

УДК 552.4+553.54(470.21+470.22)

КЛИМОВСКИЙ МЕТАСОМАТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА: СОСТАВ, ВОЗРАСТ, ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

© 2020 г. Б. Ю. Астафьев¹, *, О. А. Воинова²

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН),
наб. Макарова, д. 2, 199034, Санкт-Петербург, Россия

²Всероссийский геологический институт (ВСЕГЕИ),
Средний пр., д. 74, 199106, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: astafiev.b.yu@mail.ru

Поступила в редакцию 18.02.2019 г.

После доработки 01.06.2019 г.

Принята к публикации 24.09.2019 г.

Рассматриваются метасоматиты Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского (Балтийского) щита. Метасоматиты прослежены с юго-востока на северо-запад на расстоянии около 550 км. По минеральному составу метасоматиты отвечают парагенезисам амфиболитовой фации регионального метаморфизма высоких давлений. Для определения тектонического положения метасоматитов и их места в последовательности геологических событий нами были проведены изотопно-геохимические исследования цирконов, выделенных как из метасоматитов, так и из вмещающих их гнейсов. Установлено, что вмещающие метаморфические образования сформировались в неоархее, метасоматиты сформировались в позднем палеопротерозое (≈ 1.9 млрд лет). Исследования распределения редкоземельных элементов в цирконах из различных проявлений метасоматитов показало аномальную неоднородность их состава в различных генерациях. Редкоземельные спектры изученных цирконов свидетельствуют о том, что они сформировались из флюида на ретроградной ветви регионального метаморфизма. Разгрузка флюидов происходила по плоскостям глубинных надвигов, тем самым маркируя зоны их выходов на современную поверхность. Полученные результаты дополняют и уточняют исследования природы тектоно-термальной переработки архейских комплексов в позднем палеопротерозое.

Ключевые слова: метасоматический комплекс, Фенноскандинавский щит, Беломорский подвижный пояс, докембрий, метаморфизм, U–Pb датирование, региональная корреляция, редкоземельные элементы

DOI: 10.31857/S0016853X20010038

ВВЕДЕНИЕ

Реконструкция истории развития подвижных поясов является одной из актуальных задач геологии раннего докембрия, поскольку изучение подвижных поясов объясняет характер тектоники ранних стадий геологической истории Земли. Изучение глубинных метасоматитов позволяет выделять этапы развития раннедокембрийских поясов и выявлять переход от максимумов эндогенной активности к ее прекращению в сложных складчатых структурах.

Геотектоническая структура Беломорского подвижного пояса по результатам исследований в 30-е гг. XX столетия В.М. Тимофеева, Н.Г. Судовикова, А.А. Полканова, П.А. Борисова [23] и других геологов была сформирована в результате двух архейских тектоно-магматических циклов,

разделенных периодом стабилизации и интрузиями основных пород. В дальнейшем была предложена концепция моноциклической природы беломорид, сформированных в течение архейской многоэтапной эпохи. Структура беломорид в рамках этой модели рассматривалась как пологая моноклираль или система опрокинутых синклинориев и антиклинориев. По современным представлениям Беломорский подвижный пояс дважды претерпел орогенные процессы – в архее и палеопротерозое. В его структуре выделяются две системы надвигов, разделенных интервалом времени в 900 млн лет [19, 23].

Метасоматические образования на территории Беломорья были выделены С.А. Бушминым и В.А. Глебовицким как серия хизоваритов [5, 10]. Данные породы сложены типовой минеральной ассоциацией роговой обманки, ставролита, киа-

нита, плагиоклаза, жедрита и граната. Они были образованы при температурах 450–620°C и давлении до 8–9 кбар.

Многие аспекты петрологии метасоматических пород Беломорья детально рассмотрены П.Я. Азимовым, И. Биндеманом, Н.С. Серебряковым, Е.Н. Тереховым и другими исследователями [1, 2, 24, 27, 33]. Некоторые проявления метасоматитов несут как признаки рудной минерализации (рудопоявление золота Климовское) [30], так и могут быть использованы в качестве нерудного сырья (месторождение корунда Хитоостровское и многочисленные проявления) [16, 17].

Время формирования метасоматитов ранее не было точно установлено. Нами было проведено определение возраста формирования глубинных метасоматитов локальным U–Pb датированием цирконов в нескольких пространственно удаленных участках их проявлений. Изучение геохимии циркона имеет большое значение для определения его происхождения и, соответственно, в число задач вошли также исследования распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в датированных цирконах.

В статье представлены результаты изучения глубинных метасоматитов палеопротерозойского этапа развития Беломорского подвижного пояса.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Беломорский подвижный пояс является полиметаморфической областью со сложной тектонической историей. Континентальная кора данной области сформировалась в мезо- и неогарее в результате аккреционно-коллизийных процессов [1, 5, 25]. В начале палеопротерозойской континентальная кора подверглась рифтогенезу, вероятно, под воздействием мантийных плюмов, что выразилось в появлении многочисленных даек и малых интрузивных тел габбро-норит-лерцолитов сумийского времени (2.45–2.40 млрд лет) [40]. Исследования последних лет [4] показали существенное влияние палеопротерозойской тектонотермальной переработки архейской коры, которая проходила в условиях высокоградного метаморфизма, достигая степени гранулитовой фации.

В региональном строении раннедокембрийских образований Карело-Кольского региона Беломорский подвижный пояс расположен между Лапландским поясом, Кольским блоком и Карельским кратоном, являясь крупной структурой длительного раннедокембрийского периода формирования (рис. 1). Пояс прослеживается в северо-западном направлении на 1500 км. Значительная его часть находится в акватории Белого моря и под чехлом венд-фанерозойских отложений Восточно-Европейской платформы. В областях сочленения Беломорского подвижного пояса на-

ходятся фрагменты Тикшеозерского и Терского архейских зеленокаменных поясов, сложенных преимущественно метавулканитами, а также Лапландский подвижный пояс с основными и кислыми гранулитами различного состава [11, 12].

Беломорский подвижный пояс сформирован преимущественно системой тектонических покровов, которая складывается Хетоламинским, Чупинским, Ориярвинским и Ковдозерским аллохтонами [9, 23, 25] (см. рис. 1). Структура и состав пояса изменяются по его простиранию. Выделены следующие структурные домены (сегменты):

- Енский,
- Ковдозерский,
- Чупинский,
- Энгозерский,
- Южно-Беломорский,
- Колвицкий.

Границы между доменами преимущественно имеют надвиговые соотношения [19]. Метасоматические породы в пределах Беломорского подвижного пояса (БПП) приурочены к зонам пологого расланцевания, по которым осуществлялись субгоризонтальные перемещения.

Беломорский подвижный пояс рассматривается как геологическая структура с неоднократными периодами магматизма и регионального высокобарического метаморфизма в условиях кианит–силлиманитовой серии с изменчивыми *P–T* условиями [6, 9]. Границы между доменами преимущественно имеют надвиговые соотношения [19]. По наблюдениям авторов метасоматические породы в пределах Беломорского подвижного пояса локализованы в зонах пологого расланцевания, по которым осуществлялись субгоризонтальные перемещения. Для данной геологической структуры характерна сложная, иногда инвертированная метаморфическая зональность с увеличением степени метаморфизма от ставролитовых субфаций амфиболитовой фации (550–580°C и 6–8 кбар) до высокобарических гранулитов с телами эклогитоподобных пород и эклогитов (690–860°C, 10–20 кбар) [1, 14]. По некоторым моделям [21, 32] эклогиты образовались в результате субдукции архейской океанической коры.

В состав Беломорского подвижного пояса входят разнообразные породные ассоциации:

- тоналиты–трондjemиты–гранодиориты;
- габброамфиболиты;
- гранатовые амфиболиты с телами метагартбургитов;
- разнообразные биотитовые, кианит–гранат–биотитовые гнейсы;
- небольшие тела метаморфизованных лерцолитов, норитов, друзитов, габбро, диоритов и гранитов.

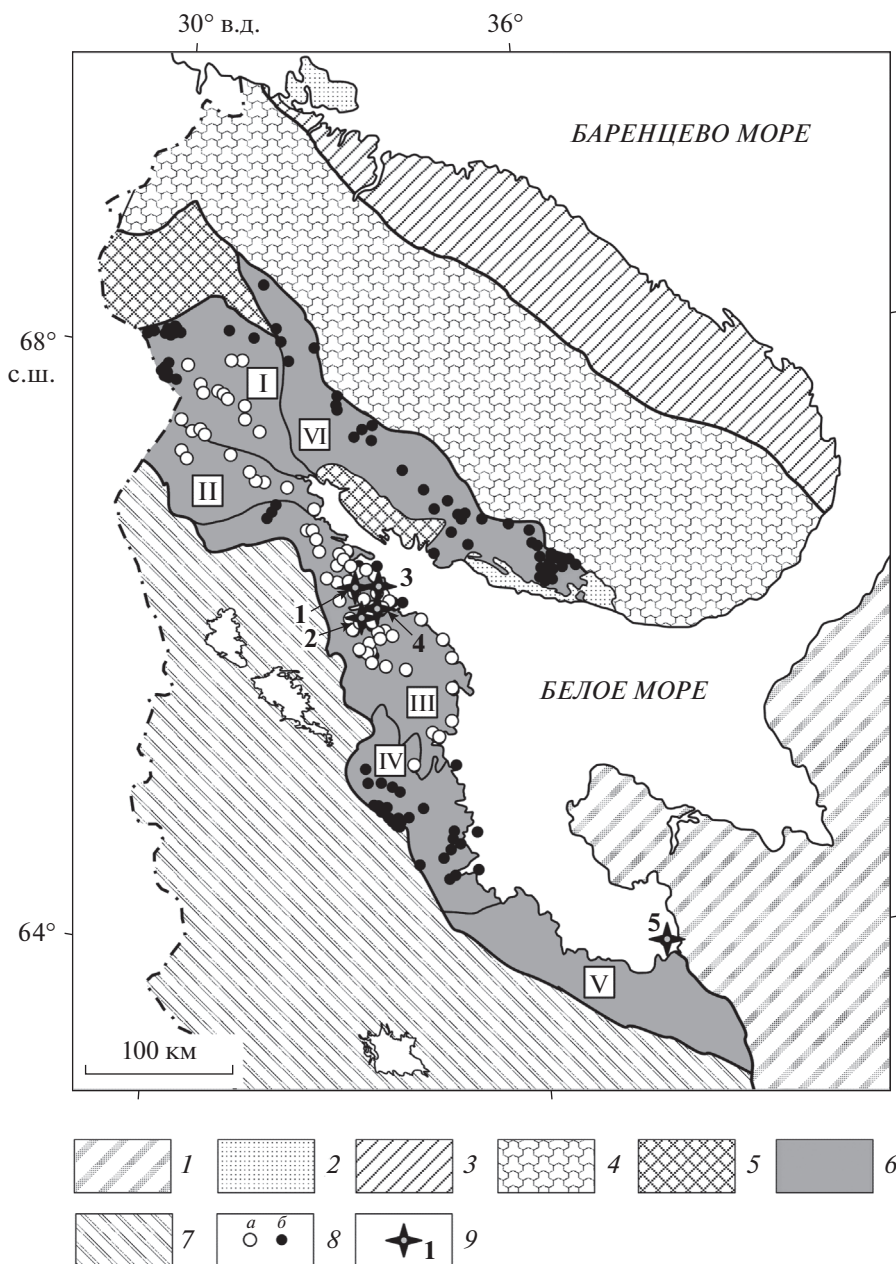


Рис. 1. Карта-схема восточной части Фенноскандинавского щита.

