

миграционного ШВ. Серая разность повсюду содержит структуры распада органо-минеральных смесей, интенсивность проявлений которых нарастает к ЮВ оконечности острова. Миндалевидные выделения в основном мелкие и линзовидные, сложены нацело антраксолитом, рассеченном иногда поперек короткими прожилками светлого кварца. В южной части участка выделения более крупные и имеют зональное (антраксолит-кварцевое, кварц-антраксолит-кварцевое) строение. Вероятно, участок Чеболакша можно считать частью купольной шунгитоносной структуры.

Другой любопытный объект – остров Березовец. Он расположен вблизи ЮЗ окончания о.Бол. Клеменецкий и может быть отнесен к ЮВ части Хмельозерской синклинали. Стратиграфически, по ряду признаков, его можно сопоставить с участком Чеболакша. Здесь имеются все выделенные разности и разновидности ШП, их взаимоотношения очень похожи на Максовские. Содержания С_{св} также достаточно высокие и соответствуют другим высокоуглеродистым телам. Из особенностей ШП здесь можно отметить наличие переходных (между бурой и серой) разностей, широкое развитие структур распада как в серой, так и в бурой разностях, местами интенсивное брекчирование пород с полным окварцеванием цемента. Миндалевидные выделения нередко зональные, с выделением последним пирита. Некоторые из них, накладывающиеся на структуры распада, заполнены крупнозернистым голубоватым кварцем.

Рассмотренные выше тела ШП расположены в разных частях Онежского синклинария и относятся к разным стратиграфическим уровням верхней заонежской подсветы. Тем не менее, они имеют во многом сходный облик и текстурно-структурные особенности. Главная и принципиальная их черта - отсутствие в составе слоистых пород, т.е. все они являются локализованными скоплениями метадифференциатов, метаорганоминеральных комплексов.

Принадлежность высокоуглеродистых образований к купольным структурам во многих случаях достаточно очевидна, но иногда требует дополнительных исследований комплексом геофизических методов и изучения вещественного состава минеральной компоненты. Но она может быть проблематична в принципе. Дальнейшего изучения требует и состав разностей ШП, соотнесение их с теми или иными органоглинистыми, органокремнистыми и, возможно, промежуточными дифференциатами органо-минеральных комплексов. Но уже очевидно, что динамическая модель формирования тел ШП, согласно которой локализованные тела высокоуглеродистых пород, четко обособляясь от вмещающих, «сидят», как бусины на нитке на шунгитоносных слоистых горизонтах, кажется наиболее приемлемой.

Широкая распространенность локализованных структур ШП по всей Онежской структуре и по разрезу верхней заонежской подсветы свидетельствует об универсальности отмеченных признаков ШП и динамической модели в целом.

Литература:

1. Борисов П.А. Карельские шунгиты. Петрозаводск, 1956. 92 с.
2. Купряков С.В., Михайлов В.П. Зажогинское месторождение шунгитовых пород// Новое в геологии Северо-Запада РСФСР. М., 1988. С. 79-86.
3. Михайлов В.П., Купряков С.В. Отчет о результатах детальной разведки Юго-Восточной (Максовской) залежи Зажогинского месторождения шунгитовых пород за 1982-1985 гг. Петрозаводск, 1985. Фонды СЗТГУ.
4. Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения/ под ред. Филиппова М.М., Голубева А.И. Петрозаводск, 1994. 208 с.
5. Ромашкин А.Е., Рычанчик Д.В. Некоторые особенности геологического строения и распределения С_{св} в Максавской залежи// Вопросы геологии, магматизма и рудогенеза Карелии. Петрозаводск, 1996. С. 42-45.
6. Филиппов М. М., Медведев П.В., Ромашкин А. Е. О природе шунгитов Южной Карелии // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 3. С. 323-332.
7. Филиппов М. М., Ромашкин А. Е. Шунгитовые породы – генезис, классификация, методы определения С_{св}. КарНЦ РАН, Петрозаводск, 1996. 90 с.

