УДК 550.42:552.313:551.71

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ВНЕСУБДУКЦИОННЫХ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ МЕХАНИЗМОВ ФОРМИРОВАНИЯ НЕОАРХЕЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ КОЛЬСКО-НОРВЕЖСКОЙ ОБЛАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

© 2019 г. А.Б. Вревский

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия E-mail: a.b.vrevsky@ipgg.ru

> Поступила в редакцию 27.07.2018 г. Получена после доработки 18.08.2018 г. Принята к публикации 12.11.2018 г.

Приводятся новые данные о составе и возрасте неоархейских известково-щелочных вулканических пород Урагубско-Колмозеро-Вороньинского зеленокаменного пояса (УКВ ЗКП), а также результаты петролого-геохимического моделирования, которые свидетельствуют о полигенном происхождении первичных расплавов базальт-андезит-дацитовой ассоциации и о внесубдукционных геодинамических механизмах формирования континентальной коры в самом крупном зеленокаменном поясе Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита.

Ключевые слова: Урагубско-Колмозеро-Вороньинский зеленокаменный пояс, Фенноскандинавский щит, неоархей, базальт-андезит-дацитовая ассоциация, изотопно-геохимический состав, U-Th-Pb возраст циркона, петрология, мантийно-коровые источники.

DOI: https://doi.org/10.31857/S0869-59032161-186

ВВЕДЕНИЕ

Одна из наиболее актуальных проблем ранней истории развития Земли – проблема геодинамических условий формирования ювенильной континентальной коры и эволюции вещества верхней мантии в архее. Для фанерозойской стадии развития Земли установлено, что преобладающий объем продуктов магматической активности в виде огромных масс известково-щелочных вулканических пород сосредоточен на активных границах литосферных плит. Во многом это определило представление об «андезитовом» составе континентальной коры Земли (Rudnick, Gao, 2003) и, соответственно, ее уникальности относительно других планет земной группы, имеющих базальтовый состав коры (Taylor, McLennan, 2009). В то же время не менее 30% новой континентальной коры в фанерозое связано с формированием так называемых LIP («гигантских изверженных провинций» континентальных траппов и океанических плато) (Foulger, 2010). Это обстоятельство обуславливает естественный интерес исследователей к петрологическим и геодинамическим процессам формирования LIP и островодужных известково-щелочных вулкано-плутонических комплексов среднего состава и к существованию нескольких гипотез, объясняющих эти явления (например, Tatsumi et al., 2015).

В раннем докембрии для геодинамических режимов формирования континентальной коры, аналогичных фанерозойским, характерны различного рода исключения и особенности, связанные со спецификой термического состояния мантии и геодинамического развития литосферы на ранних стадиях развития Земли. Происхождение и эволюция архейской литосферы древних кратонов в целом традиционно рассматриваются на примере гранитзеленокаменных областей (ГЗО), образование которых охватывает огромный промежуток времени (3.55–2.65 млрд лет).

В последнее время появляется все больше геодинамических моделей, основанных на сочетании в небольших сегментах раннедокембрийской литосферы «плюм» и «плейттектонические» режимов ее формирования. В обшем случае теоретические модели формирования архейской континентальной коры основываются на двух принципиально различных природных явлениях — плюмовой природе коматиит-толеитовых ассоциаций архейских зеленокаменных поясов (Herzberg, 1995; Condie, 2001; Вревский и др., 2003 и др.) и надсубдукционной природе известково-щелочных вулкано-плутонических комплексов архея (тоналит-трондьемит-гранодиоритовые и базальт-андезит-дацитовые серии), как аналогов фанерозойских санукитовых, адакитовых, бонинитовым и баяитовых вулканических серий (Puchtel et al., 1998; Кожевников, 2000; Бибикова и др., 2003; Светов, 2005; Слабунов 2008; Щипанский, 2008 и др.).

Для архейских зеленокаменных поясов (ЗКП) базальт-андезит-дацит-риолитовые (БАД) вулкано-плутонические комплексы многими исследователями принимаются в качестве главных и часто единственных «индикаторных» признаков субдукционно-аккреционных конвергентных геодинамических обстановок формирования континентальной коры гранитзеленокаменных областей в раннем докембрии. Индикаторная роль таких комплексов, в том числе для Фенноскандинавского щита, основывается на подобии ряда их изотопно-геохимических характеристик фанерозойским адакитовым и бонинитовым вулканическим сериям (Светов, 2005; Щипанский, 2008; Бибикова и др., 2003: Martin et al., 2005) и. в частности. на содержании и соотношении высокозарядных некогерентных элементов, которые малоподвижны в водном флюиде при трансформации пород «слэба» и «мантийного клина».

Несовершенство многих геодинамических реконструкций, основанных на представлениях о надсубдукционном петрогенезисе БАД ассоциаций, обусловлено тем, что эти комплексы часто рассматриваются вне связи со всем магматизмом мезо- и неоархейских ЗКП, в том числе с коматиит-толеитовой ассоциацией, которая, как правило, является более ранней, хотя существуют примеры и с более поздним проявлением этой ассоциации – Хаутаваарская зеленокаменная структура, Фенноскандинавский щит (Светов, 2005), структура Ламби, субпровинция Вабигун,

ПЕТРОЛОГИЯ том 27 № 2 2019

Канадской щит (Hollings, Wyman, 1999) и ряд других.

С целью получения новых фактических данных о геологическом строении, ИЗОтопно-геохимическом составе И возрасте БАЛ ассоциации были проведены исследования вулканогенно-осалочного комплекса Полмос-Поросозерской структуры неоархей-Урагубско-Колмозеро-Вороньинского ского зеленокаменного пояса (УКВ ЗКП) Кольско-Норвежской провинции Фенноскандинавского шита. Совокупность новых данных и ранее полученных (Вревский, 2016; 2018) результатов изучения коматиит-толеитовых вулканогенной ассоциации и габбро-анортозитов позволили предложить комплексную петролого-геодинамическую модель мантийно-корового взаимодействия при формировании континентальной литосферы Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита в неоархее на протяжении около 100 млн лет.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Содержания породообразующих оксидов в породах определены методом РФА по стандартной методике, концентрации редких (Li, Be, Sc, Cu, Zn, Ga, Y, Nb, Cs, Hf, Ta, Th, U) и редкоземельных элементов (РЗЭ) – методом ICP-MS в Университете Гранады (г. Гранада, Испания) и в Центральной аналитической лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Масс-спектроскопические измерения проводились трижды с использованием Rb, Re и In в качестве внутренних стандартов. Ошибка определения элементов Th, U, Lu, Yb, Er и Dy методом ICP-MS оценивается в 10-15%, для остальных редких земель, Ti, Zr, Sr, Y не более 5%. Содержание РЗЭ нормировалось на состав хондрита C1 (McDonough, 1995).

Sm-Nd изотопно-геохимические исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Навески около 100 мг растертых в пудру образцов, к которым был добавлен смешанный изотопный индикатор ¹⁴⁹Sm—¹⁵⁰Nd, разлагались в тефлоновых бюксах в смеси HCl + HF + HNO₃ при температуре 110°C. Sm и Nd были выделены с помощью экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100– 150 меш) фирмы Eichrom. Изотопные составы Sm и Nd измерялись на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd нормализованы к ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219 и приведены к отношению ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511860 в Nd стандарте La Jolla. Уровень холостого опыта за время исследований составил 0.03–0.2 нг для Sm, 0.1–0.5 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составила $\pm 0.5\%$, изотопных отношений ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = $\pm 0.5\%$, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = $\pm 0.005\%$ (2 σ).

При расчете величин $\varepsilon_{Nd}(T)$ и модельных возрастов Т_{Nd}(DM) использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) $(^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638,)$ 147 Sm/ 144 Nd = 0.1967) DM по (Goldstein, Jacobsen, 1988) И 147 Sm/ 144 Nd = 0.2137). $(^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513151.$ Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах для кислых и средних метавулканитов рассчитаны двустадийные Nd-модельные возрасты T_{Nd}(DM-2st) (Keto, Jacobsen, 1987) с использованием среднекорового отношения 147 Sm/ 144 Nd = 0.12 (Taylor, McLennan, 2009).

Акцессорные цирконы выделены в минералогической лаборатории Института геологии и геохронологии докембрия РАН по стандартной методике с использованием тяжелых жилкостей. U-Th-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводились по методике, описанной в (Williams, 1998). Интенсивность первичного пучка ионов кислорода составляла 4 нА, а диаметр пятна (кратера) – 18 мкм. Обработка полученных данных производилась с использованием программы SOUID (Ludwig, 2000). U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA (Black et al., 2003). Погрешности единичных анализов приведены на уровне 10, а погрешности возрастов на уровне 2σ.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Полмос-Поросозерская структура, является наиболее сохранившейся частью крупнейшего (протяженностью более 450 км) в Кольско-Норвежской провинции Фенноскандинавского щита Урагубско-Колмозеро-Вороньинского зеленокаменного пояса, расположенного в зоне сочленения Мурманского и Центрально-Кольского блоков (рис. 1). Сохранившаяся литологическая последовательность и геологические взаимоотношения комплексов позволили реконструировать общее строение пояса как узкую, опрокинутую к юго-западу, синклиналь, осложненную блоковым антиклинальным поднятием (хребет Олений) в осевой части структуры (Вревский, 1989). Несмотря на высокую степень метаморфических изменений в андалузит-силлиманитовой фациальной серии амфиболитовой фации в северо-западной части структуры и дистен-силлиманитовой фациальной серии умеренных давлений в юго-восточной части структуры (Вревский, 1989), в породах супрактустального комплекса хорошо сохранились различные структурно-текстурные разновидности коматиитовых и толеитовых метавулканитов и туфов, кислых и средних метавулканитов, а также метатерригенных пород, включая полимиктовые конгломераты. В связи с этим предлагается использовать при таксономической идентификации пород кайнотипную терминологию с приставкой «мета-», за исключением терминологии для коматиитов, являющейся по определению палеотипной.

В Полмос-Поросозерской структуре реконструированная литологическая последовательность вулканогенно-осадочного комплекса представлена тремя толщами (Вревский, 1980, 1989). В основании разреза залегает метатерригенная толща (лявозерская свита) гранатбиотитовых и биотитовых сланцев с линзами конгломератов. Эти образования в виде узкой непрерывной полосы прослеживаются вдоль всего юго-западного фланга структуры, тогда как на северо-восточном фланге они наблюдаются лишь фрагментарно. Мощность толщи в северо-западной части пояса составляет 100–150 м, в юго-восточной – 300–500 м.

Вышележащая вулканогенная толща состоит из различных амфиболитов, амфиболовых гнейсов и сланцев. Нижняя часть разреза вышележащей вулканогенной толщи (полмостундровская и вороньетундровская свиты) представляет собой наиболее мощную (от 400 до 1200 м) пачку различных амфиболитов, амфиболовых гнейсов и сланцев, большая часть которых является метаморфизованными толеитовыми базальтами с прослоями вулканогенно-осадочных пород. Здесь же были обнаружены (Вревский, 1980) коматииты, переслаивающиеся с коматиитовыми базальтами и метатолеитами. Коматииты образуют несколько потоков общей мощностью более



Рис. 1. Схема геологического строения зеленокаменной структуры Колмозеро-Воронья.

1 — лявозерская свита (биотитовые и гранат-биотитовые сланцы), 2 — полмостундровская свита, 3 — вороньетундровская свита (метабазальты, метаандезиты, метадациты), 4 — червутская свита (глиноземистые гнейсы и сланцы), 5 — габбро-амфиболиты, 6 — метагаббро-анортозиты, 7 — метаперидотиты, 8 — тоналитовые гнейсы, плагио- и плагиомикроклиновые граниты, мигматиты и гранито-гнейсы, 9 — кварцевые диориты и монцодиориты, 10 — шелочные граниты и пегматиты, 11 — микроклиновые граниты и пегматиты, 12 — разломы (а), тектонические границы (б), 13 — структурные элементы.

