УДК 556.314

О.Е. Лепокурова

ГЕОХИМИЯ УНИКАЛЬНЫХ ПРЕСНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ВОД ЧУЛЫМСКОГО БАССЕЙНА

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта №11-05-98016-р_сибирь_а и ФЦП «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2007–2013 годы» (ГК 11.519.11.6044 от 20.06.2012).

С использованием данных по ионно-солевому, газовому, изотопному составу подземных вод, составу водовмещающих отложений, а также по результатам исследования равновесий в системе вода – порода рассмотрены условия формирования состава пресной щелочной воды «Омега», а также аналогичных вод Чулымского бассейна.

Ключевые слова: геохимия подземных вод; система вода – порода; щелочная минеральная вода «Омега».

Введение. На юго-восточной окраине Западно-Сибирского артезианского бассейна в отложениях мела и юры на глубинах от 100–500 до 800–1 500 м развиты пресные подземные воды содового состава. Уникальность этих вод заключается в резко щелочной реакции среды (pH от 8 до 10) при низкой минерализации вод (до 1 г/л). Между тем известна общая закономерность для подземных вод различных регионов [1]: чем выше соленость, тем выше *pH*. Отклонения возможны и связаны с локальными факторами (наличие или отсутствие углекислого газа, щелочных магматических пород и др.). Например, слабоминерализованные щелочные радоновые воды в пределах Горного Алтая, Новосибирского Приобья и Колывань-Томской складчатой зоны [2], т.е. горно-складчатых систем. Выявление локальных факторов, предопределяющих формирование подобных вод в пределах Западно-Сибирского артезианского бассейна, представляет научный и практический интерес.

Объект и методы исследования. В геолого-структурном отношении территория исследований находится в зоне прогиба фундамента (Чулымский прогиб) Западно-Сибирской плиты на сочленении с Алтае-Саянской складчатой системой и Енисейским кряжем. В гидрогеологическом отношении [2] участок приурочен к Чулымо-Енисейскому гидрогеологическому району второго порядка (рис. 1). В строении Западно-Сибирского бассейна обособляются два гидрогеологических этажа, разделенных мощным мел-палеогеновым водоупором (мощность более 1 км). Верхний гидрогеологический этаж включает в себя палеоген-четвертичные и, частично, верхнемеловые водоносные отложения (рис. 2). Заключенные в нем подземные воды находятся в условиях активного, в нижней части – замедленного водообмена. Нижний гидрогеологический этаж объединяет водоносные комплексы палеозойских, юрских и нижнемеловых отложений. Воды находятся в обстановке замедленного и весьма замедленного режима. Питание вод происходит, по всей видимости, с Алтае-Саянского горного обрамления, где распространены пресные трещинно-жильные воды в гранитах и метаморфических породах. За счет подтока пресных вод и отсутствия выраженных водоупоров в зоне Чулымского прогиба (рис. 2) граница зоны активного водообмена опускается на большую глубину.

