Записки Ленинградского ордена Ленина, ордена Октябрьской Революции
и ордена Трудового Красного Знамени горного института им. Г.В.Плеханова,
т. LXXXIII, 1981 г.

УДК 551.494.4

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА СОЛЕНЫХ ВОД И РАССОЛОВ ВЕРХНЕГО ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО ЭТАЖА НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ

А.И.КОРОТКОВ

К верхнему гидрогеологическому этажу относят водоносные горизонты, залегающие выше гипсоносной толщи нижней перми, а на территории, где последняя отсутствует, – выше синих глин нижнего кембрия. Мощность водовмещающих пород до 600-650 м. Распределение минерализации и химического состава подземных вод достаточно пестрое, поэтому для детального исследования выберем характерный водоносный комплекс, распространенный на значительной территории (более 100 тыс.км^2), ограниченный снизу и сверху относительными водоупорами – нижнюю песчаниковую толщу девона ($D_2st-D_3\check{s}u$), изученную по нескольким сотням скважин, вскрывших пеструю гамму подземных вод с минерализацией от 0,2 до 43 г/л.

Результаты химического анализа воды обрабатывались в четыре стадии: вычисление статистик случайной выборки; анализ корреляционной матрицы; факторный анализ; кластерный анализ на ЭВМ БЭСМ-4 по стандартным программам ВСЕГЕИ [7].

Статистические характеристики (табл.I) показывают, что распределение главных ионов не отвечает нормальному закону. Они отражают постепенное неравномерное увеличение минерализации подземных вод с северо-запада на юго-восток, на фоне которого формируются максимумы вблизи крупных очагов перетекания (и разгрузки) подземных вод из нижележащих водоносных горизонтов. Положительная асимметрия всех кривых подчеркивает роль гидродинамического фактора в формировании химического состава подземных вод рассматриваемого водоносного комплекса.

Распределение логарифмов основных ионов существенно приближается к нормальному (см.табл.I), но и для этих распределений критерий Пирсона при уровне значимости 0,05 оказывается слишком жестким. Трансформация распределений, асимметрия которых вызвана гидродинамическим фактором, в логарифмически нормальные или близкие к ним отмечалась С.И.Смирновым [8]. Таким образом, уже анализ статистических характеристик основных ионов позво-

кое преобладание конвективной составляющей над диффузионной. Ясно, что мы имеем дело с уже сформировавшимися по соотношению основных компонентов соленными водами и рассолами, поступающими снизу, а величина их минерализации контролируется степенью разбавления. Уместно I главный фактор назвать „конвективное поступление вещества из глубоких водоносных горизонтов" или проще - конвективным.

Главный фактор, связанный только с гидрокарбонат-ионом и имеющий сравнительно малую факторную нагрузку, интерпретируется сложнее. II фактор ассоциируется только с одним анионом. Отсутствие катиона во II главном факторе понятно: им должен был бы быть кальций, но его концентрации при формировании I главного фактора несоизмеримо выше, и роль кальция, поступающего в подземные воды с гидрокарбонат-ионом, полностью затушевывается. Низкая растворимость карбонатных солей приводит к тому, что соотношение глубинных и инфильтрационных вод опосредствуется через слабое снижение концентрации гидрокарбонат-иона (влияние повышения концентрации поступающего извне кальция). Зависимость концентрации гидрокарбонатов от газового режима еще более ослабляет возможности прямого выявления II главного фактора через соотношение главных ионов в подземных водах. Результаты факторного анализа свидетельствуют, однако, о том, что такие связи все же имеются, а сам главный фактор, контролируемый разбавлением поступающих снизу соленых вод и рассолов, можно назвать инфильтрационным.

Возникает вопрос, каково значение выщелачивания поваренной соли и гипса в поступающих соленых водах и рассолах. Известно, что пласт поваренной соли мощностью до 20-30 м обнаружен в нижележащем наровском горизонте к югу от рассматриваемой площади (Нелидово), а загипсованность возрастает к югу как в наровском, так и в горизонтах верхней пестроцветной толщи девона.

Проанализируем соотношение основных компонентов подземных вод. При садке поваренной соли, начинающейся при достижении рассолом минерализации порядка 275 г/кг, бромиды, растворимость которых выше, остаются в рапе и начинают выпадать в осадок только при достижении рассолом минерализации порядка 320 г/кг, т.е. вместе с калийными солями, образуя в них изоморфные примеси. Именно поэтому рассолы, связанные с выщелачиванием поваренной соли, всегда обеднены бромом, и хлор-бромный коэффициент в них повышается до $n \cdot 10^3$ и выше.

