с.
- Дубровский М.И. Двуполевошпатовый термобарометр для магматических пород // Докл. АН СССР. 1978. Т. 241. С. 1175–1178.
- Жариков В.А. Проблемы гранитообразования // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1986. № 6. С. 3–14.
- Жариков В.А. Некоторые аспекты проблемы гранитообразования // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1996. № 4. С. 3–12.
- Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Сулова С.Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.-Л.: Наука, 1964. 208 с.
- Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1983. 96 с.
- 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. Тез. докл. М., 1998. С. 115.
- Икорский С.В., Каменский И.Л., Смирнов Ю.П. Изотопы гелия в разрезе Кольской сверхглубокой скважины // Докл. РАН. 1994. Т. 335. С. 84–87.
- Каменский И.Л., Толстихин И.Н., Шарков И.В., Пушкарёв Ю.Д. Первые результаты измерения изотопного состава гелия на однокаскадном масс-спектрометре МИ-1201 // Геохимия. 1984. № 3. С. 439–443.
- Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины / Под ред. Козловского Е.А. М.: Недра, 1984. 490 с.
- Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследования / Под ред. Орлова В.П., Лаверова Н.П. М.: ТЕХНОНЕФТЕГАЗ, 1998. 260 с.
- Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 2. С. 56–69.
- Кременецкий А.А., Липидус А.В., Скрыбин В.Ю. Геолого-геохимические методы глубинного прогноза полезных ископаемых / Под ред. Овчинникова Л.Н. М.: Наука, 1990. 234 с.
- Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры / Под ред. Митрофанова Ф.П., Смолькина В.Ф. Апатиты: Кольский научный центр РАН, 1995. 258 с.
- Магматические горные породы. Т. 4. Кислые и средние породы / Под ред. Ярмолюка В.В., Коваленко В.И. М.: Наука, 1987. 374 с.
- Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В. и др. Свинцово-изотопные свидетельства архейского источника вещества в золоторудных месторождениях зон мезозойской активизации южной части Алдано-Станового щита // Петрология. 1996. Т. 4. № 3. С. 421–435.
- Овчинникова Г.В., Матреничев В.А., Левченков О.А. и др. U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2. № 3. С. 266–281.
- Предовский А.А., Федотов Ж.А., Ахмедов А.М. Геохимия печенгского комплекса / Под ред. Загородного В.Г. Л.: Наука, 1974. 140 с.
- Скуфьин П.К., Пушкарёв Ю.Д., Кравченко М.П. Вулканыты муджиерит-трахитовой формации в Печенгской вулканогенно-тектонической палеодепрессии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 1. С. 18–29.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Толстухин И.Н. Изотопная геохимия гелия, аргона и редких газов / Под ред. Пушкарева Ю.Д. Л.: Наука, 1986. 200 с.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

Чен Я.Д., Кроу Т.Е., Ветрин В.Р., Митрофанов Ф.П. U-Pb геохронология пород архейской части разреза Кольской сверхглубокой скважины // Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследования / Под ред. Орлова В.П., Лаверова Н.П. М.: ТЕХНОНЕФТЕГАЗ, 1998. 260 с.

Baadsgaard H., Collerson K.D., Bridgewater D. The Archean gneiss complex of Northern Labrador. 1. Preliminary U-Th geochronology // Canad. J. Earth. Sci. 1979. V. 116. P. 951-961.

Ludwig K.R. ISOPLOT program USA Geol. Surv. Open-File report 912. 1991. 80 p.

Mahnes G., Minster J.E., Allegre C.J. Comparative uranium-thorium-lead and rubidium-strontium study of the Saint Severin amphoterite: consequences for early solar

system chronology // Earth Planet Sci. Lett. 1978. V. 39. № 1. P. 14-27.

Moorbath S., Taylor P., Goodwin R. Origin of granitic magma by crustal remobilization: Rb-Sr and Pb-Pb geochronology and isotope geochemistry of the Late Archaean Qorqut Granite Complex of Southern-West Greenland // Geochim. Cosmochim. Acta. 1981. V. 45. № 7. P. 1051-1061.

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207-221.

Storner J.C.Ir. A practical two-feldspar geothermometer // Amer. Mineral. 1975. V. 60. № 7/8. P. 667-674.

Tolstikhin I.N., Marty B. The evolution of terrestrial volatiles: a view from helium, neon, argon and nitrogen isotope modelling // Chemical Geology. 1998. V. 147. P. 27-52.

Whitney J.A., Storner J.C. Ir. The distribution of NaAlSi₃O₈ in coexisting microcline and plagioclase and its effect on geological calculations // Amer. Mineral. 1977. V. 62. P. 687-691.

Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics-the model // Tectonophysics. 1981. № 75. P. 135-162.

Сдано в набор 16.11.2001 г.

Подписано к печати 16.01.2002 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 14.0

Усл. кр.-отт. 2.7 тыс.

Уч.-изд. л. 14.9

Бум. л. 7.0

Тираж 189 экз.

Зак. 5406

Свидетельство о регистрации № 0110174 от 4.02.93 г.

в Министерстве печати и информации Российской Федерации

Учредители: Российская академия наук, Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН

Адрес издателя: 117997, Москва, Профсоюзная ул., 90

Отпечатано в ППП "Типография "Наука", 121099, Москва, Шубинский пер., 6