На врезке: I – Мурманский террейн, II – Центрально-Кольский террейн, III – Кейвский домен, IV – Имандра-Варзугская структура, V–VI – Урагубско-Колмозеро-Вороньинский зеленокаменный пояс (V – структура Полмос-Порос, VI – Урагубская структура).

250 м, каждый из которых имеет в верхних частях зоны со спинифекс-структурами. По простиранию потоки коматиитов прослеживаются на 1500–1800 м. Коматиитовые базальты находятся в тесной пространственной связи с коматиитами и образуют в ряде случаев самостоятельные потоки среди толеитовых метабазальтов. К верхней части разреза толщи приурочены согласные дайки и силлы овоидных габбро-анортозитов, прослеживаю-

ПЕТРОЛОГИЯ том 27 № 2 2019

щиеся по простиранию в виде отдельных линз и фрагментов на 20–25 км при средней мощности 2–5 м (Вревский, 2016).

Породы коматиит-толеитовой ассоциации сменяются без стратиграфических перерывов и тектонических несогласий более разнообразной по составу пачкой (вероньетундровская свита) переслаивания метавулканитов базальтового, андезибазальтового, андезитового и дацитового состава с текстурными признаками лав и туфов общей мощностью до 800 м и закономерным уменьшением основности вулканитов вверх по разрезу до полного преобладания дацитов. В разрезе базальт-андезитдацитовой (БАД) ассоциации присутствуют также маломощные (до нескольких метров) прослои граувакк, известковистых доломитов, железистых кварцитов и углеродистых сланцев (Вревский, 1989). В целом, учитывая общее геологическое строение Помос-Пороозерской структуры, соотношение в литологической последовательности основных, средних и кислых метавулканитов может быть оценено примерно как 4/1/2.

Метавулканиты БАД ассоциации с несогласием перекрыты верхней терригенной толщей (червуртская свита), представленной пачкой глиноземистых гнейсов и сланцев (метаморфизованные алевропелиты, пелитовых аргилитов) с андалузитом в северо-западной и дистеном в юго-восточной частях пояса. В основании разреза расположено несколько линз полимиктовых конгломератов, галька которых, кроме плагиогранитов, представлена практически всеми разновидностями пород нижележащих толщ, в том числе и коматиитов.

В Урагубской структуре УКВ ЗКП в принципе сходная литологическая последовательность вулканогенно-осадочного комплекса имеет резко редуцированную мощность (Вревский, 2018а), а метавулканиты БАД ассоциации представлены главным образом метадацитами с редкими прослоями метаандезитов.

ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД БАД АССОЦИАЦИИ

Метабазальты представлены в основном плагиоамфиболитами (*Hbl*¹ 60–80%, *Pl*₂₈₋₃₇ 15–40%, *Qz* 5–7%, \pm *Grt*, *Mag*, *Ilm*, *Cal*) с массивной и подушечной текстурами и реликтами миндалекаменной структуры, которые позволяют реконструировать внутреннее строение целого ряда потоков и последовательность литологических комплексов всего разреза БАД ассоциации. В разрезе присутствуют также маломощные (1.5–2 м) прослои и линзы крупнообломочных (от 0.5–1 см до 15–20 см) метатуфов основного состава. В общей литологических признаков и, как будет показано ниже, геохимических особен-

ностей, позволяющих разделить основные метавулканиты в литологической последовательности вулканогенно-осадочного комплекса по принадлежности к коматиит-толеитовой или базальт-андезит-дацитовой ассоциациям.

Метавулканиты среднего состава. Лавовая фация проявлена в виде линз мощностью 10-30 м, сложенных мелко- и среднезернистыми биотитовыми, биотит-амфиболовыми плагиосланцами и гнейсами. Для них характерны бластопорфировые структуры, обусловленные присутствием таблитчатых вкрапленников (10-25 об.%) сдвойникованного плагиоклаза (№ 30-34) размером 2-3 мм, реже псевдоморфных вкрапленников роговой обманки размером 4-6 мм.

Достаточно редко метавулканиты среднего состава имеют миндалекаменную структуру. Линзовидные миндалины (5–8 мм в поперечнике) сложены Qz, Pl, Hbl и Cal. Минеральный состав мелкозернистой основной породы – Pl (40–50%), Hbl (5–30%), Bt(10–25%), Qz (5–10%) \pm Grt, Mgh, Ilm, Cal, Spn, Ap.

Метатуфы андезитового состава представлены псефитовыми разновидностями с обломками лав линзовидной и угловатой формы размером от 2–5 мм до первых сантиметров. Количество обломков достигает 50–60% от объема породы.

Метавулканиты кислого состава образуют маломощные (5-10 м) пачки и линзы, переслаивающиеся с метавулканитами основного и среднего состава в средней части разреза вулканогенной толщи и являются преобладающим типом пород. В верхней части разреза (район г. Полмос) их мощность составляет около 500 м. В целом метавулканиты кислого состава слагают монотонную толщу мелкозернистых плагиосланцев и гнейсов - Pl (50-75%), Qz (10–15%), Bt (5–15%), Hbl (0–20%), \pm Ap, Mag, Ilm, Spn с редкими маломощными прослоями кислых мелкообломочных метатуфов. Породы обычно рассланцованы, но иногда сохраняют реликты первичных порфировых и микроминдалекаменных структур.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД БАД АССОЦИАЦИИ

Мировая практика изучения состава и реконструкции протолита раннедокембрийских комплексов (например, Condie, 2015; Condie et al., 2016) свидетельствует, что практически все петрогенные элементы (включая щелоч-

¹ Символы минералов приведены по (Whitney, Evans, 2010).

Таблица 1. Содержания петрогенных оксидов (мас.%), редких и редкоземельных элементов (г/т) в дацитах (1-8) и андезитах-1 (9-15)

Компо-	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	15
ненты	525-3	225	91	154-a	13-08	9022	213	9011	254	89-б	529	217	217-1	537-1	240	257-a
SiO ₂	67.39	71.14	66.32	68.86	60.00	66.10	73.15	65.5	58.23	62.44	56.60	57.85	57.23	55.42	55.30	65.28
TiO ₂	0.3	0.3	0.82	0.28	0.81	0.64	0.67	0.66	0.77	0.49	0.31	0.32	0.42	0.21	0.20	0.11
Al_2O_3	14.66	12.93	13.91	15.51	18.00	16.10	11.37	15.30	12.71	16.08	13.23	15.98	16.29	14.25	13.56	15.09
Fe ₂ O ₂	1 71	1 78	1 75	2 66	3 22	1 46	0.77	3 15	1 31	2 17	2 07	1.95	1.82	1.83	1.83	0.65
FeO	3 30	2.59	3.09	1 35	4 78	3 75	4.62	2 39	8.42	4 90	8.36	6.03	5.85	7.56	7 39	3.45
FeO*	4 84	4 19	4.67	3.74	7.68	5.06	5 31	5 23	9.60	6.85	10.22	7 79	7.49	9.21	9.04	4 04
MnO	0.21	0.11	0.08	0.03	0.09	0.07	0.14	0.08	0.21	0.09	0.22	0.17	0.18	0.19	0.13	0.12
MgO	2.05	1 70	1.84	0.03	3.55	2.57	1 10	2 77	7.67		6.81	5.21	1.88	7.04	7.02	2.83
CaO	2.95	1.70	0.29	2.75	1.50	2.37	1.10	2.11	6.01	4.41	0.61	7.09	7.11	7.54	7.92	2.03
Na O	5.78	1.69	9.20	2.01	1.52	2.75	4.19	2.00	0.21	4.05	9.00	7.90	7.11	7.10	2.60	4.42
K O	0.94	5.40 2.71	1.44	4.00	2.73	3.33	3.40	3.4/	2.40	3.10	1.20	2.84	2.83	2.08	2.00	4.28
R ₂ 0	1.02	2.71	0.04	2.10	0.00	1.92	0.25	2.41	0.32	1.40	1.10	0.01	0.31	0.76	1.05	2.07
	-	-	-	-	0.08	0.09	0.10	0.07	0.04	0.24	0.04	0.11	0.24	0.15	0.22	0.15
Cvaora	0.27	0.25	0.36	0.22	1.53	0.74	0.84	1.3/	1.42	0.78	1.27	-	1./3	1.66	1.60	1.40
	98.53	98.80	98.93	99.23	99.52	99.73	100.64	99.82	99.91	100.89	100.88	99.05	99.09	99.83	99.67	99.91
$+Na_2O$	1.96	6.11	1.48	6.78	5.94	5.47	3.63	5.88	2.92	4.64	2.36	3.45	3.34	3.46	4.25	6.35
CIA	53	52	42	51	63	56	46	54	45	51	39	45	47	44	41	47
K/Na	1.09	0.80	0.03	0.47	-	-	0.07		0.22	0.47	0.97		0.18	0.29	0.63	0.48
Mg#	0.52	0.42	0.41	0.26	0.45	0.59	0.27	0.59	0.59	0.53	0.54	0.54	0.54	0.61	0.61	0.56
Cr	37.10	79.20	22.50	19.40	170	205	288	350	298	110	181	405	398	255	231	198
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-	27.10		57.10	55.50	78.20	62.30	55.90
Ni	63	45	20	9	70	54	98	112	179	130	213	241	234	158	186	150
Rb	48	57	<2	216	98.8	57.6	3	11.6	-	4.10	<2	<2	<2	3.50	<2	<2
Sr	338	332	91	394	96.1	269.0	216	207	256	139	247	310	296	199	289	213
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	3.55	0.94	< 0.1		0.20	0.18	< 0.1	< 0.1
Ba	-	-	-	-	-	533.0	-	-	32.1	23.6	21.7	26.6	22.4	22.7	29.3	29.4
Sc	-	-	-	-	5.9	5.5	6.0	5.9	12.8	11.0	13.6	15.1	14.7	14.8	15.3	12.8
V	35	33	45	23	166	97	23	227	139	53	169	171	167	158	141	117
Та	-	-	-	-	-	-	-	-	0.48	0.87	0.48	0.39	0.44	0.17	0.40	0.50
Nb	4.66	5.66	6.38	4.51	7.67	7.40	8.26	1.34	15.20	15.40	13.54	10.72	9.11	12.44	11.08	14.47
Zr	124	122	141	112	117	140	95	37	112	136	102	90	85	80	102	87
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5.73	2.33	1.98	2.01	2.04	2.31	1.89
Y	11.9	13.8	12.8	11.6	18.1	15.9	33.1	17.0	20.7	26.8	14.8	12.6	11.9	9.8	12.1	13.9
Ti	1979	1979	5408	1847	5342	4221	4419	4353	5078	3232	2044	2110	2770	1385	1319	725
Ta/Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	0.03	0.06	0.04	0.04	0.05	0.01	0.04	0.03
Zr/Y	10.42	8.84	11.02	9.66	6.46	8.81	2.87	2.18	5.43	5.07	6.86	7.18	7.17	8.13	8.45	6.27
Nb/Y	0.39	0.41	0.50	0.39	0.42	0.47	0.25	0.08	0.73	0.57	0.91	0.85	0.77	1.27	0.92	1.04
La	29.40	29.10	19.60	14.30	23.80	30.80	4.89	2.67	6.78	20.00	4.56	15.20	16.90	21.80	11.70	11.10
Ce	58.00	53.20	36.50	26.60	50.10	61.80	11.80	6.60	12.00	41.10	8.91	35.00	39.43	44.00	28.40	23.40
Pr	6.14	6.09	4.00	3.22	5.71	6.55	1.69	0.94	1.46	5.10	1.15	4.64	5.28	5.84	3.06	2.84
Nd	23.30	23.40	16.60	12.70	20.40	23.40	7.57	4.91	6.64	20.60	3.72	17.20	19.74	23.10	12.30	10.40
Sm	3.74	3.74	2.64	2.54	4.03	4.00	3.14	1.52	1.56	4.53	1.15	3.07	3.62	4.34	2.73	1.95
Eu	1.00	0.91	0.68	0.60	0.93	0.88	1.03	0.51	0.55	1.40	0.35	1.03	1.02	1.16	0.80	0.67
Gd	3.74	3.86	2.70	2.40	4.01	3.80	4.06	1.76	1.70	4.68	1.25	3.02	3.28	3.74	2.82	1.87
Tb	0.47	0.55	0.42	0.40	0.60	0.56	0.75	0.39	0.26	0.77	0.22	0.45	0.55	0.48	0.42	0.28
Dy	2.02	2.33	1.98	2.19	3.21	2.79	5.46	2.46	1.66	4.70	1.56	2.26	3.04	2.47	2.45	1.50
Но	0.42	0.49	0.37	0.40	0.68	0.55	1.17	0.56	0.37	0.97	0.32	0.40	0.61	0.48	0.50	0.30
Er	1.1	1.3	1.0	1.1	2.02	1.52	3.20	1.52	1.01	2.73	0.96	1.20	1.77	1.39	1.39	0.86
Tm	0.13	0.17	0.18	0.18	0.26	0.24	0.52	0.24	0.15	0.38	0.14	0.16	0.25	0.21	0.20	0.12
Yb	0.94	1.07	0.96	1.00	2.08	1.72	2.91	1.72	0.94	2.41	0.86	0.88	1.51	1.27	1.39	0.80
Lu	0.17	0.20	0.16	0.18	0.30	0.26	0.50	0.26	0.18	0.39	0.15	0.12	0.24	0.21	0.21	0.13
$\mathrm{Ce}_{\mathrm{N}}/\mathrm{Yb}_{\mathrm{N}}$	16.21	13.06	9.99	6.99	6.33	9.44	1.07	1.01	3.35	4.48	2.72	10.45	6.88	9.10	5.37	7.68
Ce_N/Sm_N	3.74	3.43	3.34	2.53	3.00	3.73	0.91	1.05	1.86	2.19	1.87	2.75	2.63	2.45	2.51	2.90
Gd_N/Y_N	3.22	2.92	2.28	1.94	1.56	1.79	1.13	0.83	1.46	1.57	1.18	2.78	1.77	2.38	1.64	1.89