Для рассолов выщелачивания характерно отсутствие кальция, относительно низкое содержание брома и отношение грамм-эквивалентных концентраций хлора и натрия, близкое к единице. Если при дальнейшем движении рассолов, образовавшихся при выщелачивании поваренной соли и их взаимодействия с подземными водами и вмещающими породами, соотношение основных катионов может измениться, то для значительного изменения хлор-бромного коэффициента и в особенности для его уменьшения необходимо дополнительное поступление значительных количеств брома. Источником такого поступления могут быть только калийные соли или обогащенные бромом органические соединения, но вероятность того и другого для рассматриваемой территории чрезвычайно мала.

В анализируемой выборке намечаются следующие закономерности геохимии брома. В водах с минерализацией до I г/л содержание брома изменяется от 0,I до 2 мг/л и не коррелируется с содержанием хлора, это воды инфильтрационного генезиса, содержащие незначительные количества брома, связанного с почвенной органикой. Начиная с минерализации 2 г/л, выявляется совершенно отчетливая прямолинейная корреляция между хлором и бромом, соответствующая среднему значению $Cl/Br = 220 \div 240$, которое сохраняется в пределах рассматриваемых значений минерализации подземных вод. Таким образом, есть все основания говорить о том, что влияние выщелачивания каменной соли на формирование химического состава рассматриваемых соленых вод и рассолов практически не проявляется.

В отношении выщелачивания гипса вопрос сложнее. В водоносных горизонтах нижнего гидрогеологического этажа содержание сульфат-иона не коррелируется с общей минерализацией и, как правило, не превышает 0,5-I,0 г/л. Часто в одной и той же скважине при незначительном изменении минерализации в вертикальном разрезе колебания концентрации сульфат-иона могут быть двух-пятикратными. Кроме того, даже если принять известные максимальные концентрации сульфат-иона (2,0-2,2 г/л) в рассолах нижнего гидрогеологического этажа за исходные, при разбавлении этих рассолов инфильтрационными водами до наблюдаемых величин минерализации, концентрация сульфат-иона должна была бы в несколько раз снизиться, а она часто наоборот возрастает, достигая в юго-восточной части территории развития нижней песчаниковой толщи значений, близких к пределу насыщения по $CaSO_4$. Обогащение подземных вод сульфатом кальция осуществляется при подъеме через загипсованную толщу пород подстилающего наровского горизонта среднего девона.

Кластерный анализ при столь высокой корреляции компонентов во всем интервале минерализаций как будто не мог дать новой генетической информации. Любопытно, однако, что массив точек достаточно однозначно разделился на подмножества с границами общей минерализации воды вблизи I, 3, 5 и I0 г/л, соответствующими известной классификации Н.И.Толстихина [6] и ряду других классификаций. Перспектива использования кластерного анализа в гидрохимии заманчива.

Проведенный анализ с учетом гидродинамических данных [3, 4, 9] позволяет наметить четкую схему формирования химического состава подземных вод нижней песчаниковой толщи девона: поступление снизу рассолов, обогащающихся сульфатами при движении через толщу наровского горизонта; движение рассолов по восстанию пласта и постепенное их смешение с инфильтрационными водами. Основные очаги поступления рассолов контролируются тектоническими и гидродинамическими аномалиями [I, 3].

Конвективный характер массопереноса в верхнем гидрогеологическом этаже подтверждается расчетами критерия Пекле, значения которого находятся в пределах n ($I0^3$-$I0^6$), резкой сменой химического состава подземных вод в водоносных горизонтах, залегающих выше и ниже водоупора, и другими гидрогеологическими данными.

Сделанные выводы о механизме формирования химического состава подземных вод нижней песчаниковой толщи девона распространяются и на другие во-

Библиотека

Таблица 5

Расчет разгрузки рассолов нижних гидрогеологических этажей

Бассейн реки	$Q_р$, тыс.м^3/с	Площадь бассейна, тыс.км^2	$C_р$, мг/л	$C_ф$, мг/л	$Q_а$, мг/л
Наровы	329	56	5,5	5	1,2
Луги	33	14	5	5	0
Невы	2066	282	5,1	4	16,8
Онеги	286	58	4,7	4	1,5
Сев.Двины	1159	360	10,6	8	22,3
Мезени	648	76	8,4	7	6,7
					$\Sigma = 48,5$

доносные комплексы, но при этом в каждом из них имеются свои специфические гидрогеохимические особенности. Так, для соленых вод водоносных комплексов уфимского и казанского ярусов верхней перми часто характерны повышенные хлор-бромные коэффициенты, фиксирующие участки появления пластов каменной соли в нижележащей гипсоносной толще нижней перми; на площадях развития загипсованных пестроцветов верхнего девона и татарского яруса верхней перми появляются сульфатные натриевые и магниевые воды, формирующиеся в результате сложных процессов катионного обмена. Однако главным для верхнего гидрогеологического этажа остается механизм конвективного поступления хлоридных рассолов снизу.