ЭТАПЫ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА - ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ ВОПРОСА

Светов С.А.

Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, ssvetov@krc.karelia.ru

Вулканогенные породы коматиит-толеитовых ассоциаций являются важной частью разрезов архейских зеленокаменных поясов Балтийского щита, представляя собой один из основных источников информации об истории их эндогенного развития и физико-химических условиях мантийного магнообразования. Целью выполнения данного исследования являлось сравнение геохимических характеристик высокомагнезиальных ассоциаций архейских зеленокаменных поясов Карелии и Кольского полуострова (3.4 до 2.7 млрд.лет) с протерозойскими аналогами и условий их магногенеза. Для данной

работы кроме авторских привлекались материалы А.И.Световой, В.Н.Кожевникова, М.Б.Раевской, В.Я.Горьковца, В.С.Куликова и В.В.Куликовой.

Геологическая характеристика. Архейские зеленокаменные пояса на территории Фенноскандинавского щита развиты на Кольском полуострове, в Восточной Финляндии и Карелии. Для Центральной, Западной Карелии характерны зеленокаменные пояса субмеридионального направления, в Восточной Карелии северо-западного, а на Кольском полуострове субширотного. Они приурочены к крупным глубинным внутриблоковым или межблоковым разломам и сопряжены с системами конформных разломов. Протяженность зеленокаменных поясов часто превышает 300 км при ширине более 50 км, примерами могут послужить Ведлозерско-Сегозерский, Сумозерско-Кенозерский, Парандово-Тикшозерский зеленокаменные пояса.

Зеленокаменные пояса разделяются гнейсо-гранитными полями, представляющими блоки инфраструктуры. Породы коматиитовых ассоциаций не занимают строго определенного положения в стратиграфических разрезах зеленокаменных структур, однако чаще всего приурочены к нижним, реже средним частям разрезов.

Возможно выделить несколько типов разрезов зеленокаменных поясов с учетом состава и стратиграфического положения вулканитов:

1. В основании коматиит-толеитовая ассоциация, перекрывается андезидацитовой. (Ведлозерско-Сегозерский (структуры: Койкары, Паласельга, Совдозеро) и Сумозерско-Каменноозерский пояс)
2. В основании терригенно-осадочная толща, сменяется коматиит-толеитовой ассоциацией. (Гимольско – Костомукшский зеленокаменный пояс)
3. Основание - известково-щелочные вулканиты, выше коматиит-толеитовая ассоциация. (Хаутаваарская структура Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса)

Реконструированная мощность разрезов коматиит-толеитовых ассоциаций изменяется от первых сотен метров (Водлозеро - <100 м) до 2.8-3 км (Койкары-Семчь). Максимальная суммарная мощность архейских образований достигает 6 км. В пределах исследуемых структур высокомагнезиальные вулканиты развиты компактно и занимают площади в среднем 2-4 км², в редких случаях около 30км² (Паласельга, Семчь, Ветренный пояс). В фациальном плане коматииты представлены массивными, подушечными, вариолитовыми, дифференцированными лавами, лавами со спинифекс структурами и пирокластитами (туфами пелитового – агломератового размера). Пирокластические фации не превышают 3-5% от общего объема пород в разрезах. Толеитовые базальты залегают на коматиитах или чередуются в разрезе с коматиитами. Комагматичные ассоциации интрузивные образования представлены телами высокомагнезиальных габбро-диабазов и ультрамафитов.

Породы архейских коматиит-толеитовых ассоциаций претерпели регионально-метаморфические преобразования в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации метаморфизма. Первично-магматические минералы оказались полностью замещены вторичным парагенезисом: актинолитовой роговой обманкой, антофиллитом, тремолитом, серпентином, хлоритом, тальком, карбонатом, эпидотом, магнетитом, плагиоклазом и кварцем. В то же время сохраняются реликты первичных магматических структур и текстурные признаки, что позволяет уверенно диагностировать фациальные разновидности пород. Протерозойские коматииты Ветреного пояса напротив сохранили первичную минеральную композицию.

