

Гидрогеология

УДК 550.46

ГЕОХИМИЯ И ФОРМИРОВАНИЕ СОДОВЫХ ВОД КУЗБАССА

С.Л. Шварцев, Е.В. Домрочева, Н.М. Рассказов

Томский филиал Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН
E-mail: tomsk@igng.tsc.ru

На примере Кузбасса рассматривается проблема распространения, состава, генезиса и формирования содовых вод. Показано, что такие воды занимают большую часть геологического разреза, развиты в зоне замедленного водообмена, характеризуются соленостью 0,6...9,0 г/л и рН 7,5...10,3. Установлено, что содовые воды равновесны с кальцитом и одновременно с глинистыми минералами монтмориллонитом, иллитом, каолинитом, в отдельных случаях с анальцитом и альбитом, но всегда неравновесны с анортитом, форстеритом, микроклином, т. е. система вода-порода носит равновесно-неравновесный характер. На основе комплексного анализа условий формирования содовых вод показано, что они являются продуктом определенного этапа выветривания алюмосиликатов, который наступает с момента достижения подземными водами равновесия с кальцитом. Время наступления последнего контролируется интенсивностью водообмена.

Ключевые слова:

Содовые воды, Кузбасс, геохимия, формирование, равновесие.

Key words:

Sodic water, Kuzbass, geochemistry, forming, equilibrium.

Проблема генезиса и механизмов формирования содовых вод является до сих пор дискуссионной, хотя ее решению посвящена обширная литература [1–6 и др.]. Основными в течение долгого времени были две гипотезы: 1) геологическая, согласно которой сода образуется в процессе выветривания кислых массивно-кристаллических и богатых Na осадочных пород и 2) ионно-обменных процессов, согласно которой сода образуется путем вытеснения из коллоидного комплекса поглощенного Na растворенным в воде Са (реакция К.К. Гедройца). Сторонниками этой гипотезы являются, прежде всего, почвоведы [2], а также некоторые гидрогеологи [7, 8 и др.].

Еще в 1978 г. один из авторов этой статьи показал, что сода при выветривании горных пород образуется не всегда, а только в том случае, когда подземная вода насыщена кальцитом, который выступает геохимическим барьером на пути концентрации Са в водном растворе и тем самым обеспечивает рост Na. Эти положения еще более полно были развиты позже [6]. Тем не менее, дискуссия по этой проблеме продолжается [7, 8 и др.].

В рассматриваемом аспекте большой интерес представляет территория Кузбасса, где особенно широко развиты содовые воды, а среди вторичных образований имеют место и лессы. Кроме того, Кузбасс геологически длительное время развивается в континентальных условиях, что исключает возможность сохранения в зоне развития пресных и солоноватых вод инфильтрационного типа остат-

ков древнего солевого комплекса морского генезиса, который считается источником Na. Поэтому Кузбасс – это уникальный полигон для исследования проблемы генезиса содовых вод.

Гидрогеологические особенности Кузнецкого бассейна

В геологическом отношении Кузнецкий бассейн сложен, главным образом, терригенно-угленосными отложениями, представленными песчаниками, алевролитами и аргиллитами в основном пермского возраста (P_1-P_2), содержащими многочисленные угольные пласты. Выше по разрезу распространены безугольные триасовые и юрские отложения с маломощными пластами угля [9]. Сверху коренные породы перекрыты маломощными рыхлыми отложениями кайнозойского возраста (глины, песчаники и гравийно-галечники).

Горные породы палеозойского возраста сильно литифицированы и обладают низкой пористостью. Распределение воды по разрезу, поэтому определяется в основном не пористостью, а трещиноватостью разного генезиса. В этом отношении Кузбасс является типичным адартезианским бассейном, в котором широко развиты трещинные, трещинно-пластовые и трещинножилые воды. Поэтому наибольшая обводненность пород характерна для зоны интенсивной трещиноватости и не зависит от литологического состава пород и типа трещиноватости. Заметное влияние на водообильность пород оказывают лишь зоны тектонических наруше-

ний и в меньшей мере литологический состав горных пород. С глубиной экзогенная трещиноватость горных пород уменьшается, соответственно падает проницаемость и обводненность горных пород; удельные дебиты скважин уменьшаются от 2...3 до 0,01 л/с. Меняется и характер залегания вод, которые становятся напорными, иногда гидравлически изолированными от вышележащих водоносных горизонтов и, часто имеют отдаленную область питания.