ПЕТРОЛОГИЯ том 27 № 2 2019

166

Таблица 2. Содержание петрогенных оксидов (мас.%), редких и редкоземельных элементов (г/т) в андезитах-2 (16–26) и базальтах (27–33)

Компо-	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
ненты	254	72-a	93-a	153	224	137	172	521	118	523/1	523	229	155	161/1	161	63a	92	242
SiO ₂	53.23	64.66	54.19	61.55	52.16	59.72	58.90	58.91	56.19	56.95	56.43	50.20	52.33	50.01	49.16	50.61	50.29	48.83
TiO ₂	0.97	0.72	0.62	0.76	0.74	0.50	0.93	0.65	0.52	0.42	0.49	0.40	0.38	0.25	0.27	0.20	0.61	0.54
Al_2O_3	12.71	14.39	12.51	11.79	15.37	16.01	16.62	15.58	17.16	15.91	15.54	16.51	15.20	16.52	16.24	14.84	15.31	16.46
Fe ₂ O ₃	1.31	1.64	2.08	3.70	1.71	2.51	1.57	1.63	1.65	1.42	1.52	0.11	1.34	0.82	1.13	3.43	1.45	2.35
FeO	8.42	4.60	7.40	7.77	9.43	3.89	6.66	7.92	5.58	6.51	6.75	8.13	12.04	9.07	8.82	7.31	7.49	6.94
FeO*	9.60	6.08	9.27	11.10	10.97	6.15	8.07	9.39	7.07	7.79	8.12	8.23	13.25	9.81	9.84	10.40	8.80	9.06
MnO	0.21	0.10	0.15	0.13	0.14	0.10	0.09	0.15	0.14	0.14	0.15	0.16	0.29	0.47	0.18	0.25	0.15	0.19
MgO	7.67	3.01	7.00	1.80	7.18	4.11	3.60	5.23	3.96	5.21	5.07	8.85	4.44	8.69	8.86	11.48	8.71	9.00
CaO	13.21	7.86	13.60	6.52	8.52	4.74	5.95	4.56	8.64	7.21	7.65	9.98	5.24	10.87	11.58	8.93	11.82	10.41
Na ₂ O	0.40	2.68	0.54	5.53	2.32	5.02	3.98	3.87	4.40	3.91	4.00	2.32	3.62	1.81	1.54	0.69	1.91	2.24
K ₂ O	0.42	0.17	0.60	0.17	0.18	0.14	0.39	0.34	0.07	0.32	0.14	0.27	0.29	0.22	0.37	0.10	0.18	0.31
P ₂ O ₅	0.04	-	0.15	0.20	0.26	0.07	-	0.15	0.10	0.11	0.13	-	0.17	0.09	0.11	0.11	0.02	0.09
П.п.п.	1.42	0.25	0.28	0.09	1.49	3.34	1.18	1.64	1.42	1.52	1.13	2.95	1.34	1.32	1.34	1.34	0.78	2.51
Сумма	100.01	100.08	99.12	100.01	99.50	100.15	99.87	100.63	99.83	99.63	99.00	99.88	96.68	100.14	99.60	99.29	98.72	99.87
K_2O+ +Na ₂ O	0.82	2.85	1.14	4.37	2.50	5.16	4.37	4.21	4.47	4.23	4.14	2.59	3.91	2.03	1.91	0.79	2.09	2.55
CIA	34	43	32	36	44	48	48	51	43	44	43	-	-	-	-	-	-	-
K/Na	1.05	0.06	1.11	0.10	0.08	0.03	0.10	0.09	0.02	0.08	0.04	0.12	0.08	0.12	0.24	0.14	0.09	0.14
Mg#	0.59	0.47	0.57	0.44	0.54	0.54	0.44	0.50	0.50	0.54	0.53	0.66	0.50	0.61	0.62	0.66	0.64	0.64
Cr	-	-	-	-	190	151	19	96	36	218	160	280	478	257	239	358	340	289
Co	-	-	-	-	62.80	38.50	26.70	59.60	35.90	46.10	45.40	40.70	62.90	51.50	47.30	54.30	40.0	55.4
Ni	-	-	-	-	88	63	21	56	57	97	102	147	164	141	135	157	135	109
Rb	-	-	-	-	<2	<2	<2	3.10	<2	<2	<2	2.63	<2	-	<2	<2		<2
Sr	-	-	-	-	129	99	178	98	93	198	186	117	150	-	56	89	68	86
Cs	-	-	-	-	0.24	0.19	0.15	0.27	0.11	< 0.1	< 0.1	1.48	0.29	-	0.34	0.37		
Ba	-	-	-	-	25.9	38.7	30.8	49.2	32.2	33.6	30.5	24.5	23.7	-	12.2	19.3	18.2	15.9
Sc	-	-	-	-	28.4	18.9	14.4	41.1	25.6	18.8	17.1	36.2	47.2	45.3	45.9	46.7	48.7	47.5
V	-	-	-	-	216	214	175	255	238	189	194	170	242	218	226	221	237	241
la	-	-	-	-	0.10	0.33	0.43	0.32	0.26	0.30	0.29	0.10	0.13	0.10	0.10	0.37	0.18	0.5
Nb 7	-	-	-	-	1.65	3.51	7.19	5.66	4.66	5.44	5.16	1.79	1.89	1.57	1.32	1.10	1.92	2.39
Zr	-	-	-	-	31	61	116	87	69	80	80	27	30	25	23	29	22	50.9
HI V	-	-	-	-	0.86	16.0	2.85	2.52	1.97	2.51	2.43	0.70	0.77	0.74	0.69	0.46	0.5	0.72
I Ti	-	-	-	-	11.3	16.0	28.4	24.6	20.9	19.2	18.4	10.1	10.5	10.0	11.7	12.7	10.6	17.2
Ta/Nh	-	-	-	-	4880	3298	6133	428/	3429	2//0	3232	2638	2506	1649	1/81	1319	4023	3561
$\frac{7}{7}$	-	-	-	-	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	1.06	0.34	0.09	0.19
Nb/Y	-	-	-	-	0.15	0.22	0.25	0.23	0.22	0.28	0.28	0.18	2.00	0.16	0.11	0.00	0.18	2.90
La		_	_	_	1.65	2 29	2 49	2.52	3 14	2.75	2.65	1 90	2.18	1.45	1 48	0.83	1 78	2 54
Ce	_	_	_	_	4 11	4 76	7.06	8.92	10 10	9.02	7 99	4 89	5.08	3 41	3.62	2 19	4 4 9	7 14
Pr	-	-	_	-	0.65	0.86	1.03	1.23	1.62	1.56	1.47	0.82	0.85	0.46	0.54	0.37	0.73	1.10
Nd	-	-	-	-	3.28	3.95	5.98	6.61	8.24	8.46	8.43	4.19	4.37	2.45	2.57	2.21	3.87	5.79
Sm	-	-	-	-	1.15	1.27	2.21	2.45	2.95	2.83	3.02	1.13	1.52	0.91	0.94	0.79	1.39	1.89
Eu	-	-	-	-	0.51	0.53	0.93	0.92	0.94	1.09	1.12	0.47	0.53	0.36	0.34	0.32	0.49	0.79
Gd	-	-	-	-	1.35	1.48	3.04	3.28	3.02	3.29	3.34	1.61	1.77	1.11	1.30	0.93	1.45	2.23
Tb	-	-	-	-	0.28	0.27	0.62	0.65	0.49	0.58	0.59	0.30	0.33	0.24	0.26	0.18	0.27	0.47
Dy	-	-	-	-	1.89	1.56	3.67	4.38	3.46	3.42	3.15	1.75	2.11	1.69	1.79	1.22	1.94	2.88
Но	-	-	-	-	0.43	0.30	0.84	0.97	0.77	0.69	0.74	0.42	0.45	0.41	0.47	0.25	0.38	0.62
Er	-	-	-	-	1.17	0.85	2.34	2.79	2.23	1.93	1.92	1.05	1.13	1.34	1.33	0.71	0.99	1.81
Tm	-	-	-	-	0.21	0.13	0.32	0.42	0.36	0.24	0.25	0.19	0.19	0.20	0.19	0.11	0.15	0.25
Yb	-	-	-	-	1.26	0.79	2.38	2.58	2.13	1.52	1.69	0.92	1.01	1.26	1.28	0.67	0.96	1.83
Lu	-	-	-	-	0.18	0.12	0.34	0.41	0.35	0.20	0.24	0.17	0.14	0.23	0.20	0.12	0.13	0.31
Ce _N /Yb _N	-	-	-	-	0.86	1.58	0.78	0.91	1.25	1.56	1.24	1.40	1.32	0.71	0.74	0.86	1.23	1.02
Ce _N /Sm _N	-	-	-	-	0.86	0.90	0.77	0.88	0.83	0.77	0.64	1.04	0.81	0.90	0.93	0.67	0.78	0.91
Gd_N/Y_N	-	-	-	-	0.87	1.52	1.03	1.03	1.15	1.75	1.60	1.42	1.42	0.71	0.82	1.12	1.22	0.99

ПЕТРОЛОГИЯ том 27 № 2 2019

ные) могут применяться для петрохимической классификации и идентификации раннедокембрийских пород, выявления изотопно-геохимических особенностей их протолитов при условии петрографического контроля системы опробования, что позволяет исключить из рассмотрения породы, подвергшиеся аллохимическим метасоматическим преобразованиям. При определении исходной природы метаморфических комплексов особую сложность вызывают породы среднего и кислого состава, для которых, чаще всего, возникает неопределенность при отнесении их к магматическим или осадочным образованиям. О магматической природе изученной коллекции плагиосланцев и гнейсов верхней части разреза вулканогенной толщи супракрустального комплекса ЗКП Колмозеро-Воронья свидетельствует отсутствие первичных структурно-текстурных признаков парапород и низкое значение химического индекса зрелости $CIA = 100 \times [Al_2O_3/$ $(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)]$ (мол.%), равное 44 для средних пород и 50 – для кислых (табл. 1, 2), что характерно для неизмененных магматических пород (Nesbit, Yong, 1982). На классификационной диаграмме (Na₂O + K₂O)-SiO₂ (Le Maitre et al., 1989) точки составов пород образуют компактную группу в поле андезибазальтов, андезитов и дацитов. По соотношению катионов Al-(Fe* + Ti)-Mg (рис. 2) (Jensen, 1976) метабазальты и метаандезиты относятся как к толеитовой, так и к известково-щелочной сериям, вне зависимости от положения метавулканитов в литологической последовательности пород. По соотношению SiO₂-FeO*/MgO (рис. 3) метавулканиты кислого и среднего состава можно отнести к известково-щелочной серии (Miyshiro, 1974). Точки составов основных метавулканитов, ассоциирующих как с коматиитами, так и с андезит-дацитовыми вулканитами, на этой классификационной диаграмме располагаются вдоль условной линии разграничения пород толеитовой и известково-щелочной серий.