Образование коматиитовых ассоциаций на территории восточной части Фенноскандинавского щита происходило асинхронно, в несколько этапов, о чем свидетельствуют геохронологические данные (Sm-Nd по породе в целом коматииты – базальты и цирконометрия для секущих даек андезидацитов).

Наиболее древние высокомагнезиальные вулканиты описаны в Водлозерской и Каменноозерской структуре (Восточная Карелия), их Sm-Nd возраст составляет **3391±76** (Puchtel et al., 1993) и **3054±84** млн.лет (Samsonov et al., 1996) соответственно. Для Центральной Карелии (Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс) Sm-Nd возраст коматиит-толеитовой ассоциации равен **2921 ± 55** млн. лет (Светов и др., 1999) (Паласельгинская структура - **2893 ± 110** млн.лет, Койкарская структура - **2944±170** млн. лет). В северо-западной Карелии для коматиитов Костомукшской структуры **2843±39** млн.лет (Puchtel et al.,1998). Так же в Восточной Карелии изучены протерозойские коматииты Ветреного пояса с возрастом **2410±34** млн.лет (Puchtel et al.,1997). Таким образом можно выделить следующие этапы высокомагнезиального вулканизма на территории Восточной Фенноскандии: **3.4-3.05, 3.05-2.9, 2.9-2.8** и **2.5-2.4** млн.лет (Vrevsky et al., 1996).

Геохимическая характеристика коматиитовых ассоциаций. Как было указано во введении, основная задача данного исследования рассмотреть геохимическую характеристику коматиитовых ассоциаций в каждом временном интервале.

3.4-3.05 млн.лет - Восточная Карелия – Водлозерская и Каменноозерская структуры. Магнезиальность коматиитов и базальтов Восточной Карелии варьирует от 8-10 до 34%, причем для кровельных частей лавовых потоков характерно содержание MgO от 26 до 29% - Водлозерская структура и 28-29.5% - Каменноозерская структура. Концентрация TiO₂ в перидотитовых коматиитах не превышает 0.35-0.48%. Характеристические отношения - $0.7 < \text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$ (Водлозеро 0.91 ± 0.11 , Каменное озеро 0.75 ± 0.33), $20 < \text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 < 24$ (Водлозеро 22.10 ± 2.03 , Каменное озеро 22.76 ± 4.37), $2 < \text{Zr}/\text{Y} < 4$, позволяют отнести вулканиды к Al-недеплетированному типу. Характерной особенностью разреза коматиитовой ассоциации Водлозерской структуры является отсутствие промежуточных дифференциатов между перидотитовыми и базальтовыми варитетам. Максимальные содержания Ni в кумулятивных зонах потоков перидотитовых коматиитов Водлозера составляют 1889-2000 и Cr 2700-3781 г.т., средние концентрации варьируют в интервалах 1147 ± 610 и 2486 ± 1301 г.т. соответственно, для Каменноозерской структуры эти значения в среднем ниже и составляют 469 ± 626 и 796 ± 1014 г.т. При этом на отдельных участках Каменноозерской структуры (участки Золотые Пороги и Лещевский) коматиитовые реки мощностью около 100 м имеют ликвационные Ni рудопроявления. Распределение трасс-элементов в породах коматиит-толеитовых ассоциаций совпадают с трендами фракционирования Ol в расплаве. Коматииты Водлозера имеют слабо фракционированный характер распределения REE элементов - $(\text{La}/\text{Sm})_n = 0.85 \pm 0.07$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.02 \pm 0.03$, $(\text{Ce}/\text{Yb})_n = 0.85 \pm 0.07$ при $\Sigma(\text{HREE})_n = 1.4-1.8$, для более молодых вулканидов Каменноозерской структуры тип распределения REE сохраняется.