В соответствии с особенностями геологического строения, проницаемости отложений и водообильности горных пород в бассейне выделяются три гидродинамические зоны: активного, замедленного и затрудненного водообмена [10, 11].

Мощность *зоны активного водообмена* чаще всего составляет 100...300 м на водоразделах и 10...100 м в долинах рек, в редких случаях она достигает 500 м [12]. Глубина залегания подземных вод в этой зоне колеблется от 30...40 м (водоразделы) до 0,5...5 м (долины рек). В пониженных участках рельефа встречаются самоизливающиеся воды более глубоких водоносных горизонтов. Мощность *зоны повышенной трещиноватости* меняется от 25 до 150 м. Дебиты скважин изменяются от 0,1 до 1,0 л/с. Значения удельных дебитов соответственно составляют 0,04...1,0 л/с. Величина коэффициента фильтрации изменяется от 0,1 до 5,0 м/сут. Наиболее высокие значения удельных дебитов скважин и коэффициентов фильтрации выявлены в угленосных породах под долинами рек. Здесь же установлены наибольшие напоры подземных вод. Судя по имеющимся данным, уровни воды в скважинах, вскрывающих водоносные горизонты на различной глубине, являются едиными для всех интервалов вскрытия, что свидетельствует об их гидравлической взаимосвязи. Положение уровней на геологических разрезах свидетельствует о движении подземных вод от участков с повышенными отметками рельефа к долинам рек, являющихся областями разгрузки. В целом уровень подземных вод в общих чертах повторяет рельеф местности [13, 14].

Зона замедленного водообмена охватывает весь разрез угленосных отложений, а ее мощность изменяется в широких пределах: от первых сотен метров до 1,0...1,5 км. Расходы скважин в этой зоне обычно невелики и редко превышают 20 м³/сут. Исключение составляют высокопроницаемые зоны тектонических нарушений. Соответственно проницаемость отложений также невысока и обычно не превышает 10 млДс и редко достигает 100 млДс. Такие случаи имеют место, например, на Талдинском участке [14]. При этом проницаемость угльных пластов, как правило, выше, чем других типов пород. С глубиной водопроницаемость отложений, хотя изменяется сложным образом, но в целом незначительно уменьшается.

Зона весьма замедленного водообмена может быть выделена только предположительно на глубинах более 2-х км. Практически она встречена только в Абашевской скважине. Вероятное распределение

обводненных зон может быть связано с положением наиболее крупных зон тектонических нарушений глубокого заложения. Эти же структурные элементы геологического разреза могут определять основные гидродинамические характеристики фильтрационных потоков, предположительно восходящей направленности.

Распространение и состав содовых вод

В Кузбассе геохимия подземных вод нами детально изучена на 4-х участках (рис. 1), а по литературным данным и на других территориях. Во всех этих случаях содовые воды развиты повсеместно на той или иной глубине, в зоне замедленного водообмена. В ряде случаев верхняя граница их появления располагается на глубинах <100 м, но чаще составляет 100...300 м. Рассмотрим изученные участки более подробно.

Березовоярский участок расположен в северо-восточной части Кузнецкого адартезианского бассейна вблизи его сопряжения с Кузнецким Алатау, на левом берегу р. Томи (рис. 1).

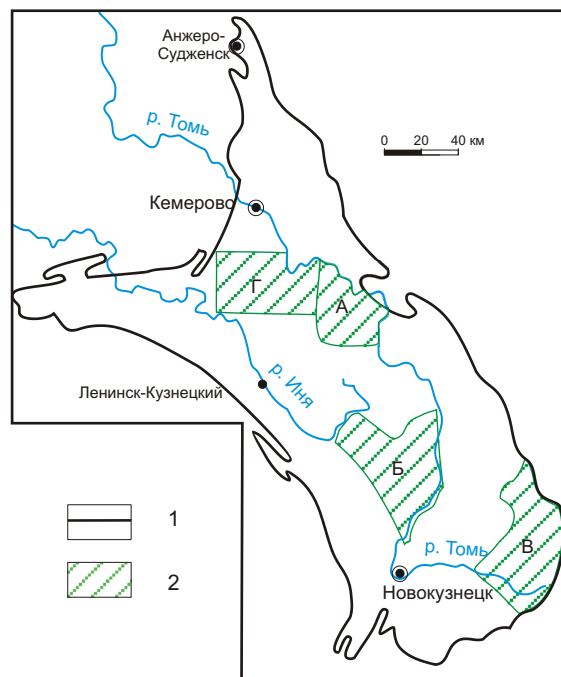


Рис. 1. Схема размещения детально изученных участков в Кузбассе: 1) граница Кузнецкого угольного бассейна; 2) территории участков: А – Березовоярский; Б – Ерунаковский; В – Томь-Усинский; Г – Березовский

В 1989–1993 гг. в его пределах были проведены опытно-методические работы, направленные на оценку возможности организации подземного выщелачивания давсонита, сопровождавшиеся детальными гидрогеологическими исследованиями. Площадь в пределах которой проводились работы, составила 60 км². Глубина изученного разреза достигла 300 м.

