

Содержания микрокомпонентов в подземных водах региона в целом сравнительно низкие [1]. Медианные концентрации только некоторых элементов (Sr, Ba, Al, Zn, Mn, P) находятся в интервале 10-100 мкг/л, остальные элементы, в том числе тяжелые металлы, как правило, ниже 10 мкг/л. Характер распределения большинства микроэлементов в водах различных комплексов пород отличается незначительно, только концентрации Sr, B, U в водах докембрийских пород статистически выше, чем в четвертичных. Значимая положительная корреляция с величиной общей минерализации отмечается для некоторых, в основном литофильных элементов: Li, B, Br, Sr, Ba, Rb, U.

В пределах Онежской структуры зафиксированы максимальные для подземных вод региона концентрации многих элементов: на Зажогинском месторождении – Be, Cr, Ni, Co, Se, Zr, Mo, Ag, Cd, Bi, на Средней Падме – Li, B, V, Cu, Ge, Br, Ba (табл.).

Условия формирования подземных вод и ассоциация приоритетных элементов гидрогеохимических аномалий (Fe-Mn-Ni-Co-Mo-Cd-As-Zn-U) в пределах шунгитсодержащих пород во многом сходны с условиями и характеристикой аномалий в подземных водах сульфидных месторождений Печенгской структуры, хотя значительно уступают им по интенсивности (табл.).

Литература

Водные ресурсы Республики Карелия и пути их использования для питьевого водоснабжения. Опыт карельско-финляндского сотрудничества / Ред. Н.Филатов и др. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. 263 с.

Крайнов С.Р., Швец В.М. Геохимия подземных вод хозяйственно-питьевого назначения. М.: Недра, 1987. 237 с.

Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н. Происхождение хлоридных подземных вод и рассолов в кристаллических щитах (Анализ проблемы методами термодинамического моделирования геохимических процессов) // ДАН. 1999. Т. 365. № 2. С. 245–249.

Рыженко Б.Н., Крайнов С.Р., Шваров Ю.В. Физико-химические факторы формирования состава природных вод (верификация модели «порода-вода» // Геохимия. 2003. № 6. С. 630–641.

Рыженко Б.Н., Джамалов Р.Г., Злобина В.Л. Влияние закисления атмосферных осадков на химические равновесия подземных вод // Геохимия, № 3, 1997. С. 312–319.

Шварцев С.Р. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1998. 366 с.

Soveri J. Influence of meltwater on the amount and composition of groundwater in Quaternary deposits in Finland. Publ. of the Water Res. Inst. 63. Nat. Board of Waters, Finland. Helsinki. 1985. 92 p.

Пространственная и геохимическая структура распределения малосульфидной минерализации в Киваккском базит-гипербазитовом массиве (Северная Карелия)

Бычкова Я.В., Телюкина К.С.

Геологический факультет МГУ, г. Москва, e-mail: yanab@geol.msu.ru

Малосульфидная платинометальная минерализация в базит-гипербазитовых расслоенных массивах представлена, как правило, так называемыми «рифами», или сульфидными горизонтами. На сегодняшний день главной проблемой исследования расслоенных массивов является механизм концентрирования платиноидов в строго определенных протяженных участках разрезов.

Малосульфидная минерализация в Киваккском расслоенном массиве проявляется на трех уровнях вертикального разреза. Первое появление малосульфидной минерализации зафиксировано [1] в области перехода от оливинитовой зоны к норитовой, на участке переслаивания гарцбургитов, норитов и габбро-норитов. Второе проявление малосульфидной минерализации пространственно расположено в Подзоне переслаивания бронзититов и норитов. Обогащение сульфидными включениями характерно для трех верхних из восемнадцати ритмических единиц. В третий раз сульфидная минерализация появляется также в Норитовой зоне, но уже в относительно однородных норитах.

Подробно исследована структура второго и третьего проявления сульфидной минерализации (далее сульфидные уровни). Важной чертой сульфидных уровней является их протяженность и выдержанность по простиранию, совпадающему с простиранием общей расслоенности массива. Оба

сульфидных уровней приурочены к норитам (бронзит-плагноклазовый кумулятивный парагенезис). Мощность сульфидных уровней составляет первые десятки метров и незначительно варьирует по простиранию.

