

Установленные особенности и закономерности в строении сульфидных уровней могут свидетельствовать о том, что после отделения сульфидной жидкости от кристаллизующейся силикатной магмы история была самостоятельной. Поскольку температура кристаллизации сульфидов ниже, чем температура кристаллизации породообразующих силикатов, можно предположить, что сульфидный расплав заполнял интеркумулятивное пространство наравне с остаточной силикатной жидкостью. Судя по тому, что в силикатных минералах довольно часто присутствует мелкодисперсная сульфидная вкрапленность, сульфидная жидкость на этих стадиях фракционирования уже появилась и могла захватываться растущими кристаллами силикатов, а также проникать в ослабленные зоны силикатных зерен. Чаще всего такая вкрапленность наблюдается в ореолах кристаллизации сульфидных зерен. Будучи более плотной и более подвижной, сульфидная жидкость могла мигрировать по межзерновому пространству, «стекая» в гипсометрически более низкие участки разреза и формируя там новые горизонты. Если принять предположение, что сульфидная жидкость могла перемещаться в интеркумулусе, то вероятно возможность перецентрирования в ней различных элементов (в том числе платиноидов) в процессе миграции и взаимодействия с остаточным расплавом различных дифференциатов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (инициативные проекты № № 06-05-64649, 07-05-01103).

Литература

1. Пчелинцева Н.Ф., Коптев-Дворников Е.В. “Поведение Cu, Ag, Pt, Pd и Au в процессе кристаллизации расслоенного Киваккского интрузива (Северная Карелия)”, *Геохимия*, том 323, № 5, 1992 г.

Этапы формирования литосферы и геохимические особенности магматизма северо-восточной части Балтийского щита

Ветрин В.Р.

Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: vetrin@geoksc.apatity.ru

Формирование литосферы северо-восточной части Балтийского щита происходило в течение по крайней мере трех этапов плюм-литосферного взаимодействия.

Подъем неоархейского плюма к основанию литосферы обусловил частичное плавление верхней мантии с образованием расплавов преобладающего базальтового состава, при внедрении которых в основание палеоархейской коры была образована ранняя нижняя кора. На существование сиалической палеоархейской коры региона, практически полностью уничтоженной при последующих геологических событиях, указывают находки цирконов с возрастными 3,6-3,2 млрд. лет в неоархейских метаморфических породах из различных частей Кольского полуострова [1, 2]. Неоархейская нижняя кора имела мощность, по-видимому, около 30 км, и в нижних частях испытала процессы парциального плавления с образованием расплавов тоналит-грандьеит-гранодиоритового состава, мигрирующих в верхние части литосферы, что сопровождалось дезинтеграцией и ассимиляцией пород палеоархейской верхней коры. Рециклинг неоархейской нижней коры, обусловленный внедрением новых порций базитовых расплавов (процессы андерплейтинга), их кристаллизацией и последующим парциальным плавлением с удалением в мантию реститов ультраосновного состава сопровождался увеличением объема сиалической верхней коры, мощность которой по геохимическим данным оценивается в 20–30 км. Состав верхней коры определялся соотношением составляющих бимодальной породной ассоциации кремнекислых (“серые гнейсы”) – основных пород (толеитовые базальты зеленокаменных поясов) и производных их дезинтеграции и седиментогенеза. Последующие процессы тектогенеза и регионального метаморфизма приводили к образованию гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных областей, сформировавшихся, соответственно, в условиях сжатия и растяжения, чем были обусловлены различия в составе ассоциирующих с ними магмати-