Участок сложен угленоснотерригенными отложениями балахонской серии среднекарбонного, нижнепермского возраста, которые представлены

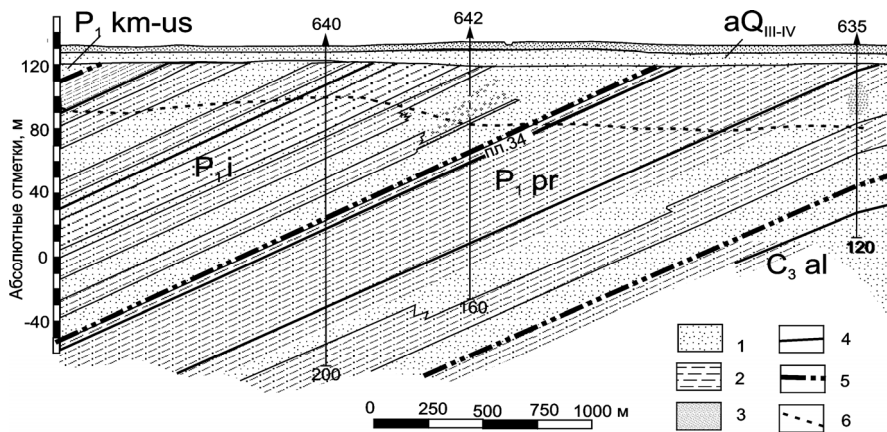


Рис. 2. Геологический разрез Березовоярского участка: 1) песчаники; 2) аргиллиты; 3) алевролиты; 4) угли; 5) геологическая граница; 6) нижняя граница зоны дезинтеграции

переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами с включениями пластов каменных углей. Сверху коренные породы перекрыты хорошо проницаемыми гравийногалечниковыми осадками с песчаным и супесчаным заполнителем мощностью 12...18 м. В этих отложениях развиты типичные пресные $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ и Ca-Na воды с общей минерализацией 0,3...0,8 г/л.

Водовмещающие породы балахонской серии представлены переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов залегающими моноклинално с общим северо-западным падением (рис. 2). Отложения повсеместно обогащены давсонитом, который развивается по всем типам пород, но особенно в алевролитах. Его содержания нередко превышают 20 %.

С гидрогеологической точки зрения водоносный комплекс балахонской серии представляет собой трещинный коллектор с двойной системой проницаемости (проницаемых микрозон и слабопроницаемых блоков). Удельные дебиты скважин на этих глубинах составляют от 0,01 до 0,3 л/с, хотя водопроницаемость пород достаточно высока: от 50 до 500 м²/сут [15].

В процессе исследований в пределах участка была отобрана 71 проба воды. В таблице приведена только небольшая часть полученных данных, которые отражают разброс и наиболее типичные значения отдельных элементов. Анализ полученных данных показывает, что в зоне затрудненного водообмена развиты только содовые воды с общей минерализацией 0,9...7,2 г/л. С глубиной общая минерализация растет, хотя на одной и той же глубине, например 150 м, разброс значений солености достаточно велик от 1,0 до 7,1 г/л (среднее значение 3,5 г/л). В то же время уже на глубине 50 м соленость местами достигает 2 г/л.

Такое положение, вероятно, обусловлено особенностями фильтрационных параметров трещинных коллекторов и, как следствие, локальной степенью дренируемости опробуемых массивов, их гидравлической связью с самыми верхними частями водоносного комплекса.

Как показывают данные таблицы, основными солеобразующими компонентами в подземных водах являются гидрокарбонат ион и натрий, которые связаны прямой корреляционной зависимостью между собой и с общей минерализацией воды. Величина коэффициента корреляции составляет соответственно 0,99 и 0,98. Если к этому добавить, что все воды являются щелочными или сильнощелочными (рН 7,3...9,2), то становится очевидно, что мы имеем дело со щелочными содовыми водами, которые отличаются повышенной общей минерализацией.

