

УДК 550.42(470.21)

МЕТАОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ ФУНДАМЕНТА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ПЕЧЕНГСКОЙ СТРУКТУРЫ: ИСТОЧНИКИ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА, ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

© 2013 г. В. Р. Ветрин*, В. П. Чупин**,**, Ю. Н. Яковлев*

*Геологический институт КНЦ РАН
184209, г. Апатиты Мурманской обл., ул. Ферсмана, 14
E-mail: vetrin@geoksc.apatity.ru

**Институт геологии и минералогии СО РАН
630090, г. Новосибирск, пр. Акад. Коптюга, 3
E-mail: chupin@igm.nsc.ru

*** Новосибирский государственный университет
630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, 2

Поступила в редакцию 20.06.2012 г.

Фундамент палеопротерозойской Печенгской структуры вскрыт Кольской сверхглубокой скважиной СГ-3 на глубинах 6842–12262 м. Он состоит из чередующихся толщ метаэффузивных пород дацит-плагиоориодацитового состава и метаосадочных пород – гнейсов с высокоглиноземистыми минералами (ВГМ), по составу отвечающими, главным образом, грауваккам. Анализ пространственного расположения и состава магматических пород и метатерригенных образований в разрезе СГ-3 и окружении скважины позволяет интерпретировать их формирование в геодинамических обстановках активной континентальной окраины – в краевой зоне террейна, образованного мезоархейскими породами кольской серии. В результате изучения цирконов из метатерригенных пород 1-й, 3-й и 9-й толщ СГ-3 выделены детритовые, анатектические, метаморфогенные и контактово-метасоматические генетические типы, при существенном преобладании цирконов первых двух типов. Среди детритовых цирконов обособлены несколько возрастных групп. К наиболее однородным, сопоставимым по возрасту и составу с цирконами из тоналитовых гнейсов основания разреза СГ-3 и аналогичных пород окружения скважины, относятся цирконы из метаосадков самой глубоко залегающей 9-й толщи. Данные по возрасту этих цирконов и составу вмещающих гнейсов свидетельствуют об их формировании за счет размыва и переотложения материала из местных источников. Расширение ареала областей сноса и увеличение числа источников, поставлявших терригенный материал в бассейны осадконакопления происходило при образовании гнейсов 3-й и особенно 1-й толщ, завершающей разрез архейских пород СГ-3.

Ключевые слова: *Кольская сверхглубокая скважина, метаосадочные мезоархейские породы фундамента, петрогенные и редкие элементы гнейсов, цирконы, U-Pb изотопный возраст, источники терригенного материала, палеогеодинамика.*

Вещественные характеристики осадочных пород используются для оценки состава крупных участков земной коры, климатических и геодинамических условий осадконакопления. При определении источников сноса материала, реконструкции первичной природы и условий образования метаосадков, частично или полностью утративших первичные литологические признаки в процессе метаморфизма, существенное значение имеет изучение распределения в них петрогенных и редких элементов, а также морфологических особенностей, состава и возраста циркона [14, 22, 37]. Нами изучены архейские породы разреза Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3), вскрывшей на глубинах 6842–12262 м. фундамент палеопротерозойской Печенгской структуры, образованный чередующимися толщами метавулканитов дацит-плагиоориодацитового

состава и метаосадочных пород, представленных в настоящее время гнейсами с высокоглиноземистыми минералами (ВГМ). Интервал времени формирования разреза архейских пород СГ-3 составляет ~30 млн. лет [25], что позволяет проследить изменение во времени состава источников терригенного материала и выявить эволюционные особенности процессов архейского осадконакопления.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АРХЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ И ЕЕ ОКРУЖЕНИЯ

Кольская сверхглубокая скважина пробурена в северной части палеопротерозойской Печенгской

структуры, которая является частью внутриконтинентального рифтогенного пояса, пересекающего в северо-западном направлении весь Кольский полуостров от горла Белого моря до норвежских каледонид. С поверхности до глубины 6842 м скважиной вскрыт осадочно-вулканогенный комплекс Печенгской структуры, и далее до забоя, на глубине 12262 м, – мезоархейские породы ее фундамента. В чередовании архейских пород разреза СГ-3 выделены 5 ритмов [2, 12, 13], нижние элементы которых (сверху вниз: 2-я, 4-я, 6-я, 8-я, 10-я толщи) сложены метавулканитами дацит-плагиориодацитового состава (плагиогнейсами), занимающими ~45% разреза (рис. 1). Возраст кристаллизации метавулканидов от верхней к нижней частям разреза скважины увеличивается от 2798 ± 12 до 2830 ± 10 млн. лет при конкордантных значениях возраста реликтовых ядер цирконов до 2.85–2.86 млрд. лет [24]. Верхние части ритмов (1-я, 3-я, 5-я, 7-я, 9-я толщи) сложены

гнейсами с ВГМ, составляющими ~20% объема пород. Около 30% разреза слагают амфиболиты, преобладающая часть которых имеет палеопротерозойский возраст [7], железистые кварциты и (~5%) жильные гранитоиды. Ранний (допеченгский) метаморфизм пород происходил в условиях амфиболитовой фации, точная диагностика *P-T* параметров которого затруднена вследствие интенсивного проявления палеопротерозойского метаморфизма (2.1–1.7 млрд. лет) в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций [4, 9, 12]. SHRIMP-датированием мелких сложноограниченных кристаллов циркона и оболочек призматических цирконов из гнейсов четвертой, восьмой и десятой толщ установлены два эпизода неоархейского метаморфизма с возрастами 2770–2750 и 2700–2670 млн. лет [24, 25], сопровождавшихся мигматизацией гнейсов с образованием согласно расположенных слоев меланосом и лейкосом, придающих породам типичную мигматитовую текстуру.

Территория окружения скважины входит в состав Кольской субпровинции Балтийского щита, древнейшие породы которой представлены тоналит-трондьемитовыми гнейсами Финской Лапландии с возрастом 3115 ± 29 млн. лет [39]. С севера вмещающими породами для Печенгской структуры являются пара- и ортогнейсы кольской серии, тоналитовые гнейсы и амфиболиты Кольско-Норвежского блока, состоящего в своей крайней северо-западной части из Сванвик-Нейденского и Титовского сегментов (рис. 2). Главным типом породных ассоциаций Сванвик-Нейденского сегмента являются архейские тоналит-трондьемитовые комплексы (~80–90%) с прослоями глиноземистых гнейсов и расположенные среди них реликты зеленокаменных поясов. U-Pb возраст цирконов из тоналит-трондьемитовых гнейсов Сванвик-Нейденского сегмента определен в 2.8–2.84 млрд. лет, и время метаморфизма – в 2.7–2.76 млрд. лет [40]. Гнейсы пересекаются плутонами порфировидных гранитов (~2.5 млрд. лет), дайками гранитов и пегматитов с возрастом 2.7–2.5 млрд. лет. Метаморфизм пород не превышал средних ступеней амфиболитовой фации. По результатам глубинного сейсмического зондирования, рассматриваемые породы северо-западного обрамления Печенги прослеживаются под этой структурой и образуют существенную часть ее фундамента [21].

Титовский и расположенный к юго-востоку Центрально-Кольский сегменты Кольско-Норвежского блока существенно отличаются от Сванвик-Нейденского сегмента по строению, составу и возрасту слагающих пород. В северном обрамлении Печенги они представлены главным образом пара- и ортогнейсами кольской серии (табл. 1, 2), которые по простирацию продолжают к северо-западу, на территорию северной Норвегии. По петрогеохимическим реконструкциям протолиты преоблада-

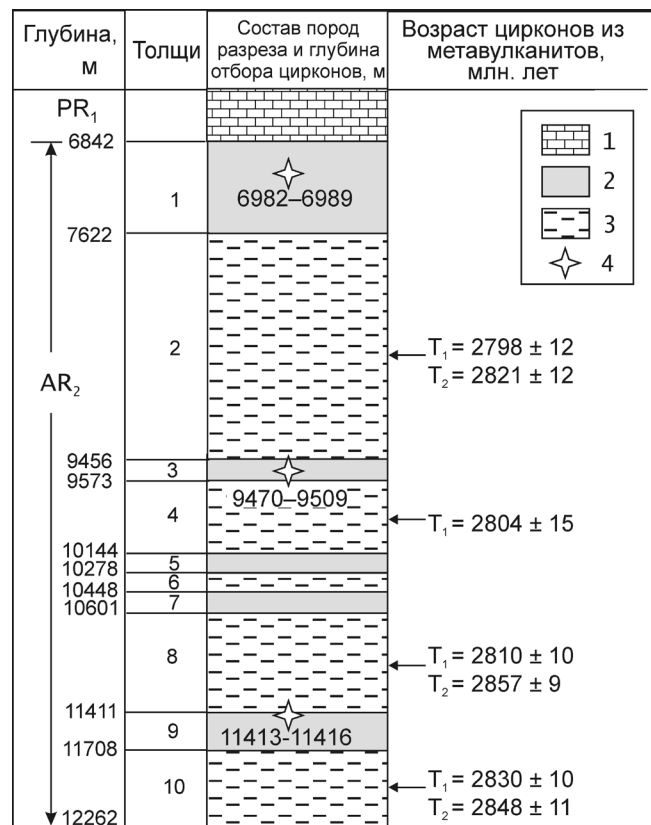


Рис. 1. Схематический разрез Кольской сверхглубокой скважины.

1 – породы палеопротерозойского возраста; 2–3 – породы неоархейского возраста: 2 – толщи гнейсов с ВГМ, 3 – толщи метаэффузивов дацит-плагиориодацитового состава; 4 – места отбора цирконов с указанием глубин (м). T_1 и T_2 – возраста (в млн. лет), соответственно, образования протолитов метаэффузивов и ядер глубинной магматической генерации в кристаллах цирконов (по данным Чупина и др. [25]).

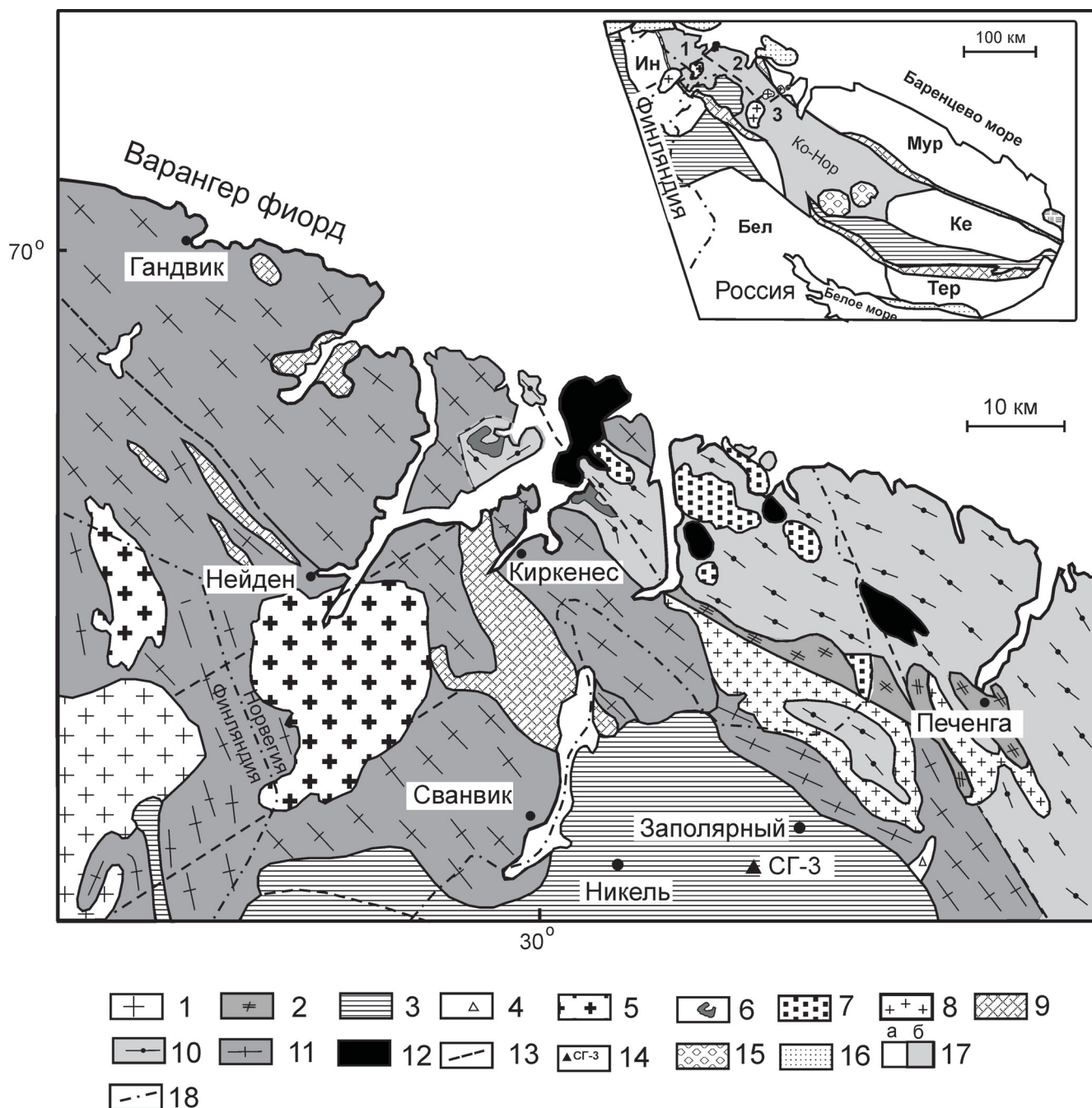


Рис. 2. Схема геологического строения Сев. Норвегии и северо-западной части Кольского полуострова.

1–4 – породы палеопротерозойского возраста: 1 – постскладчатые граниты, 2 – мусковит-микроклиновые граниты; 3 – вулканогенно-осадочные породы Печенгско-Имандра-Варзугского пояса, 4 – интрузивные породы основного состава; 5–12 – породы архейского возраста: 5 – порфировидные граниты, 6 – кварцевые сиениты, сиениты, 7 – монцититы, гранодиориты, 8 – плагиомикроклиновые граниты, 9 – вулканогенно-осадочные породы зеленокаменных поясов, 10 – глиноземистые гнейсы, 11 – гранитоиды ТТГ-серии, 12 – пироксенсодержащие ортогнейсы; 13 – проекции разломов; 14 – Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3). Вверху во врезке – схема тектонического районирования Кольской субпровинции Балтийского щита. 15 – палеозойские интрузии нефелиновых сиенитов; 16 – неопротерозойские осадочные породы; 17 – архейские породы: а – Мурманского (Мур), Беломорского (Бел), Кейвского (Ке), Терского (Тер), Инари (Ин) блоков; б – Кольско-Норвежского (Ко-Нор) блока (1 – Сванвик-Нейденский сегмент, 2 – Титовский сегмент, 3 – Центрально-Кольский сегмент); 18 – государственные границы.