тов. Средняя кора представлена близкими по составу породами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации. Наиболее распространенными породами верхней и средней коры являются ТТГ-гранитоиды (“серые гнейсы”) с возрастом протолитов в 2950-2850 млн. лет. Плаггиогнейсы обладают различными концентрациями РЗЭ, в соответствии с чем могут быть выделены по крайней мере 3 типа пород: существенно преобладающий среди гнейсов тип А – сильно фракционированный $(La/Yb)_n=10-90$, крайне деплетированный тяжелыми $(Yb_n < 3)$ и обедненный легкими РЗЭ $(La_n=30-80)$, тип Б – умеренно фракционированный $(La/Yb)_n=20-30$, деплетированный тяжелыми РЗЭ $(Yb_n=3-5)$ с повышенным содержанием легких РЗЭ $(La_n=90-130)$, тип С – слабо фракционированный $(La/Yb)_n=7-28$, обогащенный легкими $(La_n=100-200)$ и тяжелыми $(Yb_n > 5)$ лантаноидами. Различие составов рассматриваемых типов гнейсов не могло быть обусловлено ни процессами фракционной кристаллизации единой исходной магмы, ни различной степенью плавления одного источника, поскольку при одинаковых концентрациях главных породообразующих окислов гнейсы обоих типов имеют различные содержания РЗЭ и ВЗЭ. Это позволяет предполагать их формирование при различных Р-Т условиях, и/или из различных источников. Приведенные геохимические характеристики “серых гнейсов” типов А и В наиболее оптимально объясняются образованием исходных расплавов за счет частичного плавления метабазитового субстрата типа ТН1 [3] с образованием гранат-клинопироксенового (тип А) или гранат-амфиболитового (тип В) реститов. Для плаггиогнейсов типа С предполагается плавление обогащенного источника и плаггиоклаз-амфиболовый состав рестита. Для всех типов плаггиогнейсов характерен узкий интервал вариаций отношений $^{147}Sm/^{144}Nd$ (0.08-0.14), в целом близких к среднecоровой величине этого отношения. Близость возрастных значений, определенных U-Pb методом по циркону с цифрами Nd-модельного возраста характеризует короткое время пребывания протолитов в коре и слабое фракционирование изотопов Sm и Nd во внутрикоровых процессах. Уменьшение в плаггиогнейсах величины ϵNd от 2,7 до -1,0, а также их редкоэлементный состав свидетельствуют об формировании этих пород за счет плавления пород нижней коры, частью модифицированных добавками вещества верхней коры. Наиболее низкие значения отношения $^4He/^3He - ((3.0-1.4) \cdot 10^6)$ в гелии, выделенном из флюидных включений в рассматриваемых гранитоидах могут рассматриваться лишь как верхний предел величины этого отношения в гелии, захваченном при кристаллизации расплавов, и смешивание мантийного 3He с гелием земной коры могло происходить в пропорции $\leq 1:(80-35)$.

В раннем палеопротерозое, около 2.5 млрд. лет назад на раннем дорифтогенном этапе произошел подъем мантийного плюма, зарождение которого могло происходить на глубине ~ 220-240 км [4], что соответствует положению нижней границы континентальной литосферы. Рассматриваемый “материнский” плюм при достижении низов более тугоплавкой континентальной литосферы мог растекаться, и через места разрывов в нижней части литосферы вверх проникало менее вязкое и более высокотемпературное вещество астеносферы, формирующее локальные “дочерние” плюмы. Общий разогрев коры в результате внедрения огромных масс мантийных магм привел к формированию свода, его эрозии и заложению палеорифтогенных прогибов, из которых наиболее крупный Печенгско-Варзугский пояс располагается в центральной части Кольского региона, на границе двух крупных блоков – Центрально-Кольского и Беломорского. Первоначально подъем и внедрение мантийных магм произошло под центральную часть Кольского региона с образованием ранних расслоенных интрузий (2,53-2,49 млн. лет [5, 6]) и комагматических им роев даек. В последующем подъем и внедрение главного объема магматических масс (2,46-2,40 млн. лет назад) переместились под Карельский, Финский и Беломорский блоки, при этом формировались не только интрузии, но и поля вулканитов, т.е. верхняя кора стала уже относительно проницаемой для магм. В зависимости от мощности коры, активности движения геологических блоков и их строения формировались интрузии различной морфологии и структуры, что можно видеть на примерах расслоенных интрузий и массивов друзитового комплекса. Изменение состава нижней коры происходило при внедрении в неархейскую существенно реститовую кору высокомагнезиальных базит-ультрабазитовых расплавов, образующих в породах верхней коры расслоенные интрузии и комагматичные с ними вулканиды, интрузии друзитов и габбро-анортозитов. Изучение Sm-Nd изотопной системы показало,

что концентрации палеопротерозойского вещества в породах нижней коры варьируют от 8% до 99%. Это позволяет предполагать существенную контаминацию расплавов, исходных для верхнекоровых вулканитов и интрузивных образований, веществом нижней коры.