Сегменты БПП: I – Енский, II – Ковдозерский, III – Чупинский, IV – Энгозерский, V – Южно-Беломорский, VI – Колвицкий.

Показаны участки: 1 – Хитоостровский, 2 – Климовский, 3 – Варацкий, 4 – Кив-губа, 5 – Кийостров.

1 – отложения Восточно-Европейской платформы; 2 – рифейские отложения; 3 – Мурманский блок; 4 – Кольский блок (композитный кратон); 5 – Лапландский подвижный пояс; 6 – Беломорский подвижный пояс; 7 – Карельский кратон; 8 – проявления метасоматитов на территории БПП: а – относящиеся к климовскому комплексу, б – не относящиеся к климовскому комплексу; 9 – датированные участки (данные авторов)

Гнейсы и амфиболиты испытали неоднократную мигматизацию с образованием спектра мигматитов от послонных до темных. Последовательность и геодинамическая обстановка формирования данных пород рассматривались в многочисленных публикациях [5, 7, 19, 21–23, 25].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Выделение цирконов проведено в лаборатории минералогии (аналитик Н.П. Пугачева) ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике с разделением в тяжелых жидкостях и электромагнитной сепарацией. Изотопно-гео-

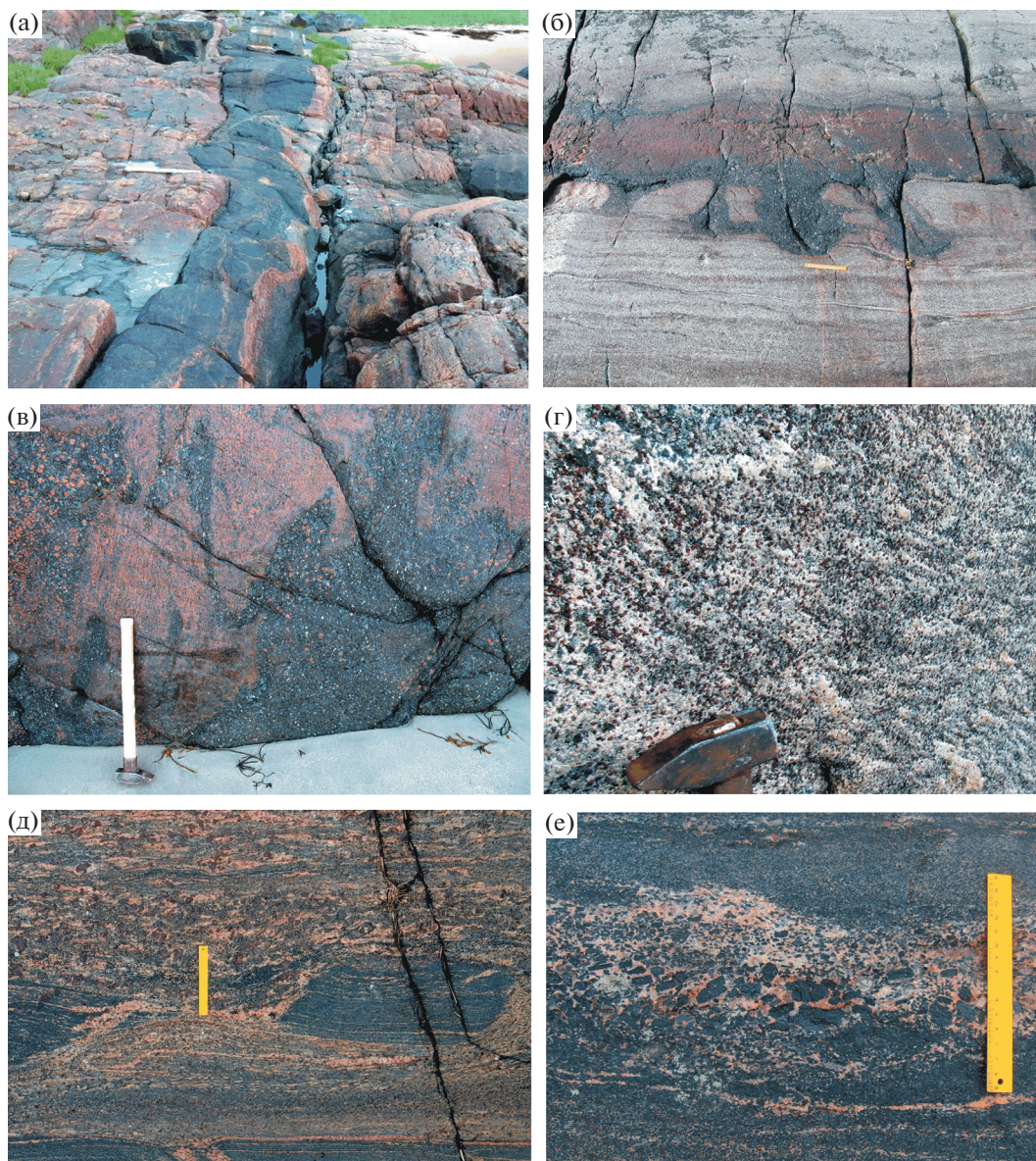


Рис. 2. Примеры метасоматических пород климовского комплекса (участок Кийостровский).

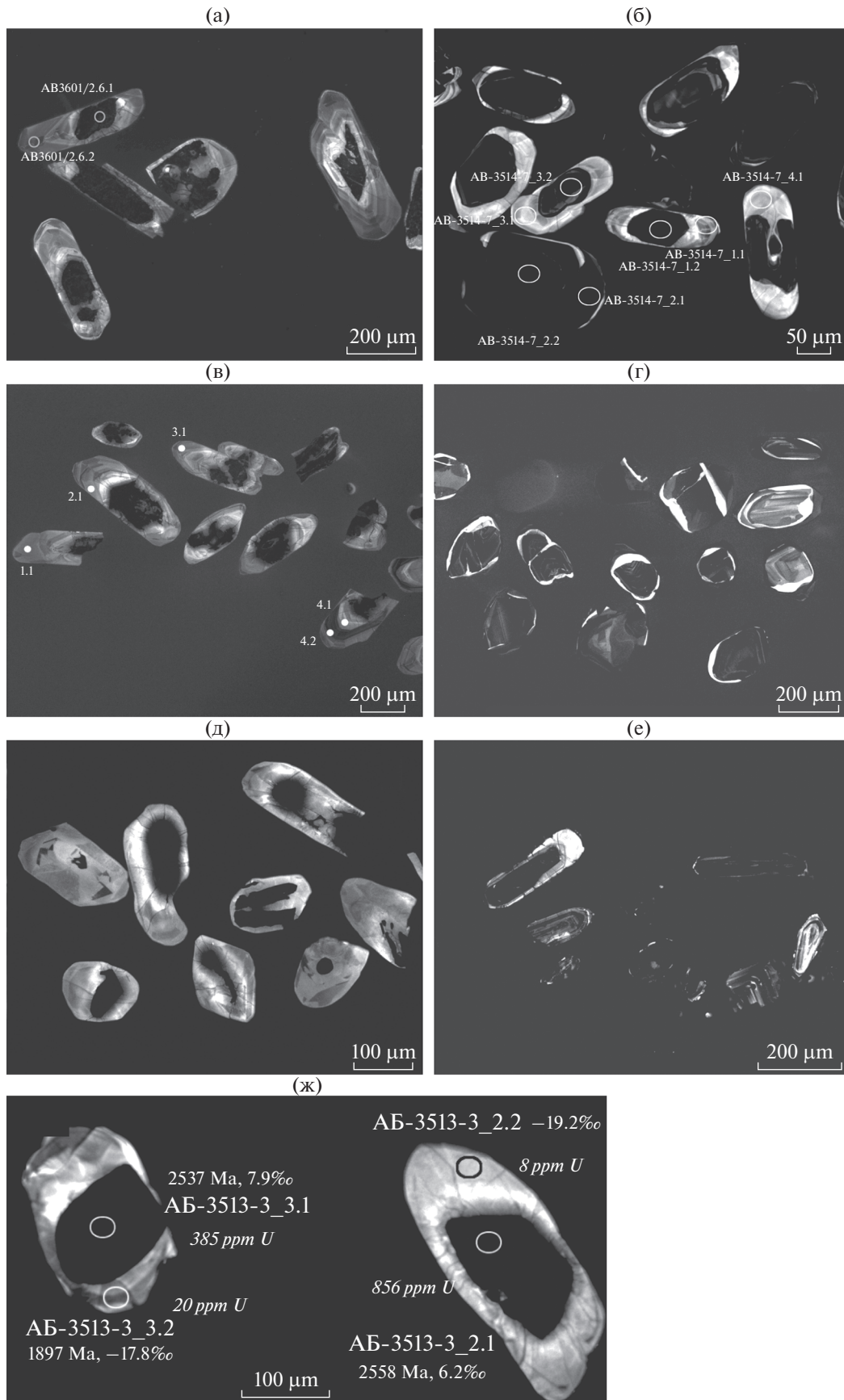
- (а) – кварц–гранатовый метасоматит с реликтами мигматизированного габброамфиболита;
 (б) – жилообразное тело зональных Grт–Срх–Grт–Нbl метасоматитов по полосчатому габброамфиболиту;
 (в) – коррозионные контакты Grт–Нbl и Нbl–Pl метасоматитов;
 (г) – Grт–Pl метасоматит с теневой полосчатой текстурой;
 (д) – Срх–Pl–Grт метасоматит с будинированными реликтами мигматизированных габброамфиболитов в тектонической зоне;
 (е) – жилообразная зона крупнозернистого Срх–Fsp метасоматита.
 Масштаб: длина рукоятки молотка 60 см, длина линейки 20 см.