Метабазальты. Все основные породы, слагающие вулканогенную часть разреза ЗКП, достаточно условно могут быть разделены по принадлежности и отнесены, соответственно, к коматиит-толеитовой или БАД ассоциациям и по геологическому положению, и по их геохимическим характеристикам, так как они образуют общие поля и непрерывные тренды на различных вариационных диаграммах

ПЕТРОЛОГИЯ том 27 № 2 2019

(рис. 4, 5). К собственно БАД ассоциации могут быть отнесены метабазальты, пространственно ассоциирующие с метавулканитами среднего и кислого состава и характеризующиеся относительно высоким содержаниям глинозема (~16.5 мас.%).

Метавулканиты среднего и кислого состава. Наиболее значимые различия для пород БАД ассоциации установлены в распределении редких и редкоземельных элементов (РЗЭ), что позволило выделить в этой ассоциации две геохимических группы — андезиты-1 и андезиты-2.

Метавулканиты первой группы (андезиты-1) варьируют по составу от андезибазальтов до андезидацитов (SiO₂ = 53.2-65.3 мас.%) калийнатриевой серии ((K₂O/Na₂O)_{ср}= 0.58). Для них характерны повышенная магнезиальность (Mg# = 0.54 - 0.61), относительно высокие значения Zr/Y отношения (5-8.5), пониженные концентрации Ва, V, Ті и повышенные – Ni, Сг и Sr (табл. 1, рис. 5б). Метавулканиты этой группы характеризуются сильно фракционированным спектром распределения легких $P3Э - Ce_N/Sm_N = 2.38 - 2.82$ и умеренно фракционированным распределением тяжелых лантаноидов $Gd_N/Yb_N = 1.62-2.35$ (рис. 6а). Общее нормированное содержание РЗЭ варьирует от 15.3 до 32.3 (∑РЗЭ_{ср} = 20.6). Аналогичный характер распределения РЗЭ имеют и большинство метавулканитов кислого состава (рис. 6г, табл. 1) Полмос-Поросозерской структуры, а также Урагубской структуры на северо-восточном продолжении ЗКП.

Вторая группа (андезиты-2) метавулканитов среднего состава представлена андезибазальтами и андезитами (SiO₂ = 54.2-61.6 мас.%) натриевой серии (($K_2O/Na_2O)_{cp} = 0.25$) с умеандезитов магнезиальностью ренной для (Mg# = 0.44 - 0.57), пониженными содержаниями Sr, Ni и Cr и относительно высокими концентрациями Nb, Ti и V (табл. 2). Вулканиты второй группы отличаются необычным для андезитов нормированным распределением редкоземельных элементов с небольшим обеднением легкими $P3Э - Ce_N/Sm_N = 0.62 - 0.88$ и слабо фракционированным распределением тяжелых РЗЭ – Gd_N/Yb_N = 1.01-1.58 (рис. 6б, 6в). Некоторые образцы андезитов-2 (табл. 2, №№ 118, 523, 523/1) существенно обогащены средними РЗЭ относительно легких и тяжелых (рис. 6в). Общее нормированное содержание РЗЭ меняется от 8.3 до 32.3 $(\Sigma P3\Theta_{cp} = 12.7)$. Обогащение средними P3 Θ



Рис. 2. Диаграмма Al–(Fe* + Ti)–Mg в катионных процентах (Jensen, 1976) для метавулканитов коматиит-толеитовой (1 – коматииты, 2 – толеиты) и БАД ассоциаций (3 – толеиты, 4 – андезиты-1, 5 – андезиты-2, 6 – дациты и риолиты) ЗКП Колмозеро-Воронья.

Поля на диаграмме: I – коматиитов, II – коматиитовых базальтов, III – толеитовой серии (FeБ – железистые толеиты, MgБ – магнезиальные толеиты), IV – известково-щелочной серии (Б – базальты, Д – дациты, Р – риолиты).



Рис. 3. Вариационная диаграмма SiO₂-FeO*/MgO (Miyshiro, 1974).

1 — базальты БАД ассоциации, 2 — базальты коматиит-толеитовой ассоциации, 3 — андезиты-2, 4 — андезиты-1, 5 — дациты зеленокаменной структуры Колмозеро-Воронья, 6 — БАД ассоциации Хаутаваарской структуры Фенно-Карельской области Фенноскандинавского щита.

свидетельствует об участии амфибола в качестве ликвидусной фазы, так как он обладает наибольшими Kd_{Pm-Dy} с расплавом (GERM Partition Coefficient (Kd) Database).

Столь же необычно низкие концентрации ЛРЗЭ имеют несколько образцов дацитов Полмос-Поросозерской (№ 213, табл. 2) и Урагубской (№ 9011, табл. 2) структур. В целом характер распределение РЗЭ в андезитах-2 близок к таковому в базальтах вулканогенного разреза как БАД ассоциации (рис. 6д) — $Ce_N/Sm_N = 0.86$, $Gd_N/Yb_N = 1.12$, $\Sigma P3\Theta_{cp} = 7.0$, так и коматиит-толеитовой ассоциации (рис. 6е).

Такие особенности распределения РЗЭ в андезитах-2 не является уникальными для архейских вулканогенных комплексов зеленокаменных поясов Фенноскандинавского щита. Они установлены в Чалкинской палеовулканической постройке Хаутаваарского ЗКП в качестве «толеитовой» геохимической серии (Светов, 2005) с $La_N/Yb_N \sim 2.3$ и $La_N/Sm_N \sim 1.0$ и в Хизоваарской зеленокаменной структуре (Бибикова и др., 2003; Кожевников, 2000) как толеитовые андезиты-1 с $La_N/Sm_N \sim 0.8-1.9$ и Gd_N/Yb_N ~ 1.5.

По сравнению с фанерозойскими и некоторыми архейскими адакитовыми, бонинитовыми и другими «индикаторными» надсубдукционными ассоциациями (Светов, 2005; Wood, Turner, 2009; Smithies et al., 2004; Martin et al., 2005; Condie, 2005b) вулканиты среднего и кислого состава обеих геохимических групп УКВ ЗКП характеризуются повышенной железистостью, пониженными содержаниями глинозема, магния и щелочей, имеют более низкие концентрации Zr и Sr. близкие содержания Nb и Ta без отрицательных аномалий и более высокие значения La_N/Yb_N и Gd_N/Yb_N отношений и демонстрируют отсутствие типичной для фанерозойских бонинитов U-образной формы графиков распределения РЗЭ.

Использование Zr–Y–Nb систематики (рис. 7), разработанной К. Конди (Condie, 2005а) для идентификации геодинамических обстановок формирования мантийных расплавов, показывает, что точки составов базальтов и андезитов-2 располагаются на и выше линии $\Delta Nb = 0$ в поле плюмовых мантийных источников, тогда как точки составов андезитов-1 попадают в поле обогащенной мантии (EM), что находится в противоречии с нижеприведенными данными по изотопному составу Nd.

ПЕТРОЛОГИЯ том 27 № 2 2019

Выявленные особенности двух типов метавулканитов среднего и кислого составов БАД ассоциации не могут быть случайными, так как установлены в двух удаленных друг от друга более чем на 200 км частях УКВ ЗКП (Полмос-Поросозерской и Урагубской структурах).

Sm-Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА И ВОЗРАСТ

Sm-Nd систематика. При изучении изотопного состава Nd в обеих группах средних и кислых метавулканитов и ассоциирующих с ними базальтах были установлены значительные вариации начальных изотопных отношений ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (табл. 3). Такие различия в изотопном составе Nd подразумевают и кардинальные отличия в их петрогенезисе и природе источника, которые в терминологии модели эволюции изотопного Nd состава деплетированной мантии (DePaolo, Wasserburg, 1976) обычно объясняются плавлением как пород различных мантийных резервуаров, так и пород из коровых источников.

Андезиты-2 имеют изотопные характеристики — $\varepsilon_{Nd}(2800)$ от — 0.1 до — 6.5, которые могут свидетельствовать об их образовании из изотопно-обогащенного мантийного источника или об участии корового вещества в их петрогенезисе в рамках субдукционных геодинамических механизмов. Для метадацита этой группы БАД ассоциации оценка Sm-Nd модельного возраста составляет ~ 3.05 млрд лет (табл. 3).

Андезибазальты, андезиты и дациты первой геохимической группы характеризуются близкими первичными отношениями ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ($\varepsilon_{Nd}(2800)$ от +0.9 до +2.1), которые совпадают со значениями для метабазальтов разреза БАД ассоциации – $\varepsilon_{Nd}(2800)$ от +1.5 до +2.0 и из нижележащей коматиит-толеитовой ассоциации $\varepsilon_{Nd}(2800)$ – +2.1 и +3.2 (Вревский и др., 2003).

Основываясь на геохимических особенностях БАД ассоциации, существующих экспериментальных данных (Pertermann, Hirschmann, 2003) для андезитовых расплавов и модельных представлениях о составе источников известково-щелочных вулканических серий, для расчетной оценки Sm-Nd модельного возраста была применена как одностадийная, так двухстадийная модель.



Рис. 4. Вариационные диаграммы SiO_2 —FeO* (a), -MgO (б), -(K₂O + Na₂O) (в). Условные обозначения см. на рис. 3.

Рис. 5. Вариационные диаграммы Y–Zr (а), Ni–Cr (б), $Ce_N/Sm_N-Gd_N/Yb_N$ (в). Условные обозначения см. на рис. 3.



Рис. 6. Распределение РЗЭ в андезитах-1 (а), андезитах-2 (б–в), дацитах-1 (г), базальтах (д) и коматиитах (е) зеленокаменной структуры Колмозеро-Воронья. Содержания РЗЭ нормированы по примитивной мантии (ПМ) (McDonough, Sun, 1995).