Таблица 1. Концентрации главных (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т), в парагнейсах кольской серии

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	51.88	53.45	53.6	54.93	62.35	64.79	65.45	66.04	78.4
TiO ₂	1.05	1.13	0.95	0.86	0.85	0.5	0.57	0.62	0.34
Al ₂ O ₃	21.06	21.03	20.45	20.26	16.74	15.64	15.05	15.43	10.95
Fe ₂ O ₃	9.95	10.41	7.9	9.19	7.31	4.55	5.78	4.27	2.53
MnO	0.08	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.03	0.04	0.03
MgO	4.48	4.65	3.57	3.9	3.15	2.58	2.73	2.42	1.1
CaO	0.97	2.08	1.49	1.04	1.53	2.69	2.38	3.61	1.61
Na ₂ O	2.08	3.16	4.43	1.86	2.66	3.92	3.76	3.88	3.08
K ₂ O	3.42	3.65	4.67	3.3	3.41	2.46	2.71	1.08	1.1
P ₂ O ₅	0.06	0.05	0.09	0.08	0.04	0.13	0.06	0.26	0.02
H ₂ O ⁺	3.48	0.59	1.45	2.9	1.04	0.87	0.49	1.6	0.7
La	32	41	30	25	33	36	не опр.	69	33
Ce	60	78	51	46	60	58	—	136	52
Nd	26	32	27	26	25	28	12	72	19
Sm	5.4	6.1	5.1	5.1	4.7	4.35	не опр.	7.7	3.1
Eu	0.95	1.7	0.9	1.1	1.2	1	—	2.2	0.8
Gd	3.5	4.6	2.8	3.6	3	2.9	—	5.9	1.8
Er	0.59	2.3	1.38	0.9	1.3	0.9	не опр.	1.3	1.2
Yb	0.59	2.3	1.26	0.8	1.3	0.9	—	0.9	1
Th	12	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	10	11	не обн.
Rb	115	135	145	125	87	99	83	43	32
Ba	116	734	617	679	1500	870	680	722	417
Sr	227	411	290	242	252	222	319	722	349
Zr	178	157	130	107	148	130	111	152	103
Nb	8	11	7	8	9	9	12	6	5
Pb	28	19	33	12	18	не обн.	не обн.	28	23
Y	18	23	22	19	19	12	5	14	14
Cr	700	272	300	298	169	41	133	65	61
Ni	214	117	119	123	61	27	48	51	32
Co	41	31	29	33	21	11	17	11	не обн.
V	160	278	277	256	201	80	110	112	65
Cu	не обн.	68	49	20	41	36	48	63	не обн.

ющих по площади парагнейсов реконструируются как гидрослюдистые глины, глинистые и высокоглинистые граувакки, туффиты и мелановакки [18]. Глиноземистые парагнейсы переслаиваются с амфиболитами и ортогнейсами – метаандезитами, метадацитами и метариодацитами. Амфиболиты по составу отвечают оливиновым, реже кварцевым толлитам и щелочным базальтам, и характеризуются плоским спектром распределения РЗЭ ($La/Yb_n = 0.7–2.0$ [7]). Возраст метавулканитов кольской серии определен в 2910 ± 21 млн. лет, и наличие в них цирконов с возрастными 3.2–3.6 млрд. лет определяет присутствие вещества палеоархейской континентальной коры [16]. Пространственное распределение минеральных парагенезисов свидетельствует о зональности метаморфизма от силлиманит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации до гранулитовой фации ($T = 630–790^\circ C$, $P = 4.2–5.4$ кбар [18]). Возраст метаморфизма гранулитовой фации определен в 2.88–2.83 млрд. лет [1, 28], и поздний этап архейского метаморфизма датирован

в 2.7 млрд. лет [5]. Гнейсы кольской серии прорываются неоархейскими породами габбро-тоналитового, гранодиоритового и монзонит-сиенитового составов, относящимися, соответственно, к до-, син- и постметаморфическим интрузиям.

СОСТАВ И ВОЗРАСТ 1-Й, 3-Й, 9-Й ТОЛЩ РАЗРЕЗА АРХЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА СГ-3

Породы 1-й толщи располагаются в основании палеопротерозойского печенгского вулканогенно-осадочного комплекса и вскрыты скважиной на глубинах 6842–7622 м. Преобладающая часть разреза сложена двуслюдяными гнейсами с гранатом, ставролитом, силлиманитом, андалузитом, среди которых в небольшом количестве (10–15%) присутствуют гранат-биотитовые гнейсы, гранат-биотит-амфиболовые сланцы и амфиболиты. Гнейсы полойно мигматизированы с обособлением лейкократовых и меланократовых прослоев, количество которых составляет 20–30%. Нижний предел об-

Таблица 2. Концентрации главных (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в ортогнейсах кольской серии

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	61.54	64.47	66.23	66.73	70.34	70.64	71.33
TiO ₂	0.8	0.42	0.63	0.61	0.21	0.38	0.34
Al ₂ O ₃	18.59	16.32	15.35	14.83	14.06	14.73	14.52
Fe ₂ O ₃	1.64	1.54	2.23	1.48	1.03	0.86	3.25
FeO	5.58	2.6	2.4	2.48	1.13	2.1	не обн.
MnO	0.08	0.07	0.1	0.07	0.04	0.05	0.06
MgO	3.53	2.59	1.69	1.44	3.26	1.03	0.87
CaO	1.34	4.24	3.76	4.49	1.83	2.85	2.6
Na ₂ O	1.5	4.55	4.83	4.57	3.89	4.45	4.65
K ₂ O	2.77	1.59	1.43	1.81	3.06	1.51	1.2
H ₂ O ⁻	0.1	0.06	0.12	0.1	не обн.	0.02	0.06
H ₂ O ⁺	1.77	1.37	0.81	0.9	0.8	0.97	0.77
Li ₂ O	12	6.3	5.7	9.7	9	8.5	10
La	31	27	57	41	31	22	26
Ce	64	52	121	88	58	45	51
Pr	7	6	16	10	6	5	5
Nd	26	23	62	39	20	18	19
Sm	4.87	3.77	12.2	6.59	2.82	3.45	2.89
Eu	1.13	0.958	1.39	1.35	0.636	0.793	0.542
Gd	4.14	2.75	10.3	5.08	1.96	2.85	1.81
Tb	0.65	0.34	1.61	0.71	0.25	0.39	0.21
Dy	3.72	1.74	9.53	3.98	1.25	2	0.93
Ho	0.72	0.32	1.92	0.75	0.24	0.36	0.16
Er	1.91	0.902	5.49	2.03	0.65	0.93	0.44
Tm	0.28	0.12	0.78	0.29	0.09	0.13	0.06
Yb	1.84	0.78	4.59	1.8	0.61	0.75	0.35
Lu	0.28	0.11	0.61	0.27	0.10	0.11	0.06
Th	10.2	4.5	8.9	4.8	11.8	5.8	6.0
Rb	108	65	64	75	108	73	88
Ba	575	557	342	769	528	302	181
Sr	138	673	529	477	229	333	293
Zr	140	134	326	234	192	181	179
Nb	9.5	7.4	20	8.9	5.3	5.0	6.3
Y	17.7	9.0	53.5	19.9	6.6	9.6	4.4
Cr	212	52.3	22.3	17.2	8.4	11.8	34.8
Ni	155	50	21	46	36	27	21
Co	39	14	12	11	4	8	7
V	228	89	77	85	32	46	43
Cu	60	12	25	17	10	16	16

разования протолитов гнейсов с ВГМ фиксируется возрастом метавулканитов 2-й толщи – 2814 ± 17 млн. лет [4] или 2798 ± 12 млн. лет [25]. Верхний предел формирования 1-й толщи установлен по возрасту округлых грубо зональных кристаллов циркона с конкордантным возрастом в 2.76 млрд. лет, который интерпретируется как время проявления неархейского метаморфизма [4].

Породы 3-й толщи (9456–9573 м) представлены двуслюдяными гнейсами с гранатом и силлиманитом, менее распространены биотитовые гнейсы (10–15%) и амфиболиты (10–25%). Количество мигматитов, как и в пределах 1-й толщи, не превышает 30%. Нижний предел образования пород маркируется возрастом циркона из подстилающих биотит-плагиоклазовых гнейсов 4-й толщи – 2804 ± 16 млн. лет [25].

Гнейсы с ВГМ 9-й толщи (11411–11708 м) включают маломощные (1–2 м) прослои железистых кварцитов, биотит-(амфибол)-плагиоклазовых гнейсов и тела гранат-роговообманковых и куммингтонитовых амфиболитов предположительно палеопротерозойского и мезоархейского возрастов с $T_{Nd}(DM) = 2.48$ и 2.94 млн. лет [4]. Количество мигматитов максимально в биотит-плагиоклазовых гнейсах и, в целом, для пород этой толщи не превышает 20%. Гнейсы пересекаются телами пегматитов и маломощными прожилками (1–5 см) порфировидных гранитов с возрастом 1765 ± 2 млн. лет [23]. Время образования протолитов гнейсов с ВГМ определяется их нахождением между 8-й (2810 ± 10 млн. лет [25]) и 10-й толщами биотит-плагиоклазовых гнейсов (2830 ± 10 млн. лет [25]); 2835 ± 6 млн. лет [23].

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГНЕЙСОВ С ВГМ

Не подверженные мигматизации гнейсы (палеосомы) представлены мелко- среднезернистыми породами с отчетливо проявленными плоскопараллельными текстурами, направление которых согласно с простиранием полосчатости. Палеосомы гнейсов состоят из плагиоклаза (20–40%), кварца (10–30%), биотита (20–30%) и мусковита (10–20%), характерно отсутствие калиевого полевого шпата. В лейкосоме мигматитов присутствует микроклин, количество которого достигает 10–15%, что наряду с наличием аллотриоморфнозернистых структур свидетельствует о процессах плавления, происходивших при мигматизации пород. В гнейсах 1-й толщи, наименее однородных по составу, присутствуют гранат, силлиманит, андалузит, ставролит, суммарное содержание которых не превышает 3–5%. Гнейсы 3-й и 9-й толщ имеют более выдержанный состав, и из высокоглиноземистых минералов содержат гранат, силлиманит и, редко, кинанит. Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом, олигоклазом (18–25% *An*), биотит-мероксеном ($F = 100 \Sigma Fe / (\Sigma Fe + Mg) = 50–65\%$). Мусковит замещает пластинки биотита, зерна андалузита, ставролита, а также образует обособленные пластинчатые кристаллы. Акцессорные минералы – апатит, циркон, магнетит, ильменит, титанит, эпидот. Структуры пород лепидогранобластовые, гранобластовые, аллотриоморфнозернистые, порфиробластовые.

МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЙ

Химический состав 41 образца гнейсов с ВГМ и содержание редких элементов (Rb, Ba, Sr, Sc, Zr, Nb, Cr, Ni, Co, V, Cu, U, Th) в гнейсах 1-й и 3-й толщ определялись методом XRF-спектроскопии в Норвежской геологической службе, г. Трондхейм. Концентрации редкоземельных элементов установлены на сканирующем спектрометре MONOSPEC 1000 в Институте литосферы окраинных и внутренних морей РАН, г. Москва по методике [10], а также нейтронно-активационным методом в Институте геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск с воспроизводимостью определения элементов ~30%. Из мигматизированных гнейсов 1-й, 3-й и 9-й толщ в лаборатории сепарации вещества ГИ КНЦ РАН были выделены монофракции циркона (Л.И. Коваль), для которых выполнен U-Pb изотопный анализ на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург (С.Л. Пресняков). Выбор точек анализа производился после оптического и катодолюминесцентного исследования кристаллов. Интенсивность первичного пучка отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 4.5 нА, диаметр кратера – 20–25 мкм. Погрешности единичных анализов (отношений и воз-

растов) приведены на уровне 1σ , погрешности конкордантных возрастов и пересечений с конкордией – на уровне 2σ . Обработка данных проводилась по методике [50] с использованием программ SQUID и Isoplot/Ex [41, 42]. Нормализация U-Pb отношений выполнена, согласно стандарту TEMORA, для возраста 416.7 ± 1.30 млн. лет [31]. Sm-Nd изотопный анализ гнейсов выполнен в Геологическом институте КНЦ РАН (О.Г. Шерстенникова, П.А. Серов, С.Н. Дьяков) на 7-канальном масс-спектрометре Finnigan-MAT-262 (RPQ) при значениях средне-взвешенного $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для стандарта La Jolla: 0.511857 ± 7 (2σ , $n = 8$). При вычислении $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ приняты значения для деплетированной мантии как $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512359$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$ [36].

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГНЕЙСОВ

Изучение химического состава гнейсов с ВГМ проводилось по образцам палеосом, в наименьшей степени подверженных процессам мигматизации, что контролировалось как при визуальном осмотре образцов, так и при петрографическом исследовании. Представительные анализы и средний состав гнейсов по толщам приведены в табл. 3.