хронологические исследования были выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) (аналитики П.А. Львов, Н.В. Родионов, Е.Н. Лепехина, А.Н. Ларионов). Локальные измерения Th–U–Pb

изотопного состава цирконов проведены на ионном микрозонде SHRIMP-II по классической методике, многократно описанной в литературе [41], с использованием стандартов “Темора” и “91500” [34]. Обработка полученных первичных данных

Рис. 3. CL-изображения цирконов из метасоматитов климовского комплекса.

Участки: (а) – Климовский, (б) – Кив-губа, (в–д) – Кийостровский, (е) – Хитоостровский, по [22], (ж) – Варацкий. В точках измерения указаны: содержания U и Th, г/г; U–Pb возраст, млн лет.



проведена с использованием программы SQUID. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне одной σ , погрешности вычисленных конкордантных возрастов (по совокупности анализов) и пересечений с конкордией — на уровне двух σ . Построение результирующих графиков было проведено с использованием программы ISOPLOT/EX.

Содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в цирконах изучалось в тех же зернах и точках, что и исследование U–Pb системы, на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в Ярославском филиале Физико-технологического института РАН (ЯФ ФТИАН, г. Ярославль) по методикам, приведенным в [28, 37]. Полученные значения были нормированы на хондритовый стандарт CI [38]. Содержание РЗЭ в породах было выполнено в Центральной аналитической лаборатории ВСЕГЕИ (ICP-MS) (г. Санкт-Петербург).

ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОЯВЛЕНИЙ МЕТАСОМАТОЗА

К настоящему времени в Беломорском подвижном поясе известно 166 проявлений метасоматитов, для которых исследованное местоположение, состав, рудоносность и структурное положение пород [11–13]. Для 65 из этих участков нами предполагается принадлежность к климовскому комплексу (см. рис. 1). Нами были датированы пять участков локальным U–Pb методом по циркону.

Общими чертами климовского комплекса обладают следующие породы:

- породы, сформированные в условиях регрессивного этапа амфиболитовой фации регионального метаморфизма высоких давлений (T 550–700°C и P 7–9 кбар) палеопротерозойского возраста. Соответственно, ведущими породообразующими минералами являются Hbl, Grt, Ky, St, Pl, Qz, Bt. Второстепенные минералы представлены Crn, Crx, Kfs, Ms, Krn, Spl, Rt, Czo, Scp, Ged или Ath, иногда Mag, Spr, Crp, Hgb, Grp и сульфидами. По существу минеральные парагенезисы соответствуют метасоматитам группы хизоваритов [10]. В наиболее поздних, низкотемпературных ассоциациях, преимущественно близких к пропилитам, появляются Chl, Mrg, Ab, Ep, Srp и Dsp;
- породы по петрохимическим особенностям соответствующие основному (преимущественно гранат–амфиболовые), среднему (гранат–плагиоклазовые) и кислому (Ky–Fsp–Qz) составу. Часто наблюдается интенсивная десиликация с приносом Ca, Mg и Fe.

Структурная позиция метасоматитов в большинстве случаев определяется тектонизированными контактами гнейсов и базит–ультрабазитовых тел. Гнейсовидность и полосчатость постпен-

но исчезают вплоть до образования массивной текстуры. Нередко проявлены признаки позднекинематической природы метасоматических тел, участвовавших в поздних складчатых деформациях. Е.Н. Тереховым [26] было высказано мнение о структурной позиции данных метасоматитов во фронтальных частях надвиговых пластин, которое согласуется с нашим мнением.

Необычный состав имеют не только минеральные ассоциации, но и минералы, например, значительно повышается:

- магнезиальность в гранатах (до 35% пирропа);
- глиноземистость в роговых обманках и жемчужинах (до 3.5–4 атомов на формульную единицу);
- кальциевость в плагиоклазах (битовнитанортит);
- железистость в шпинели (плеонаст).

Метасоматические тела преимущественно имеют линзовидную форму, мощность составляет от первых десятков см до 120 м. Текстура обычно полосчатая или массивная, наложенная на гнейсовидность или сланцеватость (рис. 2). Контакты резкие, нередко контрастные, иногда причудливой формы, субсогласные со структурными элементами вмещающих пород (см. рис. 2). Во многих случаях сохраняются реликты мигматизированного субстрата.

В проявлениях метасоматитов в Беломорском подвижном поясе цирконы имеют резко выраженное зональное строение (рис. 3). Окаймляющая (метасоматическая) часть кристаллов цирконов значительно обеднена легкими редкоземельными элементами, U и Th. Th/U соотношение в каймах составляет около 0.1–0.01, поэтому в работе использовались только геохронологические датировки, полученные локальным U–Pb методом исследования.

Метасоматические породы, относящиеся к климовскому комплексу, наиболее известны своими корундсодержащими породами [8, 15, 16, 28, 33], однако корунд является частым, но не обязательным минералом в породах данного комплекса.

Наиболее типичными проявлениями глубинных метасоматитов климовского комплекса являются три наиболее детально изученных участка — Климовский, Хитоостровский и Кийостровский.

Участок Климовский

Рудопроявление золота Климовское [11, 30] расположено южнее пос. Чкаловский на территории бывшего пегматитового карьера. Вмещающими породами являются чередующиеся кварц–плагиоклаз–биотитовые, амфиболовые гнейсы и амфиболиты хетоламбинской толщи беломорского метаморфического комплекса (рис. 4). Метасоматические тела, вскрытые в карьере, имеют

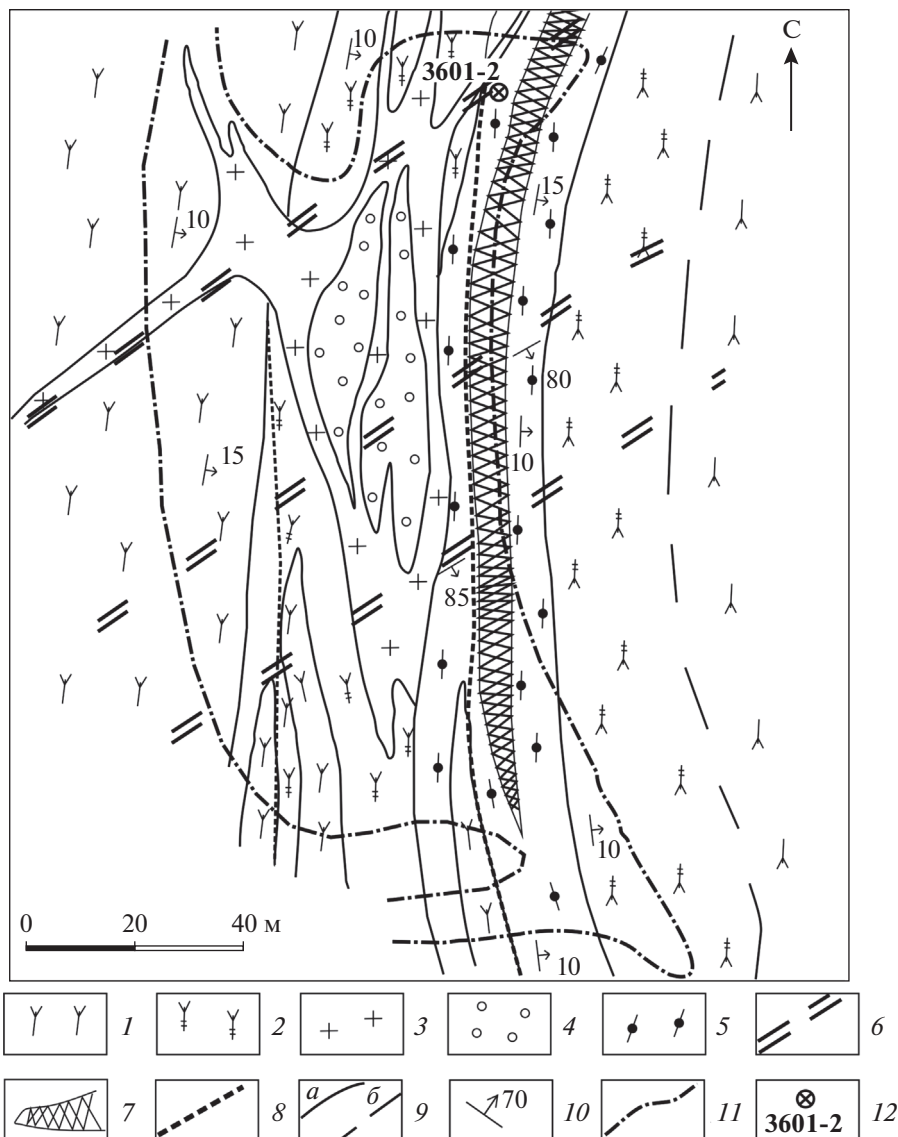


Рис. 4. Схематическая карта Климовского золоторудного проявления (по данным [30]).

1–2 – хетоламбинский подкомплекс беломорского метаморфического комплекса: 1 – ортоамфиболиты, амфиболовые гнейсы, 2 – измененные амфиболовые гнейсы; 3 – пегматитовая жила; 4 – кварцевая зона пегматитовой жилы; 5 – кианит–гранат–амфиболовые, гранат–биотит–амфиболовые, гранат–флогопитовые, кианит–кварцевые, гранат–биотит–кварцевые метасоматиты; 6 – зоны хлорит–серпентиновых, эпидот–скаполитовых, карбонат–цеолитовых метасоматитов; 7 – зона сульфидных руд и метасоматитов нерасчлененная; 8 – поздние разломы; 9 – геологические границы: а – наблюдаемые, б – предполагаемые; 10 – элементы залегания пород; 11 – контуры карьера; 12 – место отбора геохронологической пробы

мощность до 10–15 м, видимая протяженность зоны – до 250 м, по данным бурения – до 1500 м. Наиболее ранними являются:

- кианит–гранат–амфиболовые,
- гранат–биотит–амфиболовые,
- гранат–флогопитовые,
- кианит–кварцевые,
- гранат–биотит–кварцевые метасоматиты, иногда корундсодержащие.