ПЕТРОЛОГИЯ том 27 № 2 2019

№ п/п	Номер обр.	Порода	Sm, г/т	Nd, Γ/τ	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2σ	ε _{Nd} (2800)	T(DM)	T(DM-2st)
1	200	Коматиит	0.58	2.11	0.1658	0.512214	3	+3.1		
2	2006	-"-	0.51	1.74	0.1778	0.512445	6	+3.2		
3	63-а	Базальт	0.81	2.36	0.2121	0.513027	2	+2.0		
4	155	То же	1.44	4.32	0.2018	0.512826	3	+1.8		
5	161	_"_	0.98	2.87	0.2069	0.512907	3	+1.5		
6	137	Андезит-2	1.39	4.15	0.2024	0.512416	4	-6.5		
7	521	_"_	2.53	6.77	0.2263	0.513149	7	-0.9		
8	523	Андезит-2	3.03	8.41	0.2175	0.512958	8	-1.4		
9	9011	Дацит	4.15	0.04	0.0885	0.510599	2	-0,1	3088	3366
10	537-1	Андезибазальт-1	4.65	25.84	0.1187	0.511221	7	+1.0	3078	3215
11	240	_"_	2.91	13.37	0.1314	0.511454	6	+0.9	3125	3219
12	259	Андезит-1	1.17	3.49	0.2024	0.512832	4	+1.7		
13	254	_"_	2.16	10.97	0.2043	0.512875	5	+1.9		
14	257-а	Дацит-1	2.16	10.97	0.1167	0.511200	4	+1.3	3048	3178
15	13-08	Андезидацит-1	4.76	25.11	0.1145	0.511199	4	+2.1	2983	3084
16	9022	_"_	1.97	5.40	0.2207	0.513170	3	+1.6		

Таблица 3. Sm-Nd изотопные данные для коматиитов и базальт-андезит-дацитовой ассоциации ЗКП Колмозеро-Воронья

Примечание. 1-8, 10-14 – Полмос-Поросозерская структура; 9, 15,16 – Урагубская структура.



Рис. 7. Классификационная диаграмма Zr/Y-Nb/Y (Condy, 2005).

DEP – глубинно-деплетированная мантия, UC – верхняя кора, EN – литосферная мантия, PM – примитивная мантия, DM – деплетированная мантия, EM1, EM2 – обогащенная мантия, OIB – поле составов вулканитов океанических островов, N-MORB – поле составов вулканитов океанических хребтов, ARC – поле составов вулканитов островных дуг. Условные обозначения см. на рис. 3.



Рис. 8. Микрофотографии кристаллов магматического циркона первой группы (а) и ксеногенного циркона второй группы (б) из андезитов-1 в режиме катодолюминесценции. Цифры на фото соответствуют аналитическим точкам в табл. 4, диаметр кратера ~ 20 мкм.

-15) и ксеногенных цирконов	
[]-	
ких цирконов первой группы	
і магматичес	
исследований	
теохронологических	TOB-1
-Pb	ези
-Th	анд
J I	ИЗ
Результать	пы (16-31)
4	JUL
Таблица	второй гр

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ



Рис. 9. Диаграмма с конкордией для магматического циркона первой группы (а) и ксеногенного циркона второй группы из андезитов-1 (б).

Цифры на рис. 96 соответствуют аналитическим точкам в табл. 4.

Для этой группы средних-кислых метавулканитов модельный Nd-возраст может быть оценен в пределах 3.0-3.1 млрд лет (табл. 3) по одностадийной модели ($T_{Nd}(DM)$) и по двустадийной ($T_{Nd}(DM-2st)$) модели в пределах 3.05-3.2 млрд лет (табл. 3), что свидетельствует о сходных источниках мезоархейского возраста для средних и кислых метавулканитов и указывает на длительную историю эволюции их изотопного состава.

ПЕТРОЛОГИЯ том 27 № 2 2019

Результаты U-Th-Pb датирования цирконов. Акцессорный циркон из андезидацита-1 (проба 257-а) представлен двумя морфологическими типами: 1) мелкими (150– 300 мкм), прозрачными, длиннопризматическими кристаллами (60%) и 2) мелкими (до 150 мкм), прозрачными, короткопризматическими кристаллами светло-коричневого цвета (40%). Для них характерна осцилляционная зональность, причем в кристаллах циркона второго типа она выражена более отчетливо (рис. 8).

Цирконы первой группы характеризуются высоким содержанием U(cp) = 1720 мкг/г и низким значением отношения Th/U(cp) = 0.2(табл. 4). Точки их изотопного состава располагаются на дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 2802 ± 5 млн лет (СКВО = 1.9) (рис. 9а). Цирконы второй группы обладают более низким содержанием U(cp) = 560 мкг/гболее высокой величиной отношения И Th/U(cp) = 0.3 (табл. 4). На диаграмме с конкордией положение точек их изотопного состава апрокрисимируется дискордией, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 2874 ± 14 млн лет (СКВО = 1.7) (рис. 96).

По аналогии с полученными ранее данными о возрасте метавулканитов кислого состава Урагубской структуры (Вревский, 2018а) есть все основания полагать, что изученные цирконы имеют различную природу. Более древние цирконы, скорее всего, являются ксеногенными, а формирование более молодых цирконов связано с кристаллизацией родоначальных для андезитов расплавов.

В целом полученные изотопные данные могут означать, что источник первичных расплавов вулканитов БАД ассоциации отделился от мантийного источника (DM) не менее чем на ~ 200 млн лет раньше его плавления в подкоровых условиях.

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА

Общие представления о геодинамических условиях формирования БАД ассоциаций. При определении петрологических механизмов образования андезитоидов и БАД ассоциаций в целом, а также их геодинамической интерпретации главным генетическим ограничением является установленный экспериментально (Рингвуд, 1981) дацитандезитовый температурный минимум при ${
m SiO_2} = 52$ мас.% (и максимум по давлению в изотермическом сечении систем ${
m Ps}-X_{
m Mg}$), который исключает возможность непрерывной дифференциации основной магмы до гранитной эвтектики в «сухих» условиях. Более поздние экспериментальные исследования петрогенезиса пород среднего состава показали, что расплавы с содержанием ${
m SiO_2} > 54$ мас.% могут формироваться в разных условиях и геодинамических обстановках:

1. При фракционной кристаллизации базальтов в условии умеренных давлений (до 20 кбар) и высокой фугитивности кислорода или повышенного давления воды (Кадик и др., 1986; Богатиков, Цветкова, 1988; Sison, Grove, 1993; Озеров и др., 1997; Хитаров и др., 1972; Green, 2015; Parat et al., 2014).

2. При плавлении водосодержащего (>1%) перидотита верхней мантии при 30 > P > 10 кбар $T = 950 - 1200^{\circ}$ С, которое сопровождает-И ся образованием бонинитовых, адакитовых, сунакитоидных и баяитовых магм (Мейсен, Беттчер, 1979; Takahahshi, 1990; Calmus et al., 2003; Wyllie, Ryabchikov, 2000; Falloon, Danyushevsky, 2000; Rapp et al., 2003; Бибикова и др., 2003), в том числе в условиях плавления «реститового перидотита» мантийного клина над субдуцирующей океанической плитой, поставляющей флюиды и метасоматические растворы под воздействием тепла мантийного плюма через так называемый «разрыв слэба» (Hollings, Wyman, 1999).

3. При частичном (50–60%) плавлении в сухих условиях кварцевых эклогитов и гранатовых гранулитов (Carroll, Wyllie, 1989; Kay, Kay, 1993; Kelemen, 1995; Kelemen et al., 2003; Springer, Seck, 1997; Pertermann, Hirschmann, 2003) субдуцирующего слэба в соответствующих *P*-*T*-µ условиях и в равновесии с гранатсодержащим реститом.

4. При плавлении гранатовых пироксенитов (Kogiso et al., 2004) и дегидратационном плавлении амфиболитов нижней коры и литосферной мантии (Petford, Gallagher, 2001; Annen et al., 2006) в ходе плюм-литосферном взаимодействии.

5. При фракционной кристаллизации базальтовых или коматиитовых расплавов с ассимиляцией (AFC) сиалическим веществом коры (Kelemen et al., 2003; Peng et al., 2013) в разных геодинамических обстановках.

Таким образом, происхождение известковощелочных магматических серий и, в частности, андезитовых расплавов в мантийных условиях во многих случаях (модели 1–3) связано с водо- и флюидонасыщенностью их источников, так как ликвидус андезита близок к солидусу водонасышенного $(1.5-3 \text{ мас.}\% \text{ H}_2\text{O})$ перидотита при давлении 10–15 кбар и температуре 1000–1100°С. Считается, что в фанерозое такие условия реализуются, главным образом, в субдукционных обстановках за счет вовлечения гидратированных толеитовых базальтов и океанических осадков слэба в разноглубинные зоны островодужной магмогенерации.

Одним из немногих объективных геохимических критериев петрогенезиса архейских андезитоидов (адакитовых и бонинитовых серий) в надсубдукционных обстановках (модели 2 и 3) являются низкие концентрации Nb, Та и Ті и отрицательные аномалии этих элементов на спайдерграммах. Уже традиционно эти аномалии объясняются для первичных островодужных расплавов унаследованностью низких Ta/Nb и Nb/Th отношений из субдуцируемых океанических осадков или концентрацией Nb и Ta в реститовом рутиле или титаните при плавлении эклогитизированных (выше поля устойчивости плагиоклаза) пород «слэба» или метасоматизированного «мантийного клина». Вместе с тем исследования расплавных включений в фанерозойских адакитах свидетельствуют, что их первичные расплавы принципиально отличаются по своим геохимическим характеристикам от так называемых «адакитов» и соответствуют расплавам, которые могли возникать в различных геодинамических обстановках, отличных от субдукционных (Толстых и др., 2015, 2017).

Следует подчеркнуть, что для объяснения образования андезитоидов в рамках моделей 2 и 3 существуют и альтернативные геодинамические механизмы преобразования базальтов в эклогиты и/или пироксениты при андерплейтинге и деламинации в литосферной мантии и нижней коре и их плавлении под воздействием нижнемантийных термо-химических аномалий (Hou et al., 2004; Wang et al., 2006; Tatsumi et al., 2015; Kogiso et al., 2004).

Для архейских БАД ассоциаций геодинамическая интерпретация петрогенезиса первичных расплавов является предметом острых дискуссий, особенно в связи с обнаружением высокого содержания воды в оливине из коматиитов зеленокаменного пояса Абитиби и, соответственно, в их исходном расплаве и его мантийном источнике (Sobolev et al., 2016; Inoue et al., 2000). Так как вода является наиболее несовместимым соединением в мантии, коэффициент распределения которого между мантийным перидотитом и расплавом составляет ≤ 0.01 (Hauri et al., 2006), то образование коматиитового расплава с 0.5–1.0 мас.% H₂O при 35–40% частичном плавлении подразумевает содержание воды в мантийном источнике не менее 8000 мкг/г.

Петролого-геохимические модели происхождения и эволюции вулканизма УКВ **ЗКП**. Поскольку вулканические породы многих архейских ЗКП, и в частности пояса Колмозеро-Воронья, в силу интенсивных метаморфических преобразований характеризуются практически полным отсутствием первично-магматических минералов, то для определения петрологических индикаторов геодинамических обстановок развития континентальной коры Фенноскандинавского щита в неоархее было проведено петролого-геохимическое моделирование процессов генерации и эволюции первичных расплавов БАД ассоциации ЗКП Колмозеро-Воронья на основе Sm-Nd изотопной систематики и распределения РЗЭ. В качестве граничных условий моделирования были приняты следующие данные:

1. Заложение супракрустального комплекса ЗКП Колмозеро-Воронья происходило на континентальной коре, представленной в современном эрозионном срезе полихронными (от 3.6 до 2.9 млрд лет) и полигенными глиноземистыми и тоналит-трондъемитовыми гнейсами кольской серии (Мыскова и др., 2005).

2. Анализ литологической последовательности вулканогенного комплекса ЗКП Колмозеро-Воронья свидетельствует о непрерывности наращивания разреза без стратиграфических перерывов и тектонических несогласий от коматиит-толеитовой к БАД ассоциации, причем по геохимическим и изотопным параметрам базальты обеих ассоциаций подобны друг другу.