Для малосульфидной минерализации Кивакского интрузива характерно гнездообразное выделение сульфидных стяжений а также рассеянная форма нахождения микроскопических сульфидных вкраплений. Стяжения размером от долей мм до 5-7 мм. представляют скопления халькопирита, пирротина и пентландита в различных соотношениях, заполняющих интеркумулятивное пространство. Мелкодисперсный пирротин встречается в виде вкраплений в разных минералах..

В строении обоих сульфидных уровней наибольшая концентрация сульфидов наблюдается в основании уровня и в его верхней части независимо от строения и количественно-минерального состава сульфидсодержащих пород. Области повышенного скопления сульфидов названы «сульфидными горизонтами». Они по простиранию совпадают с общим простиранием пород, а также прослоев контрастного переслаивания разного масштаба. Поскольку распределение стяжений в норитах весьма неравномерно, то термин «горизонт» применяется условно, подразумевая протяженную область концентрирования сульфидных выделений. Соответственно, и границы выделяемых горизонтов являются условными. Таким образом, наблюдается линейная структура распределения скоплений сульфидных гнезд по простиранию, совпадающему с расслоенностью. Между выделяемыми верхним и нижним сульфидными горизонтами в вертикальном разрезе уровня существует промежуточная зона. Она характеризуется наличием немногочисленных, равномерно «рассеянных» сульфидных гнезд размером до 0.5 см. Они хорошо диагностируются, поскольку окружены ореолами окислов железа на выветрелой поверхности. В отличие от сульфидных горизонтов линейность распределения скоплений сульфидов здесь отсутствует.

В целом сульфидные уровни непрерывно прослежены по простиранию как минимум на 200 м (в пределах обнаженности), сохраняя особенности своего строения с двумя горизонтами в основании и кровле и зону редкой вкрапленности между ними (рис. 1).