Петрогенные компоненты. Гнейсы всех толщ скважины характеризуются значительными вариациями содержаний SiO_2 (52.2–72.2 мас. %), связанных отрицательными корреляционными связями с другими главными компонентами, концентрации которых также подвержены существенным колебаниям (мас. %): Al_2O_3 – 12.65–20.24; TiO_2 – 0.17–1.11; FeO – 2.96–10.23; MgO – 1.13–9.41; CaO – 0.98–3.36; Na_2O – 2.25–4.9; K_2O – 1.42–5.16. Отчетливо проявлена положительная корреляционная зависимость между Al_2O_3 и K_2O , а также между относительно инертными в условиях выветривания Al_2O_3 и TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , что было вызвано, вероятно, примесью глинистого компонента и обломочного материала основного состава в протолите гнейсов. Сравнение составов гнейсов с ВГМ различных толщ свидетельствует о существенной неоднородности гнейсов 1-й толщи при близкой или более высокой глиноземистости и меньшем содержании нормативного кварца в преобладающем количестве образцов этой толщи по сравнению с гнейсами 3-й и 9-й толщ. Более детальная систематика гнейсов выполнена с использованием петрохимических диаграмм, разработанных для осадочных пород [19] и их метаморфических аналогов [17, 20]. Преобладающая часть гнейсов относится к грауваккам (рис. 3а), поле составов которых ограничено значениями параметра F в пределах 0.08–0.25. Для 2 образцов 3-й и 4 образцов 9-й толщ отмечается более лейкократовый состав с расположением точек их составов в поле субграувакк,

Таблица 3. Представительные анализы и средний состав гнейсов с ВГМ из разреза СГ-3

	1 толща			2	3	4	3 толща		2	9 толща		2	3	Среднее	S
	1	2	3				1	S		1	S				
n								Среднее		Среднее	S			Среднее	S
SiO ₂	59.70	63.16	65.44	70.34	64.09	5.62	61.06	66.95	66.76	53.51	3.44	59/34	67.9	66.92	5.15
TiO ₂	0.81	0.69	0.55	0.53	0.63	0.18	0.68	0.69	0.59	0.82	0.08	0.54	0.61	0.66	0.07
Al ₂ O ₃	17.44	16.69	15.90	12.65	15.80	2.15	17.44	16.13	15.75	19.58	1.13	18.37	15.07	15.22	1.97
Fe ₂ O ₃	1.82	0.61	0.96	1.00	1.07	0.55	1.01	0.71	1.07	2.52	0.91	1.35	0.92	1.20	0.99
FeO	6.05	5.98	4.75	4.61	5.62	1.49	5.62	5.03	4.37	8.52	0.96	6.21	4.73	4.58	1.67
MnO	0.08	0.07	0.03	0.10	0.06	0.03	0.05	0.03	0.05	0.12	0.02	0.1	0.04	0.06	0.02
MgO	3.06	1.13	1.75	1.49	2.71	2.02	2.74	2.59	2.21	3.85	0.49	2.52	2.52	2.48	0.57
CaO	1.40	2.75	1.96	1.91	1.82	0.58	2.3	1.34	1.77	2.5	0.33	2.35	1.95	2.12	0.21
Na ₂ O	2.40	4.20	4.90	3.35	3.42	1.07	4.2	2.3	3.42	4.06	0.72	3.92	2.29	2.82	0.56
K ₂ O	3.25	2.80	1.95	1.90	2.68	0.87	3.2	1.82	2.25	3.91	0.75	2.99	2/31	2.41	0.62
P ₂ O ₅	не опр.	0.07	0.06	0.05	0.06	0.02	0.08	0.07	0.07	не опр.	0.01	не опр.	0.07	0.07	0.02
La	22	26	24	22	24.5	5.5	32	23	25.7	не опр.	3.8	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Ce	36	47	49	39	48.9	12.3	54	51	51.2	не опр.	7.1	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Nd	16	17	18	10	16.7	3.6	15	17	15.5	не опр.	0.7	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Sm	3.3	4.5	2.9	2.5	3.7	1.05	4.5	3.4	3.7	не опр.	0.5	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Eu	0.88	2.0	1.3	0.93	1.3	0.4	0.86	1.0	0.98	не опр.	0.08	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Gd	3	4	3	2.5	4	1.7	2	4	3.7	не опр.	1.6	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Tb	0.45	0.69	0.6	0.46	0.61	0.15	0.71	0.77	0.63	не опр.	0.1	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Tm	не опр.	0.48	0.53	0.40	0.59	0.23	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Yb	1.6	0.69	1.6	1.9	1.69	0.46	1.4	2.7	1.85	не опр.	0.54	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Lu	0.25	0.24	0.27	0.33	0.24	0.07	0.32	0.36	0.3	не опр.	0.06	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
U	1	5	2	1.5	4	3	1	2.3	6	не опр.	8	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Th	3	5.8	6	5	6	2	4	5.8	5	не опр.	1	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Rb	240	90	80	80	109	48	230	100	148	не опр.	76	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Ba	200	470	80	200	207	232	300	350	297	не опр.	48	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Sr	50	220	30	150	74	57	130	130	165	не опр.	58	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Zr	80	80	100	50	83	22	80	60	73	не опр.	23	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Nb	10	1.5	10	10	6	4	8	5	5	не опр.	2	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Cr	200	130	110	130	165	184	250	180	192	не опр.	69	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Ni	80	85	50	50	76	80	70	65	62	не опр.	12	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Co	20	23	16	12	17	8	22	20	19	не опр.	4	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
V	170	120	82	80	111	49	130	100	104	не опр.	25	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Cu	37	62	45	160	44	46	140	60	79	не опр.	31	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.

Примечание. S – стандартное отклонение от среднего.

и часть гнейсов 1-й толщи смещена в сторону мелановакк и гидрослюдистых глин. Отнесение преобладающей части составов гнейсов всех толщ к грауваккам с промежуточным содержанием кварца демонстрирует и диаграмма в координатах $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ (рис. 3б). На диаграмме (рис. 3в, [19]) точки составов гнейсов всех толщ образуют компактное поле в области составов граувакк. На диаграмме (рис. 3г, [17]) гнейсы с ВГМ отвечают главным образом составу граувакк, и в меньшей степени – субграувакковых аренитов, алевролитов и аргиллитов. Самые разнообразные по составу гнейсы 1-й толщи соответствуют породным литотипам от субграувакковых аренитов до пелитовых аргиллитов с преобладанием, как и в случае гнейсов 3-й и 9-й толщ, пород грауваккового состава. Преобладающая часть точек гнейсов с ВГМ на диаграмме А.Н. Неелова расположена в полях кремнекислых и средних магматических пород – липаритов, липаритоацитов, дацитов и андезидацитов, что определяет, по видимому, преимущественно магматическое происхождение материнских пород, подвергавшихся выветриванию. Этот вывод подтверждается при использовании дискриминационной диаграммы Б. Розера и Р. Корша, построенной в координатах F_1-F_2 для главных петрогенных окислов – TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O [45], и определяющей состав незрелого детритуса преобладающего количества образцов всех толщ соответствующего вулканитам среднего и кремнекислого состава (рис. 3д). Для определения источников сноса при образовании гнейсов с ВГМ использован глиноземистый модуль ($a = \text{Al}/\text{Si}$), величина которого в рассматриваемых породах изменяется от 0.21 до 0.48. Как было показано [17], важнейшими факторами изменения величины глиноземистого модуля в осадочных породах при их близкой зернистости являются процессы гранулометрической и химической дифференциации осадочного материала с ведущей ролью гранулометрической сортировки при процессах дезинтеграции и переноса. Исходя из этого, осадочные образования, формировавшиеся при разрушении коренных пород и испытывавшие незначительную гранулометрическую дифференциацию при переносе, должны характеризоваться близкими с породами источника значениями отношения Al/Si . Преобладающая часть гнейсов с ВГМ по величине глиноземистого модуля сходна с плагигнейсами СГ-3 и окружения скважины, а также с орто- и парагнейсами кольской серии (рис. 3г), что делает вероятным вклад вещества этих пород в состав протолитов. В то же время, гнейсы с ВГМ характеризуются повышенными концентрациями окислов железа и магния (7.2–9.4%), существенно превышающими их содержание в тоналитовых гнейсах окружения скважины (1.8–6.9, среднее 4.4%, [7]), и определяющими присутствие вещества основных пород в составе источников сноса.

Редкие и редкоземельные элементы. Несмотря на тщательный отбор для исследования образцов, не затронутых мигматизацией, нельзя исключить привноса в породы некоторых литофильных и радиоактивных элементов, в результате чего могли измениться первичные содержания и соотношения редких элементов. Для проверки этого предположения выполнен корреляционный анализ между калием, редкими и редкоземельными элементами, показавший наличие значимых положительных корреляционных связей калия только с Ni ($r = 0.52$), Cr ($r = 0.40$), Co ($r = 0.59$), что объясняется их совместным нахождением в структуре биотита, а первоначально, вероятно, в глинистом веществе осадков. Не установлено существенного различия содержаний редких и редкоземельных элементов в породах с варьирующим содержанием калия, что свидетельствует в целом, о сохранности первичных концентраций элементов-примесей и позволяет использовать их для реконструкции состава протолитов.

Гнейсы 1-й и 3-й толщ имеют близкие содержания большинства литофильных редких и редкоземельных элементов при пониженных концентрациях **Вa, Rb, U, Sr в гнейсах 1-й толщи (табл. 3). На спайдерограмме нормированных к примитивной мантии [47] концентраций редких элементов (рис. 4а) в гнейсах 1-й и 3-й толщ проявлены минимумы по Вa, Nb, Ti, свойственные архейским грауваккам. От постархейских глинистых сланцев (РААС), формировавшихся за счет вещества зрелой континентальной коры, гнейсы с ВГМ отличаются пониженными концентрациями РЗЭ, K, Th, Вa, Zr, Nb, Р и повышенными – Cr и Ni, что было обусловлено различием как составов источников сноса, так и геодинамических условий формирования осадков в постархейский период. По величине отношений La/Sc (2.4 ± 1.3), Th/Sc (0.6 ± 0.4), La/Th (4.1 ± 1.3), гнейсы с ВГМ располагаются преимущественно в поле составов граувакк континентальных островных дуг (рис. 4в). Им свойственны повышенные концентрации элементов группы железа – Cr, Ni, V, Co, Cu, существенно превышающие их содержание в тоналитовых гнейсах окружения скважины [7]. В то же время, для гнейсов 3-й толщи более характерна Cr-специализация, свойственная парагнейсам кольской серии, тогда как для гнейсов 1-й толщи в целом характерна Ni-Cr специализация (рис. 4г), обусловленная, вероятно, вкладом вещества как парагнейсов кольской серии, так и основных пород (табл. 4). Количество мафического материала в высокоглиноземистых гнейсах СГ-3 определялось с использованием модели двухкомпонентного смешения. Как следует из приведенных выше данных, наиболее вероятными исходными составляющими (конечными членами модели) являются архейские породы основного состава, представленные в настоящее время амфиболитами (высокое Ti/Zr -, низкое La/Yb -отношение), а также наиболее широко**

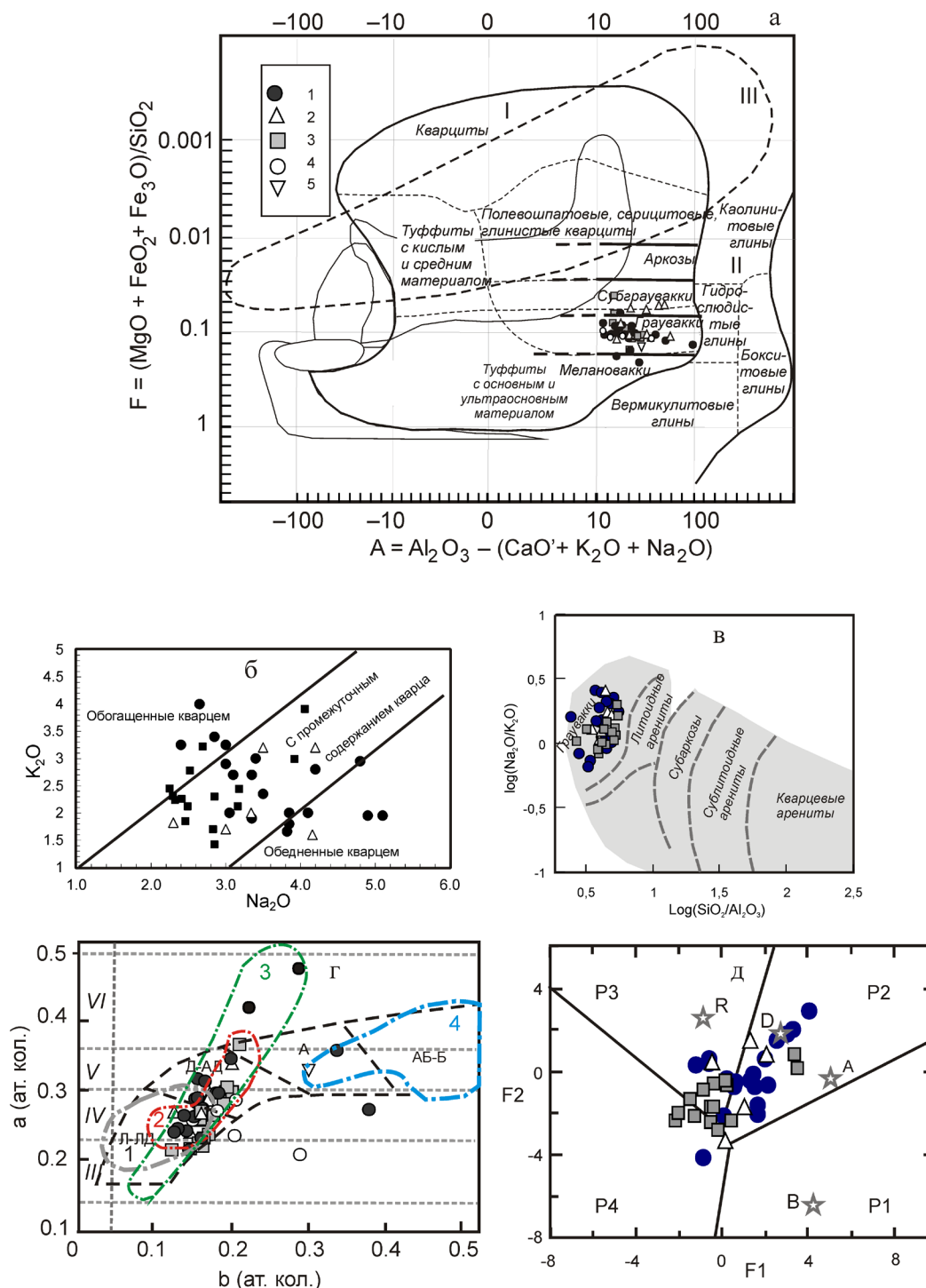


Рис. 3. Классификационные диаграммы составов метаосадочных пород.

а – диаграмма в координатах А–F [20]: 1, 2, 3 – гнейсы, соответственно, 1-й, 3-й, 9-й толщ архейского комплекса СГ-3; 4, 5 – соответственно, архейские граувакки и аргиллит [22]; б – диаграмма состава граувакк [22] в координатах Na_2O – K_2O (мас. %); в – диаграмма в координатах $\log(SiO_2/Al_2O_3)$ – $\log(Na_2O/K_2O)$, по [19]; г – диаграмма в координатах b ($Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO + CaO$)– a (Al_2O_3/SiO_2), [17]; поля составов пород: III – субграувакковые аргиллиты, IV – граувакки, V – алевролиты, VI – аргиллиты; поля составов вулканических пород: Л–ЛД – липаритов, липаритодацитов, Д–АД – дацитов, андезитодацитов, А – андезитов, АБ–Б – андезибазальтов, базальтов; 1–4 – поля составов пород из окружения СГ-3: 1 – тоналитовых гнейсов [7], 2, 3 – соответственно, орто- и парагнейсов кольской серии (табл. 1, 2), 4 – амфиболитов [7]; д – дискриминантная диаграмма в координатах F_1 – F_2 [45]; поля P1, P2 и P3 отвечают составу детритуса, близкого исходным породам, соответственно, основного, среднего и кислого составов; поле P4 характеризует состав зрелого рециклированного осадочного материала. Звездочками обозначены составы базальта (B), андезита (A), дацита (D), риолита (R).