3. Для верхней вулканогенной толщи (вероньетундровская свита) установлено, что базальты, андезиты-1 и -2 по своим геохимическим особенностям не являются генетически связанной вулканической ассоциацией и имели независимые мантийно-коровые источники, отличные от источников фанерозойских и ряда архейских адакитовых и бонинитовых ассоциаций.

4. Соотношение в литологической последовательности верхней вулканогенной толщи

ПЕТРОЛОГИЯ том 27 № 2 2019

основных, средних и кислых метавулканитов составляет примерно 4/1/2. Оно принципиально отличается от надсубдукционных (островодужных) комплексов, где доминируют (более 60%) вулканические и плутонические породы среднего состава.

5. Метабазальты разреза БАД ассоциации, андезибазальты, андезиты и дациты первой геохимической группы характеризуются $\varepsilon_{Nd}(2800)$ от +0.4 до +1.9, которые близки к оценкам $\varepsilon_{Nd}(T)$ пород нижележащей коматиит-толеитовой ассоциации ($\varepsilon_{Nd}(2800) = +2.1 -$ +3.3). Оценки Nd-модельных возрастов пород БАД ассоциации (3.0–3.1 млрд лет) указывают на значительный разрыв во времени (более 200 млн лет) между формированием источников первичных расплавов ассоциации и их кристаллизацией, что противоречит надсубдукционной модели.

Близкие геохимические и изотопные характеристики базальтов БАД ассоциации с базитами нижней вулканогенной толщи (коматиит-толеитовой ассоциацией) позволяют предполагать их генетическое родство в рамках сходных геодинамических условий при плюм-литосферном взаимодействии. Модельная оценка петрогенезиса базальтов позволила объяснить их изотопно-геохимические особенности как результат частичного (F = 18-12%) плавления изотопно-деплетированного и обедненного ЛРЗЭ ($Ce_N/Sm_N < 1$) лерцолита (Ol_{60} - Cpx_{20} - Opx_{10} - Grt_{10}) литос-ферной мантии под контролем котектики $(Ol_{10}$ -*Cpx*₅-*Opx*₃₅-*Grt*₅₀) при умеренных давлениях ($P \le 20$ кбар) (рис. 10). Близкие геохимические параметры были получены и в модели 10% фракционирования кумулусной ассоциации (Ol-Cpx-Opx ± Grt) из коматиитового расплава первого типа (ТРЗЭ (Gd_N/ $Yb_N = 1.04 \pm 0.1),$ ЛРЗЭ $(La_N/Sm_N = 0.55)$ и є_{мd}(2800) = +3.2 ± 0.3) Урагубской структуры (Вревский, 2018) при *P* > 25 кбар.

Вероятно, для базальтов БАД ассоциации ведущим механизмом петрогенезиса первичных расплавов было частичное плавление деплетированного лерцолита литосферной мантии, тогда как для базальтов и коматиитовых базальтов ранней коматиит-толеитовой ассоциации более логично предположить их генерацию при фракционировании первичной выплавки коматиитового состава.

Определяющими для реконструкции петрогенезиса андезитов-1 являются их изотопные параметры ($\varepsilon_{Nd}(2800)$ от +0.9 до +1.8), свиде-



Рис. 10. Распределение РЗЭ в выплавках частичного (F = 5–25%) плавления изотопно-деплетированного и обедненного ЛРЗЭ ($Ce_N/Sm_N < 1$) лерцолита (Ol_{60} - Cpx_{20} - Opx_{10} - Grt_{10}) (ДМ) литосферной мантии под контролем котектики (Ol_{10} - Cpx_5 - Opx_{35} - Grt_{50}) при умеренных давлениях ($P \le 20$ кбар). Серое поле – составы метабазальтов БАД ассоциации.

тельствующие об их образовании из изотопнообогащенного относительно деплетированной мантии (ДМ) источника или об участии корового вещества в эволюции родоначальных мантийных расплавов. На мантийное происхождение первичных расплавов андезитов-1 указывает также относительно высокая концентрация Ni_{ср} – 190 мкг/г.

Для проверки возможности образования первичных расплавов андезитов-1 при контаминации коровым веществом была использована модель (Jahn et al., 2000) эволюции Sm-Nd изотопной системы при смешанной (корово-мантийной) природе их источников. В качестве корового компонента были приняты два состава: первый соответствовал среднему составу мезоархейских тоналитов Водлозерского блока Фенноскандинавского шита $(\varepsilon_{Nd}(2800) = -10.5, Nd = 14.3 MK\Gamma/\Gamma)$ (Лобач-Жученко и др., 2000; Вревский и др., 2010), а второй – среднему составу архейской верхней коры ($\epsilon_{Nd}(2800) = -9.3$, Nd = 25 мкг/г) (Rudnik, Gao, 2003). В качестве мантийного компонента (первичного мантийного расплава) в модели были использованы средний состав базальта БАД ассоциации ЗКП Колмозеро-Воронья (табл. 5) ($\epsilon_{Nd}(2800) = +1.8$, $Ce_N/Sm_N = 0.85$, Nd = 3.3 мкг/г) и состав коматиита Урагубской структуры с деплетированными изотопно-геохимическими характе-

Таблица 5. Концентрации редкоземельных элементов (мкг/г) в составах расплавов и коровых контаминантах, использованные в расчетах AFC-моделей

Состав	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm	Yb	Lu
1	23.75	43.3	4.64	14.5	2.4	0.7	1.6	0.2	0.8	0.1	0.48	0.05	0.3	0.04
2	31.0	63.0	7.10	27.0	4.7	1.0	4.0	0.7	3.9	0.8	2.30	0.30	2.0	0.31
3	0.470	1.48	0.27	1.79	0.73	0.87	1.02	0.21	1.44	0.34	0.93	0.16	0.90	0.13
4	1.737	4.40	0.69	3.64	1.22	0.47	1.49	0.29	1.91	0.43	1.19	0.18	1.13	0.19

Примечание. 1–2 – составы корового контаминанта (1 – средний состав мезоархейских тоналитов Фенноскандинавского щита (Лобач-Жученко и др., 2000; Вревский и др., 2010), 2 – средний состав архейской верхней коры (Rudnik, Gao, 2003); 3–4 – составы первичных мантийных расплавов (Вревский, 2018) (3 – средний состав деплетированного коматиита Урагубской структуры – продукт частичного плавления деплетированной мантии $\varepsilon_{Nd}(2800) = +4.5$; 4 – средний состав базальта БАД ассоциации ЗКП Колмозеро-Воронья $\varepsilon_{Nd}(2800) = +1.8$).



Рис. 11. Распределение РЗЭ в АFC-модели (при r < 0.2) фракционной кристаллизации среднего состава глиноземистого базальта (Al₂O₃ ~16.5 мас.%) БАД ассоциации УКВ ЗКП с отделением различных объемов Ol_{10} - Opx_{30} - Amp_{40} - Pl_{10} - Grt_{10} кумулусной ассоциации (1 – средний состав глиноземистого базальта, 2 – средний состав андезита-1).

ристиками ($\varepsilon_{Nd}(2800) = +4.5$, La_N/Sm_N ~ 0.55, Nd = 2.1 мкг/г) (Вревский и др., 2003; Вревский, 2018а, 2018б). Проведенные расчеты показали, что при заданных параметрах корового и мантийного компонентов, вклад корового вещества в модели контаминации при образовании андезитов-1 мог составлять не более 3–5% вне зависимости от состава мантийного компонента.

Эти количественные параметры были приняты в качестве граничных условий при петролого-геохимическом моделировании процессов контаминации и эволюции первичных расплавов вулканогенного комплекса толщи с использованием AFC-модели контаминации, сопровождающейся фракционной кристаллизацией расплава (De Paolo, 1981).

Применение AFC-модели с использованием коэффициентов распределения редкоземельных элементов между минералом и расплавом базальтового и андезитового состава (Prinzhoefer, Allerge, 1985; Pertermann, Hirschmann, 2003; Green et al., 2000; Borg, Draper, 2003; Ronov, Yaroshevskiy, 1996; GERM Partition Coefficient (Kd) Database; Sossi et al., 2016) позволяет более точно оценить не только возможную степень ассимиляции первичных мантийных расплавов коровым веществом, но и определить вероятный тип их мантийного источника. В расчетах были использованы те

ПЕТРОЛОГИЯ том 27 № 2 2019

же составы первичных расплавов (средний состав базальта БАД ассоциации и деплетированного коматиита, и корового контаминанта), как и в модели двухкомпонентного изотопного смешения (табл. 5). Учитывая умеренно фракционированный характер распределения ТРЗЭ (Gd_N/Yb_N ~ 2) в андезитах-1, для модели были приняты среднекоровые условия фракционной кристаллизации с ассимиляцией и для исходного коматиитового расплава была использована $Ol_{56} + Cpx_{30} + Opx_{14}$ котектика, а для базальта – $Ol_{30} + Cpx_{30} + Opx_{20} + Pl_{20}$.

В обоих случаях наилучшие совпадения в распределении РЗЭ достигаются при высоких степенях соотношения скорости ассимиляции и фракционной кристаллизации мантийного расплава (r = 50-60) и контаминации коровым веществом 20–25%. При таких значениях контаминации первичных расплавов расчетные величины $\varepsilon_{Nd}(2800)$ в андезитах-1 должны находиться в диапазоне от -2.5 до -3.5, что в принципе не соответствует полученным оценкам степени контаминации в 3–5%.

Проведенные модельные расчеты процессов эволюции состава различных первичных мантийных расплавов без существенного участия их взаимодействия с коровым веществом (т.е. при r < 0.2 в АFС-модели) позволили установить, что средний состав андезитов-1 наиболее точно соответствует тренду распределения



Рис. 12. Модельные распределения РЗЭ в рассчитанных составах выплавок равновесного частичного (F = 5–25%) дегидратационного плавления деплетированного амфиболового перидотита ($Ol_{62} + Cpx_{12} + Opx_{26}$) при P > 25 кбар. Состав котектики при F ~ 10–15 % – $Ol_{45} + Opx_{20} + Amp_{15} + Pl_5 \pm Grt-Mgh_{2-3}$. 1 – распределение РЗЭ при различных степенях частичного плавления, 2 – состав деплетированного амфиболового перидотита, 3 – средний состав андезитов-2.

РЗЭ при фракционировании 30–40% кумулусной ассоциации Ol_{10} - Opx_{30} - Amp_{40} - Pl_{10} - Grt_{10} (рис. 11) из расплава, сходного со средним составом глиноземистых ($Al_2O_3 \sim 16.5 \text{ мас.}\%$) базальтов БАД ассоциации в достаточно глубинных (P > 15 кбар) условиях. Такая схема петрогенезиса в целом удовлетворяет и ограничениям в Sm-Nd изотопной систематике андезитов-1.