Довольно тесная парная корреляционная связь наблюдается также между минерализацией и таким компонентом как хлор-ион, который начинает играть значимую роль в химическом составе воды при их солености более 2,5 г/л. В целом концентрация его увеличивается от первых единиц миллиграмм в пресных водах до 1...1,2 г/л в водах с общим содержанием солей 5...7 г/л. В то же время, содержания сульфатов в исследуемых водах с ростом их солености не увеличиваются. Все это говорит о том, что здесь мы имеем дело не с процессами континентального засоления, которые сопровождаются ростом не только хлора, но и сульфат иона, а со специфическим взаимодействием воды с горными породами, протекающими на стадии, когда достигается осаждение карбонатов кальция. Об этом свидетельствуют низкие содержания ионов кальция и магния в растворе. Следовательно, на исследуемой территории развиты содовые воды, которые сформированы в результате взаимодействия алюмосиликатов на стадии осаждения карбонатов.

Талдинский участок входит в южную часть Кузнецкого бассейна и располагается в пределах Ерунаковского района. В геологическом отношении подавляющая часть разреза также в основном сложена угленосно-терригенными отложениями кольчугинской серии (P_1-P_2), представленной песчаниками, алевролитами и аргиллитами с включением до 50 угольных пластов. Выше по разрезу местами распространены триасовые (мальцевская серия) и юрские (тарбаганская серия) отложения. Первые

Таблица. Характеристика содовых вод Кузбасса, мг/л

Номер скважины	Глубина отбора, м	Окисляемость, мгО/л	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NH ₄ ⁺	Fe _{общ}	SiO ₂	Минерализация	pH
			мг/л												
Березовоярский участок															
622	56	2,28	988		0,5	0,8	42	8,5	307	0,6	0,3	–	15,0	1364	7,91
626	41	2,64	645	42	1,5	0,4	3	0,6	279	0,7	0,2	–	10,7	986	9,03
640	190	4,90	630	120	658	14,0	8	9,1	1506	4,2	1,8	–	10,5	4975	8,84
643	190	4,13	2648	72	1167	13,0	8	1,2	1812	4,4	–	–	8,9	5756	9,05
652	150	4,76	3026	162	308	4,1	5	1,8	1452	6,0	0,5	0,1	9,8	4980	8,83
652	190	1,40	3637	138	1170	4,1	3	3,0	2217	6,2	0,7	–	5,9	7185	8,72
652	288	4,55	2709	156	511	7,8	8	12,0	1440	3,5	–	–	19,7	4872	9,25
656	88	2,87	915	192	7,0	2,1	1	0,6	493	1,1	–	–	4,1	1617	9,17
Талдинский участок															
8879	100	3,22	833	15	9	3,7	63	37,0	260	2,8	–	–	14,0	1124	7,85
16116	1197	–	1264	90	35	9,5	18	8,5	477	100	0,4	8,0	41,7	2002	8,89
16243	1068	–	6462	90	245	7,8	15	12,0	2441	14,0	–	5,0	–	8848	8,66
16244	496	–	4422	8,4	100	4,5	20	6,1	1700	6,2	0,1	0,5	–	6069	8,18
16278	787	–	1476	8,8	130	1,6	60	24,0	1100	14,0	7,0	–	–	4272	7,83
16320	112	–	1023	24	7	11,0	6	0,9	413	3,5	1,9	5,4	8,4	1541	8,80
8980	628	4,44	671	36	12	23,0	12	4,8	267	4,6	–	–	5,6	1006	8,63
1-УМ	264	3,87	1257	71	248	5,4	5	0	575	95,0	5,4	4,8	5,8	1927	9,10
Томь-Усинский участок															
2460	423	3,97	3842	63	21	4,1	15,3	2,5	1432*	–	1,8	0,8	9,6	5379	9,00
137	147	1,92	3289	90	61	1,1	9,7	5,2	1200*	–	–	–	24,8	4625	8,56
5827	293	2,63	2236	69	18	3,7	12,7	2,9	885*	–	2,0	0,05	12,6	3158	9,50
7373	331	–	695	55,5	5	6,2	3,6	4,7	298*	–	–	0,15	13,8	1012	8,62
7573	419	–	500	25,5	9	9,9	5,0	0,6	213*	–	0,1	0,34	7,6	737	8,75
2460	423	–	3842	0,6	21	4,1	15	2,5	1432*	–	1,8	0,80	9,6	5317	9,00
10000	1495	8,01	1159	264	28	2370	40	25	2692*	–	0,8	2,00	25,4	6130	9,20
Березовский участок															
242	–	4,07	552	5,1	18	2,0	68	25	106	1,3	–	0,19	13,8	780	8,28
223	–	3,42	482	3,8	64	87	60	25	156	2,3	–	0,30	17,0	880	8,10
243	–	–	534	2,3	105	138	92	41	158	2,0	–	0,37	16,0	1080	7,84
221	–	2,85	458	0,6	192	311	122	56	208	2,6	–	1,08	19,3	1360	7,51
166	–	3,56	521	0,5	176	596	165	77	279	2,8	–	0,74	14,0	1820	7,52