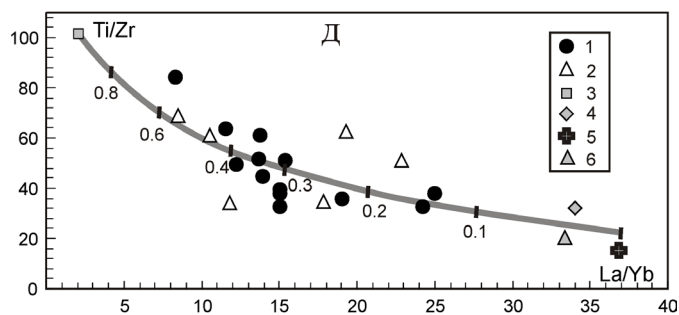
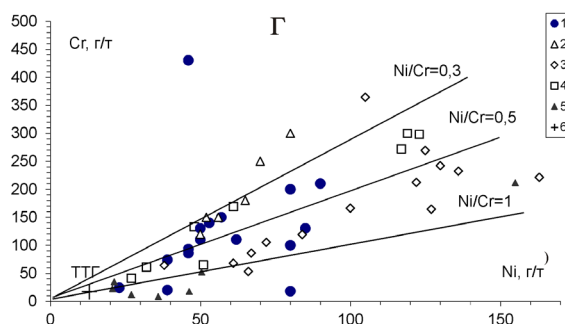
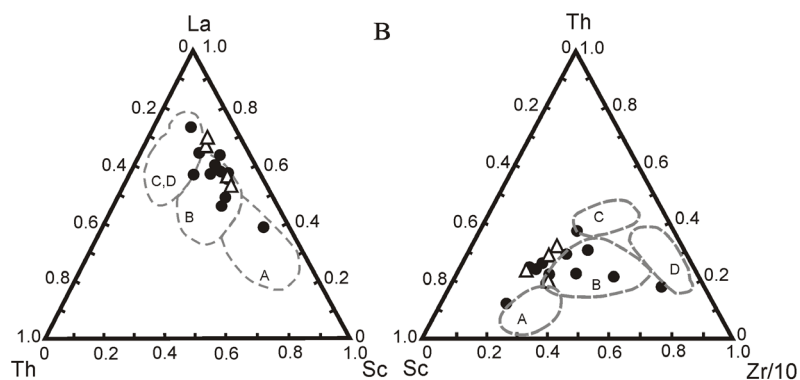
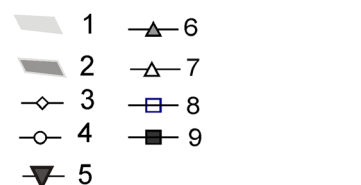
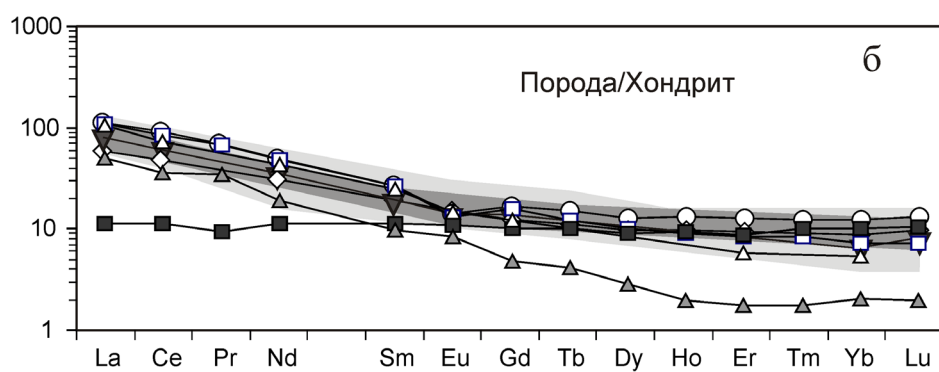
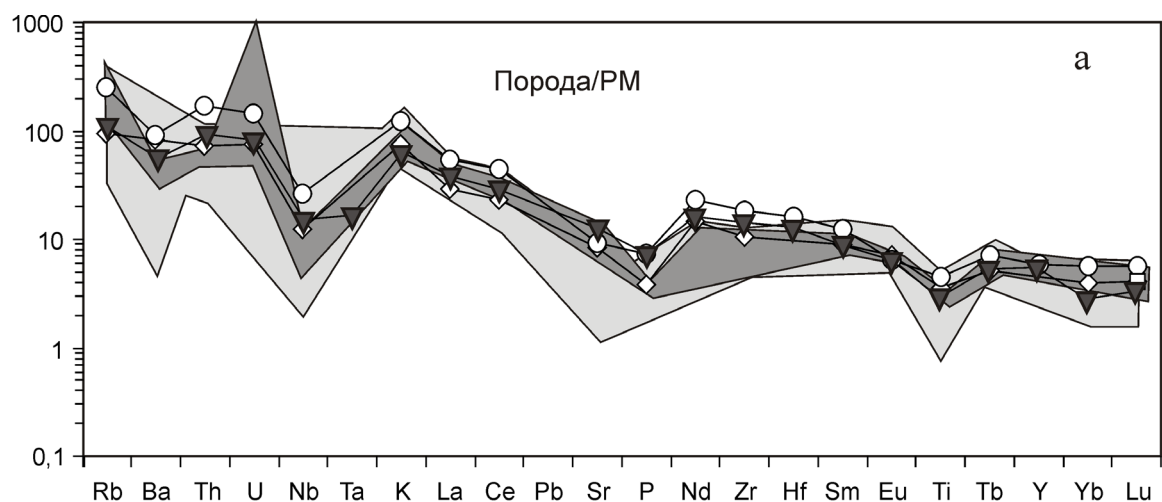


Таблица 4. Концентрации (в г/т) Ni, Cr, Co, Cu, V в амфиболитах окружения скважины

№№ обр.	Ni	Cr	Co	Cu	V
1	102	166	47	51	270
2	163	221	56	65	279
3	66	53	56	124	292
4	130	242	55	77	273
5	122	212	53	110	242
6	136	232	40	175	199
7	38	64	45	106	219
8	72	105	48	37	308
9	84	119	53	30	300
10	125	269	43	69	311
11	105	364	42	140	240
12	61	68	46	55	287
13	127	164	127	9	283
14	67	86	45	51	375

распространенные в окружении СГ-3 породы: ТТГ-гнейсы, орто- и парагнейсы кольской серии (низкое Ti/Zr-, высокое La/Yb-отношение). Расположение точек состава на кривой смещения определяет присутствие от 15 до 40% фемического материала в изученных образцах гнейсов (рис. 4д).

Образцы 1-й и 3-й толщ имеют умеренно фракционированные спектры РЗЭ с отношением $(La/Yb)_n = 11.3$ и 10.3 , и отсутствующей или слабо проявленной отрицательной Eu аномалией (Eu/Eu^* , среднее, соответственно, 1.0 и 0.83). По содержанию и соотношениям РЗЭ гнейсы с ВГМ близки позднеархейским грауваккам [33] с $La/Yb = 12.5$, $Eu/Eu^* = 0.88$ и аргиллиту [22], и отличаются от РААС пониженными концентрациями легких РЗЭ ($La-Sm$, рис. 4б). Сравнение составов РЗЭ в гнейсах с ВГМ со средними содержаниями этих элементов в породах окружения скважины показывает, что наибольший вклад легких РЗЭ в состав гнейсов с ВГМ вносили пара- и ортогнейсы кольской серии, и баланс тяжелых РЗЭ в значительной степени определялся породами основного состава. На диаграмме в координатах $(Gd/Yb)_n - Eu/Eu^*$ точки состава гнейсов находятся в поле архейских оса-

дочных пород (рис. 5а). Для части гнейсов 1-й толщи с повышенными значениями Eu/Eu^* наиболее вероятен вклад вещества тоналитовых гнейсов, тогда как для гнейсов 3-й толщи и преобладающего числа образцов 1-й толщи главными источниками РЗЭ были породы основного состава, а также пара- и ортогнейсы кольской серии.

СИСТЕМАТИКА Sm-Nd ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ

Для 2 образцов гнейсов с ВГМ 1-й толщи и 1 образца из гнейсов 3-й толщи выполнено определение концентраций Sm, Nd и изотопного состава Nd (табл. 5). Величина отношения $^{147}Sm/^{144}Nd$ в гнейсах колеблется в пределах $0.10-0.12$, что соответствует среднекоровому значению этой величины (0.12) и при расчетах $T_{Nd}(DM)$ позволяет использовать модель одностадийного модельного возраста [36]. $T_{Nd}(DM)$ изученных образцов колеблется от 2.92 до 3.46 млрд. лет, и $\epsilon Nd_{(2800)}$ – от 1.45 до -4.18 . Для образцов с положительными значениями ϵNd модельный возраст в пределах ошибки (± 100 млн. лет) близок (обр. 22794) или незначительно превышает время образования гнейсов с ВГМ (обр. 35508), и определяет формирование протолитов гнейсов по субстрату ювенильного генезиса с небольшим временем рециклинга в коре. Для образца гранат-биотитового гнейса (обр. 22765), содержащего повышенные концентрации Sm (16.27 г/т) и Nd (81.78 г/т) модельный возраст (3.46 млрд. лет) и величина $\epsilon Nd (-4.18)$ определяют существенно коровое происхождение вещества протолита и длительное время его нахождения в коровых условиях. На диаграмме в координатах “Т, млн. лет– $\epsilon Nd(T)$ ” (рис. 5б) точки составов гнейсов попадают в различные поля эволюции изотопных составов неодама: тоналитовых гнейсов (обр. 22765), пород основного состава и тоналитовых гнейсов (обр. 22794), орто- и парагнейсов кольской серии, пород основного состава и тоналитовых гнейсов (обр. 35508), что определялось участием вещества этих пород при формировании протолитов гнейсов с ВГМ.

Рис. 4. Диаграммы состава метаосадочных пород.

а, б – спайдерограммы редких (а) и редкоземельных (б) элементов в гнейсах с ВГМ, нормированных к примитивной мантии (РМ) [47] и хондриту [32]; 1, 2 – поля составов, соответственно, гнейсов 1-й и 3-й толщ; 3, 4 – архейский аргиллит и постархейский глинистый сланец (РААС) [48]; 5 – архейские граувакки [33]; 6–9 – спайдерограммы средних составов пород из окружения СГ-3: 6 – тоналитовых гнейсов [7], 7, 8 – орто- и парагнейсов кольской серии (табл. 1, 2), 9 – амфиболитов [7]. в – диаграммы $La-Th-Sc$ и $Th-Sc-Zr/10$ для реконструкции тектонических обстановок [30]: А – океанических островных дуг, В – континентальных островных дуг, С – активных континентальных окраин, D – пассивных окраин; остальные условные обозначения см. рис. 3. г – диаграмма $Ni-Cr$ (в г/т); 1, 2 соответственно, гнейсы 1-й и 3-й толщ, 3–6 – породы окружения СГ-3: 3 – амфиболиты (табл. 4), 4, 5 – пара- и ортогнейсы кольской серии (табл. 1, 2), 6 – тоналитовые гнейсы [7]. д – диаграмма в координатах $La/Yb-Ti/Zr$. 1, 2 – гнейсы 1-й и 3-й толщ, 3–6 – средние составы пород: 3 – архейские амфиболиты окружения скважины [7], 4 – ТТГ – породы комплекса сванвик [7], 5, 6 – соответственно, пара- и ортогнейсы кольской серии (табл. 1, 2).

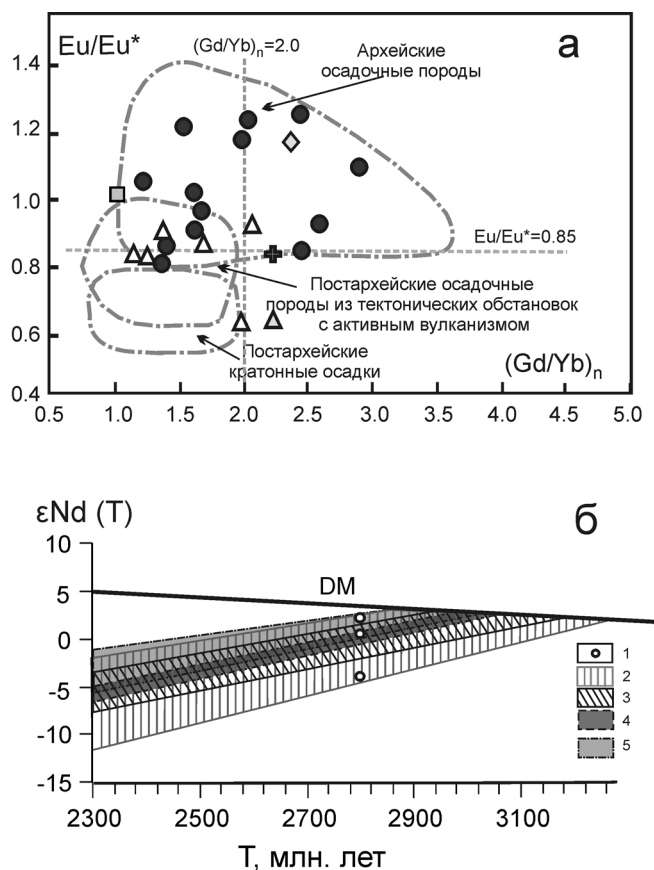


Рис. 5. Диаграммы в координатах $(\text{Gd/Yb})_n$ – Eu/Eu^* [48] (а) и T , млн. лет– $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ (б).

а – условные обозначения см. рис. 4д. б : 1 – точки состава пород (табл. 5), 2–5 – поля эволюции изотопного состава неодима пород окружающей скважины по данным [6, 7]. 2 – тоналитовые гнейсы, 3, 4 – орто- и парагнейсы кольской серии, 5 – амфиболиты.

МОРФОЛОГИЯ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ КРИСТАЛЛОВ ЦИРКОНА

Цирконы 1-й толщи. Из мигматизированных силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов с глубин 6982–6989 м сепарированы кристаллы циркона темного розового цвета, размером 0.15–0.3 мм и коэффициентом удлинения (K_u) от 1.5 до 3.5. Ранее при кристалломорфологическом изучении аксессуарного циркона из гнейсов 1-й толщи [12] было установлено существенное преобладание окатанных и обломочных детритовых зерен (83%) над идиоморфными кристаллами (17%). По морфологии, составу и возрасту в гнейсах с ВГМ выделены три генетических типа кристаллов – детритовые, анатектические, метаморфогенные, и U–Pb методом датированы 15 кристаллов по 18 точкам в различных частях зерен (табл. 6, рис. 6).