Они участками оталькованы, хлоритизированы, биотитизированы в ходе более поздних низкотемпературных преобразований. Присутствуют также зоны эпидот–скаполитовых, карбонат–цеолитовых и существенно хлоритовых пород. Зоны хлоритизированных Grt–Pl–Hbl метасоматитов с скаполитом и эпидотом имеют мощность около 0.5 м. В зоне хлоритов (0.2–0.5 м) с реликтами биотита, амфибола содержатся алюмохромит и сульфиды (пирротин, пентландит, пирит, халькопирит).

Таблица 1. Th–U–Pb данные исследования состава цирконов пород Климовского участка.

Номера проб и точек	$^{206}\text{Pb}_c$, %	Концентрация, г/г			$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Возраст, млн лет		$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$
		$^{206}\text{Pb}^*$	U	Th		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$			
AB-3601/2.1.1	0.04	776	2308	70	0.03	2128 ± 58	1950 ± 7.2	2.557	6.45	0.03
AB-3601/2.1.2	0.27	20.3	69	73	1.09	1897 ± 55	1866 ± 48	2.921	5.38	1.09
AB-3601/2.2.1	0.15	612	1925	56	0.03	2026 ± 55	1970.3 ± 7.2	2.706	6.16	0.03
AB-3601/2.2.2	0.15	20.6	70	72	1.07	1902 ± 55	1869 ± 34	2.914	5.41	1.07
AB-3601/2.3.1	0.00	375	1273	75	0.06	1902 ± 52	1901.3 ± 7.5	2.914	5.51	0.06
AB-3601/2.3.2	0.20	35.1	118	72	0.63	1911 ± 54	1889 ± 28	2.896	5.5	0.63
AB-3601/2.4.1	0.06	187	590	62	0.11	2025 ± 56	1997 ± 10	2.71	6.25	0.11
AB-3601/2.4.2	0.00	22.4	77	70	0.95	1891 ± 54	1920 ± 39	2.935	5.53	0.95
AB-3601/2.5.1	0.00	459	1278	72	0.06	2251 ± 60	2317.7 ± 6.3	2.393	8.5	0.06
AB-3601/2.5.2	0.00	18.8	65	73	1.16	1881 ± 55	2002 ± 37	2.954	5.75	1.16
AB-3601/2.6.1	0.00	499	1560	69	0.05	2038 ± 55	1958.6 ± 6.7	2.689	6.16	0.05
AB-3601/2.6.2	0.08	21	75	55	0.76	1822 ± 52	1899 ± 26	3.06	5.23	0.76
AB-3514-7/1.1	0.00	8.8	29	0	0.01	1968 ± 35	1911 ± 40	2.802	5.76	0.01
AB-3514-7/1.2	0.03	81	174	154	0.92	2788 ± 33	2805 ± 13	1.848	14.73	0.92
AB-3514-7/2.1	0.00	48.8	172	2	0.01	1844 ± 24	1805 ± 16	3.019	5.037	0.01
AB-3514-7/2.2	0.00	127	267	224	0.87	2838 ± 33	2815 ± 17	1.808	15.15	0.87
AB-3514-7/3.1	0.00	2.72	9	0	0.00	1957 ± 49	1938 ± 64	2.82	5.81	0.00
AB-3514-7/3.2	0.00	43.1	90	43	0.50	2862 ± 36	2808 ± 11	1.789	15.24	0.50
AB-3514-7/4.1	0.00	2.69	9	0	0.00	1952 ± 48	1929 ± 56	2.827	5.77	0.00
AB-3514-7/5.1	0.00	2.27	8	0	0.01	1865 ± 48	1917 ± 57	2.98	5.43	0.01
AB-3514-7/6.1	0.37	10.4	36	0	0.01	1842 ± 30	1926 ± 41	3.024	5.38	0.01
AB-3514-7/6.2	0.02	156	300	169	0.58	3053 ± 36	2814 ± 10	1.651	16.58	0.58

Примечание. Погрешность определения приведена для интервала 1σ , Pb_c и Pb^* – обыкновенная и радиогенная составляющие состава свинца соответственно. Поправки на обыкновенный свинец были учтены по содержанию ^{204}Pb , полученного при измерениях. В первой графе приведены номера проб, зерен циркона и точек измерения.

Характерной особенностью рудоносных метасоматитов являются наложенные графит и сульфиды в зонах, субсогласных с полосчатостью. Исследованы рудоносные тела (до 2–4 м мощности), с которыми связаны повышенные содержания благородных металлов (Au до 2 г/т, Pd до 0.25 г/т) [30]. Среди рудных минералов преобладают пирит и пирротин, в подчиненных количествах были определены халькопирит, галенит, молибденит и самородный висмут.

В районе мыса Песчаный (Кив-губа Белого моря) севернее Климовского участка была выявлена Картешская зона проявлений метасоматитов. Здесь в амфиболитах выделяются тела грубополосчатых кварц–гранатовых и полевошпат–амфиболовых метасоматитов, в которых проявлена наложенная вкрапленная, гнездово-вкрапленная, реже прожилково-вкрапленная или массивная сульфидная минерализация (фальбанды), преимущественно представленная пиритом и пирротин. Зоны сульфидизации прослеживаются на расстоянии многих десятков и сотен метров без

признаков огнейсования и мигматизации. Мощность оруденелых тел метасоматитов составляет до 2–3 м с средним содержанием сульфидов 15–20%. Проявления фальбандов с перерывами наблюдаются в полосе длиной до 20 км при общей ширине до 2 км [11].

Возраст вмещающих биотит–амфиболовых гнейсов составляет 2810 ± 19 млн лет [29], что согласуется с данными по времени образования вмещающих пород в районе мыса Песчаный (Кив-губа Белого моря) (рис. 5, б) [11]. Конкордантный возраст цирконов из сульфидсодержащих $\text{Ku}–\text{Grt}–\text{Hbl}$ метасоматитов составляет 1912 ± 28 млн лет (см. рис. 5, а, табл. 1).

Участок Хитоостровский

Хитоостровское месторождение коллекционного корунда подробно описано в литературе [15, 16, 33]. Метасоматиты слагают крупное S-образное тело на границе гранат–биотитовых гнейсов чупинской толщи (около 2.8 млрд лет) и высоко-

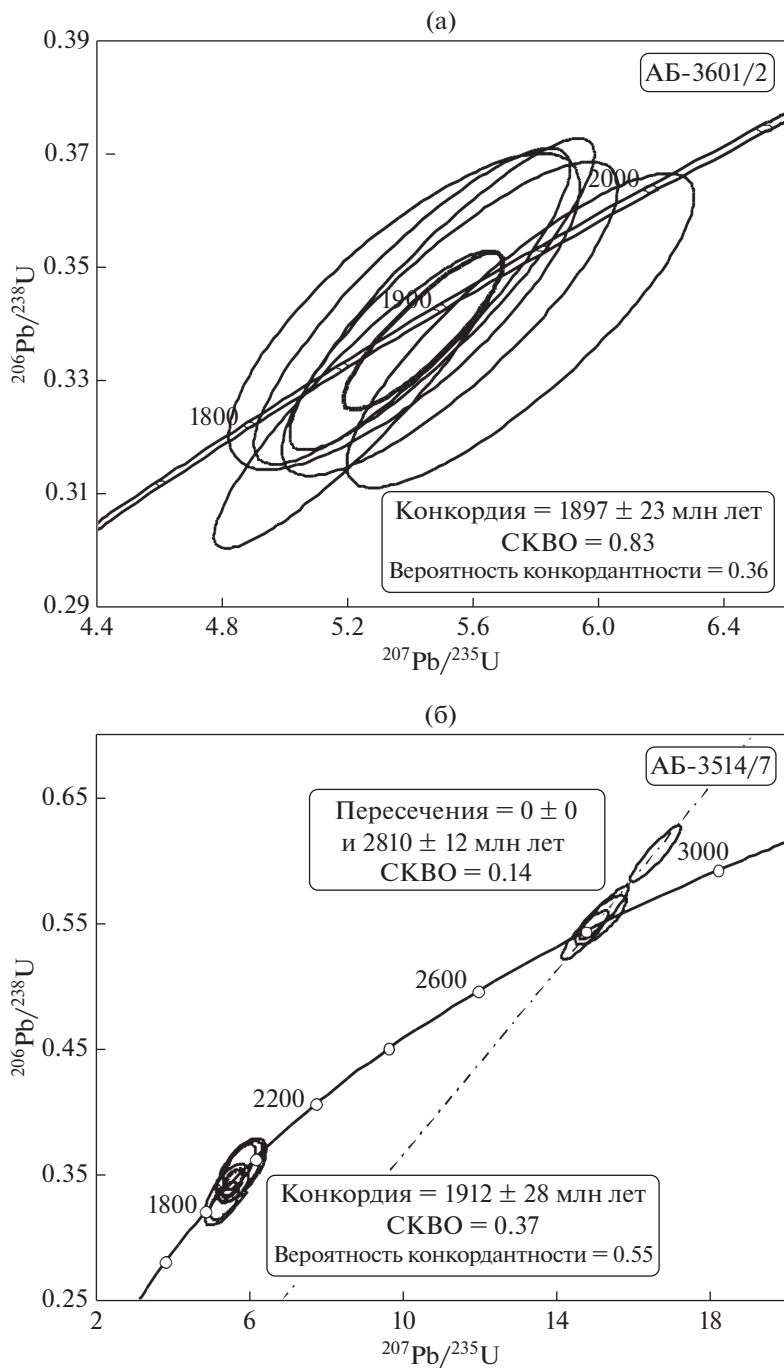


Рис. 5. Возраст формирования метасоматитов на участках Климовский и Кив-губа. Участки: (а) – Климовский – Ку–Грт–Нbl метасоматит (с.ш. 66°22'41", в.д. 33°32'10"); (б) – Кив-губа – Грт–Pl–Нbl метасоматит по Грт–Pl–Нbl гнейсу (с.ш. 66°15'06", в.д. 33°30'27").

магнезиальных габброноритов с возрастом около 2.45 млрд лет. Три корундсодержащие зоны расположены в центральной части метасоматического тела и имеют мощность 6, 14 и 30 м и протяженность 30, 90 и 34 м соответственно.