Время проявленного в позднем палеопротерозое процесса гранитизации нижней коры определено U-Pb методом (SHRIMP-II, г. Санкт-Петербург) по цирконам из гранатовых гранулитов и составляет 1800 – 1650 млн. лет. Эти цифры сопоставимы с возрастом многофазных интрузий посторогенных гранитов северной части Балтийского щита (1775-1762 млн. лет), содержащих в составе захваченного флюида $\leq 20\%$ мантийной компоненты [7]. Величина $\epsilon_{Nd(1765)}$ в рассматриваемых гранитоидах имеет близкое значение для пород 1-й, 2-й и 3-й фаз (-6,8 – -8,8) и колеблется от -5,0 до -11,9 в лейкократовых гранитах 4-й фазы. Модельный возраст составляет, соответственно, 2,37-2,62 млрд. лет и 2,58-3,23 млрд. лет. На основании этих данных предполагается анатектический генезис исходных расплавов при плавлении главным образом метасоматически измененных гранатовых гранулитов нижней коры. Лейкограниты 4-й фазы были образованы из неоархейского сиалического источника или при контаминации исходных расплавов верхнекоровым веществом.

Породы неоархейской верхней коры часто изменены в результате процессов палеопротерозойского мантийно-корового взаимодействия: внедрения пород основного-ультраосновного состава (2330-1950 млн. лет), образования тел постскладчатых гранитов (1765 \pm 2 млн. лет), регрессивного метаморфизма и сопряженного с ним по времени процесса гранитизации (2225 \pm 5 млн.лет). Рассмотрение Pb-изотопных данных для гранитизированных пород в терминах модели “плюмботектоники” [8] свидетельствуют о том, что фигуративные точки наименее измененных полевых шпатов из “серых гнейсов” располагаются ближе к кривой накопления Pb нижней коры, которая характеризуется низкими U/Pb отношениями и высокими Th/U-отношениями. Тренды для Pb-изотопных отношений гранитизированных пород указывают на смешение древнего свинца (с возрастом 2.8 млрд. лет), развивавшегося при низких U/Pb и высоких Th/U отношениях в области нижней коры, с более молодым свинцом (2.2 млрд. лет), эволюция которого проходила в условиях повышенных U/Pb и более низких Th/U отношениях. Эти данные свидетельствуют, что образование гранитизированных пород могло происходить при добавлении к древнему свинцу полевых шпатов свинца мантийного генезиса. В целом количество протерозойского вещества, привнесенного в неоархейскую верхнюю кору, вместе с ремобилизованным материалом архейской коры оценивается как $\geq 30\%$ (породы основного- ультраосновного состава $\geq 12-15\%$, гранитизированные породы $\sim 15\%$, граниты $\sim 3\%$).

Возобновление магматической деятельности в палеозое, продолжительность которой составляет 50-60 млн. лет, произошло после длительного периода стабилизации Балтийского щита, превышающего 1,0 млрд. лет. Во время девонского тектоно-магматического цикла в северной части Балтийского щита были сформированы многочисленные массивы щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, Хибинский и Ловозерский нефелин-сиенитовые массивы, а также кимберлиты, мелилититы и ультраосновные лампрофиры даек и трубок взрыва. Концентрации большинства рассеянных элементов в ультраосновных лампрофирах существенно выше их содержания в примитивной мантии, но ниже по сравнению со средними ультраосновными лампрофирами, что объясняется, вероятно, образованием рассматриваемых пород при более высокой степени плавления мантийного субстрата. Ультраосновные лампрофиры региона обогащены легкими редкоземельными элементами (La/Yb = 40.8-70.7), и по содержанию и соотношениям РЗЭ близки кимберлитам и мелилититам. Начальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в породах варьирует соответственно от 0.70445 до 0.711126 и от 0.51216 до 0.51226, при наиболее часто встречаемой величине отношения для стронция < 0.706 . Эти особенности состава определяют их происхождение в результате парциального плавления обогащенной верхней мантии при различных РТ-условиях и варьирующем составе субстрата. Как показывают геохимические данные, мелилититы и ультраосновные лампрофиры образуются при средней степени плавления мантии, промежуточной между MORB и кимберлитами. Содержание Ni и Co в кимберлитах в 2-3 раза выше, чем в ультраосновных лампрофирах и мелилититах и свидетельствует об происхождении кимберлитов из существенно более деплетированного гарцбургитового источника. Кривые распределения РЗЭ в кимберлитах имеют более крутой наклон