Примечание. Прочерк – нет данных; *Сумма Na+K.

из них безугольные, вторые содержат невыдержанные маломощные пласты угля. Сверху коренные породы покрыты маломощными рыхлыми отложениями кайнозойского возраста, представленными глинами, песчаниками и гравийно-галечниками.

По характеру водообмена геологический разрез можно разделить на две неравные зоны: 1) интенсивного и 2) замедленного водообмена. Первая из них занимает верхнюю часть разреза, сложенную рыхлыми мезо-кайнозойскими (преимущественно четвертичными) отложениями и зону интенсивной трещиноватости коренных пород кольчугинской серии, вторая – весь нижележащий разрез. В первой зоне доминируют газы атмосферного (O₂, N₂, CO₂), во второй – биохимического (CH₄) генезиса.

Мощность зоны интенсивного водообмена составляет 140...180 м на водоразделах и 60...80 м в долинах рек. В нижней зоне замедленного водообмена развиты преимущественно содовые воды с pH 7,8...10,4 и общей минерализацией 1...9 г/л (табл.). С глубиной соленость воды значительно возрастает. Этот рост обусловлен в основном

за счет увеличения содержаний HCO₃ и Na, т. е. соды (рис. 3). В целом, как и на Березовоярском участке, содовые воды бедны K, Ca и Mg. Содержания SiO₂ и Fe колеблются в значительных пределах, в отдельных пробах повышены содержания хлор- и сульфат-ионов, но они не определяют геохимический облик подземных вод.

Томь-Усинский участок располагается в юго-восточной части Кузбасса. Он сложен отложениями верхнебалахонской серией нижнепермского возраста с мощными пластами угля среди слоев песчаников, которые включают в себя слои и линзы конгломератов и гравеллитов среди пород преимущественно глинистого состава. Мощностью ее до 400 м. Верхнепермские отложения мощностью 500 м согласно налегают на отложения верхнебалахонской серии. В литологическом составе отложений преобладают разнозернистые песчаники. На глубинах 600...700, 1500...1900 м встречаются силлы диабазов.

В районе развиты напорные воды, которые, начиная с глубин 200...300 м являются содовыми

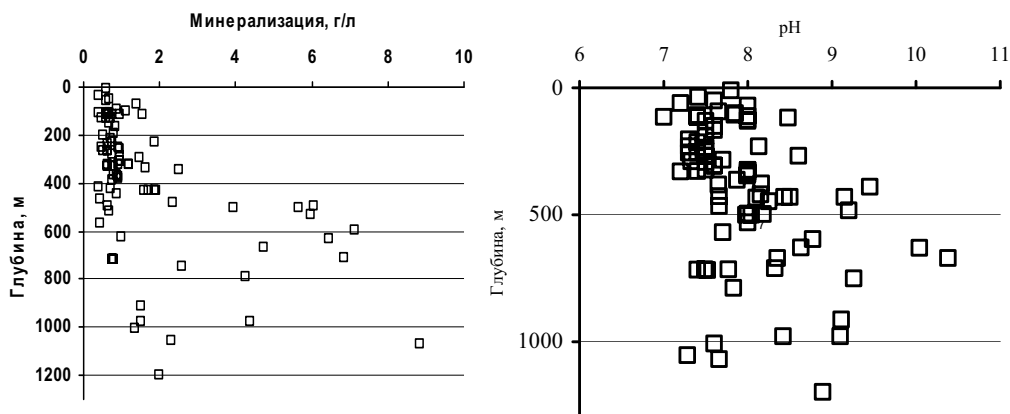


Рис. 3. Изменение солености (а) и pH (б) подземных вод Талдинского участка с глубиной

с общей минерализацией 1,0...6,4 г/л и pH 8,5...9,5 (табл.). С глубиной общая минерализация воды, как и pH растут, хотя на одной и той же глубине, например 400 м, разброс солености может быть большим – от 0,7 до 5,3 г/л. Это обусловлено, вероятно, особенностями фильтрационных параметров трещинных коллекторов и, как следствие, локальной степенью дренируемости опробуемых массивов, их гидравлической связью с самыми верхними частями водоносного комплекса.