3.05-2.9 млн.лет - Центральная Карелия – Водлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс. Высокомагнезиальные вулканиды Центральной Карелии представлены перидотитовыми, пироксенитовыми, базальтовыми коматиитами и высокомагнезиальными толеитовыми базальтами. Содержание MgO в коматиитах варьирует от 9.4 до 32%, TiO₂ - 0.2-0.7%. Доминирующее развитие имеют пироксенитовые и базальтовые коматииты, а так же высокомагнезиальные толеитовые базальты ($8 < \text{MgO} < 15$ %). Перидотитовые коматииты и их кумуляты (коматиитовые дуниты) ($19 < \text{MgO} < 37$ %) преобладают только в разрезе Совдозерской структуры. Для коматиитов установлены следующие значения отношений: $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$ (Койкары 0.80 ± 0.49 ; Паласельга 0.82 ± 0.18 ; Совдозеро 0.86 ± 0.18 ; Хаутаваара 0.74 ± 0.09), $17 < \text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 < 30$ (Койкары 20.20 ± 3.95 ; Паласельга 27.16 ± 3.73 ; Совдозеро 19.79 ± 1.35 ; Хаутаваара 20.21 ± 0.05), Zr/Y близко к 2.5 (Койкары 2.63 ± 0.34 ; Паласельга 2.39 ± 0.36 ; Совдозеро 2.62 ± 0.67 ; Хаутаваара 1.04 ± 0.19), что позволяет отнести коматииты к Al-недеплетированному типу «Мунро» (Arndt et al., 1992). Наибольшая дифференцированность составов выявлена в вариолитовых лавах пироксенитовых коматиитов Койкарской структуры. Вариолы по химическому составу соответствуют низкокальциевым андезидацитам (до 67.61% SiO₂, 5 – 8% MgO), а матрикс- пироксенитовым коматиитам (50.9% SiO₂, 18.9% MgO). Туфы коматиитов по содержанию петрогенных элементов идентичны лавам, но имеют пониженные значения Al₂O₃ < 8%, более высокие CaO-7-11%, и низкие щелочи: NaO < 0.5%, K₂O < 0.04%. Содержания Ni и Cr в вулканидах коматиит-толеитовой ассоциации колеблются в широких пределах. Максимальные концентрации Ni (1862 г/т) и Cr (6395 г/т) установлены в перидотитовых коматиитах Совдозерской структуры. Аномально деплетированы Ni и Cr перидотитовые коматииты Хаутаваарской структуры. С уменьшением магнезиальности пород концентрации Ni и Cr постепенно уменьшаются: в пироксенитовых коматиитах - Ni- 100-1000 г/т, Cr-500-2000 г/т, в базальтовых коматиитах - Ni 80-200 г/т, Cr-400-1000 г/т, в толеитовых базальтах - Ni-30-100 г/т, Cr-50-400 г/т.

Распределение Al₂O₃, TiO₂, Y и Zr относительно MgO близко к трендам фракционирования оливина. Одновременно для вулканидов рассматриваемых структур устанавливаются несколько трендов с пересечением оси MgO в области значений 46-50 и 35-40%, что можно объяснить наличием нескольких исходных расплавов с расчетной магнезиальностью 22-26% и 14-16%. Данные значения состава зон закалки в потоках перидотитовых коматиитах Койкар (27.82%), Паласельги (28,39%), Совдозера (29,44%), Хаутаваары (30,74%).

Для вулканидов характерным является не фракционированное распределение тяжелых РЗЭ $\Sigma(\text{HREE})_n = 1.0-2.0$, при слабом деплетировании легкими РЗЭ. $(\text{La}/\text{Sm})_n = 1.00 \pm 0.48$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.08 \pm 0.15$, $(\text{Ce}/\text{Yb})_n = 0.93 \pm 0.34$. Толеиты Паласельгинской структуры имеют контаминированный характер спектра РЗЭ: $(\text{La}/\text{Sm})_n = 2.45 \pm 0.30$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.59 \pm 0.02$, $(\text{Ce}/\text{Yb})_n = 4.61 \pm 0.49$ и обогащены SiO₂, Y, Zr, Nb, Sr, Ba, Rb.