по сравнению с лампрофирами и мелилитами, что определяется, вероятно, наличием существенного количества граната в источнике и характеризует как большую глубину источника для кимберлитов, так и меньшую степень парциального плавления мантии при их образовании. Данные по величине ϵNd_i для кимберлитов, УОЛ и мелилитов характеризуют их деплетированный мантийный источник, впоследствии метасоматизированный флюидом или расплавом и вследствие этого обогащенный некогерентными элементами. Хотя кимберлиты обогащены легкими РЗЭ, они имеют ϵNd близкий к Bulk Earth, что определяет проявление процессов метасоматоза непосредственно перед плавлением. Редкоземельные элементы, Ba, K, Sr, Rb, Th, Nb, P были добавлены в деплетированную мантию, вероятно, из более глубинного, связанного с плюмом источника, и последующее парциальное плавление метасоматизированной литосферы приводило к формированию, соответственно, кимберлитов, мелилитов и ультраосновных лампрофиров. Проявление процессов модалного до-магматического метасоматоза подтверждается наличием амфибола, флогопита, апатита, ильменита в ксенолитах шпинелевых перидотитов, вынесенных на поверхность кимберлитовыми расплавами, и степень плавления обогащенной мантии оценивается как 0.3–0.5% [9]. В породах и минералах щелочно-ультраосновных интрузий выявлено высокое содержание ^3He в захваченном флюиде с низким первичным отношением $^4\text{He}/^3\text{He}$ ($3 \cdot 10^4$). Эти данные указывают на присутствие во флюидной фазе компоненты мантийного плюма, обогащенной ^3He . Вклад нижней мантии, верхней мантии и атмосферы при образовании рассматриваемых пород оценивается как 2%, 97,95% и 0,05% соответственно [10].

Таким образом, указанные этапы плюм-литосферного взаимодействия существенно различаются по масштабу магматической деятельности, составу магматических производных и степени плавления литосферной мантии. В неоархейский этап происходило образование больших объемов базальтовых расплавов, преобладающий толеитовый и оливин-толеитовый состав которых предполагает высокую степень ($\leq 30\%$) плавления мантийного вещества. При парциальном плавлении базальтов нижних частей разреза, преобразованных в амфиболиты и гранулиты, формировались расплавы кремнекислого-среднего состава, из которых осуществлялась кристаллизация тоналит-трондьемит-гранодиоритовых пород, и комплементарно с этим происходило образование реститовой нижней коры. В палеопротерозое масштаб корообразующей магматической деятельности существенно уменьшался. Состав неоархейской нижней коры был модифицирован вследствие внедрения в нее высокомагнезиальных базит-ультрабазитовых расплавов, испытывавших процессы контаминации веществом нижней коры и образующих в верхней коре перидотит-пироксенит-габброноритовые расслоенные интрузии, массивы анортозитов и вулканиты палеопротерозойских рифтогенных структур. Формирование щелочноультраосновных и щелочных расплавов палеозойской щелочной провинции Кольского полуострова происходило при минимальной степени плавления мантийного вещества, обогащенного рядом редких элементов (РЗЭ, Ba, K, Sr, Rb, Th, Nb, P и др.) из астеносферного источника.

Грант РФФИ 07-05-00100, программа №4 приоритетных исследований ОНЗ РАН.

Литература

1. Brigwater D. et al. // Terra Nova. 2001. V.13. №1. P. 32–37.
2. Мыскова и др. 2005. Т.402. №1. С. 82–86.
3. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
4. Филатова В.Т. // Российский геофизический журнал. 2002. № 25–26. С. 55–64.
5. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб: Наука. 2004. 174 с.
6. Смолькин В.Ф. и др. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района. Ч. 2. Апатиты: Кольский научный центр. 2004. 177 с.
7. Ветрин и др. // Петрология. 2002. Т. 10. № 3. С. 270–282.
8. Zartman R.E., Doe B.R. // Tectonophysics. 1981. № 75. P. 135–162.
9. Арзамасцев А.А. и др. // Рос. журн. наук о Земле. Т.3. №1. С. 1–35.
10. Tolstikhin I.N. et al // 2002. Geochim. Cosmochim. Acta. 66. P. 881–901.