С глубиной содержание всех макрокомпонентов, хотя и неравномерно, но увеличивается. В основном это происходит за счет HCO_3^- , Na^+ и редко SO_4^{2-} и Cl^- . Поэтому среди анионов преобладает гидрокарбонат, а среди катионов – натрий. В целом для этого участка, как и для других, характерна прямая вертикальная гидрогеохимическая зональность, свойственная полураскрытым гидрогеологическим структурам.

Березовский участок является наиболее северным из всех изученных и наиболее равнинным в геоморфологическом отношении. Как и предыдущие участки, он сложен в основном угленосными отложениями палеозойского возраста, которые представлены породами кольчугинской (P_2) и балахонской (C_1-P_1) серий. В обеих сериях доминируют песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли, редко конгломераты. Проницаемость этих отложений повышена и составляет 50...200 мДс. Мощность перекрывающих рыхлых хорошо проницаемых отложений колеблется от 30 до 300 м.

Типичные анализы содовых вод этого участка приведены в таблице. Нетрудно видеть, что исследуемые воды на этой территории более пресные и менее щелочные. Это объясняется тем, что изучались воды из скважин, пробуренных для питьевого водоснабжения в населенных пунктах. Хотя глубины залегания воды неизвестны, но очевидно, что они характеризуют верхнюю часть зоны замедленного водообмена. Более глубоких скважин на этой территории нет, но нет и сомнений, что в более глубокой части разреза развиты более соленые и более щелочные содовые воды.

Таким образом, на всех 4-х исследованных участках Кузбасса, начиная с глубин 50...350 м, ра-

звиты близкие по составу содовые воды, доля NaHCO_3 в которых, как правило, составляет 80...90 %, а иногда даже 95...98 %. Их соленость колеблется от 0,8 до 9,5 г/л, pH 7,5...9,4. Они бедны K, Ca, Mg, за некоторым исключением сульфат- и хлор-ионами и, что важно, органическим веществом. Конечно, конкретные гидрогеологические условия на каждом из изученных участков накладывают некоторый отпечаток на их состав, но в целом не нарушают общей закономерности: ниже зоны активного водообмена всегда развиты содовые воды, соленость, pH и доля соды в которых растут с глубиной, хотя и разными темпами.

Равновесие содовых вод с горными породами

Выполненный термодинамическими методами анализ равновесия подземных вод Кузбасса с горными породами показал, что все содовые воды пересыщены кальцитом (рис. 4) и доломитом при температурах, характерных для пластовых условий (5...15 °C). Поэтому кальцит в этих условиях не растворяется, а формируется путем выпадения из водных растворов. Последнее подтверждается и геологическими наблюдениями: в Кузбассе вторичный кальцит широко развит [16].

Вторая особенность равновесия состоит в том, что подавляющая часть вод равновесна с монтмориллонитом и относительно редко с каолинитом (рис. 5). Некоторая часть таких вод равновесна с анальцитом и даже с альбитом. На это обстоятельство следует обратить особое внимание, поскольку это важно для понимания механизмов формирования содовых вод. В то же время все содовые воды неравновесны со многими первичными (эндогенными) алюмосиликатами (анортит, оливин, нефелин, диопсид, гроссуляр и т. д.), которые на приведенных рисунках не показаны, но равновесие которых изучалось ранее [17].

Еще одна особенность наблюдаемого характера водно-минерального равновесия заключается в том, что значительная часть проб воды равновесна с давсонитом, который, как и кальцит, формируется в этих условиях [18]. Характер равновесия содовых вод значительно отличается от равновесия других типов подземных вод зоны гипергенеза [6],

хотя в целом равновесно-неравновесный характер системы сохраняется.