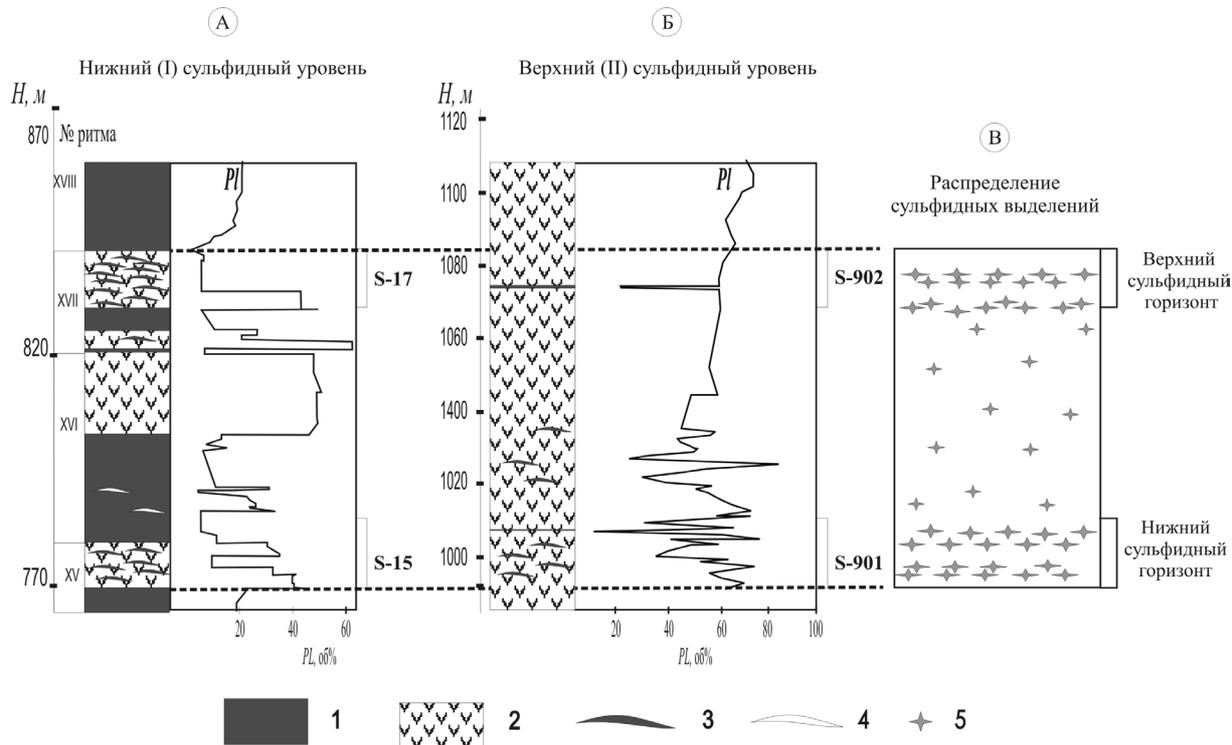


Рис. 1. Пространственное положение сульфидной минерализации (B) в сульфидных уровнях S-15 (A) и S-902 (Б). Условные обозначения:

1 – меланократовые нориты; 2 – мезо- лейкократовые нориты; 3 – меланократовые шпильры и тонкие прослои; 4 – лейкократовые шпильры и тонкие прослои; 5 – скопления сульфидов

В ходе полевых исследований малосульфидных уровней неоднократно отмечалось, что наибольшее количество железненных участков относится к меланократовым породам или их прослоям в мезократовых норитах. Эта визуальная закономерность считалась генетическим признаком. Данные по химическому и количественно-минеральному составу пород, слагающих малосульфидные горизонты, были обработаны методом факторного анализа. В качестве величины, отражающей содержание сульфидного компонента в породах, принималось содержание серы. Наглядно корреляции представлены на дендрограммах (рис. 2 и 3). Содержание серы (и тесно связанной с ней меди) оказывается ближе к компонентам, входящим в состав пироксена, и цветному числу, чем к компонентам плагиоклаза, но значимые корреляции между содержанием серы и цветным числом пород отсутствуют. Дополнительное опробование горизонта S-15 с меньшим шагом опробования (0.2 м) подтвердило отсутствие корреляций.