В составе метасоматитов преобладают Crn–Грт–Нbl–Pl ассоциации в центральной

части метасоматического тела и Ку–St–Bt–Pl–Грт–Нbl породы в его периферической зоне. В переменных количествах могут присутствовать Ged, Spr, Krn, Chl, Ms, Mrg и другие минералы. Аномально низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (до -21 – -27%) были обнаружены в цирконах из корундсодержащих пород [15, 16], связанных с метасоматозом

(см. рис. 3). Призматические кристаллы корунда ярко-розового, малинового, иногда фиолетового цвета по удлинению составляют 0.5–5 см (в среднем 1.5 см) хорошо огранены, иногда содержат включения граната и жедрита, преобладают столбчатые, удлиненные разновидности. Запас коллекционного сырья по категории С₂ Хитоостровского месторождения составляет 320 т [11].

Многokратная (не менее 4 этапов) перекристаллизация пород и частичное нарушение изотопных систем даже локальным U–Pb методом по циркону затрудняет датирование эндогенных процессов на Хитоостровском месторождении. Возраст метасоматоза составляет 1894 ± 17 млн лет с предшествующим метаморфизмом на рубежах 2692 ± 68 и 1965 ± 27 млн лет при преобразовании гнейсов чупинской тощи (2857 ± 30 млн лет), что согласуется с нашими материалами по другим участкам [2, 3, 11, 24].

Участок Кийостровский

Кийостровский архипелаг представляет собой серию островов в Онежской губе Белого моря в 10–12 км севернее г. Онега (см. рис. 1). На их территории преимущественным развитием пользуются метагаббро–габброамфиболиты и метультрабазиты. Кроме того, широко проявлены согласные и секущие жилы и дайки пегматитов, базальтов, гранитоидов, лейкогаббро и других пород [17]. В юго-восточной части о. Кий сохраняются вмещающие неархейские мигматизированные кианит–гранат–биотитовые и амфиболовые гнейсы. В тектонизированных зонах исходно массивные габброиды становятся полосчатыми и значительно мигматизированными, а затем сминаются в разномасштабные закрытые и изоклинальные складки с осевыми поверхностями северо-западного простирания, вдоль которых проявлены интенсивные наложенные преобразования (рис. 6).

Метасоматиты Кийостровского архипелага слагают две системы крутопадающих кулисообразно расположенных тел, субсогласных с простиранием пород, мощностью до 10–15 м, по простиранию прослежены на 400–600 м. Как правило, проявлены резкие контакты между вмещающими породами и разновидностями метасоматитов в общей зональности (см. рис. 2). Гнейсовидность практически отсутствует, породы имеют массивную или грубополосчатую текстуру. По составу в метасоматитах преобладают гранат–роговообманковые, плагиоклаз–пироксеновые и гранат–плагиоклазовые породы, состав которых также значительно варьирует по простиранию. Второстепенными минералами являются синий кианит (иногда по окраске линейно-зональный), биотит, таблитчатый малиновый корунд, титаномагнетит, магнетит, реже ставролит, хлорит, клиноцоизит и жедрит. Особо в составе метасомати-

тов можно отметить ярко-зеленые клиноцоизитовые, гигантозернистые черные амфиболовые или клинопироксеновые разновидности, темно-красные гранатовые, серовато-белые псевдоанортитовые породы, иногда с ирризирующим плагиоклазом. В поздних наложенных зонах сравнительно локальных изменений амфиболы интенсивно хлоритизируются, корунд псевдоморфно замещается маргаритом, диаспором, анальцитом и другими постериорными минералами.

Согласно полученным результатам возраст вмещающих гранат–биотитовых гнейсов оценивается:

- 2910–2850 млн лет для протолита [2, 3];
- 2670–2720 млн лет для времени метаморфизма [3].

Для габброидов время формирования Кийского массива по трем конкордантным определениям из различных проб составляет 2425 ± 5 млн лет [3]). Метасоматиты имеют значительно более молодой возраст (1895 ± 5 млн лет) (рис. 7, табл. 2), совпадающий в пределах точности измерений U–Pb методом по цирконам из пород разного состава (плагиоклазовых, гранатовых, клиноцоизитовых, амфиболовых, полевошпат–кварцевых).

Состав РЗЭ в цирконах из метасоматитов

Практически все новообразованные цирконы в докембрийских метасоматических породах Северо-Запада России имеют гетерогенное строение и состоят из ядер и кайм, которые характеризуются контрастными содержаниями редкоземельных и радиоактивных элементов [2, 3, 11, 12]. Содержание урана в наружных каймах цирконов климовского комплекса на 1–2 порядка ниже (2–20 г/т), чем в ядрах кристаллов (в среднем 200–400 г/т). В цирконах из метасоматитов Терского пояса, напротив, эти значения на 1–2 порядка выше (до 3500 г/т урана [2]). Это отражается и в составе редкоземельных и редких элементов, чувствительном к резкому изменению условий кристаллизации. Спектры РЗЭ в генерациях этих минералов практически всегда различны.

Строение и состав РЗЭ в цирконах из метасоматитов климовского комплекса сходны (см. рис. 3, рис. 8). В наружных каймах зерен фиксируется пониженное содержание легких РЗЭ, иногда сглаживаются европиевая и даже цериевая аномалии по сравнению с ядерными зонами кристаллов и во многом это определяется переменным содержанием синхронно образующихся плагиоклаза, граната и амфибола.

Как и в цирконах, состав РЗЭ в метасоматических породах также практически всегда отличается от субстрата, поскольку резко изменяются геохимические закономерности петрогенеза. Положительная цериевая аномалия нередко полностью

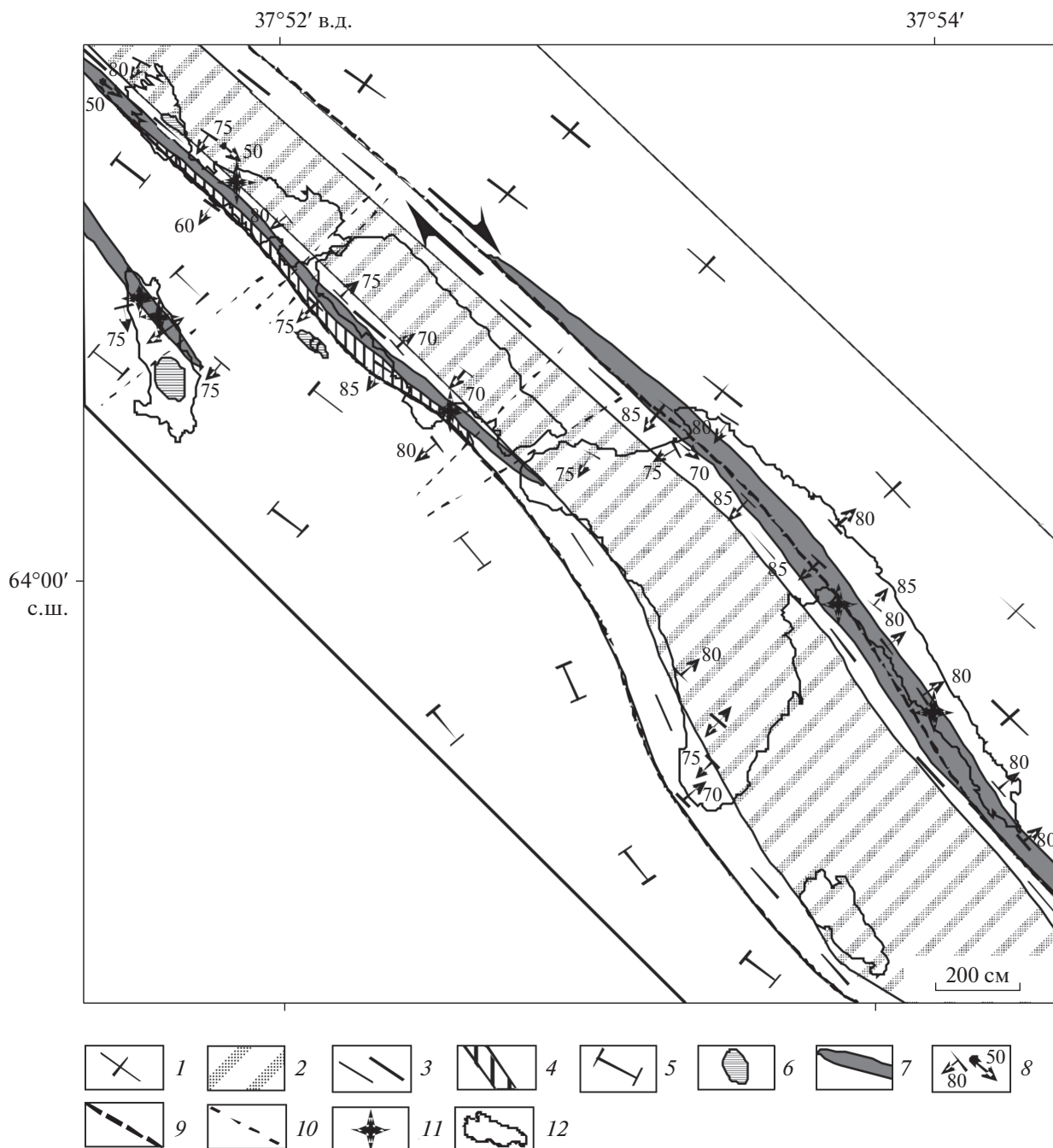


Рис. 6. Геологическая карта участка Кийостровский.

1 – позднеархейские кианит-гранат-биотитовые гнейсы и амфиболиты; 2–5 – Кийский массив: 2 – габброамфиболиты, 3 – полосчатые и мигматизированные метагаббро, 4 – метаперидотиты, амфиболиты, 5 – гранатовые метаперидотиты; 6 – габброанортозиты; 7 – зоны метасоматитов; 8 – элементы залегания пород; 9 – главные разломы; 10 – системы неотектонических нарушений; 11 – места отбора геохронологических проб; 12 – контур береговой линии

сглаживается, происходит инверсия отрицательной европейской аномалии на положительную (рис. 9). Суммарное содержание РЗЭ в метасоматитах относительно хондрита обычно на порядок ниже, чем в породах субстрата. Исключение составляют гранатиты как концентраторы тяжелых РЗЭ и обеднен-

ные РЗЭ Qz–Fsp и Chl–Srp породы. Сглаженные спектры во вмещающих породах Кийостровского участка, по-видимому, обусловлены метаморфизмом в сравнительно флюидонасыщенных условиях. Сходные примеры в Беломорском поясе описаны и на других участках [24, 33].