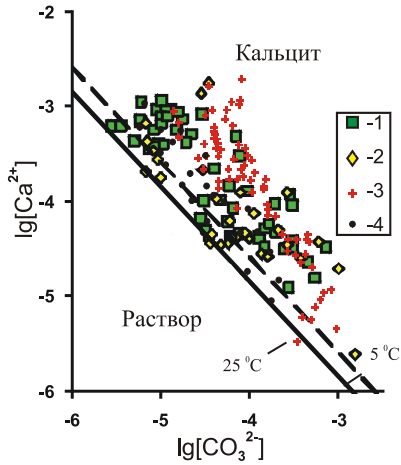


Рис. 4. Равновесие содовых вод Кузбасса с кальцитом. Участки: 1) Талдинский; 2) Томь-Усинский; 3) Березовоярский; 4) Березовский

Равновесно-неравновесное состояние системы содовые воды – горные породы обеспечивает непрерывное растворение одних минералов и образование других, включая кальцит, который на более ранних стадиях взаимодействия воды с горными породами не формировался.

Следовательно, содовые воды – продукт определенного этапа геологической эволюции системы вода-порода, который характерен для условий затрудненного водообмена, определяющего относительно длительное (первые десятки тысяч лет, если нет процессов континентального засоления) взаимодействие воды с алюмосиликатами, протекающего с образованиями вторичных карбонатов и глин. В этих условиях только 10...15 % химических элементов выносятся водой, т. к. большая их часть связывается вторичными минералами. В этих условиях в воде концентрируются преимущественно ионы HCO_3^- (CO_3^{2-}) и Na^+ , а также некоторые микроэлементы (U, F, Se, Mo, V, As и др.). Если в системе имеется свободная углекислота, то процесс содообразования усиливается, хотя и протекает при более низких значениях pH.

Выводы

1. В Кузнецком межгорном бассейне в зоне замедленного водообмена повсеместно, а в зоне активного водообмена локально развиты содовые воды с общей минерализацией 0,6...9,0 г/л и pH 7,5...10,3.
2. Термодинамические расчеты показали, что все содовые воды равновесны с кальцитом, с одним или несколькими глинистыми минералами (каолинитом, монтмориллонитом, иллитом),

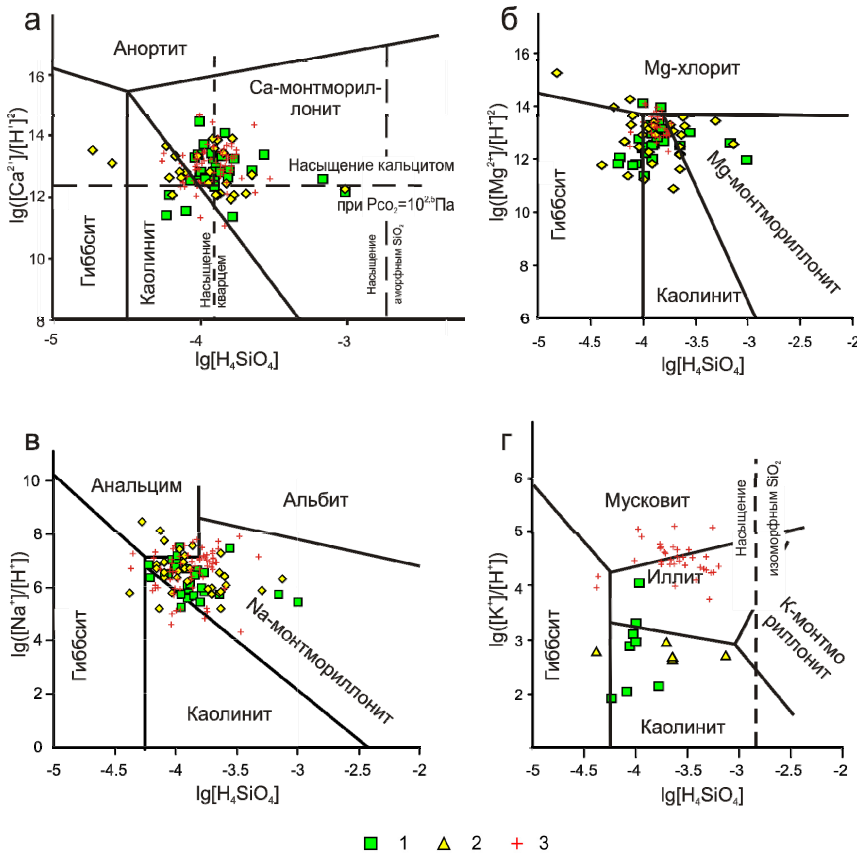


Рис. 5. Диаграммы равновесия основных минералов при 25 °C с нанесением данных по составу подземных вод Кузбасса. Участки: 1) Ерунаковский; 2) Томь-Усинский; 3) Березовоярский; 4) Березовский. Системы: а – $\text{H}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{CO}_2-\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$; б – $\text{H}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{CO}_2-\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$; в – $\text{H}_2\text{O}-\text{NaO}-\text{CO}_2-\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$; г – $\text{H}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$