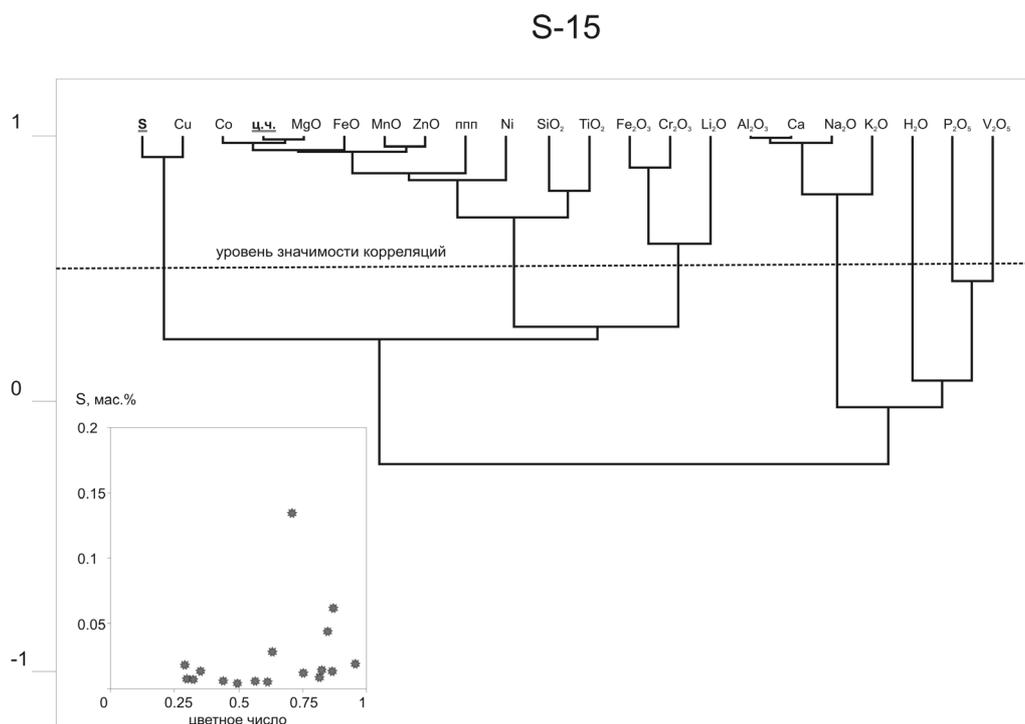


Рис. 2. Дендрограмма корреляций компонентов в сульфидном горизонте S-15.
На врезке отношение содержания серы к цветному числу в породах горизонта S-15

Таким образом, распределение сульфидных стяжений в силикатной матрице имеет четкие структурные закономерности и при этом не наследует первично-петрографическую структуру сульфидсодержащих пород.

Другим диагностическим признаком присутствия сульфидов и связанных с ними платиноидов, считается наличие пегматоидов сульфидсодержащих пород (черта, характерная, в частности, для Бушвельдского массива). Были исследованы сульфидоносные пегматитовые нориты Киваккского массива (уровень S-15) и Бушвельдского массива (риф Меренски). В обоих массивах породы сходны по количественно-минеральному и химическому составу и имеют близкий состав минералов. Существенным отличием является отсутствие хромитов в породах Киваккского массива, в котором хромиты отсутствуют и в дунитовой части разреза. Методом РФА было исследовано содержание Fe, Cu, Ni, Cr, Ca, Mn, Zn, Ti на полированной поверхности пегматоидов Рифа Меренского и аналогичных пегматоидов из Киваккского интрузива. Данные были обработаны методом факторного анализа. Отмечаются значимые корреляции между Mn, Fe, Cr, определяющие состав меланократовой части пород, а также Ca и Zn, характеризующие присутствие интеркумулятивного клинопироксена. Установлено, что при низких содержаниях халькофильных элементов (в Киваккском интрузиве) обнаруживаются опосредованные корреляции их с количественно-минеральным составом.

После разделения сульфидного и входящего в силикатные минералы железа и никеля, показано, что корреляции между количественно-минеральным составом, а также гранулометрическим составом, и положением сульфидных выделений отсутствует (рис. 4). В рифе Меренски основная часть сульфидов находится в пегматоидной части образца, в то время как в Киваккском образце сульфиды сконцентрированы в среднезернистой части. В обоих образцах концентрирование сульфидов никак не связано с границами между пегматитовой и среднезернистой частями. Сопоставление двух сходных по химическому и гранулометрическому составу сульфидсодержащих пород выявило отсутствие общих для двух объектов закономерностей распределения сульфидов. Таким образом, можно говорить о том, что присутствие крупнозернистых разностей не является диагностическим признаком концентрирования в породах сульфидов.