К детритовому типу отнесены округлые, округленно-призматические, сложные в катодолю-

минесцентном изображении зерна, состоящие из ядер (точки 4.1, 7.1, 8.1, 10.1, 12.1, табл. 6), окруженных не зональными или неотчетливо зональными оболочками (т. 4.2, 7.2). Границы ядер с оболочками резкие, хорошо выраженные. Ядра занимают от $\frac{1}{2}$ до $\frac{2}{3}$ объема кристаллов, имеют эллипсовидную или округленно-призматическую форму и содержат 204–1387 г/т урана и 66–776 г/т тория, $\text{Th/U}=0.26$ –0.58. Указанная величина отношения Th/U характерна для цирконов магматического генезиса (от 0.2 до ≥ 0.5) [37, 46]. Отношение Th/U в оболочках кристаллов имеет более низкие значения по сравнению с ядрами (0.24–0.41). Конкордантный возраст ядерных частей кристаллов по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ колеблется от 2895 до 3118 млн. лет, и время образования оболочек составляет 2829–3049 млн. лет. Отмеченные особенности морфологии кристаллов, их состава и возраста свидетельствуют, вероятно, о формировании зерен в течение, по крайней мере, двух этапов магматической кристаллизации, сопровождавшихся частичным растворением древних ядер кристаллов. К детритовому типу отнесены также практически неокатанный кристалл 5 с оболочкой 5.2 и центральные части кристаллов 3.1 и 12.1, возраст и состав которых близки к возрасту и составу магматических ядер цирконов из метавулканитов подстилающих частей разреза скважины [25]. В цирконе 3.1 и 5.2 найдены первичные мелкие (3–4 мкм) включения, оптически похожие на расплавные включения с фазой стекла. Кристалл 5 содержит непрозрачное в катодолюминесценции ядро (5.1) с конкордантным возрастом 2854 ± 4 млн. лет, имеющее повышенное содержание урана (1187 г/т) и низкое значение отношения $\text{Th/U} = 0.06$. Это ядро можно отнести к ксеногенному древнему циркону, испытавшему, вероятно, частичное омоложение и привнос урана метаморфическими флюидами, на что указывает присутствие многочисленных вторичных флюидных включений,

Таблица 5. Результаты определения концентраций и изотопного состава Sm, Nd в гнейсах с ВГМ

№ образца	Глубина, м	Толща	Порода	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Err	$\epsilon(0)$	ϵ_{2800}	T_{Nd} (DM), 10^9 лет
22765	6975	1-я	Гр-Би гнейс	16.275	81.780	0.120292	0.511013	18	-31.70	-4.18	3.46
22794	6995	"	Гр-Му-Би гнейс	3.324	20.054	0.100203	0.510959	7	-32.75	2.05	2.93
35508	9490	3-я	Му-Би гнейс	3.315	19.640	0.102013	0.510962	6	-32.69	1.45	2.97

Таблица 6. U-Pb изотопные данные для цирконов из гнейсов с ВГМ из архейского комплекса СГ-3

Точки анализа	²⁰⁶ Pb _c %	U, г/т	Th, г/т	²³² Th / ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*, г/т	Возраст,млнлет				D, %	Изотопныеотношения				Rho
						²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb			²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U,±%		²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U,±%		
1-ятолща															
1.1	--	63	28	0.465	29	2758	±30	2739	±19	-1	13.96	1.7	0.534	1.3	0.762
2.1	0.05	213	156	0.7554	99	2788	±24	2738	±13	-2	14.13	1.4	0.541	1.1	0.800
3.1	0.10	199	146	0.755	91	2748	±25	2785	±11	1	14.29	1.3	0.531	1.1	0.857
4.1	0.06	425	186	0.452	222	3059	±24	3118	±8	2	20.08	1.1	0.607	0.97	0.897
4.2	0.09	229	95	0.429	118	3018	±25	3049	±12	1	18.89	1.3	0.597	1	0.798
5.1	0.02	1187	75	0.065	568	2852	±21	2854	±4	0	15.61	0.96	0.556	0.92	0.961
5.2	--	441	141	0.330	204	2778	±22	2792	±7	0	14.54	1.1	0.538	0.99	0.921
6.1	0.08	244	212	0.897	111	2731	±23	2756	±10	1	13.94	1.2	0.527	1	0.862
7.1	0.03	1387	776	0.578	692	2951	±22	2943	±4	0	17.21	0.96	0.580	0.93	0.971
7.2	0.14	311	92	0.304	138	2674	±28	2829	±9	6	14.2	1.4	0.514	1.3	0.923
8.1	0.001	283	158	0.577	139	2922	±48	2895	±9	-1	16.5	2.1	0.574	2	0.962
9.1	0.08	802	66	0.084	342	2595	±50	2700	±10	4	12.66	2.4	0.496	2.4	0.970
10.1	0.02	264	69	0.27	159	3426	±64	3179	±12	-7	24.09	2.5	0.701	2.43	0.955
11.1	0,08	1478	65	0.045	690	2796	±53	2754	±11	-1	14.33	2.4	0.543	2.3	0.962
12.1	--	204	66	0.336	98	2873	±57	2813	±15	-2	15.36	2.6	0.562	2.5	0.939
13.1	0.30	171	58	0.350	70	2495	±55	2740	±18	10	12.37	2.9	0.473	2.6	0.921
14.1	0.04	243	64	0.274	116	2846	±57	2754	±14	-3	14.64	2.6	0.555	2.5	0.944
15.1	0.06	766	68	0.092	292	2365	±49	2699	±10	14	11.31	2.5	0.443	2.5	0.972
3-ятолща															
1.1	0.02	305	147	0.497	140	2761	±22	2796	±8	1	14.47	1.1	0.53	0.99	0.895
2.1	0.04	408	480	1.215	186	2747	±22	2781	±7	1	14.26	1.1	0.53	1.0	0.915
3.1	0.07	604	306	0.523	261	2626	±20	2700	±6	3	12.83	1	0.50	0.95	0.928
4.1	0.06	387	170	0.454	171	2677	±21	2751	±8	3	13.56	1.1	0.51	0.98	0.899
5.1	0.06	255	95	0.387	116	2743	±23	2762	±9	1	14.06	1.2	0.53	1	0.872
6.1	0.05	493	428	0.897	226	2752	±22	2775	±7	1	14.23	1.1	0.53	0.99	0.920
7.1	0.06	349	200	0.591	180	3031	±25	2874	±7	-5	17.05	1.1	0.60	1	0.913
8.1	0.05	285	212	0.765	134	2809	±23	2782	±9	-1	14.66	1.1	0.55	1	0.878
9.1	0.18	115	82	0.733	55	2845	±29	2768	±15	-3	14.77	1.5	0.55	1.2	0.807
10.1	0.06	533	287	0.557	244	2750	±21	2746	±7	0	13.97	1	0.53	0.96	0.921
11.1	0.03	843	261	0.320	342	2493	±19	2558	±6	3	11.07	1	0.47	0.94	0.931
9-ятолща															
1.1	0.19	185	210	1.171	75	2484	±23	2509	±17	1	10.7	1.5	0.47	1.1	0.741
1.2	0.04	1367	147	0.111	548	2467	±19	2472	±5	0	10.39	0.98	0.47	0.93	0.955
2.1	0.14	114	45	0.406	51	2683	±54	2802	±16	4	14.03	2.7	0.52	2.5	0.930
2.2	0.02	1993	230	0.119	825	2534	±19	2512	±4	-1	10.98	0.95	0.48	0.92	0.969
3.1	0.04	271	114	0.434	127	2799	±23	2811	±9	0	14.85	1.1	0.54	1	0.881
4.1	0.00	294	140	0.492	137	2793	±24	2771	±8	-1	14.46	1.2	0.54	1	0.895
5.1	0.09	181	105	0.597	69	2363	±22	2503	±14	6	10.05	1.4	0.44	1.1	0.813
5.2	0.01	1324	146	0.113	542	2513	±19	2501	±5	0	10.8	0.97	0.48	0.93	0.957
6.1	0.04	1555	117	0.077	423	1774	±14	1758	±7	-1	4.70	1.0	0.32	0.92	0.924
7.1	0.03	3729	377	0.104	1030	1789	±14	1769	±4	-1	4.77	0.94	0.32	0.91	0.965
7.2	0.01	914	78	0.087	250	1779	±15	1760	±9	-1	4.72	1.1	0.32	0.96	0.891
8.1	0.01	3607	290	0.082	1600	2688	±20	2678	±3	0	13.04	0.92	0.52	0.91	0.984
9.1	0.25	201	66	0.34	90	2703	±58	2732	±18	1	13.56	2.8	0.52	2.6	0.923
9.2	0.17	154	67	0.45	71	2752	±57	2727	±20	-1	13.82	2.8	0.53	2.5	0.905
10.1	21.0	507	68	0.14	245	2874	±55	2827	±11	-2	15.5	2.5	0.56	2.4	0.964
11.1	0.17	252	68	0.28	113	2702	±57	2732	±17	1	13.56	2.8	0.52	2.6	0.931
11.2	0.08	405	72	0.18	157	2402	±51	2706	±20	13	11.57	2.8	0.45	2.5	0.899
12.1	0.26	161	68	0.44	73	2715	±56	2773	±21	2	13.98	2.8	0.52	2.5	0.895

Примечание. Pb_c и Pb^* – доли обычного и радиогенного свинца, Rho – коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$, D – дискордантность.

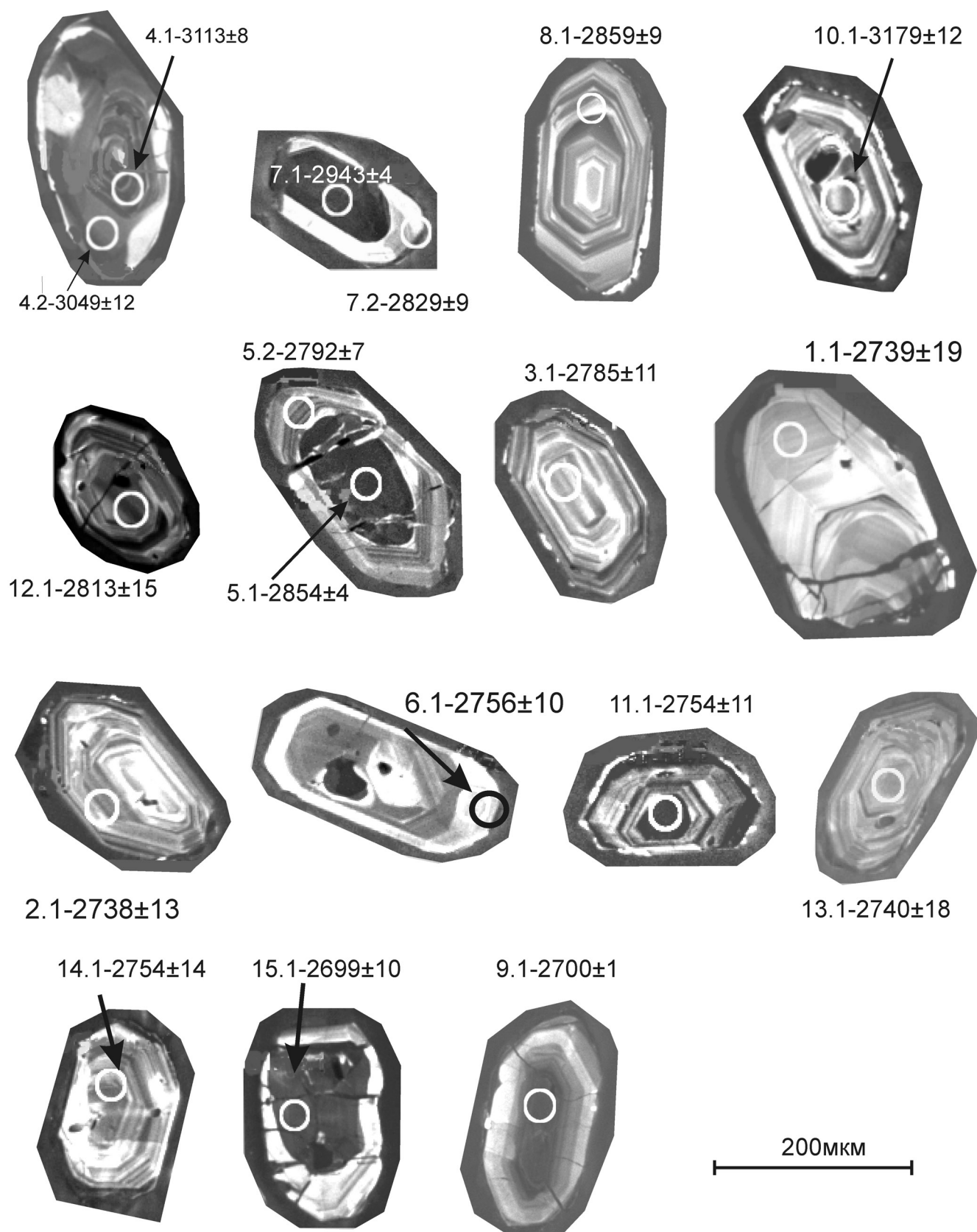


Рис. 6. Катодолюминесцентные снимки цирконов из высокоглиноземистых гнейсов 1-й толщи СГ-3, локализация точек измерения, их номера и значения возраста, млн. лет (табл. 6).

приуроченных к трещинкам, выходящим за пределы внешней зональной части кристалла.

К кристаллам анатектического типа относятся идиоморфные полупрозрачные кристаллы, часто с отчетливо проявленной полигональной осцеляторной зональностью и высокими значениями отношения $\text{Th/U} = 0.27\text{--}0.90$ (тт. 1.1, 2.1, 6.1, 13.1, 14.1). Кристаллы содержат 63–441 г/т урана и 28–212 г/т тория и на диаграмме в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{U}$ располагаются на дискордии с верхним пересечением в 2750 ± 10 млн. лет (рис. 7а). Этот возраст соответствует ранее установленному времени неоархейского метаморфизма [4, 23, 25] и синметаморфической мигматизации гнейсов, сопровождавшейся частичным плавлением пород с последующей кристаллизацией цирконов из анатектических расплавов.

Метаморфогенный тип кристаллов циркона представлен двумя трещиноватыми субидiomорфными кристаллами с темной в катодолюминесцентных лучах центральной частью (тт. 9.1, 15.1) и светлой слабо зональной периферической частью зерен. Точки состава ядер этих цирконов занимают резко дискордантное положение на диаграмме с конкордией, и их возраст по величине отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ составляет 2699–2700 млн. лет. Для них и ядерной части циркона т. 11.1 характерны пониженные концентрации тория (65–68 г/т) и повышенные – урана (до 1478 г/т). Величина отношения Th/U в цирконах составляет 0.05–0.09. Возраст и геохимия ядер этих цирконов соответствуют возрасту и геохимии сложноограненных изометричных цирконов и поздних оболочек призматических цирконов из метавулканитов скважины, образовавшихся при позднем эпизоде проявления неоархейского метаморфизма [25]. Вероятно, ядра кристаллов 9.1 и 15.1 омоложены и перекристаллизованы во время образования их оболочек.