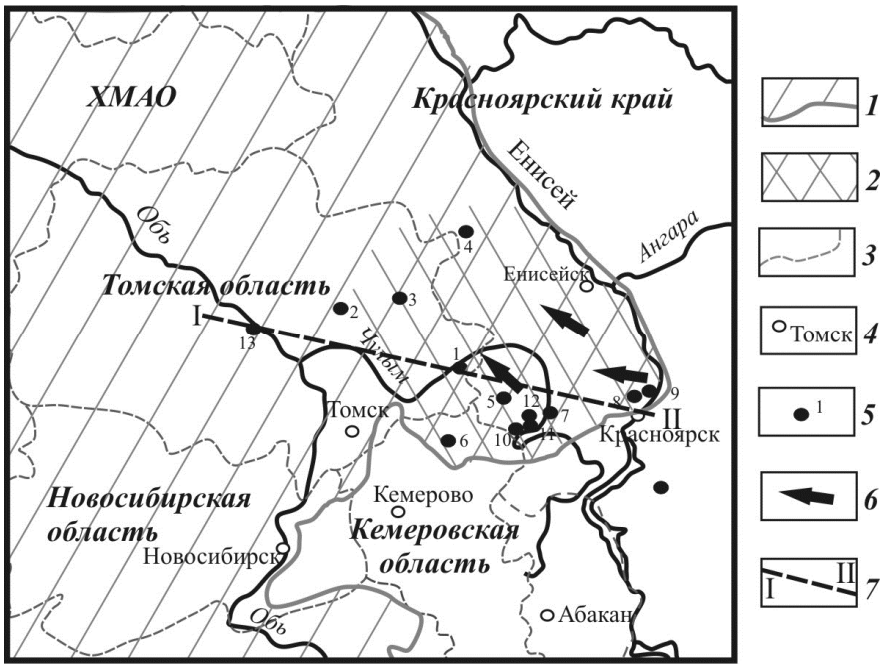

Рис. 1. Схема расположения объекта исследования: *1* – граница и область распространения Западно-Сибирского артезианского бассейна; *2* – область распространения Чулымо-Енисейского гидрогеологического района; *3* – границы административных областей; *4* – населенные пункты; *5* – скважины и их номер; *6* – направление движения подземных вод; *7* – линия гидрогеохимического разреза

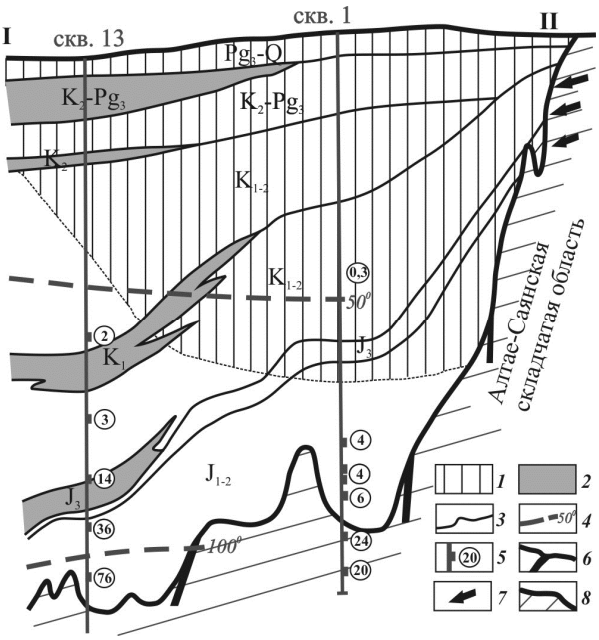

Рис. 2. Схематический гидрохимический профиль. Составлен на основе [3]:
1 – площади распространения пресных вод (до 1 г/л) HCO_3-Na состава с N_2;
2 – глинистые практически неводоносные породы; *3* – стратиграфические границы;
4 – изотермы; *5* – интервалы опробования (в кружке – минерализация воды, г/л);
6 – линия тектонических разломов в фундаменте; *7* – направление движения трещинно-жильных вод Енисейского кряжа; *8* – породы фундамента

Изучаемые воды вскрыты в пределах Тегульдетского месторождения питьевой лечебно-столовой воды «Омега» [4] на глубине 1 266–1 271 м. Чулымская скважина (№ 1) находится в 1,5 км от с. Тегульдет и в 200 км от г. Томска. Продуктивный водоносный горизонт приурочен к илекской свите нижнего гидрогеологического этажа, представленной осадочными обломочными породами (песчаники и алевролиты) нижнемелового возраста (K_1il). Аналогичные по составу воды вскрываются в пределах верхних отложений нижнего гидрогеологического этажа до глубин 800–1 500 м (табл. 1).

Таблица 1

Ионно-солевой состав пресных подземных вод меловых и юрских отложений Чулымо-Енисейского района

