

13. O'Brien, H., Lehtonen M. and Korkeoski P. New Kimberlite discoveries in Kuusamo, northern Finland. Bulletin of the Geological Society of Finland, Special Issue 1, 2006, p/ 113.

14. Lehtonen M. Kimberlites in Finland: Information about the mantle of the Karelian craton and implications for diamond exploration. Academic Dissertation. Geological survey of Finland, 2005, 31 p.

Химический состав подземных вод Онежской структуры

Бородулина Г.С.

Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: borodulina@nwpi.krc.karelia.ru

Подземные воды Онежской структуры по своим геохимическим особенностям выделяются среди других геологических структур Карелии тем, что здесь встречаются все химические типы вод (гидрокарбонатный, сульфатный, хлоридный), каждый из которых (за исключением хлоридного) образует самостоятельное гидрогеохимическое поле.

Проблема формирования химического состава подземных вод является одной из наиболее сложных в гидрогеологии, так как их состав контролируется многими факторами и процессами. В качестве задающего фактора, определяющего количество растворенных солей в подземных водах зоны гипергенеза, выступает водообмен, который является производным ряда общих факторов (количество осадков, характер рельефа, проницаемость пород и др.). При уменьшении интенсивности водообмена возрастает время взаимодействия в системе порода – вода, и значительную роль начинает играть состав водовмещающих пород. В соответствии с такой соподчиненностью основных факторов для подземных вод региона выявляется региональная вертикальная и горизонтальная зональность, определяющая увеличение минерализации и изменение химического состава вод с глубиной и по мере уменьшения степени расчлененности рельефа [1].

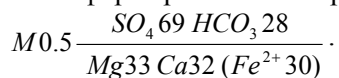
Природа анионного состава в условиях формирования подземных вод верхней зоны свободного водообмена в пределах преимущественного распространения алюмосиликатных пород является гидрогенно-биогенной [6]. Высокая степень обогащения биогенной углекислотой вод верхних частей разреза (в среднем 13-40 мг/л CO₂, максимальные значения до 150 мг/л) обеспечивает кислую среду (как правило, pH<6.5). Масштабы образования щелочности при взаимодействии воды с первичными алюмосиликатами в зоне замедленного водообмена превышают резерв свободной углекислоты, поэтому величина pH с глубиной возрастает и достигает 8-9 (максимальная 9.8). Так обеспечивается непрерывное связывание одного из продуктов гидролиза и формирование подземных вод гидрокарбонатного типа. Типичная формула солевого состава вод кварцито-песчаников вепся $M0.3 \frac{HCO_3 92}{Ca48Mg36Na15}$, где М – минерализация, г/л, цифры

после ионов – моль %.

Содержание других анионов в подземных водах определяется локальными факторами. Например, хлор-ион в водах рыхлых четвертичных отложений, интрузивных и терригенных пород составляет в среднем 5 мг/л, а в пределах распространения вулканогенно-осадочных пород структуры достигает 1000 мг/л и выше. Источником повышенной хлоридности вод могут служить седиментационные воды, которые сохранились в условиях слабого водообмена. Существуют и другие гипотезы, например, в работе [3] показано, что для формирования хлоридных вод в кристаллических щитах достаточно извлекаемых из пород кларковых концентраций хлора при увеличении времени водообмена.

Источником сульфатов в подземных водах служат сульфиды и атмосферные поступления. Последние имеют значение только в верхней части гидрогеологического разреза. В коренных породах Онежской структуры воды сульфатного типа формируются в пределах распространения шунгитсодержащих пород с рассеянной мелко- и микрокристаллической (наиболее реакционноспо-

собной) сульфидной вкрапленностью. Именно с окислением сульфидов шунгитовых сланцев связывают формирование «Марциальных вод», химический состав воды одной из скважин имеет вид:



Катионный состав подземных вод практически полностью контролируется составом исходных минералов, но это выполняется только на первых этапах литогенной эволюции воды. Анализ лизиметрических растворов [7], свидетельствует, что при инфильтрации атмосферные воды уже на глубине около 2 м обогащаются основными катионами и сульфатами. В работах [4, 5] показано, что при времени контакта в несколько часов, минерализацию воды в 10 мг/л (при соотношении порода/жидкость 10^{-5}) могут создать минералы со скоростью растворения равной или более 10^{-10} г/см². Таковыми в условиях региона являются полевые шпаты, которые формируют химический состав первых порций поверхностных вод, образующихся при взаимодействии атмосферных осадков с горными породами. Для систем с соотношением порода/жидкость $< 10^{-5}$ уже первые порции атмосферных осадков полностью переводят все (кроме алюминия и железа) компоненты породы в водную фазу. Поэтому воды, формирующиеся в верхней гидрогеохимической зоне региона независимо от состава вмещающих пород по преобладающим компонентам практически всегда кальциево-магниевые. В последующем, когда количество растворенных солей в растворе превысит 0.5-0.6 г/л и воды достигнут равновесия с кальцитом, натрий получает возможность избирательного накопления. И нередко наблюдается картина, когда в условиях гумидного климата формируются содовые воды (гидрокарбонатно-натриевые, но не любые воды, в которых $HCO_3^- > Ca+Mg$, а только те, которые насыщены кальцитом).