Цирконы 3-й толщи выделены из силлиманит-биотитовых гнейсов с глубины 9470–9509 м. Они образуют бесцветные или розоватые идиоморфные кристаллы, часто с четкой осцеляторной зональностью, размером 0.15–0.35 мм и $\text{Ku} = 1.8\text{--}3.5$. Как и в гнейсах 1-й толщи, среди цирконов резко преобладают окатанные (7%) и обломочные (83%) зерна [12]. Краевые части многих зерен корродированы и перекристаллизованы. В центральных частях некоторых зональных кристаллов располагаются слабо округленные ядра, в которых найдены мелкие (5–8 мкм) первичные, оптически похожие на расплавные, включения со стеклом. С этими данными, свидетельствующими о магматическом происхождении рассматриваемых цирконов, согласуется высокое значение отношения $\text{Th/U} = 0.59$ в зональном слабо округленном детритовом ядре с возрастом 2874 ± 7 млн. лет (т. 7.1). Возраст зонального, слабо округленного обломка ядра (2796 ± 8 млн. лет, т. 1.1), окруженного двумя оболочками, в пре-

делах погрешностей определения близок к возрасту (2804 ± 15 млн. лет) ядер цирконов из подстилающих метавулканитов четвертой толщи [25]. Эти цирконы близки также по содержанию **U** и **Th**. Возраст детритовых цирконов 8.1, 2.1 и 6.1, вероятно, омоложен из-за попадания в область анализа вещества более молодого циркона.

Кристаллы анатектического генезиса (тт. 5.1, 10.1, 9.1, 4.1) содержат 95–287 г/т тория, 115–533 г/т урана ($\text{Th/U} = 0.37\text{--}0.54$) и располагаются на дискордии с верхним пересечением в 2755 ± 11 млн. лет ($\text{СКВО} = 1.2$). Во внешней части метаморфогенного циркона 3.1 с возрастом около 2700 млн. лет найдены первичные газово-жидкие включения слабоконцентрированных хлоридных растворов, аналогичные включениям в метаморфических сложноограненных цирконах с конкордантным возрастом 2675 млн. лет из метавулканитов восьмой толщи [24]. Как и кристалл 3.1, краевая часть трещиноватого кристалла 11.1 имеет повышенные содержания **U** (843 г/т) и **Th**. Пониженный возраст (2558 млн. лет) этой части кристалла (т. 11.1), вероятно связан с омоложением циркона при воздействии более поздних метаморфогенных растворов.

Цирконы 9-й толщи в количестве 35 зерен выделены из силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов с глубины 11413–11416 м и представлены призматическими кристаллами с округленными очертаниями, размером 0.1–0.3 мм и $\text{Ku} = 1.2\text{--}3.0$. При катодолюминесцентном изучении цирконов в центральных частях кристаллов выявлены ядра различной формы и строения: округлые и призматические, зональные и незональные, представленные целыми зернами, а также остроугольными или слегка округленными обломками (рис. 8). К детритовому типу отнесены слабо или умеренно округленные ядра (тт. 2.1, 3.1, 10.1), одно из которых (10.1) имеет хорошо проявленную концентрическую зональность. По величине отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, возраст этих ядер колеблется в пределах 2802–2827 млн. лет, и их возраст по верхнему пересечению дискордии определен в 2816 ± 16 млн. лет ($\text{СКВО} = 0.24$). Это значение возраста в пределах ошибок определения соответствует возрасту цирконов магматического генезиса из тоналитовых гнейсов 10-й толщи архейского комплекса СГ-3 (2830 ± 10 млн. лет) [25] и аналогичных пород комплекса сванвик западного обрамления Печенгской структуры (2825 ± 34 млн. лет [40]). К детритовому типу, вероятно, можно отнести также однородное ядро, которое обрастает зональной оболочкой с возрастом 2771 ± 9 млн. лет (т. 4.1). Такой же возраст (2773 ± 21 млн. лет) имеет центральная зональная часть кристалла 12.1. **Th/U отношения рассматриваемых цирконов** также близки (0.49 и 0.44, табл. 6). Эти цирконы, вероятно, можно отнести к анатектическому типу и их возраст отражает время проявления раннего регионального метаморфизма и анатексиса.

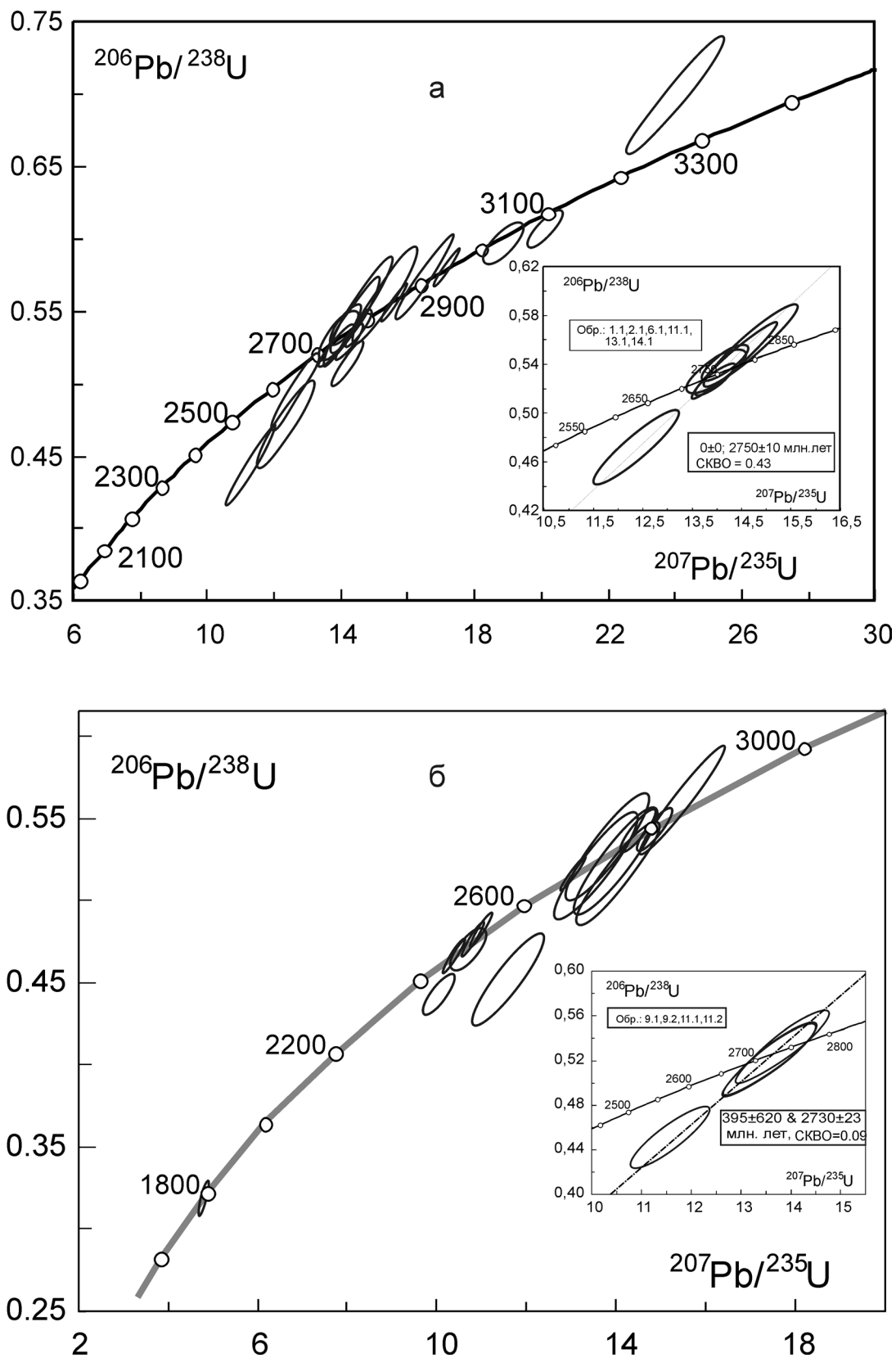


Рис. 7. Диаграммы в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

а – диаграмма с конкордией для цирконов из гнейсов 1-й толщи; б – диаграмма с конкордией для цирконов из гнейсов 9-й толщи. Во врезках – дискордии для цирконов анатектического генезиса.

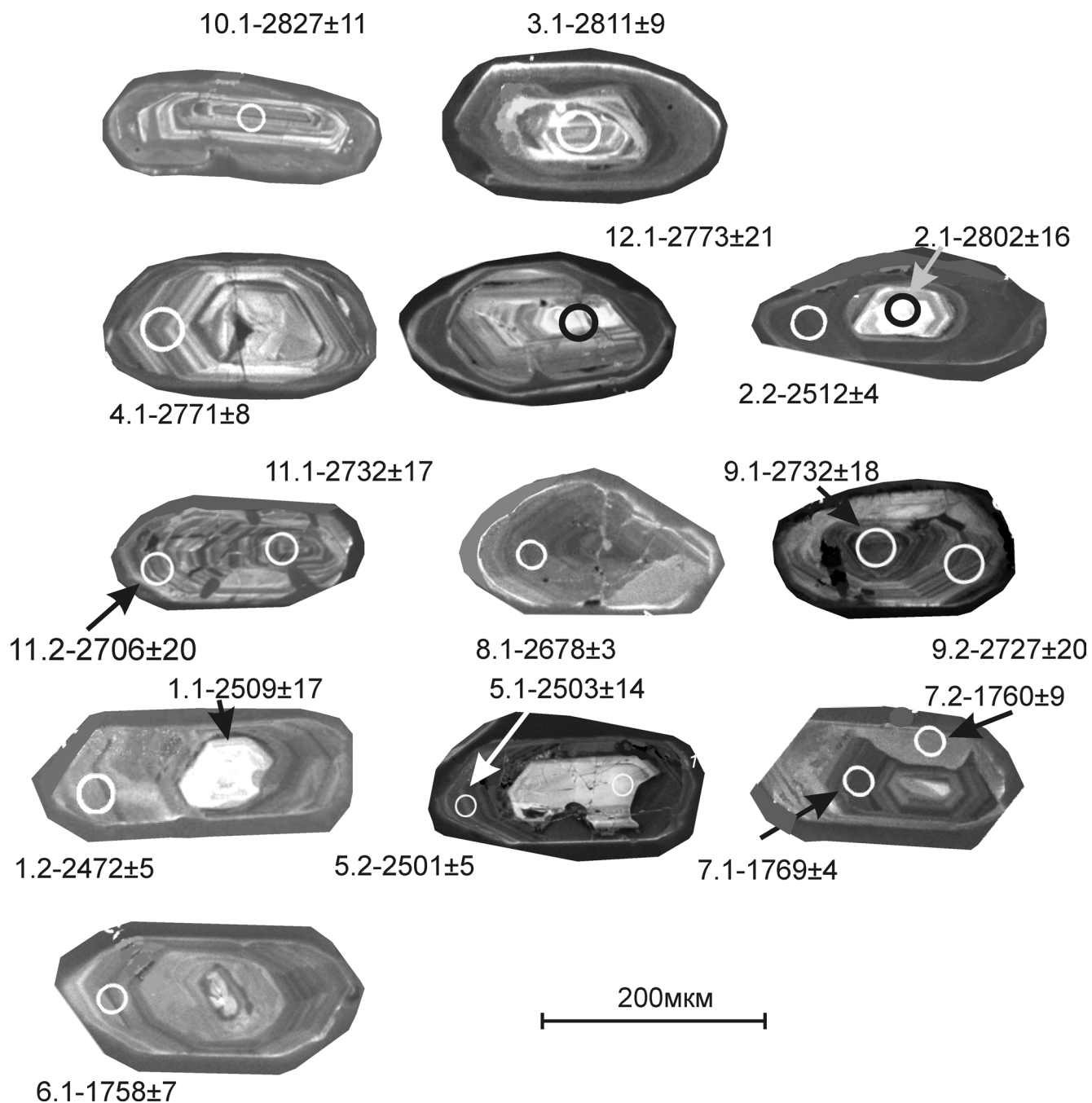


Рис. 8. Католюминесцентные снимки цирконов из высокоглиноземистых гнейсов 9-й толщи СГ-3.

К анатектическому типу, отнесены также два призматических кристалла циркона с четко проявленной осцеляющей зональностью и отношением Th/U в краевых и центральных частях зерен от 0.18 до 0.45 (тт. 9.1; 9.2; 11.1; 11.2). Рассматриваемые образцы располагаются на дискордии с верхним пересечением в 2730 ± 23 млн. лет, определяющим возраст регионального метаморфизма и частичного плавления пород (рис. 7б). К этой же совокупности точек относится, вероятно, обр. 8.1, сохраняющий все морфологические особенности анатектиче-

ских кристаллов циркона, но содержащий 3607 г/т урана, что обусловило существенное снижение отношения Th/U (0.08) и возраста до 2678 млн. лет. К контактово-метасоматической генерации цирконов, обнаруженной только в гнейсах 9-й толщи, отнесены оболочки и цельные зерна циркона с возрастными около 2.5 и 1.76 млрд. лет. Идиоморфные призматические кристаллы циркона раннепалеопротерозойского возраста (обр. 1.1, 2.2, 5.1, 5.2) имеют сложное строение с ядрами изометрической или удлиненной неправильной формы с не-

ровными бухтообразными контактами, окруженными неотчетливо зональными оболочками. Возраст ядер и оболочек, определенный по верхнему пересечению дискордии, составляет 2506 ± 6 млн. лет ($СКВО = 1.16$) при величине отношения Th/U для ядер цирконов $0.60\text{--}1.17$, и для оболочек $0.11\text{--}0.12$. Оболочка кристалла (т. 1.2) имеет конкордантный возраст 2472 ± 5 млн. лет при отношении $Th/U = 0.11$. Указанные цифры возраста цирконов попадают в возрастной интервал формирования палеопротерозойских расслоенных интрузий Кольского региона, составляющий $2530\text{--}2470$ млн. лет [3, 26, 27]. По данным [4] в глиноземистых гнейсах 9-й толщи расположены тела ортоамфиболитов с $T_{Nd}(DM) = 2.48$ млн. лет. Исходя из этого, можно полагать, что образование рассматриваемых цирконов в глиноземистых гнейсах 9-й толщи происходило при внедрении в них палеопротерозойских расплавов, оказавших метасоматическое воздействие на глиноземистые гнейсы, выраженное, в частности, в росте цирконов с возрастными $2.47\text{--}2.51$ млрд. лет. Цирконы позднепалеопротерозойского возраста (тт. 6.1, 7.1, 7.2) представлены хорошо образованными идиоморфными кристаллами с нечетко проявленной внутренней зональностью и величиной отношения Th/U от 0.07 до 0.1 . Конкордантный возраст цирконов равен 1768 ± 3 млн. лет и соответствует возрасту порфировидных гранитов северо-западной части Кольского полуострова ($1762\text{--}1772$ млн. лет) [6] и жильных гранитов в разрезе архейского комплекса СГ-3 (1765 ± 2 млн. лет [23]). В отличие от цирконов из порфировидных гранитов с $Th/U = 0.35\text{--}1.4$, цирконы из глиноземистых гнейсов 9-й толщи характеризуются пониженными значениями этого отношения ($0.07\text{--}0.10$), что, вероятно, свидетельствует об их формировании метасоматическим путем при внедрении порфировидных гранитов в архейские породы разреза СГ-3.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Генетические типы цирконов и источники терригенного материала