Распределение РЗЭ в пределах различных зон (спинифекс, кумулят, кровельная брекчия) лавовых потоков, между зонами закалки в подушечных лавах и их ядрах, топологически идентично.

2.9-2.8 млн.лет – Северо-Западная и Северная Карелия – Гимольско-Костомукшский зеленокаменный пояс, Хизоваарская зеленокаменная структура. Высокомагнезиальные вулканиды СЗ Карелии характеризуются широкими вариациями в содержании MgO от 6.5% в базальтовых разновидностях до 32-35% в коматиитовых кумулятах. Магнезиальность зон закалки дифференцированных потоков составляет от

Таблица 1. Геохимическая характеристика высокомагнезиальных вулканитов Карельского кратона и P-T условия их генерации.

Структура	Sm-Nd Возраст (млн.лет)	CaO/Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ /TiO ₂	Ti/Zr	Zr/Y	Σ(HREE) _n	εNd	MgO в первичной магме (мас.%)	Al ₂ O ₃ Средне мас%	T _{liq} (°C)	T _{pot} (°C)	P _(Al) (Гра)
3.4-3.05 млн.лет												
Водлозеро	3391±76	0.91±0.1	22.10±2.0	103.46±14.2	2.33±0.37	1.4-1.8	+ 1.2	28,29	6,66	1566	1792	6,40
3.05-3.0 млн.лет												
Каменное озеро	3054±84	0.75±0.3	22.76±4.3	110.96±13.7	3.38±0.81	0.6-1.4	+ 3.8	29,50	6,72	1587	1818	6,35
3.0-2.9 млн.лет												
Хаугтаваара	2956±43	0.74±0.1	20.21±0.0	-	1.04±0.19	1.3	+ 1.7	30,74	6,42	1615	1845	6,59
Совдозеро	2921±55	0.76±0.3	20.38±1.8	103.91±24.9	2.47±0.67	1.0-1.4	+ 1.4	29,44	6,63	1589	1817	6,42
Паласельга	2921±55	0.86±0.2	24.04±4.6	79.13±9.5	2.49±0.43	0.8-1	+ 1.2	28,39	6,01	1568	1794	6,93
Койкары	2921±55	0.77±0.3	20.79±3.8	76.95±11.3	2.72±0.43	1.6-2.0	+ 1.7	27,82	5,62	1557	1781	7,29
2.9-2.8 млн.лет												
Костомукша	2843±39	0.88±0.1	19.06±4.0	110.15±6.0	0.68±0.04	1.2-2.0	+ 2.8	27,60	9,04	1553	1776	4,86
Хизоваара	2870±90	0.99±0.5	21.71±10.5	108.74±26.1	2.44±1.14	1.1-1.2	+ 3.6	26.59	6.20	1534	1752	6.77
2.5-2.4 млн.лет												
Ветренный пояс	2410±34	0.82±0.01	19.6±0.3	64.4±0.8	3.86±0.04	1.9-2.6	- 0.1	14,55	11,37	1321	1455	3,71

Примечание: $\Sigma(\text{HREE})_n = \Sigma(\text{Gd}+\text{Dy}+\text{Er}+\text{Yb})_n$ Примитивная мантия по (Sun et al., 1989); Ссылки на данные по Sm-Nd возрастам приведены в тексте. Расчетные значения P-T параметров приведены с точностью: T_{liq} (°C) температуры ликвидуса ± 13°C, T_{pot} (°C) температуры магмогенерации ± 18°C, а P_(Al) (Гра) - давления при генерации ± 0.4 Гпа по работе Светов и др. 2000.