На первый взгляд удивительный факт: в карбонатных породах (в наших условиях наиболее растворимых породах) формируются достаточно минерализованные (до 1 г/л) щелочные воды, в составе которых очень мало кальция и магния (менее 10 моль%). Такие воды распространены в районе Повенца и Пиндуш, вскрыты скважинами на месторождении Средняя Падма. Формулы состава имеют вид $M0.7 \frac{HCO_3 92}{Na75}$ или $M0.8 \frac{HCO_3 50 Cl 41}{Na88}$.

Содообразование – естественный этап развития системы порода-вода, связанный с осаждением карбоната кальция наряду с образованием монтмориллонита и других глин [6]. Образование гидрокарбонатно-натриевых вод в кристаллических массивах – следствие длительного взаимодействия воды с горными породами, и происходит оно либо при нахождении воды ниже местного базиса эрозии, либо при погружении инфильтрационных вод по зонам тектонических нарушений в глубокие части структур. Поэтому состав исходных пород для формирования натриевых вод не имеет существенного значения, хотя, чем больше коренные породы содержат натрия, тем при прочих равных условиях больше вероятность формирования содовых вод.

Магний редко бывает преобладающим катионом в подземных водах. Возрастание относительного содержания магния характерно для вод, формирующихся в породах основного и ультраосновного состава. Гидрокарбонатно-магниево-натриевые воды (относительное содержание магния достигает 60-90 моль%) отмечаются на локальных участках, например, в пределах Онежской структуры – на Аганозерско-Бураковском массиве.

Наименьшая роль среди катионов принадлежит калию. Его концентрации в ненарушенных условиях редко превышают 10 мг/л, фоновые величины составляют 1-4 мг/л.

Таким образом, в пределах Онежской структуры распространены все химические типы подземных вод, отражающие различные этапы развития системы вода-порода. Наиболее характерны для первых этапов взаимодействия воды с породой гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды, которые в пределах Онежской мульды в условиях замедленного водообмена сменяются на гидрокарбонатные натриевые и хлоридные натриевые воды. Последние имеют максимальную среди подземных вод региона минерализацию, достигающую 5-10 г/л. Геохимические особенности шунгитосодержащих пород в условиях кислородного режима определяют формирование сульфатных кальциево-магниевых вод.

Гидрогеохимические условия (кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные) определяют уровень содержаний, форму миграции и ассоциации микроэлементов в подземных водах. Изменение гидродинамических, геохимических и биологических условий определяют кислородный режим, который в наибольшей степени влияет на мобилизацию элементов с переменной валентностью. Наибольшую важность среди них имеют железо и марганец, зачастую переходящие в разряд макрокомпонентов, при этом железо формирует свой геохимический тип воды (железистый).

Вертикальная окислительно-восстановительная зональность подземных вод выражается в закономерных изменениях значений окислительно-восстановительного потенциала с глубиной их формирования: от кислородных вод ($E_h > 250$ мВ) к бескислородным и бессульфидным ($E_h 100 \div 250$ мВ) и редко сульфидным ($E_h < 100$ мВ) [2]. Эта зональность сопряжена с вертикальной зональностью железосодержащих подземных вод. В соответствии с ней в кислородных водах концентрации железа невелики (< 1 мг/л), вторая зона наиболее благоприятна для существования железа в виде Fe^{2+} . Здесь его концентрации достигают десятков мг/л, максимальная величина – 116 мг/л («Марциальные воды»).

Таблица. Максимальные концентрации элементов в подземных водах месторождений (мкг/л)

Месторождение	Зажогинское	Аллареченское, Восток	Средняя Падма	Спутник
Тип воды	$SO_4-HCO_3-Ca-Mg$ ($HCO_3-SO_4-Ca-Mg$)		HCO_3-Na ($HCO_3-Cl-Na$)	
Li	7	51	47,7	69
Be	0,18	1,6	0,11	0,034
B	18,8	14	336	420
Al	770	7200	509	220
P	240	110	118	25
Sc	4,5	20	3,1	9,7
Ti	20,2	66	5,2	5
Cr	10	34	4,7	6,4
V	2,2	4,6	15,3	2,5
Fe	7500	150000	5200	8100
Mn	1100	14000	274	470
Ni	360	26000	9,1	64
Co	34	760	0,5	3,5
Cu	30	1300	84	26
Zn	840	20000	175	62
Ga	0,16	1,7	0,08	0,17
Ge	0,17	11	1,2	3,5
As	30	3,4	1,1	5,2
Se	1,9	3,3	2,45	12
Br	21,7	67	364	11000
Sr	360	610	568	16000
Rb	11,6	110	12,3	4,9
Y	0,94	21	0,28	0,2
Zr	2,7	0,26	0,9	0,07
Nb	0,28	0,06	0,059	0,026
Mo	48	2,7	36	0,47
Ag	0,66	0,55	0,018	0,84
Cd	21	3,2	0,24	12
Sn	0,59	0,18	1,8	0,025
Sb	0,76	0,69	0,27	0,09
I	4,7	5,1	432	240
Ba	270	73	1277	140
La	7,3	37	17,3	0,07
Ce	1,4	9,2	1	0,07
Ta	0,22	0,01	0,01	0,01
W	0,21	7,7	15,5	3
Re	0,91	0,076	1,8	0,015
Hg	0,19	0,026	0,025	0,12
Tl	0,16	0,29	0,01	0,01
Pb	13	15	3,1	1,7
Bi	6,7	0,2	0,02	0,4
Th	0,05	0,95	0,05	0,1
U	21	52	187,7	0,04

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