Андезиты-2 характеризуются необычным сочетанием обедненного состава ЛРЗЭ Ce_N/Sm_N = 0.62-0.88 и Sm-Nd изотопной систематики, свидетельствующей о генерации первичных магм из обогащенного ($\varepsilon_{Nd}(2800)$) от – 0.1 до – 6.5) корового источника с модельным возрастом $T_{Nd}(DM) = -3.0$ – -3.1 млрд лет. Характер распределения ТРЗЭ (Gd_N/Yb_N = 1.01-1.58) в андезитах-2 указывает, что плавление такого протолита должно было происходить с минимальным участием граната, а обогащенность средними РЗЭ свидетельствует о существенной роли амфибола (Kd^{Amp-liq} $_{Gd-Er} \sim 0.8-0.7$), и в меньшей степени клинопироксена, в качестве ликвидусных фаз при генерации первичных расплавов. В петрологическом смысле эти геохимические особенности андезитов-2 могут быть объяснены дегидратационным правлением амфиболитов перидотитового и/или высокомагнезиального состава (Petford, Gallagher, 2001) с длительной коровой историей эволюции изотопносостава. Геохимическое моделирование ГО процессов генерации первичных расплавов андезитов-2 при таких условиях позволили реконструировать содержание РЗЭ в их источнике, который должен был быть существенно обеднен ЛРЗЭ ($Ce_N/Sm_N < 0.6$) и иметь содержание средних и тяжелых РЗЭ на уровне 1-2 хондрита. Близкими характеристиками обладает обр. 194 кумулятивного коматиита Полмос-Поросозерской структуры (Вревский и др., 2003) (рис. 6е)

Мезоархейскому (3.0–3.1 млрд лет) источнику с такими геохимическими характеристиками мог соответствовать рестит (амфиболовый перидотит – $Ol_{60} + Cpx_4 + Opx_{20} + Amp_{16} \pm Grt$) после удаления выплавки частичного (13–15%) равновесного плавления ($Ol_{15} + Cpx_5 + Opx_{35}$ котектика) деплетированного мантийного источника (DM – $Ol_{62} + Cpx_{12} + Opx_{26}$) (Вревский и др., 2003). Повторное 15–12% плавление такого нижнекорового протолита в неоархее под контролем $Ol_{45} + Opx_{20} + Amp_{15} + Pl_5 \pm Grt Mgh_{2-3}$ котектики при P < 25 кбар приводит к генерации андезибазальтовых и андезитовых расплавов, которые в свою очередь могли фракционировать до дацитовых составов при P = 15 - 10 кбар (рис. 12).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Многолетние геологические И изотопно-геохимические исследования центральной части Кольско-Норвежской провинции Фенноскандинавского щита достаточно убедительно свидетельствуют, что в мезоархее в этом регионе уже существовала кора континентального типа, представленная на современном эрозионном срезе полихронными (от 3.6 до 2.9 млрд лет) и полигенными глиноземистыми и тоналит-трондъемитовыми гнейсами кольской серии в Центрально-Кольском геоблоке (Мыскова и др., 2005) и гнейсами комплекса Хомпен района Серварангер Норвегии (Levchnkov et al., 1995). Заложение и развитие Урагубско-Колмозеро-Вороньинского зеленокаменного пояса в неоархее на уже существовавшей коре во многом определило многие изотопно-геохимические и петрологические особенности эндогенного развития вулканоплутонического комплекса.

Анализ полученных данных по эволюции неоархейского вулканизма УКВ ЗКП позволяет интерпретировать установленные петрологогеохимические особенности в рамках геодинамической модели эволюции мантийного плюма и его взаимодействия с континентальной литосферой. Широкое развитие на начальных этапах высокотемпературного (1620-1720°С) коматиитового вулканизма свидетельствует о формировании мантийно-коровой магматической системы, связанной с глубинным плюмом, всплывавшим из зоны аномальных термодинамических процессов на границе нижней и верхней мантии (~ 670 км). Генерация первичных коматиитовых расплавов происходила при равновесном частичном плавлении деплетированного источника (гранатсодержащего $Ol_{0.63} + Opx_{0.22} + Cpx_{0.06} + Grt_{0.09}$ мантийного перидотита) при P = 40-80 кбар в голове плюма и менее деплетированного вещества в его высокотемпературной осевой части (Вревский, 2018б).

Петролого-геохимическое моделирование условий генерции базальтов и коматиитовых базальтов ранней коматиит-толеитовой ассоциации позволят связывать их первичные расплавы с процессами фракционирования расплава, аналогичного составу коматиитов пер-

ПЕТРОЛОГИЯ том 27 № 2 2019

вого типа (ТРЗЭ (Gd_N/Yb_N = 1.04 ± 0.1), ЛРЗЭ $\varepsilon_{\rm Nd}(2800) = +3.2 \pm 0.3)$ $(La_N/Sm_N = 0.55)$ и Урагубской структуры при *P* > 25 кбар. Вероятно, часть коматиитовых выплавок, производных плавления DM, на более высоких горизонтах литосферы (P < 20 кбар) могла фракционировать с отделением $Ol_{40} + Opx_{60}$ кумулусной ассоциации и образованием родоначальных расплавов «овоидных» анортозитов (Вревский, 2016), кристаллизация которых в виде силлов в вулканогенной толще УКВ ЗКП происходила уже в условиях верхней коры (< 5 кбар) при АFC фракционировании *Pl* и незначительной степени контаминации коровым вешеством. Сходные условия петрогенезиса предполагаются для большинства «мегакристаллических анортозитов» во многих архейских зеленокаменных поясах (Ashwal, Myers, 1994; Ashwal, 2010).

Для базальтов БАД ассоциации ведущим механизмом петрогенезиса первичных расплавов было частичное плавление изотопно-деплетированного и обедненного ЛРЗЭ (Ce_N/Sm_N < 1) лерцолита (Ol_{60} - Cpx_{20} - Opx_{10} - Grt_{10}) под контролем котектики (Ol_{10} - Cpx_5 - Opx_{35} - Grt_{50}) при достижении плюмом более высоких горизонтов литосферной мантии ($P \le 20$ кбар).

При дальнейшем адиабатическом всплывании плюма к средней части литосферы с сопутствующим этому процессу подъемом геоизотерм неизбежно происходило термохимическое взаимодействие мантийных расплавов с корой, проявление процессов ассимиляции и контаминации расплавов более древним коровым веществом, что установлено по присутствию ксеногенного циркона в средних и кислых метавулканитах и овоидных анортозитах (Вревский, 2016, 2018) и фиксируется в геохимических особенностях андезитов-2 УКВ ЗКП.

В результате проведенных исследований впервые для неоархейского УКВ ЗКП были получены изотопные и геохимические данные, которые показали, что базальты, андезиты-1 и -2 и дациты верхней толщи вулканогенного разреза структуры не являются генетически связанной вулканической серией и имели независимые мантийно-коровые источники первичных расплавов. Выделена специфическая группа (андезиты-2) андезибазальтов, андезитов и дацитов с содержанием редких и редкоземельных элементов, не имеющих аналогов как в архейских зеленокаменных поясах различных регионов мира, так среди фанерозойских островодужных известково-щелочных вулканических серий. Происхождение первичных расплавов таких вулканитов связано с дегидратационным плавлением «захороненных» в нижней-средней коре базит-ультрабазитовых реститов мантийного вещества, вовлеченных в область термальной аномалии (> 1200°C) при достижении плюмом высоких (P < 20 кбар) уровней литосферы. В геологическим плане такими вероятными базит-гипербазитовыми источниками могли быть ортоамфиболиты верхнего мегаритма кольской серии, вскрытого Кольской сверхглубокой скважиной на глубине 6842—7630 м (Кольская сверхглубокая ..., 1998).

Происхождение андезитов-1 было связано с фракционированием глиноземистых $(Al_2O_3 \sim 16.5 \text{ мас. }\%)$ базальтов БАД ассоциации в достаточно глубинных (P > 15 кбар) условиях. В свою очередь, глиноземистые базальты известково-щелочной серии (БАД ассоциации) по своим изотопно-геохимических свойствам ($\epsilon_{Nd}(2800)$ от +1.5 до +2.0) являются продуктами частичного (6–10%) плавления изотопно-деплетированного и обедненного ЛРЗЭ ($Ce_N/Sm_N < 1$) мантийного шпинелевого лерцолита под контролем безводной котектики ($Ol-Cpx-Opx \pm Pl$, Spl) умеренных давлений ($P \le 20$ кбар).

Проведенное U-Th-Pb датирование единичных зерен циркона из андезитов-1 и ранее полученные геохронологические данные для дацитов Урагубской структуры (Вревский, 2018а) позволили надежно привязать вулканизм БАД ассоциации всего УКВ ЗКП к шкале последовательности геологических событий и определить интервал времени его проявления в 2.89— 2.80 млрд лет.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках темы НИР 0153-2019-0001 Госзадания ИГГД РАН, проекта программы 1.19 Президиума РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.

Бибикова Е.В, Самсонов А.В., Щипанский А.А., и др. Хизоваарская структура Северо-Карельского зеленокаменного пояса как аккретированная островная дуга позднего архея: изотопно-геохронологические и петрологические данные // Петрология. 2003. Т. 11. № 3. С. 289–320.

Вревский А.Б. Коматииты из раннедокембрийского пояса Полмос-Порос (Кольский полуостров) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252. № 5. С. 1216–1219. Вревский А.Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы (на примере северо-восточной части Балтийского щита). Л.: Наука, 1989. 143 с.

Вревский А.Б. Возраст и источники анортозитов неоархейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (Фенноскандинавский щит) // Петрология. 2016. Т. 24. № 6. С. 571–586.

Вревский А.Б. Особенности проявления неоархейских плюм-литосферных процессов в Кольско-Норвежской провинции Фенноскандинавского щита: І. Состав и возраст коматиит-толеитовой ассоциации // Петрология. 2018а. Т. 26. № 2. С. 115–139.

Вревский А.Б. Особенности проявления неоархейских плюм-литосферных процессов в Кольско-Норвежской провинции Фенноскандинавского щита: II. Петрология и геодинамическая природа коматиит-толеитовой ассоциации // Петрология. 20186. Т. 26. № 3. С. 246–254.

Вревский А.Б., Матреничев В.А., Ружьева М.С. Петрология коматиитов Балтийского щита и изотопно-геохимическая эволюция их мантийных источников // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 587–617.

Вревский А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., и др. Петролого-геодинамические условия образования тоналит-трондъемит-гранодиоритовых ассоциаций и формирование континентальной коры древних кратонов // Геотектоника. 2010. Т. 44. № 4. С. 20–38.

Кадик А.А., Максимов А.П., Иванов Б.В. Физико-химические условия кристаллизации и генезис андезитов. М.: Наука, 1986. 158 с.

Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 223 с.

Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. М.: МФ «ТЕХНОНЕФТЕ-ГАЗ», 1998. 260 с.

Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Коваленко А.В., Крылов И.Н. Фенно-Карелельская гранитзеленокаменная область. Архей. Водлозерский домен // Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. В.А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. С. 288–339.

Майсен Б., Беттчер А. Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979. 123 с.

Мыскова Т.А., Бережная Н.Г., Глебовицкий В.А., и др. Находки древнейщих цирконов с возрастом 3600 млн лет в гнейсах кольской серии Кольско-Беломорского блока Балтийского щита (U-Pb SHRIMP-II) // Докл. АН. 2005. Т. 402. № 1. С. 82–85.

Озеров А.Ю., Арискин А.А., Кайл Ф., и др. Петролого-геохимическая модель генетического родства базальтового и андезитового магматизма вулканов Ключевской и Безымянный, Камчатка // Петрология. 1997. Т. 5. № 6. С. 614–635.

Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Мир, 1981. 594 с.

Светов С.А. Магматические системы зон перехода океан-континент в архее восточной части Фенно-

скандинавского щита. Петрозаводск: Кар НЦ РАН, 2005. 230 с.

Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: Кар НЦ РАН, 2008. 296 с.

Толстых М.Л., Певзнер М.М., Наумов В.Б., и др. Типы расплавов, формировавших пирокластические породы различных структурно-возрастных комплексов вулканического массива Шивелуч (Камчатка), по данным изучения расплавных включений // Петрология. 2015. Т. 23. № 5. С. 521–560.

Толстых М.Л., Наумов В.Б., Ярмолюк В.В. Адакиты и адакитовые расплавы: составы пород, закалочных стекол и включений в минералах // Петрология. 2017. Т. 25. № 3. С. 299–312.