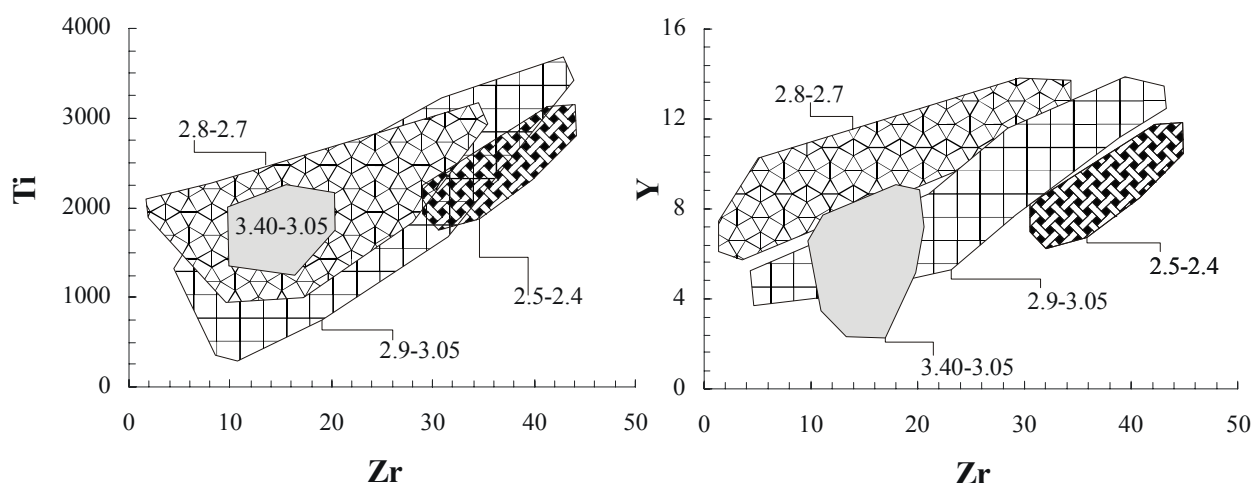


Рис. 1. Бинарные диаграммы Zr- Ti, -Y (ppm) для коматиитов ($MgO > 12\%$) Карельского кратона. Возрастные интервалы на диаграммах приведены в млрд.лет.

25 до 28 %. Вариации $CaO/Al_2O_3 < 1$ (Костомукша 0.88 ± 0.15 ; Хизоваара 0.99 ± 0.53), $19 < Al_2O_3/TiO_2 < 30$ 1 (Костомукша 19.06 ± 4.05 ; Хизоваара 21.71 ± 10.52). По Zr/Y отношению коматииты Костомукши сильно отличаются от Хизоваарских аналогов – 0.68 ± 0.04 и 2.44 ± 1.14 соответственно. Вариации в содержании Ni составляют: Костомукша max. 2188 г.т., среднее 1311 ± 395 г.т.; Хизоваара max. 2344 г.т., среднее 1430 ± 375 г.т. и Cr -Костомукша max. 3821 г.т., среднее 2867 ± 610 г.т.; Хизоваара max. 3082 г.т., среднее 2214 ± 489 г.т. Для коматиитов Костомукши характерным является не фракционированное распределение тяжелых РЗЭ $\sum(HREE)_n = 1.1-2.0$, при деплетировании легкими РЗЭ $(La/Sm)_n = 0.42 \pm 0.06$, $(Gd/Yb)_n = 0.92 \pm 0.30$, $(Ce/Yb)_n = 0.87 \pm 0.23$.

2.5-2.4 млн.лет - Восточная Карелия – Ветренный пояс. Протерозойские коматииты Восточной Карелии менее магнезиальны по сравнению с архейскими аналогами. Содержание MgO в лавовых потоках и лавовом озере изменяется от 7 до 26.1%, зоны закалки содержат не более 14-17% MgO. Отношения петрогенных элементов соответствует Al-недеплетированному типу. $CaO/Al_2O_3 = 0.82 \pm 0.01$; $Al_2O_3/TiO_2 = 19.6 \pm 0.3$, $Zr/Y = 3.86 \pm 0.04$. Содержание трасс-элементов контролируется трендами фракционирования Ol, что относится и к Ni и Cr. Повышенные их концентрации встречаются только в редких случаях в высокомагнезиальных разностях, так как доминирующим развитием в зеленокаменном поясе пользуются базальтовые и пироксенитовые коматииты. Распределение REE в коматиитах Ветренного пояса носит четко выраженный обогащенный LREE характер - $(La/Sm)_n = 2.20 \pm 0.04$, $(Gd/Yb)_n = 1.32 \pm 0.02$, $(Ce/Yb)_n = 3.11 \pm 0.09$, при этом слабо проявляется Eu аномалия – $Eu/Eu^* = 0.94-0.97$. Уровень содержания тяжелых РЗЭ $\sum(HREE)_n = 1.9-2.6$.