В результате проведенного исследования цирконов выделены четыре генетических типа кристаллов – детритовые, анатектические, метаморфогенные и контактово-метасоматические, среди которых резко преобладают цирконы первых двух типов. Для сопоставления с цирконами из пород – производных главных этапов магматизма и метаморфизма северной части Балтийского щита, фигуративные точки изученных цирконов нанесены на диаграмму в координатах “возраст (Т), млн. лет– Th/U ” (рис. 9а). Как известно, при использовании результатов определения возрастов на ионном микрозонде (SHRIMP-II) предпочтение отдается не возрастным данным, получаемым при построении

дискордий, а возрастам по изотопному отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ при конкордантных значениях $U\text{--}Pb$ возрастов. Из рассматриваемой диаграммы, построенной с учетом только конкордантных значений возрастов исследованных цирконов, следует, что преобладающая часть точек цирконов анатектического генезиса расположена в поле составов этого минерала из пород амфиболитовой фации метаморфизма и сопутствующей мигматизации, с интервалом возрастов $2.7\text{--}2.77$ млрд. лет. К нижней части рассматриваемой области приурочены точки состава цирконов анатектического генезиса, измененные под воздействием флюидной фазы, обогащенной ураном ($Th/U = 0.04\text{--}0.08$), а также метаморфогенные цирконы. Среди детритовых цирконов могут быть выделены несколько возрастных групп. К наиболее однородным, сопоставимым по возрасту и составу с цирконами из тоналитовых гнейсов основания разреза СГ-3 и аналогичных пород окружения скважины, относятся цирконы из гнейсов 9-й толщи. Данные по возрасту этих цирконов наряду со слабой округленностью детритовых ядер, часто находящихся в виде остроугольных обломков во внутренних частях кристаллов анатектического типа, свидетельствуют о формировании протолитов вмещающих гнейсов за счет размыва и переотложения материала из местных источников и небольшой дистанции переноса материала. Часть рассматриваемых цирконов изменена процессами неоархейского метаморфизма, обусловивших уменьшение возраста цирконов и снижение Th/U отношения. Гнейсы 9-й толщи испытали также процессы ранне- и позднепротерозойского метасоматоза, связанные, вероятно, с внедрением пород основного и кислого составов, что привело к метасоматическому образованию цирконов с возрастными $2.47\text{--}2.51$ и 1.77 млрд. лет. Существенное увеличение ареала областей сноса, поставивших терригенный материал в бассейны осадконакопления, происходило при образовании глиноземистых гнейсов 3-й и, особенно, 1-й толщ разреза. Детритовые цирконы 1-й толщи характеризуются хорошей округленностью кристаллов и широким спектром возрастных значений – от 2.79 до >3.1 млрд. лет. На диаграмме в координатах “Т, млн. лет– Th/U ” эти цирконы располагаются главным образом в полях составов из разнообразных пород: неоархейских тоналитовых гнейсов СГ-3 и древнейших гранитоидов северной части Балтийского щита и ортогнейсов кольской серии из окружения скважины. Среди цирконов из гранитоидов [39] и гнейсов кольской серии [16] выделены магматические, метаморфогенные и ксеногенные типы. По величине отношения Th/U наиболее древние детритовые цирконы из гнейсов 1-й толщи располагается в пределах поля магматических цирконов из гранитоидов [39] и ксеногенных цирконов из ортогнейсов кольской серии. В то же время, идентичность составов детритовых

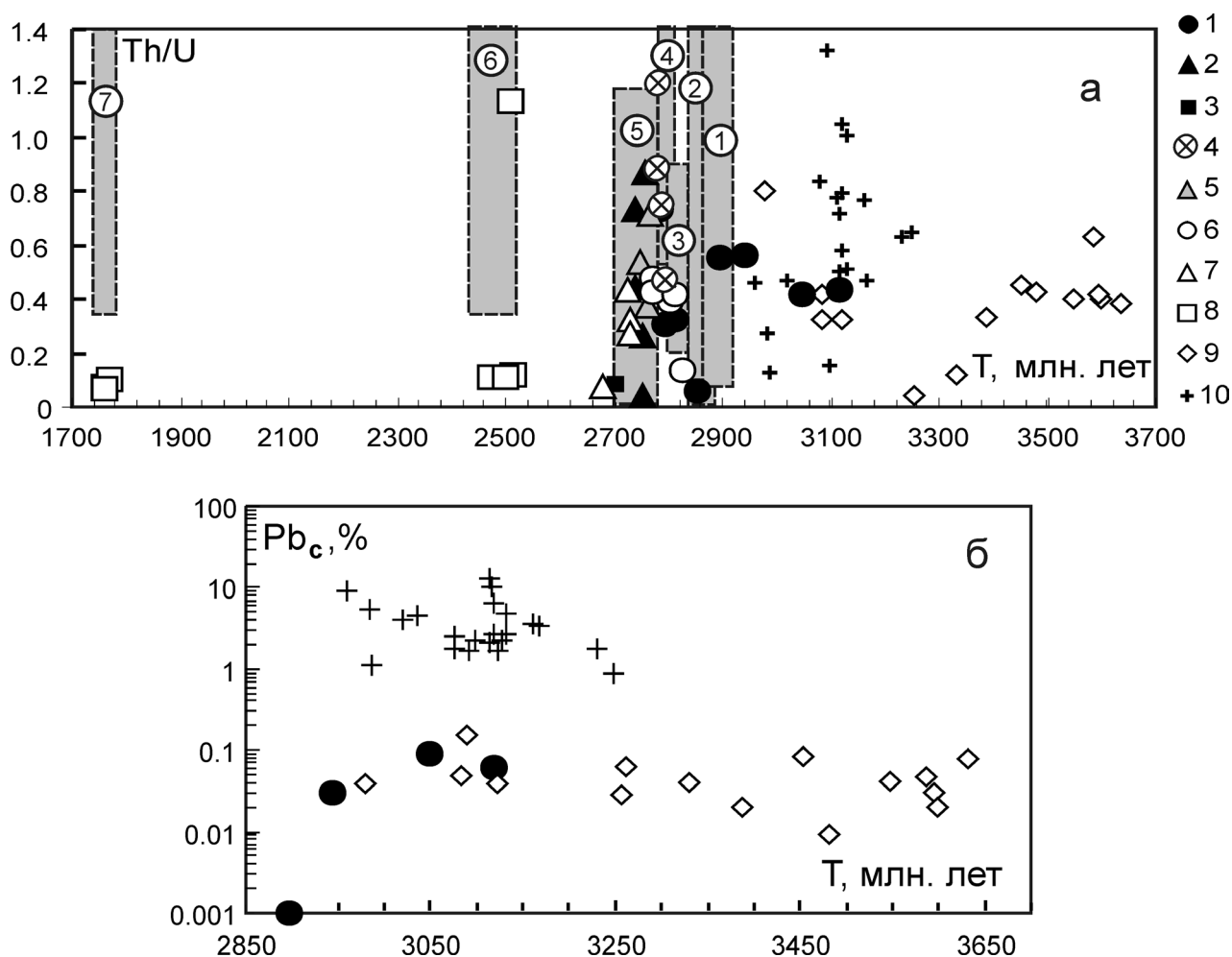


Рис. 9. Диаграммы в координатах T, млн. лет–Th/U (а) и T, млн. лет–Pb_c (б).

Цирконы разных генетических типов: 1–3 – цирконы из гнейсов 1-й толщи: 1 – детритовые, 2 – анатектические, 3 – метаморфогенные; 4, 5 – цирконы из гнейсов 3-й толщи: 4 – детритовые, 5 – анатектические; 6–8 – цирконы из гнейсов 9-й толщи: 6 – детритовые, 7 – анатектические, 8 – контактово-метасоматические; 9 – ксеногенные цирконы из гнейсов кольской серии [16]; 10 – цирконы древнейших гранитоидов сев. части Балтийского щита [39]. Цифры в кружках – значения возраста и Th/U отношения в цирконах из: 1 – гнейсов кольской серии [15, 16], 2 – метаморфических пород гранулитовой фации [1, 28], 3 – тоналитовых гнейсов СГ-3 и окружения скважины [25, 40], 4 – гранодиоритов в гнейсах кольской серии [40], 5 – пород амфиболитовой фации и мигматитов из разреза СГ-3 и окружения скважины [4, 25], 6 – палеопротерозойских расслоенных интрузий [3, 26, 27], 7 – протерозойских порфиридовидных гранитов [6, 23].

цирконов из гнейсов 1-й толщи КСГС и цирконов из гнейсов кольских гнейсов хорошо устанавливается по содержанию в них обыкновенного свинца, концентрация которого в рассматриваемых цирконах на 1–2 порядка ниже, чем в цирконах из древнейших гранитоидов северной части Балтийского щита (рис. 9б). Это позволяет полагать, что источниками сноса терригенного материала для гнейсов 1-й толщи СГ-3 были главным образом неоархейские плагиогнейсы нижних частей разреза СГ-3 и ее окружения, а также ортогнейсы кольской серии. Как было показано при петрогеохимической и изотопной (Sm/Nd) характеристике гнейсов, в со-

ставе терригенных осадков установлено также присутствие материала парагнейсов кольской серии и основных пород. В последних содержание циркона невелико, вследствие чего, его кристаллы не попали в состав изученной выборки цирконов.

Палеогеодинамические условия формирования гнейсов с ВГМ

Состав древних осадков в значительной степени определялся геодинамическими условиями развития конкретных геологических структур, отличавшихся по строению, источникам вещества и соста-

ву магматических и метаосадочных пород. С другой стороны, типоморфные ассоциации магматических и осадочных горных пород являются индикаторами геодинамических обстановок, и если в прошлом существовали близкие к современным геодинамические обстановки [11], то сформированные в них породы должны иметь близкие геохимические характеристики. Это позволяет применять индикаторные элементные диаграммы для реконструкции палеогеодинамических обстановок формирования древних магматических комплексов и осадочных пород, образованных за счет разрушения интрузивных, вулканических и первично осадочных производных.

Анализ архейского магматизма в пределах северо-западной части Кольско-Норвежского блока показывает вполне определенные закономерности пространственного размещения пород магматического генезиса. По направлению с юго-запада на северо-восток от северного края Печенгской структуры происходит смена пород ТТГ-серии, представленных интрузивами и связанными с ними метавулканитами дацит-плагиориодацитового состава интрузивными магматическими породами гранодиоритового, монцонитового и кварц-сиенитового состава [43]. Возраст пород ТТГ-серии колеблется (в млн. лет) от 2825 ± 34 до 2804 ± 9 , интрузий гранодиоритов – от 2762 ± 28 до 2729 ± 10 , и составляет 2727 ± 24 для кварцевых сиенитов [40]. Концентрации K_2O увеличиваются от 1.2–1.5% в породах ТТГ-серии до 2–3% в гранодиоритах, достигая 5–6% в кварцевых сиенитах. Пояс интрузий архейских калиевых гранитов протяженностью более 350 км прослеживается далее в юго-восточном направлении, в 50–70 км от южной границы Кольско-Норвежского блока [49] с расположенным южнее Терско-Аллареченским зеленокаменным поясом. Изменение состава и пространственного расположения магматических пород с увеличением содержания калия в магматических производных при удалении от края континента, аналогичное охарактеризованному выше, свойственно для активных континентальных окраин андийского типа. Образование таких геодинамических обстановок осуществлялось в результате поддвигания океанической плиты под континент и сопровождалось тектоническим скупиванием сиалических масс и вовлечением в процесс магнообразования как коровых, так и мантийных источников [8]. Формирование активных континентальных окраин происходило в условиях повышенной сейсмичности, обусловившей периодические колебания уровня океана и чередование толщ вулканитов и осадочных пород, как это наблюдается в разрезе архейского комплекса СГ-3. Состав метаосадочных пород также рассматривается в качестве надежного индикатора различных геодинамических обстановок. Существенным показателем условий формирования осадков явля-

ется содержание щелочей и величина отношения K_2O/Na_2O , нормированная по SiO_2 [44], позволяющая отнести преобладающую часть гнейсов с ВГМ архейского комплекса СГ-3 к образованным в условиях активных континентальных окраин (рис. 10а). В работе [29] показано прогрессивное уменьшение ряда главных компонентов терригенных осадков – $Fe_2O_3 + MgO$, TiO_2 , Al_2O_3/SiO_2 и увеличение K_2O/Na_2O , $Al_2O_3/(CaO + Na_2O)$ для песчаников и граувакк в ряду от океанических дуг к энсиалическим островным дугам, пассивным и активным континентальным окраинам. На дискриминационной диаграмме (рис. 10б) точки состава высокоглиноземистых гнейсов архейского комплекса располагаются в поле осадков активных континентальных окраин, что определяется относительно низким содержанием в них $Fe_2O_3 + MgO$, TiO_2 и величиной отношения $K_2O/Na_2O \sim 1$. Охарактеризованные выше особенности состава магматических и метаосадочных образований позволяют рассматривать неоархейские породы фундамента Печенгской палеопротерозойской структуры, вскрытого СГ-3, образованными на активной континентальной окраине террейна, представленного в настоящее время породами Титовского и Центрально-Кольского сегментов Кольско-Норвежского блока. Их формирование было составной частью процесса возникновения суперконтинента Кенорленд [35], происходившего в период 2.95–2.5 млрд. лет назад [34].

ВЫВОДЫ

Кольская сверхглубокая скважина СГ-3 на глубинах 6842–12262 м вскрыла фундамент палеопротерозойской Печенгской структуры, состоящий главным образом из чередующихся толщ метавулканитов дацит-плагиориодацитового состава и метаосадочных пород – гнейсов с ВГМ, по составу отвечающих главным образом грауваккам. В составе протолитов гнейсов установлен вклад вещества тоналитовых гнейсов, пород основного состава, пара- и ортогнейсов кольской серии. Количество фемического материала в гнейсах с ВГМ определено по геохимическим данным с использованием модели двухкомпонентного смешения, и оценивается в 15–40%. Формирование пород разреза (без учета времени осадконакопления 1-й толщи) происходило во временном интервале около 30 млн. лет – от 2830 ± 10 до 2798 ± 12 млн. лет, определенном по цирконам из метазэффузивов 10-й, 8-й, 4-й и 2-й толщ [25], что поддерживает представление о его ритмостратиграфическом строении [2]. Наибольшие значения возраста – до 2.86–2.85 млрд. лет получены по ксеногенным ядрам в кристаллах цирконов из гнейсов 8-й и 10-й толщ, и, с учетом ошибок определения, не перекрываются со значениями возрастов гнейсов кольской серии, более древних по отношению к породам архейского комплекса СГ-3.