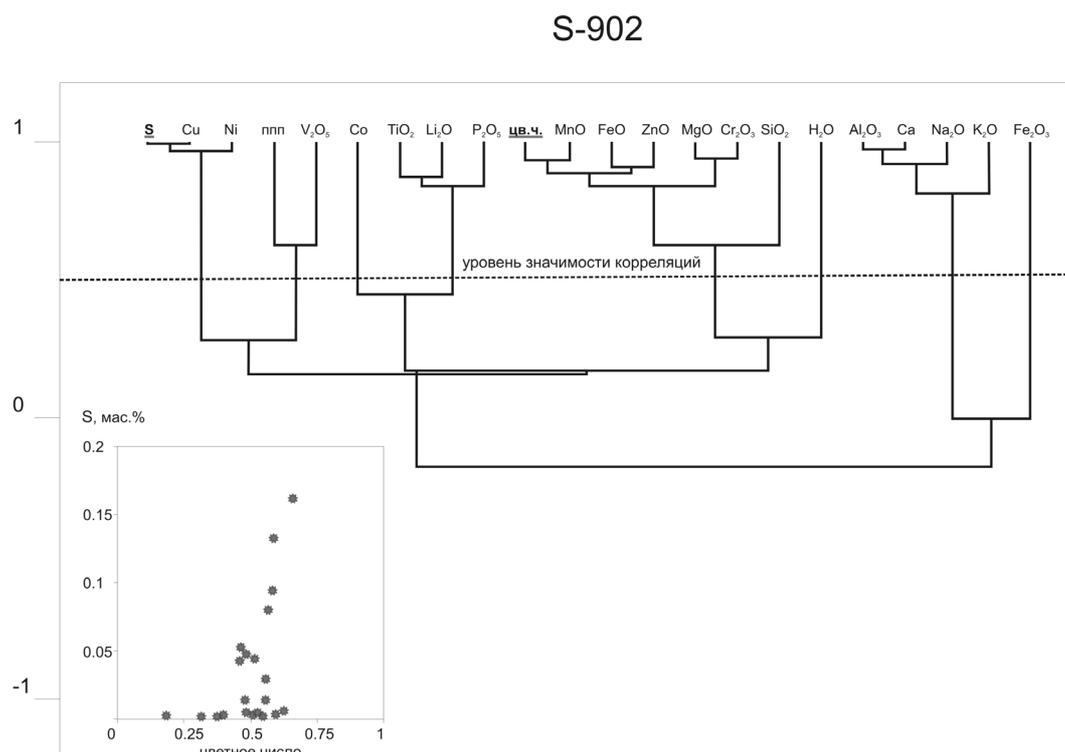


Рис. 3. Дендрограмма корреляций компонентов в сульфидном горизонте S-902. На врезке отношение содержания серы к цветному числу в породах горизонта S-902

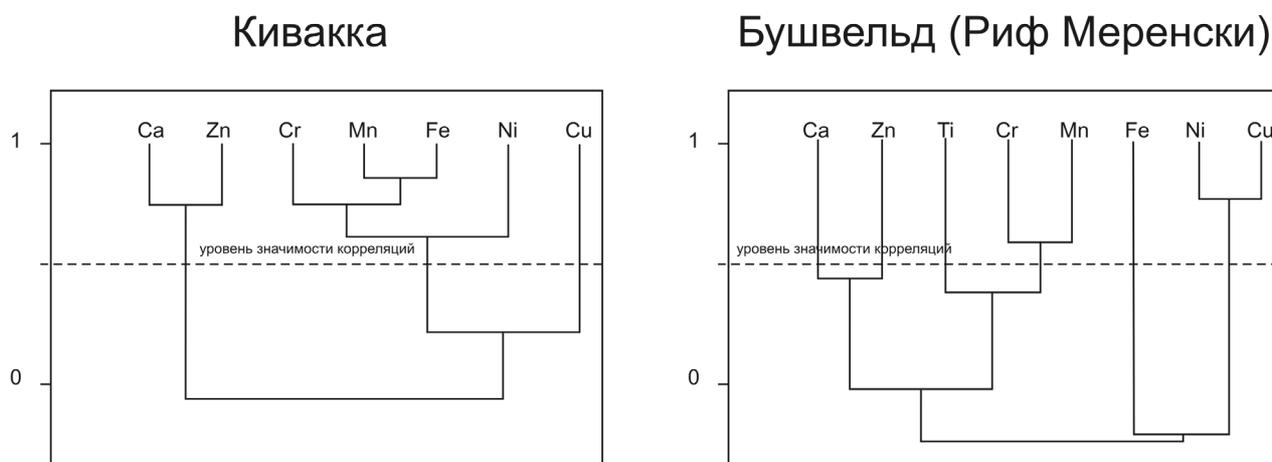


Рис. 4. Дендрограммы корреляций компонентов в пегматитовых норитах Киваккского интрузива и Рифа Меренски (Бушвельдский массив)

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 интеркумуляусе, 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, формировавшихся, соответственно, в условиях сжатия и растяжения, чем были обусловлены различия в составе ассоциирующих с ними магмати-