Выводы: На основе геохимического сопоставления архейских и протерозойских высокомагнезиальных вулканитов установлена принадлежность всех ассоциаций к Al-недеплетированному типу «Мунро». Характеристические отношения $CaO/Al_2O_3 < 1$; $Al_2O_3/TiO_2 = 19-21$ и распределение ПРЗЭ подтверждают этот вывод (Табл.1). Основные отличия архейских вулканитов от протерозойских проявляются в Ti/Zr и Zr/Y отношении (Рис 1), протерозойские коматииты имеет более высокие концентрации Zr (до 42 ppm) при близких содержаниях Y и Ti. Уровень содержания редкоземельных элементов $\sum(HREE)_n$ изменяется от 0.6 – 1.8 в архее до 1.9-2.6 в протерозое (Табл.1). Так же в течении времени уменьшается магнезиальность «первичных» магм от 28-30 % MgO в архее до 12-14% MgO в протерозое, что несомненно связано с условиями магмогенерации расплавов.

Генерация высокомагнезиальных магм Al-недеплетированных коматиитов в нижнем и верхнем архее на территории Балтийского щита происходила (по данным работы Светов и др. 2000) при достаточно однородных условиях - на глубинах 210-240 км. при давлениях 6-7 Гпа, и температурах 1750-1850 °С, что в среднем выше на 200-300 градусов, чем модельные значения температуры архейской мантии- (Richter, 1988). Плавление происходило при поднятии мантийного плюма в ходе адиабатической декомпрессии по следующей схеме $[L+Ol+Orx+Cpx+Gr] \rightarrow [L+Ol+Orx+Gt] \rightarrow [L+Ol+Orx]$. Расплавы, образующиеся на каждой стадии, соответствуют Al-недеплетированному типу коматиитов, для большинства из них применима модель плавления с образованием гарцбургитового рестита $[Ol+Orx]$, что хорошо коррелирует с моделями образования коматиитов типа «Munro», описанной К.Херцбергом (Herzberg, 1995).

В верхнем архее (2,8-2,7 млрд.лет) магмообразование становится менее глубинным (150-210 км), процессы плавления проходят при давлении около 5-7 ГПа и температуре 1700-1780 °С, что превышает на 200 градусов модельные значения температуры мантии, как и на предыдущем этапе первичные расплавы образуются с отсадкой Ol+Orх рестита.

В раннем протерозое (2.4 млрд. лет) процессы плавления проходят на глубинах <160 км, давление в мантийном источнике < 6 ГПа, в среднем 3-5 ГПа при температурах 1300-1550 °С, что превышает менее чем на 100 градусов модельные значения мантии для данного возрастного интервала. Процесс плавления проходил с образованием Ol+Orх+Срх рестита.

Определив параметры и условия генерации расплавов остается открытым вопрос о геохимическом составе мантийных источников. Различие в уровне содержания HREE, Zr, Y, Nb в первичных не контаминированных магмах позволяет предполагать существование в каждом временном интервале специфических мантийных источников (Vrevsky et al. 1999), с различным уровнем содержания HREE / $\Sigma(\text{HREE})_n$ / по отношению к примитивной мантии: 0.6-1.5, 1.4-1.8, 0.8-2.0 и 1.9-2.6, что подтверждается и изотопными характеристиками вулканитов.