№	Скважина	Глубина, м	Возраст	Источник	Формула ионно-солевого состава	pH
1	Чулымская	1266–1277	K_1il	[4]	$M\ 0{,}3\ \frac{HCO_3\ 69{,}5\ CO_3\ 26{,}7\ SO_4\ 2{,}3\ Cl\ 1{,}3}{Na\ 98{,}5\ Ca\ 0{,}8\ Mg\ 0{,}5}$	9,3
2	Белоярская (Томская область)	1997–2005	K_1il	[2]	$M\ 1{,}7\ \frac{Cl\ 87{,}8\ HCO_3\ 12}{Na\ 98{,}8\ Ca\ 0{,}5\ Mg\ 0{,}5}$	8,3
3	Максимкинярская	2404–2476	J_{1-2}		$M\ 5{,}4\ \frac{Cl\ 98\ HCO_3\ 2}{Na\ 84\ Ca\ 11\ Mg\ 3}$	7,5
4	Касская	640–710	K_2		$M\ 0{,}2\ \frac{HCO_3\ 61\ CO_3\ 24\ Cl\ 15}{Na\ 67\ Mg\ 18\ Ca\ 15}$	9,9
		1030–1040	K_1		$M\ 0{,}6\ \frac{HCO_3\ 65\ Cl\ 22\ CO_3\ 12{,}5}{Na\ 92{,}4\ Mg\ 3{,}5\ Ca\ 3{,}5}$	9,5
5	Белогорская	1139–1146	J		$M\ 0{,}8\ \frac{HCO_3{+}CO_3\ 87\ Cl\ 6{,}5\ SO_4\ 6{,}5}{Na\ 81\ Ca\ 18{,}9}$	–
		1840–1853	J		$M\ 0{,}7\ \frac{HCO_3{+}CO_3\ 84\ SO_4\ 10\ Cl\ 6}{Na\ 86\ Ca\ 8\ Mg\ 4}$	–
6	Мариинская	816–829	J		$M\ 2{,}0\ \frac{HCO_3{+}CO_3\ 88{,}5\ Cl\ 11{,}5}{Na\ 98{,}7\ Ca\ 1}$	–
7	Ачинская	500–800	J	[5, 6]	$M\ 0{,}3\ \frac{HCO_3\ 85{,}8\ SO_4\ 7{,}2\ CO_3\ 4{,}3\ Cl\ 2{,}2}{Na\ 92{,}5\ Ca\ 5{,}5\ Mg\ 1}$	8,1
8, 9	Сухобузимская	500–800	J		$M\ 0{,}6\ \frac{HCO_3\ 93\ CO_3\ 4{,}8\ Cl\ 1{,}2\ SO_4\ 0{,}6}{Na\ 97{,}9\ Ca\ 1{,}1\ Mg\ 0{,}6}$	8,5
10	Белоярская (Красноярский край)	398	J		$M\ 0{,}3\ \frac{HCO_3\ 81\ CO_3\ 14\ Cl\ 4\ SO_4\ 1}{Na\ 93{,}9\ Ca\ 6\ Mg\ 1}$	8,6
11	Скв. в с. Ингинка	382	J		$M\ 0{,}3\ \frac{HCO_3\ 88\ SO_4\ 6\ Cl\ 4\ CO_3\ 3}{Na\ 86\ Ca\ 12\ K\ 1}$	8,3
12	Секретарская	632	J		$M\ 0{,}3\ \frac{HCO_3\ 89\ CO_3\ 10\ Cl\ 1}{Na\ 89\ Ca\ 7\ K\ 1}$	8,2

Состав водовмещающих отложений взят из отчетов [7, 8]. Состав подземных вод получен при проведении полевых работ сотрудниками ТФ ИНГГ СО РАН и НИ ТПУ в 2009–2011 гг., а также по данным Томского НИИ курортологии и физиотерапии (1994–2006 гг.). В каждой точке гидрогеохимического опробования *in situ* определялись параметры быстроизменяющихся компонентов, таких как *Eh, pH*, температура, HCO_3^-,

CO_2, CO_3^{2-} и др. Стационарно воды исследовались в Проблемной научно-исследовательской гидрогеохимической лаборатории Томского политехнического университета, зарегистрированной в Системе аналитических лабораторий Госстандарта России.

При расчетах равновесий, ввиду вычислительной трудоемкости, использован программный комплекс (ПК)*HydroGeo*, разработанный М.Б. Букаты [18] и сертифицированный в Росатомнадзоре. Данный ПК базируется на методе констант равновесий. В систему вводятся результаты химического анализа воды, включая концентрации органических веществ, а также температура, плотность, *pH* и *Eh* раствора. В результате трудоемких гидрогеохимических расчетов получают активности химических соединений (то, что реально есть в растворе), при сравнении которых со стандартными значениями (больше или меньше) можно сделать вывод о насыщенности или ненасыщенности раствора относительно какого-либо минерала.

Результаты исследований и их обсуждение. Водовмещающие отложения илекской свиты состоят из темно-серых и зеленоватых песков, песчаников и алевролитов, в основном кварцево-полевошпатовых, часто известковистых, с прослоями мергелей и известняков, реже конгломератов.