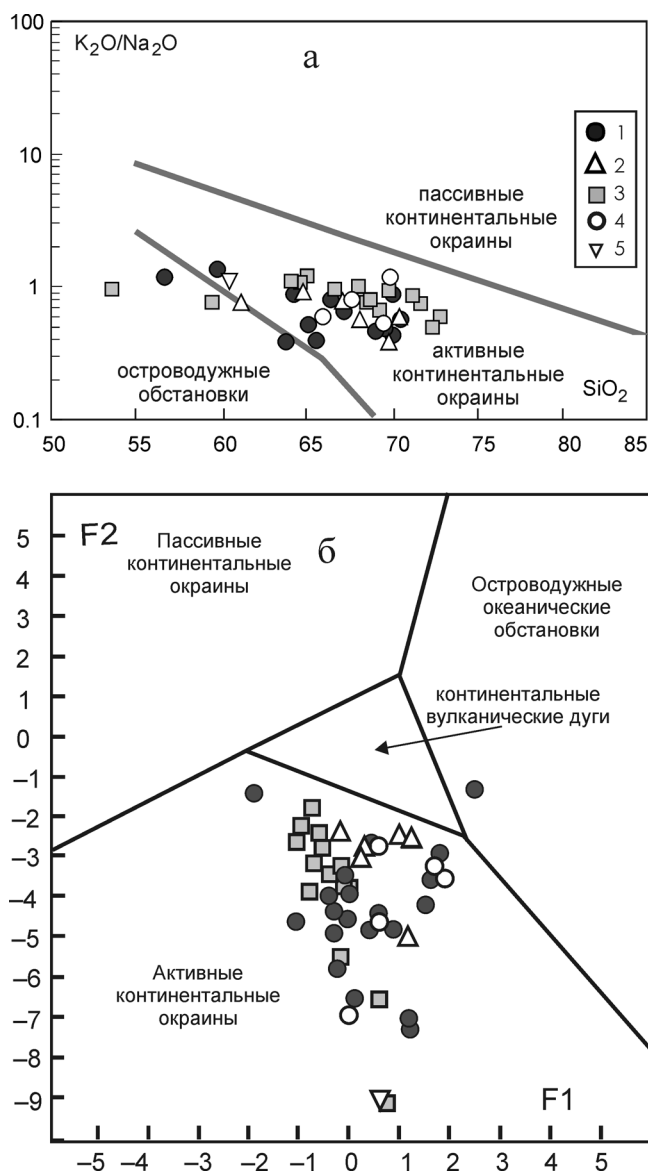


Рис. 10. Диаграммы в координатах SiO_2 – $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ [44] (а) и F_1 – F_2 [29] (б).

1–3 – гнейсы, соответственно, 1-й, 3-й и 9-й толщ;
4, 5 – архейские граувакки и аргиллит [22].

Анализ пространственного расположения и состава магматических пород и метатерригенных образований в разрезе СГ-3 и окружения скважины позволяет интерпретировать их формирование в геодинамических обстановках активной континентальной окраины – в краевой зоне террейна, образованного породами кольской серии.

В результате исследования цирконов из метатерригенных пород 1-й, 3-й и 9-й толщ СГ-3 выделены четыре генетических типа кристаллов – детритовые, анатектические, метаморфические и контактово-метасоматические, среди которых преобладают цирконы первых двух типов. Среди детритовых цирконов выделены несколько возрастных групп. К наиболее однородным, сопоставимым по возрасту и составу с цирконами из тоналитовых гнейсов основания разреза СГ-3 и аналогичных пород окружения скважины, относятся цирконы из гнейсов наиболее глубоко залегающей 9-й толщи. Данные по возрасту этих цирконов наряду со слабой округленностью зерен свидетельствуют о формировании протолитов вмещающих гнейсов за счет размыва и переотложения материала из местных источников и небольшой дистанции переноса материала. Рассматриваемые гнейсы испытали воздействие процессов палео- и неопротерозойского метасоматоза, связанных, вероятно, с внедрением пород основного и кремнекислого составов, обусловивших в гнейсах метасоматическое образование цирконов с возрастными 2.47–2.51 и 1.77 млрд. лет. Расширение ареала областей сноса, поставивших терригенный материал в бассейны осадконакопления происходило при образовании глиноземистых гнейсов 3-й и особенно 1-й толщ разреза. Детритовые цирконы 1-й толщи характеризуются хорошей окатанностью кристаллов, широким спектром возрастных данных – от 2.79 до >3.1 млрд. лет, и по возрасту и составу близки цирконам из неоархейских тоналитовых гнейсов СГ-3, окружения скважины и гнейсов кольской серии, отличающиеся от цирконов из древнейших гранитоидов северной части Балтийского щита повышенным содержанием обыкновенного свинца. В высокоглиноземистых гнейсах всех толщ присутствуют цирконы анатектического генезиса, образованные при мигматизации и частичном плавлении палеосомы протолитов, происходивших при региональном метаморфизме в интервале возрастов 2.7–2.77 млн. лет. Для этих цирконов характерны хорошо образованные кристаллы с четко проявленной осцеляторной зональностью и включениями зерен циркона более древнего возраста.

Авторы признательны проф. О.М. Туркиной (Институт геологии и минералогии СО РАН) за конструктивные замечания к первому варианту статьи.

Исследования проводились при поддержке РФФИ, гранты 10-05-00082 и 06-05-64834.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авакян К.Х. Геология и петрология Центрально-Кольской гранулит-гнейсовой области архея. М.: Наука, 1992. 168 с.
2. Архейский комплекс в разрезе СГ-3 / Под ред. Ф.П. Митрофанова. Апатиты: КНЦ РАН, 1991. 187 с.
3. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма / Ред. Ф.П. Митрофанов. СПб: Наука, 2004. 174 с.

4. Баянова Т.Б., Яковлев Ю.Н., Губерман Д.М. и др. Изотопные исследования возраста пород архейской части разреза Кольской сверхглубокой скважины, протерозойской Печенгской структуры и ее обрамления // Вестник МГТУ. 2007. Т. 10, № 1. С. 104–115.
5. Бибикова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 179 с.
6. Ветрин В.Р., Родионов Н.В. Sm-Nd систематика и петрология посторогенных гранитоидов северной части Балтийского щита // Геохимия. 2008. № 11. С. 1158–1175.
7. Ветрин В.Р., Туркина О.М., Ладден Дж., Деленицин А.А. Геохимия и реконструкция состава протолитов фундамента Печенгского палеорифта // Петрология. 2003. Т. 11, № 2. С. 196–224.
8. Геология континентальных окраин. Т. 3 / Под ред. К. Берка и Ч. Дрейка. М.: Мир, 1979. 402 с.
9. Дук Г.Г., Кольцова Т.В., Бибикова Е.В. и др. Проблемы глубинного петрогенеза и возраста пород Кольской сверхглубокой скважины // Изотопная геохронология докембрия / Ред. Л.К. Левский, О.А. Левченков. Л.: Наука, 1989. С. 72–86.
10. Ефремова Л.Б., Сорокина Н.А. Определение РЗЭ в геологических образцах методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой после ионообменного выделения // Журнал анал. химии. 1991. Т. 46, Вып. 11. С. 2259–2262.
11. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
12. Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины / Ред. Е.А. Козловский. М.: Недра, 1984. 490 с.
13. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследования / Ред. В.П. Орлов и Н.П. Лавров. М.: Технонефтегаз, 1998. 260 с.
14. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 146 с.
15. Лобач-Жученко С.Б., Щербак Н.П., Пономаренко А.Н. и др. Архей Украинского и Балтийского щитов и Воронежского кристаллического массива: сходство и различия формационного состава и геологической эволюции // Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов Восточно-Европейской платформы. Киев: УкрГГРИ, 2010. С. 128–131.
16. Мыскова Т.А., Бережная Н.Г., Глебовицкий В.А. и др. Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн. лет в гнейсах кольской серии Центрально-Кольского блока Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II) // Докл. АН. 2005. Т. 402, № 1. С. 82–86.
17. Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
18. Петров В.П., Беляев О.А., Волошина З.М. и др. // Эндеогенные режимы метаморфизма раннего докембрия (северо-восточная часть Балтийского щита) / Под ред. Ф.П. Митрофанова. Л.: Наука, 1990. 184 с.
19. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.
20. Предевский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
21. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район / Под ред. Н.В. Шарова. Апатиты: КНЦ РАН, 1997. 226 с.
22. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
23. Чен Д., Кроу Т.Е., Ветрин В.Р., Митрофанов Ф.П. U-Pb геохронология пород архейской части разреза Кольской сверхглубокой скважины // Кольская сверхглубокая / Ред. В.П. Орлов, Н.П. Лавров. М.: Технонефтегаз, 1998. С. 59–70.
24. Чупин В.П., Ветрин В.Р., Родионов Н.В. и др. Состав расплавных включений и возраст цирконов из плагиогнейсов архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины (Балтийский щит) // Докл. АН. 2006. Т. 406, № 4. С. 533–537.
25. Чупин В.П., Ветрин В.Р., Сергеев С.А. и др. Магматические включения в цирконе из архейских “серых гнейсов” Кольской сверхглубокой скважины как показатель происхождения и возраста протолитов // Изотопные системы и время геологических процессов: мат-лы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. Т. II. СПб.: ИП Каталкина, 2009. С. 266–268.
26. Amelin Yu.V., Semenov V. S. Nd and Sr isotopic geochemistry of mafic layered intrusions in the Eastern Baltic Shield: implication for the evolution of Paleoproterozoic continental mafic magmas // Contrib. Mineral., Petrol. 1996. V. 1124. P. 255–272.
27. Balashov Yu. A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P. Isotope data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and Northern Karelia, Northeastern Baltic Shield // Precamb. Res. 1993. V. 64. P. 197–205.
28. Balashov Y. A., Mitrofanov F. P., Balagansky V. V. New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula. Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelian region and Finland. Apatity: KSC RAS, 1992. P. 13–34.
29. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91, № 6. P. 611–627.
30. Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 92. P. 181–193.
31. Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. V. 200. P. 155–170.
32. Boynton W. V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry / Ed. P. Hendersons. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.
33. Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface and shales // Chem. Geol. 1993. V. 104. P. 1–37.
34. Condie K.C. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // Earth. Planet. Sci. Lett. 1998. V. 163. P. 97–108.
35. Eriksson P.G., Catuneanu O., Nelson D.R. et al. Towards a synthesis / P.G. Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson et al. (eds). The Precambrian Earth: Tempos and Events. Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 739–771.

36. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sm isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 87. P. 249–265.
37. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Zircon* / Eds. L.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. Rev. Miner. Geochem. Mineral. Soc. Amer. Washington. 2003. V. 53. P. 27–62.
38. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. P. 137–150.
39. Kröner A., Kompston W. Archaean tonalitic gneiss of Finnish Lapland revisited: zircon ion-microprobe ages // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. V. 104. P. 348–352.
40. Levchenkov O.A., Levsky L.K., Nordgulen Ø. et al. U-Pb zircon ages from Sörvaranger, Norway and the western part of the Kola Peninsula, Russia. // *Nor. Geol. Unders. Special. Publ.* 1995. V. 7. P. 29–47.
41. Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10 // *A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 1999. V. 174. P. 279–299.
42. Ludwig K.R. SQUID 1.00/A user's manual. Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 2000. № 2. 19 p.
43. Nordgulen Ø., Vetrin V.R., Dobrzynetskiy L. F. et al. Aspects of late Archaean magmatism in the Sörvaranger–Kola terrane, northern Baltic Shield // *Nor. Geol. Unders., Spec. Publ.* 1995. V. 7. P. 49–63.
44. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // *J. Geol.* 1986. V. 94, № 5. P. 635–650.
45. Roser B.P., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analyses of major-element data // *Chem. Geol.* 1988. V. 67. P. 119–139.
46. Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism // *Chem. Geol.* 2002. V. 184. P. 123–138.
47. Sun S.-S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins* / Eds. A.D. Saunders and M.J. Norriss. Oxford: Geological Society Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
48. Taylor S.R., McLennan S.M. The geochemical evolution of the continental crust // *Rev. Geophys.* 1995. V. 33. P. 241–265.
49. Vetrin V., Nordgulen Ø., Cobbing J. et al. The pyroxene-bearing tonalite-granodiorite-monzonite series of the northern Baltic Shield: correlation and petrology // *Nor. Geol. Unders. Special Publ.* 1995. V. 7. P. 65–74.
50. Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion-microprobe // *Rev. Econ. Geol.* / Eds.: M.A. McKibben, W.S. Shanks, W.I. Ridley. 1998. V. 7. P. 1–35.

Рецензент В.Н. Подковыров

Metasedimentary gneisses of the basement of Paleoproterozoic Pechenga structure: Terrigenous sources of the material, paleogeodynamic condition of the formation

V. R. Vetrin*, V. P. Chupin**, *** , Yu. N. Yakovlev*

*Geological institute, Kola Science Centre of RAS

**Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS

***Novosibirsk State University

The basement of the Paleoproterozoic Pechenga structure was cored by the Kola superdeep borehole SD-3 at the depths of 6842–12262 m. It consists of alternating strata of metavolcanic dacite, plagioryhodacite rocks and metasedimentary gneisses which protoliths correspond mainly to graywackes. The analysis of a spatial arrangement and composition of magmatic rocks and metaterrigenous formations in section of SD-3 and its environments allows interpreting their formation in geodynamic conditions of active continental margins – in a regional zone of the terrane, formed by rocks of the Kola series. The examination of zircons from metaterrigenous rocks of the 1st, 3rd, and 9th strata of the SD-3, allows as to identify detrital, anatectic, metamorphogenic, and contact-metasomatic genetic types of zircons. Detrital zircons include several age groups. The most homogeneous zircons, comparable to those from tonalite gneisses of bottoms of the SD-3 section and from surrounding rocks, are the grains from gneisses of the deepest 9th stratum. The data on the age of these zircons, along with a poor rounding of the grains, signifies their formation from the host gneisses protoliths. Widening of alimentation areas, which supplied terrigenous material into sedimentation basins, took place during formation of alumina gneisses of the 3rd and especially 1st strata of the section.

Key words: Kola Superdeep borehole, metaterrigenous Mesoarchaeoan rocks, petrogenic and rare elements, zircons, U-Pb isotope age, sources of terrigenous material, palaeogeodynamic.