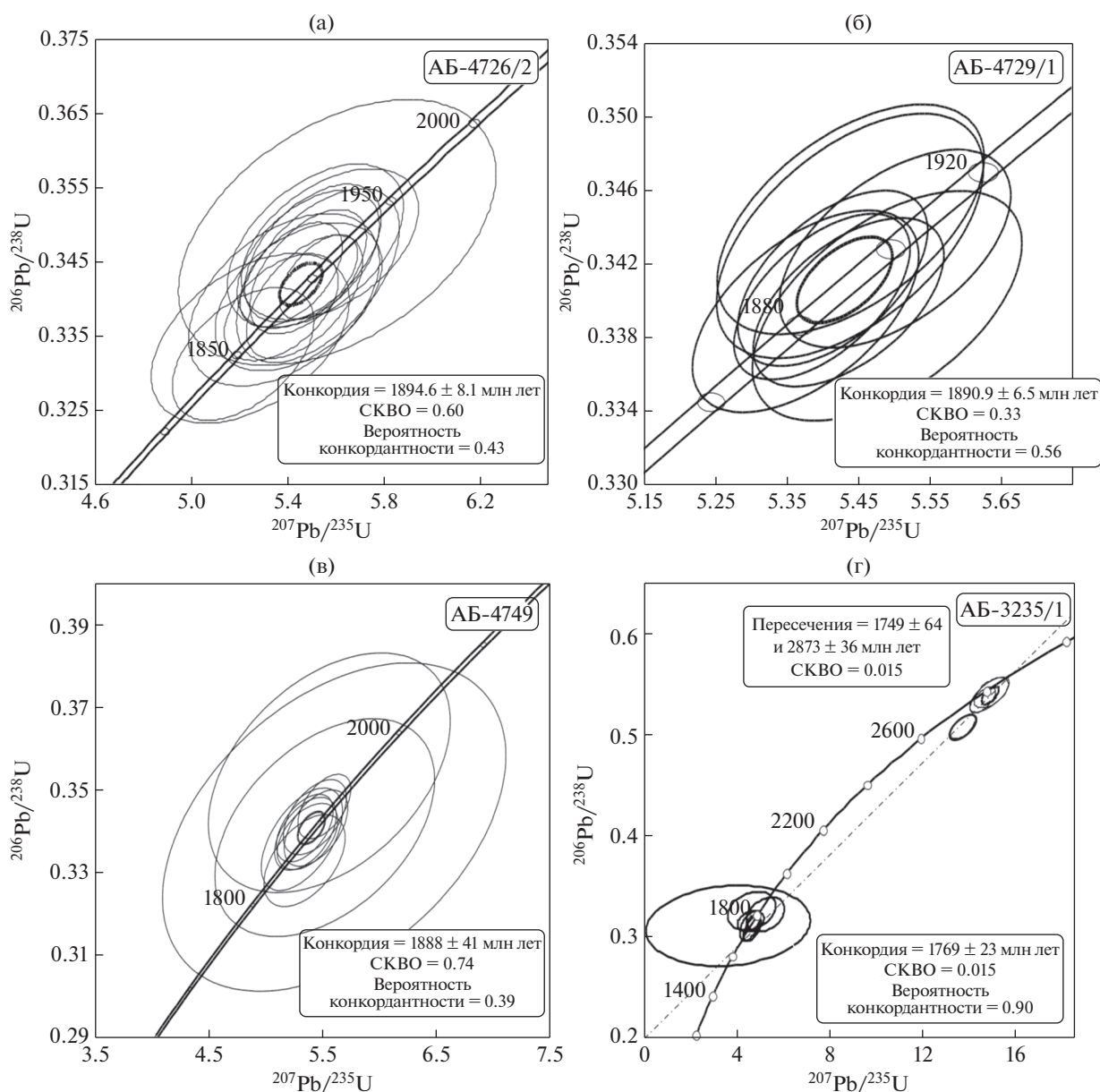


Рис. 7. Возраст метасоматитов участка Кийостровский.

(а) – гранат–кварцевый метасоматит (проба АБ-4726/2, с.ш. $64^{\circ}00'24''$, в.д. $37^{\circ}51'32''$);

(б) – Pl–Nbl метасоматит (АБ-4729/1, с.ш. $64^{\circ}00'23''$, в.д. $37^{\circ}51'52''$);

(в) – Pl–Grt–Nbl метасоматит (АБ-4749, с.ш. $64^{\circ}00'24''$, в.д. $37^{\circ}51'33''$);

(г) – для сравнения приведен пример датировки Grt–Vt–Pl метасоматита Хизоваарской структуры (проба АБ-3235/1, с.ш. $65^{\circ}54'30''$, в.д. $37^{\circ}26'04''$) из зоны сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты проведенных исследований позволяют историю формирования, уточнить возраст и геологическую позицию климовского метасоматического комплекса (табл. 3). На метасоматический генезис этих пород указывает зональность, связь с наложенными зонами складчато-разрывных деформаций, резкое изменение состава пород и минералов с коррозионными соотношениями. Разница в возрасте между основным магматизмом (ранний сумий) и метасоматозом (людико-

вий) составляет около 480–500 млн лет. Общая протяженность полосы распространения метасоматитов до границы с Финляндией свидетельствует о региональном геологическом процессе, сопровождаемом флюидным импульсом. На смежной с Россией территории Финляндии также известны проявления пород с корундом, сапфирином и корнерупином в районе пос. Киттиля [36], однако, они находятся в другой структурной зоне.

В метасоматитах близких возрастов и условий формирования существуют признаки и сходства, и

Таблица 2. Th–U–Pb данные исследования состава цирконов пород Кийостровского участка.

Номера проб и точек	²⁰⁶ Pb _c , %	Концентрация, г/т			²³² Th/ ²³⁸ U	Возраст, млн лет		²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U
		²⁰⁶ Pb*	U	Th		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb			
АБ-4726-2_5.1	1.65	12.1	69	26	0.39	1189 ± 11	1768 ± 59	4.937	3.02	0.2026
АБ-4726-2_12.1	0.97	9.9	38	12	0.31	1674 ± 17	1753 ± 50	3.372	4.39	0.2966
АБ-4726-2_5.2	0.21	5.47	20	0	0.01	1777 ± 66	1889 ± 44	3.15	5.06	0.317
АБ-4726-2_6.1	0.30	14	51	9	0.19	1791 ± 15	1881 ± 31	3.123	5.08	0.3202
АБ-4726-2_15.1	0.35	9.96	35	1	0.02	1851 ± 18	1858 ± 36	3.007	5.21	0.3326
АБ-4726-2_7.1	0.26	6.38	22	0	0.01	1861 ± 23	1855 ± 51	2.987	5.24	0.3347
АБ-4726-2_10.2	0.26	17.8	61	1	0.02	1882 ± 14	1878 ± 28	2.95	5.368	0.3389
АБ-4726-2_4.1	0.48	6.89	23	0	0.01	1886 ± 23	1877 ± 49	2.942	5.38	0.3399
АБ-4726-2_8.1	0.47	9.66	33	0	0.01	1888 ± 19	1896 ± 42	2.939	5.44	0.3403
АБ-4726-2_9.1	0.19	17.2	59	1	0.01	1888 ± 17	1903 ± 26	2.939	5.465	0.3403
АБ-4726-2_4.2	0.00	29.8	101	3	0.03	1901 ± 11	1907 ± 18	2.915	5.523	0.343
АБ-4726-2_10.1	0.00	6.95	24	1	0.04	1902 ± 22	1905 ± 38	2.914	5.52	0.3432
АБ-4726-2_5.3	0.08	19.1	65	1	0.01	1902 ± 14	1868 ± 24	2.913	5.409	0.3433
АБ-4726-2_15.2	0.00	12.7	43	1	0.03	1904 ± 17	1891 ± 28	2.91	5.48	0.3437
АБ-4726-2_1.1	0.32	10.9	36	1	0.02	1913 ± 18	1882 ± 35	2.895	5.48	0.3454
АБ-4726-2_3.1	0.21	11.5	39	1	0.01	1917 ± 18	1882 ± 33	2.888	5.5	0.3462
АБ-4726-2_2.1	0.34	7.88	26	1	0.02	1921 ± 22	1880 ± 43	2.88	5.51	0.3472
АБ-4726-2_13.1	0.39	8.66	29	0	0.01	1922 ± 21	1901 ± 42	2.879	5.57	0.3474
АБ-4726-2_14.1	0.61	2.92	10	0	0.01	1930 ± 36	1900 ± 77	2.865	5.6	0.349
АБ-4726-2_11.1	0.11	5.52	18	1	0.05	1973 ± 26	1815 ± 44	2.793	5.48	0.358
АБ-4729_1.1	0.05	47	161	6	0.04	1886 ± 9.1	1896 ± 15	2.942	5.437	0.3399
АБ-4729_2.1	0.07	25.5	86	3	0.04	1908 ± 12	1873 ± 21	2.903	5.44	0.3444
АБ-4729_3.1	0.00	70.9	243	9	0.04	1887.7 ± 8.8	1882 ± 14	2.939	5.4	0.3402
АБ-4729_4.1	0.07	24	82	3	0.04	1885 ± 12	1914 ± 21	2.944	5.491	0.3397
АБ-4729_4.2	0.07	43.5	148	4	0.03	1892.3 ± 9.4	1882 ± 16	2.931	5.415	0.3412
АБ-4729_5.1	0.04	21.6	73	2	0.03	1903 ± 13	1878 ± 22	2.912	5.439	0.3435

Примечание. Погрешность определения приведена для интервала 1σ, Pb_c и Pb* – обыкновенная и радиогенная составляющие состава свинца соответственно.

различия. Выявлено не только сходство возраста изученных цирконов, но и однотипность их состава и строения, проявленные по породам различного субстрата и в метасоматитах разного состава (амфиболовые, гранатовые, кварц-полевошпатовые, клиноцоизитовые породы). В метасоматитах близкого возраста и состава в других метасоматических комплексах наблюдается иное распределение редкоземельных элементов, чем в цирконах климовского комплекса (см. рис. 8) [2, 3, 18].

Метасоматиты климовского комплекса распространены во всех фрагментах Беломорского подвижного пояса (см. рис. 1). В структурах разных доменов они различаются размером и формой тел, составом субстрата и содержанием типоморфных минералов. В областях сочленения с Беломорским поясом метасоматиты значительно отличаются по *P–T* условиям, особенностям минерального состава и возрасту.

• в Терском поясе, смежном с Беломорским подвижным поясом, выделены два этапа: 1905–1915 млн лет и 1770–1800 млн лет [2, 12] (см. рис. 8, д);

• в Тикшеозерском поясе метасоматиты значительно моложе, при близком составе метасоматитов и субстрата они датируются как 1770–1800 млн лет [11] (см. рис. 8, г);

• в Лапландском гранулитовом поясе метасоматиты древнее – 1910–1925 млн лет [18] (см. рис. 8, е).