В составе песков и супесей до 50% кварца и до 40% суммы К-полевых шпатов и кислых и основных плагиоклазов. Песчаники ожелезненные (присутствуют окислы железа 2% и сидерит 2,8%), карбонатность варьирует от 4 до 29%. Из акцессорных минералов широко распространены минералы группы эпидота (до 70% от содержания тяжелой фракции), зеленая роговая обманка (до 45%) и ильменит с магнетитом (до 25%). Из глин представлена гидрослюда с примесью монтмориллонита. Присутствует хлорит до 2%.

Нами детально изучен химический, газовый и изотопный состав минеральной воды «Омега». По полученным данным вода является теплой (на устье температура равна 21–23°С), слабоминерализованной, с общей минерализацией 0,2–0,4 г/л, щелочной (*pH* 9,1–10,3) и с *Eh* 86 мВ. По химическому составу вода относится к гидрокарбонатному натриевому (содовому) типу. Из специфических компонентов в воде содержатся метакремневая кислота в количестве 27–35 мг/л. Как подмечено в [1], при высоких значениях *pH* (>7) содержание кремния в водах всегда высокое. Водорастворимые органические вещества присутствуют до 10 мг/л по $C_{орг}$, что не характерно для вод такой глубины. В целом, в разные годы и по отдельным сезонам года изменения состава незначительные (табл. 2).

В газовом составе преобладает азот (76–77%), затем кислород (18–19%), в небольших количествах присутствует метан (0,5%). До 1994 г. в воде отмечалось присутствие сероводорода, но в дальнейшем он не обнаруживался.

Таблица 2

Химический состав воды «Омега» с 1994 по 2010 г., скважина Чулымская (№ 1)

Дата отбора	pH	Σ*	HCO_3^-	CO_3^{2-}	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	$Fe_{общ}$	H_2SiO_3	H_3BO_3	Сорг
	–	мг/л												мг О/л
26.12.1994	9,5	364	177	45	–	7,1	2,0	–	85,0	0,2	0,11	34,6	–	–
28.04.1995	9,5	358	159	60	4,4	7,1	2,0	–	87,0	0,2	0,11	34,3	1,5	6,5
29.09.1995	9,6	372	134	33	20,4	7,1	2,0	–	94,5	0,4	0,11	26,8	1,5	5,8
21.11.1995	9,8	385	177	8	14,8	10,6	3,0	–	95,4	0,3	0,11	34,3	1,5	9,8
23.02.2000	9,1	371	220	54	6,0	4,9	2,0	2,0	85,4	0,2	0,18	–	–	–
24.02.2000	10,3	280	110	66	2,0	4,9	4,0	2,0	89,0	0,2	0,66	–	–	–
28.06.2000	9,8	261	91	67	2,5	4,2	2,0	1,0	92,0	0,3	0,05	–	–	4,1
23.08.2000	9,5	268	104	60	8,8	4,2	2,0	2,0	87,8	0,1	0,10	–	–	–
7.10.2000	9,0	404	232	8	13,2	17,7	5,0	0,2	99,3	0,1	0,27	34,0	3,1	–
28.09.2006	9,6	309	171	32	9,6	1,5	0,4	0,1	94,0	0,1	0,05	20,9	0,02	–
11.08.2010	9,3	316	159	119	8,3	1,8	1,2	0,5	85,0	0,3	0,05	28,7	–	5,6

Низкая минерализация вод на глубине более 1 км может быть вызвана различными причинами: влиянием инфильтрационных вод, поступлением дегидратационных, ювенильных вод или развитием конденсационных вод. Многие авторы указывают в качестве причины влияние на воды терригенно-осадочных отложений данного участка длительного опреснительного бескислородного гидролитического воздействия метеоинфильтрационных вод [9–11]. По зоне глубинных разломов осуществляется концентрированный сток метеорных пресных трещинно-жильных вод Алтае-Саянского горного обрамления в сторону артезианского бассейна (см. рис. 2). Для подтверждения этой гипотезы рассмотрим результаты изотопного анализа воды.