Хитаров Н.Н., Пугин В.А., Слуцкий А.Б. Плавление и кристаллизация кварцевого толеита при высоких давлениях и эволюция толеитовых магм в глубинных условиях // Геохимия. 1972. № 4. С. 428–436.

Щипанский А.А. Субдукционные и мантийноплюмовые процессы в геодинамике формирования Архейских зеленокаменных поясов. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 560 с.

Annen C., Blundy J. D., Spark R. S. J. The Genesis of Intermediate and Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones // J. Petrol. 2006. V. 47. № 3. P. 505–539.

Ashwal L.D. The temporality of anorthosites // Canad. Mineral. 2010. V. 48. P. 711–728.

Ashwal L.D., Myers J.S. Archean Anorthosites // Ed. K.C. Condie. Archean Crustal Evolution. 1994. Ch. 8. P. 315–355.

Borg L.E., Draper D.S. A petrogenetic model for the origin and compositional variation of the martian basaltic meteorites // Meteoritics and Planetary Science. 2003. V. 38. P. 1713–1731.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., et al. TEMORA 1: A new zircon standard for U-Pb geochronology // Chemical Geology. 2003. V. 200. P. 155–170.

Bridgwater D., Scott D.J., Balagansky V.V., et al. Age and provenance of Early Precambrian metasedimentary rocks in the Lapland-Kola Belt, Russia: Evidence from Pb and Nd isotopic data // Terra Nova. 2001. V. 13. \mathbb{N} 1. P. 32–37.

Brophy J.G. A study of rare earth element (REE)– SiO_2 variations in felsic liquids generated by basalt fractionation and amphibolite melting: A potential test for discriminating between the two different processes // Contrib. Mineral. Petrol. 2008. V. 156. Iss. 3. P. 337–357.

Calmusa T., Aguillon-Robles A., Maury R.C., et al. Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites ("bajaites") from Baja California, Mexico: The role of slab melts // Lithos. 2003. V. 66. P. 77–105.

Carroll M.R., Wyllie P.J. The system tonalite $-H_2O$ at 15 kbar and the genesis of calc-alkaline magmas // Amer. Mineral. 1990. V. 75. P. 345–357.

ПЕТРОЛОГИЯ том 27 № 2 2019

Condie K.C. Mantle plumes and their record in the Earth History. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press, 2001. 306 p.

Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: A window to evolving sources of mantle plumes // Lithos. 2005a. V. 79. P. 491–504.

Condie K.C. TTGs and adakites: are they both slab melts? // Lithos. 2005b. V. 80. P. 33–44.

Condie K.C. Changing tectonic settings through time: Indiscriminate use of geochemical discriminant diagrams // Precambrian Res. 2015. V. 266. P. 587–591.

Condie K.C., Aster C.R., Van Hunen J. A great thermal divergence in the mantle beginning 2.5 Ga: geochemical constraints from greenstone basalts and komatiites // Geoscience Frontiers. 2016. V. 7. P. 543–553.

DePaolo D.J., Wasserburg G.J. Nd isotopic variations and petrogenetic models // Geophys. Res. Lett. 1976. V. 3. P. 249–252.

DePaolo D. J. Trace-element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. V. 53. P. 189–202.

Falloon T.J., Danyushevsky L.V. Melting of refractory mantle at 1.5, 2 and 2.5 GPa under anhydrous and H_2O -undersaturated conditions: implications for the petrogenesis of high-Ca boninites and the influence of subduction components on mantle melting // J. Petrol. 2000. V. 41. P. 257–283.

Foulger G.R. Plate vs plumes: A geological controversy. Oxford: Wiley-Blackwell, 2010. 328 p.

GERM Partition Coefficient (Kd) Database (https://earthref.org/KDD/#top)

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: Implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.

Green T.H., Blundy J.D., Adam J., Yaxley G.M. SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2–7.5 GPa and 1080–1200°C // Lithos. 2000. V. 53. P. 165–187.

Green D.H. Experimental petrology of peridotites, including effects water and carbon on melting in the Earth's upper mantle // Phys. Chem. Mineral. 2015. V. 42. P. 95–122.

Green T.H., Blundy J.D., Adam J., Yaxley G.M. SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2–7.5 GPa and 1080–1200°C // Lithos. 2000. V. 53. P. 165–187.

Grove T.L., Parman S.W. Thermal evolution of the Herzberg C. Generation of plume magmas through time: An experimental perspective // Chemical Geology. 1995. V. 126. P. 1–16.

Hauri E.H., Gaetani G.A., Green T.H. Partitioning of water during melting of the Earth's upper mantle at H_2O -undersaturated conditions // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. V. 248. P. 715–734.

Hou Z.Q., Gao Y.F., Qu Z.M., et al. Origin of adakitic intrusives generated during mid-miocene east-west extension in southern Tibet // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 220. P. 139–155.

Hollings P., Wyman D. Trace element and Sm-Nd systematics of volcanic and intrusive rocks from the 3 Ga Lumby Lake Greenstone belt, Superior Province: Evidence for Archean plume–arc interaction // Lithos. 1999. V. 46. P. 189–213.

Inoue T., Rapp R.P., Zhanget J., et al. Garnet fractionation in a hydrous magma ocean and the origin of Al-depleted komatiites: Melting experiments of hydrous pyrolite with REEs at high pressure // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 177. P. 81–87.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.

Jahn B.-M. Auvray B., Blais S., et al. Trace elements geochemistry and petrogenesis of Finnish greenstone belts // J. Petrol. 1980. V. 21. P. 201–244.

Jahn B.M., Wu F., Chen B. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in Phanerozoic // Episodes. 2000. V. 23. P. 82–92.

Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalcalic volcanic rocks // Ontario Division Mines. 1976. Misc. Pap. 66. 22 p.

Kay R.W., Kay S.M. Delamination and delamination magmatism // Tectonophysics. 1993. V. 219. P. 177–189.

Kelemen P.B. Genesis of high andesites and the continental crust // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. V. 120. P. 1–19.

Kelemen P.B., Rilling J.L., Parmentier E.M., et al. Thermal structure due to solid-state flow in the mantle wedge beneath arcs // Ed. Eiler J.M. Inside the subduction factory. Geophysical Monograph. 2003. V. 138. P. 293–311.

Keto L.S., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 84. P. 27–41.

Kogiso T., Hirschmann M.M., Petermann M. Highpressure Partial Melting of Mafic Lithologies in the Mantle // J. Petrol. 2004. V. 45. № 12. P. 2407–2422.

Le Maitre R.W., Baterman P., Dudek A., et al. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1989. 193 p.

Levchenkov O.A., Levsky L.K., Nordgulen O., et al. U-Pb zircin ages from Sorvaranger, Norway and the western part of Kola Peninsula, Russia // Geology of the eastern Finnmark – western Kola region. Eds. D. Roberts, O. Nordgulen. Norges geologiske undersokelse, Sp. Publ. 1995. P. 29–48

Ludwig K.R. A User's Manual for Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Exel. Berkeley Geochronology Center. Sp. Publ. 2000. \mathbb{N} 2. 70 p.

Martin H., Smith R.H., Rapp R., et al. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG),

and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. V. 79. P. 1–24.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.

Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. J. Sci. 1974. V. 274. P. 321–355.

Nesbitt H.W., Yong G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.

Parat F., Streck M.J., Holtz F., Almeev R. Experimental study into the petrogenesis of crystal rich basaltic to andesitic magmas at Arenal volcano // Contrib. Mineral. Petrol. 2014. V. 168. P. 1040.

Penga T., Wildeb S.A., Fana W., Penga B. Neoarchean siliceous high-Mg basalt (SHMB) from the Taishan granite–greenstone terrane, Eastern North China Craton: Petrogenesis and tectonic implications // Precambrian Research. 2013. V. 228. P. 233–249.

Pertermann M., Hirschmann M.M. Anhydrous partial melting experiments on MORB-like eclogite: Phase relations, phase compositions and mineral-melt partitioning of major elements at 2–3 GPa // J. Petrol. 2003. V. 44. P. 2173–2201.

Petford N., Gallagher K. Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V. 193. P. 483–499.

Prinzhoefer A., Allerge C.J. Residual peridotites and the mechanism of partial melting // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. V. 74. № 2–3. P. 251–265.

Ronov A.B., Yaroshevskiy A.A. A new model for the chemical structure of the Earth's crust // Geochem. Inter. 1976. V. 13. No 6. P. 89–121.

Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mezger A.W., et al. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: A case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 155. P. 57–74.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Treatise on geochemistry. Oxford: Elsevier Ltd, 2003. V. 3. P. 1–61.

Rapp R.P., Shimisu N., Norman M.D. Growth of early continental crust by partial melting of eclogite // Nature. 2003. V. 425. P. 605–609.

Smithies R.H., Champion D.C., Sun S.-S. The case for Archaean boninites // Contrib. Mineral. Petrol. 2004. V. 147. P. 705–721.

Sobolev A.V., Asafov E.V., Gurenko A.A., et al. Komatiites reveal a hydrous Archaean deep-mantle reservoir // Nature. 2016. V. 531. P. 628–632.

Sossi P.A., Eggins S.M., Nesbitt R.W., et al. Petrogenesis and geochemistry of archean коmatiites // J. Petrol. 2016. V. 57. P. 147–184.

Springer W., Seck H.A. Partial fusion of basic granulites at 5 to 15 kbar: Implications for the origin of TTG magma^{·s} // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 127. Iss. 1–2. P. 30–45.

ПЕТРОЛОГИЯ том 27 № 2 2019

Takahashi E. Speculations on the Archean Mantle: Missing link between komatiite and depleted garnet peridotite // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. P. 15941–15954.

Tatsumi Y., Sato T., Kodaira S. Evolution of the Earth as an andesite planet: Water, plate tectonics, and delamination of anti-continent // Earth Planet. Space. 2015. V. 67–91.

Taylor S.R., McLennan S.M. Planetary crusts: Their composition, origin and evolution. Cambridge: Cambridge University Press, 2009. 400 p.

Wang Q., Xu J.-F., Jian P., et al. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: Implications for the genesis of porphyry copper mineralization // J. Petrol. 2006. V. 47. P. 119–144.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // Amer. Mineral. 2010. V. 95. P. 185–187.

Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // Eds. McKibben M.A., Shanks W.C. and Ridley W.I. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Rev. Econom. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.

Wood B.J., Turner S.P. Origin of primitive high-Mg andesite: Constraints from natural examples and experiments // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. V. 283. P. 59–66.

Wyllie P.J., Ryabchikov I.D. Volatile composition, magmas, and critical fluids in upper mantle // J. Petrol. 2000. V. 41. № 7. P. 1195–1206.

NON-SUBDUCTION PETROLOGICAL MECHANISMS FOR THE GROWTH OF THE NEOARCHEAM CONTINENTAL CRUST OF THE KOLA–NORWEGIAN TERRANE, FENNOSCANDIAN SHIELD: GEOLOGICAL AND ISOTOPE-GEOCHEMICAL EVIDENCE

A. B. Vrevskii

Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences St. Petersburg, 199034, Russia

e-mail: a.b.vrevsky@ipgg.ru

The paper reports new data on the composition and age of the Neoarchean calc-alkaline volcanic rocks of the Uraguba–Kolmozero–Voron'ya greenstone belt (UKV GB). Petrological-geochemical modeling indicates a polygenetic origin of primary melts of the basalt–andesite–dacite association and non-subduction geodynamic mechanisms for the crustal growth in the largest greenstone belt of the Kola–Norwegian Block of the Fennoscandian shield.

Keywords: Ura-Guba–Kolmozero–Boron'ya greenstone belt, Fennoscandian shield, Neoarchean, basalt–andesite–dacite association, isotope-geochemical composition, U-Th-Pb age of zircon, petrology, mantle–crustal sources.

DOI: https://doi.org/10.31857/S0869-59032160-186

186