Аномальные отрицательные значения δ¹⁸O (до –27‰) в минералах корундовых метасоматитов некоторыми исследователями [8, 15] объясняются участием в их образовании метеорных вод, прошедших неоднократное изменение фазового состояния в холодных климатических условиях. В одной из моделей рассматривается образование корундсодержащих пород по фрагментам древних кор выветривания и/или подледной фумарольной пропилизации обогащенным “легким” кислородом метеорным флюидом с последующим висбарическим метаморфизмом [24]. По другой модели [26] метасоматиты связаны с региональным метаморфизмом и маркируют фронтальные части надвиговых пластин, что подтверждается

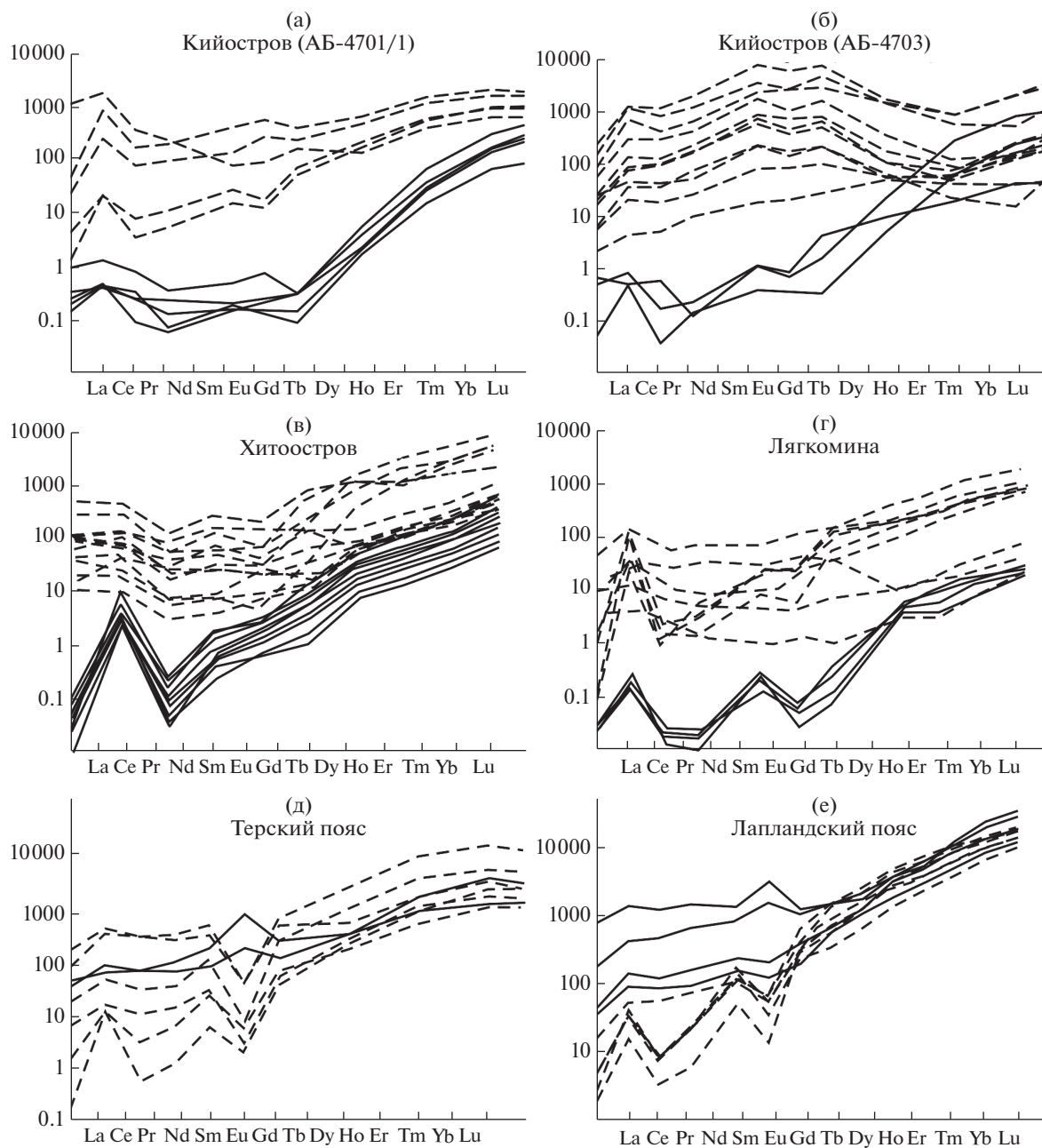


Рис. 8. Состав редкоземельных элементов в цирконах из метасоматитов климовского комплекса и обрамления Беломорского подвижного пояса.

Показаны: метасоматические обрастания (сплошные линии), ядра цирконов протолита (пунктирные линии).

(а) – Кийостров (АБ-4701/1, Crt-Pt-Nbl метасоматит по габброамфиболиту, PR_1);

(б) – Кийостров (АБ-4703, Grt-Pt метасоматит по Grt-Vt гнейсу, AR_2), по [2, 3];

(в) – Хитоостров, по [24];

(г) – Лягкомина, по [33];

(д) – Терский пояс (Grt-Vt-Ms-Pt метасоматит по биотитовым плагиосланцам, по [2];

(е) – Лапландский пояс (Po-Grt-Pt-Nbl метасоматит по амфиболовому гнейсу, по [18].

полученными нами геохронологическими данными. Принципиально то, что метасоматоз происходил на поздних этапах регионального метаморфизма, но не до него, и обладает присущими ему новообразованной зональностью и минеральными ассоциациями, массивными или пор-

фиблассическими текстурами. Гнейсовидность в телах метасоматитов наблюдается только в реликтах вмещающих пород. Разница в возрасте между протолитом и метасоматитами составляет от 500 до 900 млн лет, от пика регионального метаморфизма – 50–60 млн лет (табл. 3).

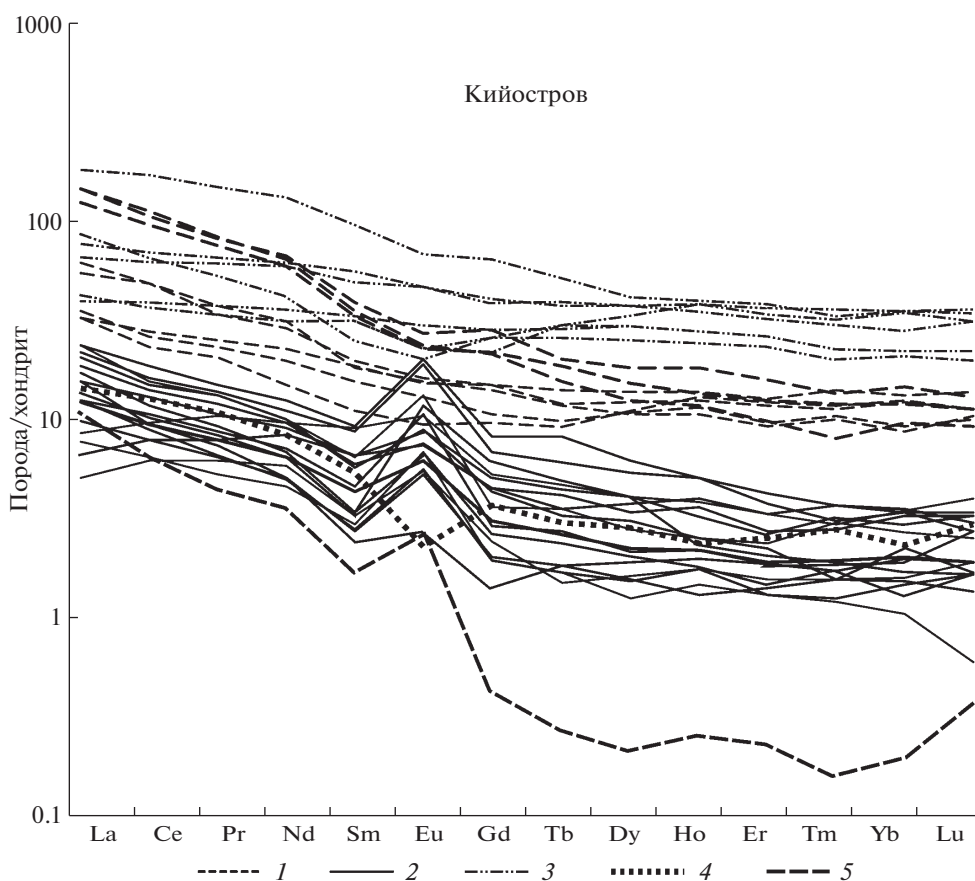


Рис. 9. Состав редкоземельных элементов в породах участка Кийостровский.
 1 – вмещающие плагиогнейсы и амфиболиты; 2–5 – метасоматиты: 2 – нерасчлененные породы, 3 – породы с преобладающим гранатом (>50%), 4 – серпентин–хлоритовые пропилиты, 5 – плагиоклаз–кварцевые породы

Таблица 3. Этапы формирования вмещающих пород и метасоматитов Беломорского пояса.

Эратема	Этапы формирования	Участки отбора геохронологических проб	Изотопный возраст и погрешность определения, млн лет
Мезоархей	Образование гнейсов	Хитоостровский	2857 ± 30
		Варацкое	2807 ± 12
		Кив-губа	2810 ± 12
Неоархей	Региональный метаморфизм	Хитоостровский	2692 ± 68
	Метасоматоз	Кив-губа	2628 ± 13
Ранний палеопротерозой	Основной магматизм	Кийостровский	2424 ± 7.5
		Кийостровский	2423.4 ± 7.6
		Климовский	2421 ± 31
Поздний палеопротерозой	Региональный метаморфизм	Климовский	1965 ± 27
	Постметаморфический метасоматоз	Кийостровский	1894.6 ± 8.1 1888 ± 11 1892.3 ± 4.4 1901 ± 19
		Хитоостровский	1894 ± 17
		Варацкое	1931 ± 54
		Климовский	1897 ± 23
Кив-губа	1912 ± 28		

ВЫВОДЫ

1. В Беломорском подвижном поясе выделена группа раннедокембрийских метасоматических пород с согласующимися геохронологическими датировками, сходными минеральными и геохимическими особенностями. Данные проявления рассматриваются нами, как единый климовский метасоматический комплекс с возрастом $\approx 1890 \pm 5$ млн лет и в совокупности прослеживаются от Онежской губы Белого моря в северо-западном направлении на расстоянии не менее 550 км.