Полученные данные по значениям δD и $\delta^{18}O$ (табл. 3) указывают на то, что вода по своему генезису, как и другие пресные [12] и содовые воды региона [13, 14], является инфильтрационной, т.е. формируется за счет местных атмосферных осадков. Этот вывод подтверждается расположением фигуративных точек в непосредственной близости от локальной прямой соотношений $\delta^{18}O$ и δD метеорных вод региона (рис. 3), по данным В.А. Полякова с соавт. [15]. Воды, залегающие ниже, в юрских и доюрских образованиях, уже имеют смешанный генезис – до 50% седиментогенных (морских) вод [16].

Значения коэффициента *He/Ar* = 0,007, приведенного еще З.Н. Поярковой и др. (1956), указывают на интенсивный водообмен в отложениях илекской свиты и возраст подземных вод – менее 1 млн лет. Данный метод применяется только для вод, время нахождения которых в недрах Земли более 1 млн лет.

Исследовался также изотопный состав углерода растворенного иона HCO_3^- ($\delta^{13}CHCO_3^-$). Полученный $\delta^{13}CHCO_3^-$ (см. табл. 3) имеет резко облегченное значение (–30,3‰), что объясняется биогенным генезисом CO_2 в составе HCO_3^-, формирующимся за счет окисления органического вещества почв, углей, рассеянного в горных породах.

Для того чтобы разобраться в механизмах формирования данных вод, необходимо знать состояние их равновесия с вмещающими горными породами.

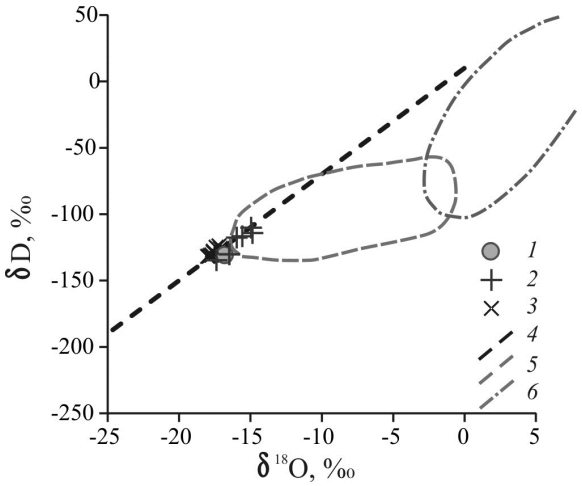

Рис. 3. Распределение изотопов водорода и кислорода в подземных водах:
1 – минеральная вода «Омега»; *2* – пресные воды Алтае-Саянской складчатой области;
3 – содовые воды Кузбасса [12]; *4* – локальная прямая метеорных вод региона [15];
5 – ореол подземных вод юрских и доюрских образований юго-восточных районов
Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна [16]; *6* – ореол подземных вод
преимущественно морского происхождения в закрытых бассейнах [17]

Таблица 3

Изотопный состав водорода, кислорода и углерода подземных вод юго-восточной части Западной Сибири

Объект	Кол-во анализов	$\delta^{13}C$, ‰ (PDB)	δD, ‰ (SMOW)	$\delta^{18}O$, ‰ (SMOW)
Вода «Омега»	1	–30,3	–130,8	–16,8
Содовые воды Кузбасса [13, 14]	11	–13.2–(–8.0) –10.8	–132–(–124) –129	–18.0–(–17.1) –17.6
Воды юрских и доюрских образований [15]	47	–1,7…–23,1 –9,3	–61…–132 –95	–1,6…–15,5 –7,9
Пресные воды Алтае-Саянской складчатой области [12]	6	–18…–25,7 –20,2	–135,7…–111,4 –121,7	–17,4…–14,9 –15,9

Примечание. В числителе – средние величины, в знаменателе – интервал распределения изотопов.

На рис. 4 и 5 представлены термодинамические расчеты состояния равновесия вод с основными породообразующими минералами: различными карбонатами и алюмосиликатами. Взаимодействие данных типов пород с водными растворами носит различный характер: карбонаты растворяются в воде конгруэнтно (все компоненты переводятся в раствор, реакция обратима), алюмосиликаты – инконгруэнтно (растворяется только часть компонентов, реакция необратима). Поэтому графики на рис. 4 и 5 выглядят по-разному. В случае с карбонатами – это линия (линия насыщения), в случае с алюмосиликатами – поля устойчивости. Например, на рис. 4, *а* линия насыщения кальцитом проводится исходя из реакции

$$CaCO_3 = Ca^{2+} + CO_3^{2-}, \qquad (1)$$

константа которой при температуре 25°С равна $10^{-8,34}$ [19].