Литература:

1. Светов С.А., Смолькин В.Ф. Модельные РТ-условия генерации высокомагнезиальных магм докембрия Фенноскандинавского щита. (Геохимия 2000, в печати)
2. Arndt N.T., Lesher C.M., Fractionation of REE by olivine and origin of Kambalda komatiites, Western Australia. Geochim. Cosmochim. Acta, 1992, V.56. P. 4191-4204.
3. Herzberg C. Generation of plume magmas through time: an experimental perspective. Chemical Geology, V.126. 1995. P.1-16
4. Pukhtel I.S., Zhuravlev D.Z., Kulikova V.V. Petrology and Sm-Nd and Pb-Pb systematics of the early archaean highly magnesian metavolcanics of the Vodla block, Baltic shield. International Geology Review, vol.35.,1993, pp.825-839
5. Puchtel I.S., Haase K.M. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: Evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted archaean continental lithosphere. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1997, vol.61.,No. 6, pp.1205-1222
6. Puchtel L.S., Hofmann A.W., Mezger K. Jochum K.P., Shipansky A.A., Samsonov A.V. Oceanic palaeoan model continental crustal growth in the Archaean: A case study from Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield. Earth Planet. Sci. Lett. 1998. 155. P. 57-74.
7. Samsonov A.V., Bibikova E.V., Puhtel I.S., Shipansky A.A., Zhuravlev D.Z. Isotope and geochemical variations between felsic volcanic rocks from Karelian greenstone belts and some tectonic implications. Abstracts of Fennoscandian Geological Correlation conference. 1996. p.171
8. Светов С.А., Хухма Х. Геохимия и Sm-Nd систематика архейских коматиит-толеитовых ассоциаций Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Центральная Карелия). ДАН. 1999. Т. 369. №2. С. 261-263.
9. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Saunders A.D., Norry M.J. (eds), Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. No.42. P. 313-345
10. Richter F.M. A major change in the thermal state of the Earth at the Archaean-Proterozoic Boundary: Consequences for the nature and preservation of continental lithosphere. J.Petrol., 1988, Spec.Lithosphere Iss.,39-52.
11. Vrevsky A.B., Krymsky R.Sh., Svetov S.A. Isotopic (Nd, O) and geochemical (REE) heterogeneity of the Archaean mantle, Baltic Shield. Precambrian Crust Evolution in the North Atlantic Region. Sp. Publ. Geol. Soc. London. 1996. № 112. P. 34-48.
12. Vrevsky A.B., Matrenichev V.A. Ruzeva M.C., Svetov S.A. Petrology of astenosfer mantle and geodynamic of the Baltic Shield lithosphere in archaean. Proceedings of FGC conference, Petrozavodsk 1999, pp.31-32.

АПОМЕЛИЛИТОВЫЕ ПОРОДЫ КОВДОРСКОГО МАССИВА И ИХ ГЕНЕЗИС

Середкин М.В.

МГУ им Ломоносова, г. Москва, seredkin@igem.ru

Введение. Ковдорский массив щелочных и ультраосновных пород расположен в западной части Кольского полуострова. Он относится к массивам центрального типа и характеризуется зональным кольцевым строением. Ядро массива сложено оливинитами, периферия – ийолитами, мельтейгитами и меллилитовыми породами. Последние наиболее широко развиты в северной и восточной частях массива. Оливиниты в контакте со щелочными породами интенсивно диопсидизированы и флогопитизированы.

Апомелилитовые породы, называемые обычно автоскарнами или скарноподобными породами, наиболее широко развиты в северной части массива. Несмотря на хорошую изученность Ковдорского массива, исследованию апомелилитовых пород Ковдорского массива посвящено немного работ (Лапин, 1965, Каверин и др., 1988, Терновой и др., 1969). Между тем, эти породы представляют большой интерес как в научном плане для понимания генезиса массива в целом, так и практический интерес, так как в массивах Маймеча-Котуйской провинции с ними связаны крупные флогопитовые месторождения (Гули, Одихинча)