2. Метасоматиты образовались на регрессивной стадии раннесвекофеннского регионального метаморфизма, маркируют фронтальные части надвиговых структур этого времени, а также в своем составе отражают условия времени их формирования.

3. Распространенность и сходство геологической позиции и условий формирования пород указывают на структурное единство данной территории во время регионального флюидного импульса при формировании метасоматитов этого периода тектонической активизации. Рассмотренные метасоматиты изменчивы по составу и особенностям позиции в отдельных проявлениях, но фиксируют конкретный важный этап геологического развития Беломорского подвижного пояса.

Благодарности. Авторы признательны П.Я. Азимову (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург), С. Г. Скублову (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург), А.С. Воинову (СПбГУ, г. Санкт-Петербург) за обсуждение результатов исследования. Авторы благодарны анонимному рецензенту и рецензенту А.А. Щипанскому (ГИН РАН, г. Москва) за замечания и рекомендации, которые значительно улучшили нашу статью.

Финансирование. Работа выполнена в рамках Госзадания (тема НИР № 0153-2019-0004).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азимов П.Я., Слабунов А.И., Степанова А.В., Серебряков Н.С., Бабарина И.И. Палеопротерозойские высокобарные гранулиты Беломорской провинции Фенноскандии: петрологические свидетельства коллизии “континент–континент” // Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем / Мат-лы научн. конф. и путеводит. экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. С. 13–17.
2. Астафьев Б.Ю., Левченков О.А., Ризванова Н.Г. и др. Геологическое строение и изотопно-геохронологическое исследование пород Стрельнинского сегмента Терского зеленокаменного пояса (Кольский полуостров) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 1. С. 1–16.
3. Астафьев Б.Ю., Воинова О.А. Th–U–Pb датирование климовского метасоматического комплекса Беломорского подвижного пояса // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород / Мат-лы VII Росс. конф. по изотопн. геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 35–38.
4. Бабарина И.И., Степанова А.В., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Неоднородность переработки фундамента в палеопротерозойском Лапландско-Кольском коллизионном орогене, Беломорская провинция Фенноскандинавского щита // Геотектоника. 2017. № 5. С. 3–19.
5. Бибилова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А. и др. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U–Pb цирконового геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. № 3. С. 227–244.
6. Бушмин С.А. Минеральные фации метасоматитов, связанных с региональным метаморфизмом // Зап. Всеросс. минерал. общества. 1987. Вып. 5. С. 585–601.
7. Володичев О.И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов (на примере Беломорского комплекса). Л.: Наука, 1975. 170 с.
8. Высоцкий С.В., Игнатьев А.В., Левицкий В.И. и др. Геохимия стабильных изотопов кислорода и водорода корундоносных пород и минералов Северной Карелии как индикатор необычных условий формирования // Геохимия. 2014. № 9. С. 843–853.
9. Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М. и др. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.
10. Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. Послемигматитовый метасоматоз. Л.: Наука, 1983. 215 с.
11. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (3-е поколение). Сер. Балтийская. Лист Q-(35), 36 “Апатиты”. Объяснительная записка и комплект карт. СПб: ВСЕГЕИ, 2009. 482 с.
12. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (3-е поколение). Лист Q-37 – “Архангельск”. Объяснительная записка и комплект карт. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 338 с.
13. Карта минеральных фаций метаморфических пород восточной части Балтийского щита. Масштаб 1 : 1500000 / В.А. Глебовицкий (ред.). СПб.: Росгеолком, ИГГД, 1992.
14. Козловский В.М., Травин В.В., Корпечков Д.И. и др. Геологическое строение, возраст и P–T условия формирования зон пологого расланцевания Беломорского подвижного пояса // Геотектоника. 2016. № 6. С. 52–74.
15. Крылов Д.П., Сальникова Е.Б., Федосеенко А.М. и др. Возраст и происхождение корундосодержащих пород о-ва Хитоостров, Северная Карелия // Петрология. 2011. № 1. С. 80–88.

16. Крылов Д.П., Глебовицкий В.А., Скублов С.Г., Толмачева Е.В. Редкоземельные и редкие элементы в разновозрастных цирконах из корундсодержащих пород Хитоострова (Северная Карелия) // ДАН. 2012. Т. 443. № 3. С. 352–357.
17. Куликов В.С., Куликова В.В. К геологии Кийостровского архипелага Белого моря // Вопросы стратиграфии и магматизма докембрия Карелии // Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1990. С. 3–6.
18. Лохов К.И., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А. и др. Возраст и генезис раннедокембрийской графитовой минерализации Кольского полуострова // Регион. геол. и металлогения. 2006. № 28. С. 89–99.
19. Миллер Ю.В. Беломорский подвижный пояс Балтийского щита // Регион. геол. и металлогения. 2006. № 27. С. 5–14.
20. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.
21. Миц М.В., Конилов А.Н., Докукина К.А. и др. Беломорская эцлогитовая провинция: уникальные свидетельства мезо-неоархейской субдукции и коллизии // ДАН. 2010. Т. 434. № 6. С. 776–781.
22. Миц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция земной коры. М.: Научный мир, 1996. 287 с.
23. Ранний докембрий Балтийского щита / В.А. Глебовицкий (ред.). СПб: Наука, 2005. 711 с.
24. Серебряков Н.С., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А., Пресняков С.Л. Первое локальное Th–U–Pb-датирование циркона метасоматитов Беломорского подвижного пояса // ДАН. 2007. Т. 413. № 3. С. 388–392.
25. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита) // Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 296 с.
26. Терехов Е.Н., Левицкий В.И. Геолого-структурные закономерности размещения корундовой минерализации в северо-западном Беломорье // Геол. и разведка. 1991. № 6. С. 3–14.
27. Терехов Е.Н. Особенности распределения редкоземельных элементов в корундсодержащих и других метасоматитах периода подъема к поверхности метаморфических пород Беломорского пояса (Балтийский щит) // Геохимия. 2007. № 4. С. 411–428.
28. Федотова А.А., Бибикина Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 9. С. 980–997.
29. Халенев В.О., Астафьев Б.Ю., Шевченко С.С. и др. Возраст благороднометалльной минерализации в породах Чупинского сегмента Беломорского подвижного пояса (Карелия) // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма / Мат-лы III Росс. конф. по изотопн. геохронологии. М.: ИГЕМ, 2006. Т. 2. С. 374–378.
30. Шевченко С.С., Ахмедов А.М., Крупеник В.А., Свешникова К.Ю. Благороднометалльные метасоматиты позднего архея Чупино-Лоухского фрагмента Беломорской подвижной зоны (Северная Карелия) // Регион. геол. и металлогения. 2009. № 37. С. 106–120.
31. Щипанский А.А., Слабунов А.И. Природа “свекофеннских” цирконов Беломорского подвижного пояса Балтийского щита и некоторые геодинамические следствия // Геохимия. 2015. № 10. С. 888–912.
32. Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Слабунов А.И. Геохимия и изотопный возраст эцлогитов Беломорского пояса (Кольский полуостров): свидетельство о субдуцирующей архейской океанической коре // Геол. и геофизика. 2012. Т. 53. № 1. С. 341–364.
33. Bindeman I.N., Serebryakov N.S., Schmitt A.K. et al. Field and microanalytical isotopic investigation of ultradepleted in ¹⁸O Paleoproterozoic “Slushball Earth” rocks from Karelia, Russia // Geosphere. 2014. Vol. 10. P. 308–339.
34. Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al. TEMORA 1: a new zircon standard for U–Pb geochronology // Chem. Geology. 2003. Vol. 200. P. 155–170.
35. Engvika Ane K., Ihlena Peter M., Austrheim Håkon. Characterisation of Na-metasomatism in the Sveconorwegian Bamble Sector of South Norway // Geosci. Frontiers. 2014. Vol. 5. Is. 5. P. 659–672.
36. Haapala I., Siivola J., Ojanpera P. et al. Red corundum, sapphirine and kornerupine from Kittilä, Finnish Lapland // Bull. Geol. Soc. of Finland. 1971. Vol. 43. P. 221–231.
37. Hinton R.W., Upton B.G.J. The chemistry of zircon: Variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths. // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1991. Vol. 55. P. 3287–3302.
38. McDonough W.F., Sun S. The composition of Earth // Chem. Geology. 1995. Vol. 120. P. 223–253.
39. Pajunen M., Poutiainen M. Palaeoproterozoic prograde metasomatic-metamorphic overprint zones in Archaean tonalitic gneisses, eastern Finland // Bull. Geol. Soc. Finland. 1999. Vol. 71. Part 1. P. 73–132.
40. Stepanova A., Stepanov V. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // Precambrian Research. 2010. Vol. 183. P. 602–616.
41. Williams I.S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe // Rev. Econom. Geol. 1998. № 7. P. 1–35.

Рецензент А.А. Щипанский

Klimovskii Metasomatic Complex of the Belomorian Mobile Belt: Composition, Age, Geological Position

B. Yu. Astafiev^{a, *}, O. A. Voinova^b

^a*Institute of Geology and Geochronology of Precambrian (IGGP RAS), 199034, St. Petersburg, Russia*

^b*All-Russian Geological Institute (VSEGEI), 199106, St. Petersburg, Russia*

**e-mail: astafiev.b.yu@mail.ru*

Metasomatites of the White Sea mobile belt of the Fennoscandinavian (Baltic) shield are considered. Metasomatites are traced from southeast to northwest at a distance of ≥ 550 km. In mineral composition, metasomatites correspond to the paragenesis of the amphibolite facies of regional high-pressure metamorphism. To determine the tectonic position of metasomatites and their place in the sequence of geological events, we carried out isotope-geochemical studies of zircons, isolated both from metasomatites and from their enclosing gneisses. It was established that the host metamorphic formations formed in the Neoarchean, metasomatites formed in the Late Paleoproterozoic (≈ 1.9 Ga). The rare-earth spectra of the studied zircons indicate that they were formed from a fluid on a retrograde branch of regional metamorphism. Fluids were unloaded along the planes of deep thrusts, thereby marking the zones of their exits to the modern day surface. The results obtained indicate tectonic-thermal processing of Archean complexes in the Late Paleoproterozoic.

Keywords: metasomatic complex, Fennoscandinavian shield, Belomorian mobile belt, Precambrian, metamorphism, U–Pb dating, regional correlation, rare earth elements