Точки, расположенные выше линии, указывают на насыщенность вод относительно данного минерала. Поля устойчивости алюмосиликатных минералов имеют более сложную соподчиненность и контролируются сразу несколькими реакциями. Если точки попадают в область устойчивости определенного минерала, то воды насыщены относительно этого минерала.

Исследуемые воды Чулымского бассейна равновесны (насыщенны) или пересыщены относительно кальцита, доломита, сидерита и частично родохрозита (рис. 4), также гидрослюды, монтмориллонита, альбита, хлорита (рис. 5). Следовательно, в данных условиях эти минералы образуются, и это геологически подтверждается (см. выше состав вмещающих пород). Неравновесны воды со всеми первичными алюмосиликатами водовмещающих пород: полевыми шпатами (кроме альбита), мусковитом, биотитом, пироксенами, роговыми обманками, эпидотом и многими другими, поля устойчивости которых расположены значительно выше и не представлены на графиках. Эти минералы вода растворяет.

Как показал С.Л. Шварцев [1, 20], равновесие воды с горными породами носит двоякий характер: система вода – порода неравновесна относительно первичных алюмосиликатов, но в определенных геохимических условиях равновесна относительно вторичных.

Вода непрерывно разрушает вмещающие коренные породы с образованием продуктов выветривания, равновесных с ней. Состав подземных вод определяется разностью между растворяемыми горными породами и образующимися вторичными минералами.

Таким образом, пресная инфильтрационная вода, поступающая за счет стока трещинно-жильных вод Алтае-Саянского горного обрамления, попадает в Чулымский бассейн на большую глубину и начинает интенсивно растворять вмещающие отложения, с которыми она неравновесна. Прежде всего, она растворяет калиевые полевые шпаты (микроклин) и анортит, до 40% представленные в отложениях илекской свиты с образованием гидрослюды и *Ca*-монтмориллонита по реакциям

$$2{,}38KAlSi_3O_8 + H_2O = K_{0.38}Al_{2.38}Si_{3.62}O_{10}(OH)_2 + \\ + 2K^+ + 2OH^- + 3{,}52H_4SiO_4; \qquad (2)$$

$$2CaAl_2Si_2O_8 + 6H_2O = Al_4Si_4O_{10}(OH)_8 + \\ + 2Ca^{2+} + 4OH^-. \qquad (3)$$

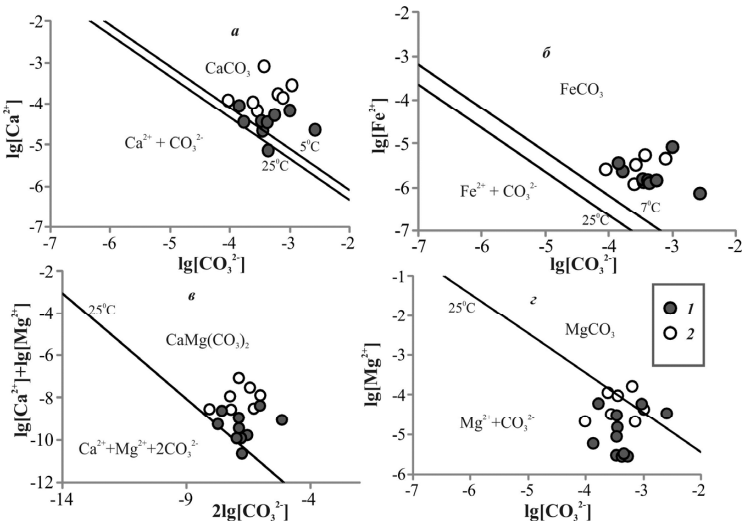

Рис. 4. Равновесие подземных вод с кальцитом (*а*), сидеритом (*б*), доломитом (*в*) и родохрозитом (*г*) при температуре 25°С (средняя для данных вод): *1* – минеральная вода «Омега»; *2* – другие подземные воды Чулымского бассейна аналогичного состава