Поступающие рассолы смешиваются с инфильтрационными водами и в конечном счете попадают в современную речную сеть. Наиболее надежным индикатором протекающих процессов смешения является хлор-ион, не вступающий в химические реакции, но зависящий от газового состава подземных вод. Поэтому масштабы поступления рассолов можно оценить гидрохимическим методом [5]. Принимая за исходный подсчитанный нами средний состав рассолов нижних гидрогеологических этажей с минерализацией 218 г/л и концентрацией хлор-иона 135 г/л подсчитаем количество поступающих рассолов. Уравнение смешения для них имеет вид

$$Q_а = \frac{Q_р (C_р - C_ф)}{C_а - C_ф},$$

где $Q_а$ - поступление артезианских вод из нижних гидрогеологических этажей; $Q_р$ - расход реки в межень; $C_р$ - меженная концентрация хлор-иона в речной воде; $C_ф$ - фоновая концентрация хлор-иона при отсутствии разгрузки артезианских вод; $C_а$ - концентрация хлор-иона в артезианских водах нижних гидрогеологических этажей.

Если к результатам расчетов по бассейнам главных рек, впадающих в Белое или Балтийское моря, площадь которых составляет 95 % рассматриваемой территории (табл.5), прибавить расход в прибрежной зоне и по неучтенным малым рекам, впадающим непосредственно в море, то средний расход рассолов будет равен приблизительно 50 л/с.

Гидрогеологический анализ акваторий Балтийского и Белого морей свидетельствует о том, что учет субмаринной разгрузки вряд ли существенно увеличит полученную цифру. Поскольку общий сток артезианских вод в пределах Средне-Русского артезианского бассейна направлен в сторону Балтийского и Белого морей [3, 4, 9] и основные очаги разгрузки рассолов расположены на описываемой территории, можно полагать, что полученная цифра характеризует поступление рассолов в верхний гидрогеологический этаж по всей территории артезианского бассейна. Приняв общий объем рассолов равным $69{,}3 \cdot 10^{12}$ м^3 [2], получим, что для разгрузки всей массы рассолов необходимо около 44 млн.лет, т.е. период значительно более короткий, чем предполагаемое время существования основной массы рассолов (250-280 млн.лет после существования нижнепермских лагун). Следовательно, на протяжении истории артезианского бассейна характер гидродинамики верхнего гидрогеологического этажа существенно менялся, и на протяжении длительных периодов разгрузка рассолов практически отсутствовала. Период наиболее интенсивной разгрузки рассолов относится, видимо, к концу неогена - началу четвертичного периода, т.е. времени формирования каньонообразных долин, позднее захороненных четвертичными осадками.

Данный анализ и сделанные выводы, разумеется, не распространяются на формирование рассолов нижних гидрогеологических этажей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский Б.Н. Приозерные депрессии северо-западного района как очаги дренажа подземных вод. - Тр. Ш Всесоюзн. гидрол. съезда. Л., Гидрометеоиздат, 1959. Т.9.

2. Архангельский Б.Н. Промышленные рассолы Русского артезианского бассейна (распространение, формирование, геологические запасы). - Тр. ВСЕГЕИ, Новая сер., 1958, т.134.

3. Гатальский М.А. Подземные воды и газы северной половины Русской платформы. Тр. ВНИГРИ. Спец. сер., 1954, вып. 9.

4. Коротков А.И. Вопросы динамики подземных вод северо-западной части Русского артезианского бассейна. - В кн.: Гидродинамика глубинных зон артезианских бассейнов. Л., изд. Геогр. об-ва СССР, 1972.

5. Коротков А.И., Павлов А.Н. Гидрохимический метод в геологии и гидрогеологии. Л., Недра, 1972.

6. Посохов Е.В., Толстихин Н.И. Минеральные воды. Л., Недра, 1977.

7. Программы для ЭЦВМ БЭСМ-4, вып. 13-24. Л., Недра, 1976.

8. Смирнов С.И. Вероятностно-статистические закономерности распределения элементов в природных водах. - В кн.: Гидрогеохимические материалы. М., Изд-во АН СССР, 1963.

9. Якобсон Г.П. Палеогидрогеологические и современные гидрогеологические закономерности формирования и размещения нефтегазовых месторождений. М., Недра, 1973.