- иногда с анальцитом и альбитом. Вместе с тем они всегда неравновесны с эндогенными алюмосиликатами: анортитом, форстеритом, микроклином, мусковитом и др. Система вода-порода носит ярко выраженный равновесно-неравновесный характер.
3. Содовые воды формируются в результате выветривания эндогенных алюмосиликатов осадочных, метаморфических и магматических пород, с которыми подземные воды неравновесны,

но только в том случае, если имеет место равновесие с кальцитом, который в этих условиях формируется.

4. Содообразование наступает с момента достижения водным раствором равновесия с кальцитом. Этому процессу способствует затрудненный водообмен, поскольку для достижения равновесия с кальцитом требуется относительно длительное время взаимодействия воды с алюмосиликатными горными породами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Базилевич Н.И. Геохимия почв содового засоления. – М.: Наука, 1965. – 351 с.
2. Ковда В.А. Основы учения о почвах. – М.: Наука, 1973. – Кн. 1. – 448 с., Кн. 2. – 468 с.
3. Посохов Е.В. Происхождение содовых вод в природе. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 153 с.
4. Blake R. The origin of high sodium bicarbonate waters in the Otway Basin, Victoria, Australia // Proc 6 Intern. Symp. on Water-Rock interaction. – Rotterdam: Brookfield, 1989. – P. 83–85.
5. Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф., Тугуши И.Н. Обменно-адсорбционные процессы в подземной гидросфере. – Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. – 156 с.
6. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. Изд. 2-е испр. и доп. – М.: Недра, 1998. – 367 с.
7. Попов В.Г. Литолого-гидрогеохимические последствия ионно-обменных процессов в седиментационных бассейнах (на примере Волго-Уральского бассейна) // Литология и полезные ископаемые. – 2004. – № 1. – С. 48–59.
8. Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. – М.: Наука, 2004. – 677 с.
9. Геология угольных месторождений СССР / под ред. А.К. Матвеевой. – М.: МГУ, 1990. – 352 с.
10. Гидрогеология СССР. Кемеровская область и Алтайский край / под ред. М.А. Кузнецовой, О.В. Постниковой. – М.: Недра. – 1972. – Т. 17. – 398 с.
11. Рогов Г.М. Гидрогеология и геоэкология Кузбасса. – Томск: Изд-во ТГАСУ, 2000. – 167 с.
12. Андреева М.П. Эколого-геохимическое состояние подземных вод зоны активного водообмена юга Кузбасса: Автореф. ... дис. канд. геол.-минер. наук. – Томск, 2007. – 18 с.
13. Шварцев С.Л., Рассказов Н.М., Кусковский В.С., Фризен Л.Ф. Гидрогеохимические условия района Крапивинского водохранилища на р. Томь (Кузбасс) // Геология и геофизика. – 1993. – № 8. – С. 89–97.
14. Шварцев С.Л., Хрюкин В.Т., Домрочева Е.В., Кузеванов К.И., Рассказов Н.М., Попова Т.С., Лепокурова О.Е., Швачко Е.В. Гидрогеология Ерунаковского района Кузбасса в связи с проблемой образования ресурсов и добычи угольного метана // Геология и геофизика. – 2006. – Вып. 47. – № 7. – С. 878–889.
15. Аникин А.И., Людвиг В.М., Шварцев С.Л. Геохимия подземных вод давсонитоносных пород Березовоярского участка (Кузбасс) // Обской вестник. – 2001. – № 1. – С. 65–69.
16. Рогов Г.М., Попов В.К. Гидрогеология и катагенез пород Кузбасса. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1985. – 191 с.
17. Алексеев В.А., Рыженко Б.Н., Шварцев С.Л., Зверев В.П., Букаты М.Б., Мироненко М.В., Чарыкова М.В., Чудаев О.В. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода-порода. Т. 1. Система вода-порода в земной коре: взаимодействие, кинетика, равновесие, моделирование. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – 244 с.
18. Шварцев С.Л. Гидрогеохимические условия формирования давсонитового оруденения на примере Березовоярского участка (Кузбасс) // Геохимия. – 2004. – № 10. – С. 1068–1080.

Поступила 14.12.2010 г.