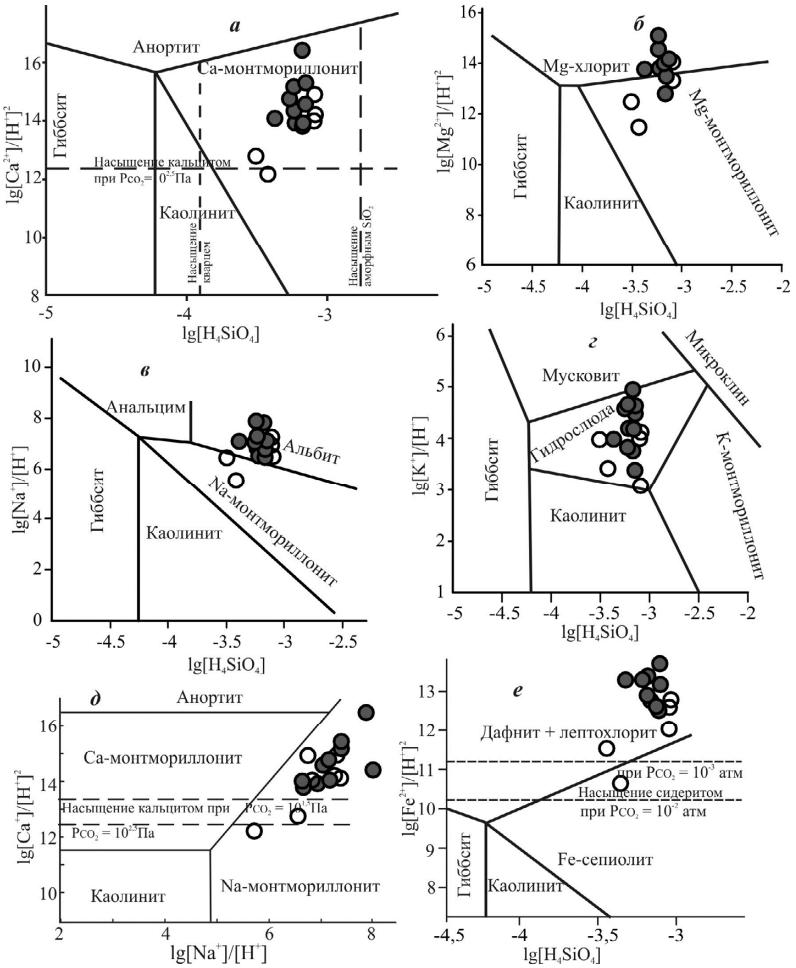

Рис. 5. Равновесие кальциевых (*а*), магниевых (*б*), натриевых (*в*), калиевых (*г*), кальциево-натриевых (*д*) и железосодержащих (*е*) алюмосиликатных минералов при температуре 25°С с нанесением данных по составу подземных вод. Условные обозначения см. на рис. 4

Аналогично вода растворяет магниевые и лишь частично – натриевые полевые шпаты. С альбитом вода в основном равновесна (рис. 5) из-за высокого значения *pH*, следовательно, его она не растворяет. Благодаря этому факту и наличию активного водообмена минерализация воды остается достаточно низкой.

Следовательно, источником химических элементов в водах являются алюмосиликатные минералы. Карбонатные минералы представлены здесь как вторичные.

При растворении алюмосиликатов в воду переходят подвижные катионы K, Ca, Mg, Na, кремнезем и OH^-. При гидролизе, как известно, молекула воды также подвергается химическому разложению. Ионы H^+ связываются с

глинами, как видно из реакций (2, 3), а ионы OH^- подщелачивают раствор. При наличии углекислоты щелочь нейтрализуется, как это характерно для неглубоких вод:

$$OH + CO_2 = HCO_3^-. \quad (4)$$

В нашем случае CO_2 отсутствует и раствор постоянно подщелачивается. Соответственно *pH* раствора растет. В воде в значительных количествах присутствует CO_3^{2-} и, несмотря на относительно низкие содержания Ca^{2+}, Mg^{2+} и Fe^{2+}, достигаются равновесия с карбонатами. Сначала достигается равновесие с кальцитом, поскольку он наименее растворим:

$$Ca^{2+} + CO_3^{2-} = CaCO_3. \quad (5)$$

Равновесие с карбонатом кальция наступает, когда произведение активностей

$$[Ca^{2+}]\cdot[CO_3^{2-}] > 8{,}34 \text{ (при 25°C)}. \quad (6)$$

Даже если кальция мало, а карбоната много, будет удовлетворяться неравенство, высаживаться кальцит.

С.Л. Шварцевым [1, 20] сделан вывод, что карбонатообразование и содообразование – два тесно связанные и взаимообусловленные явления единого процесса выветривания горных пород в условиях насыщения водного раствора кальцитом [12]. Карбонаты забирают из воды Ca, Mg, Fe. Также часть Mg, K и Si связывается образующимися глинистыми минералами. Поэтому рост этих элементов в растворе затруднен. Из всех элементов в растворе продолжает концентрироваться Na, хотя и не в больших количествах, поскольку, как говорилось выше, натриевые полевые шпаты растворялись меньше. Все вышесказанное приводит к формированию щелочных пресных гидрокарбонатных натриевых вод, которые принято называть содовыми.

Выводы. В Чулымском бассейне на границе Западно-Сибирского бассейна и Енисейской гидрогеологической складчатой области в отложениях мела и юры на глубинах до 500–1 500 м сложились благоприятные гидрогеологические условия для формирования пресных подземных вод: наличие стока пресных трещинно-жильных вод Алтае-Саянского горного обрамления по зоне глубинных разломов в сторону бассейна, большие мощности песчаников с высокими значениями пористости, отсутствии выраженных водоупоров. Это воды инфильтрационные и циркулируют в зоне активного водообмена, что подтверждается данными химического, газового и изотопного состава.

Состав вод определяется разностью между растворяемыми горными породами и образующимися вторичными минералами. Термодинамические расчеты показали, что воды растворяют первичные алюмосиликаты водовмещающих пород: полевые шпаты (кроме альбита), мусковит, биотит, пироксен, роговые обманки, эпидот и многие другие. Соответственно в раствор переходят такие элементы, как Ca, Mg, K, Na, Si, Al и др.

Часть элементов сразу уходит из раствора во вторичные отложения: глины (гидрослюда и Са-монтмориллонит) и карбонаты (кальцит, доломит, сидерит). Na менее всех связывается во вторичные отложения, поэтому продолжает накапливаться в воде. Кроме того, из-за отсутствия углекислоты в воде продолжает накапливаться группа OH^-, образующаяся при гидролизе. Таким образом, формируются пресные щелочные гидрокарбонатные натриевые воды.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Шварцев С.Л.* Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М. : Недра, 1998. 366 с.
2. *Гидрогеология* СССР. Т. 18: Красноярский край и Тувинская АССР / под ред. И.К. Зайцева. М. : Недра, 1972. 479 с.
3. *Учителева Л.Г.* Минеральные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна. М. : Недра, 1974. 167 с.
4. *Лепокурова О.Е., Зятева О.Ф.* Химический состав минеральной воды «Омега» (Томская область) // Известия Томского политехнического университета. 2011. Т. 319, № 1. С. 172–177.
5. *Озерский А.Ю.* Гидрогеохимические условия глубоких горизонтов юго-восточной окраины Западно-Сибирского артезианского бассейна // Гидрогеохимия осадочных бассейнов. Томск : НТЛ, 2007. С. 125–131.
6. *Панов Е.А.* Состояние и перспективы изучения и освоения Чулымо-Енисейской провинции питьевых подземных вод // Подземная гидросфера. Иркутск : Географ, 2012. С. 369–373.
7. *Пояркова З.Н., Розин А.А., Шевченко С.А.* Сводный отчет по Чулымской опорной скважине. Л. : ВНИГРИ, 1957. 154 с.
8. *Ермашова Н.А., Никонов Б.С.* Отчет гидрогеохимической партии за 1976–1982 гг. ОФТГГП. 1982. 490 с.
9. *Ресурсы* пресных и маломинерализованных подземных вод южной части Западно-Сибирского артезианского бассейна / под ред. Е.В. Пиннекера и др. М. : Наука, 1991. 262 с.
10. *Назаров А.Д.* Нефтегазовая гидрогеохимия юго-восточной части Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. М. : Идея-Пресс, 2004. 288 с.
11. *Розин А.А.* Подземные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна и их формирование. Новосибирск : Наука, 1977. 102 с.
12. *Шварцев С.Л., Копылова Ю.Г., Лепокурова О.Е.* Геохимические механизмы образования травертинов из пресных вод на юге Западной Сибири // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 8. С. 852–861.
13. *Шварцев С.Л., Хрюкин В.Т., Домрочева Е.В. и др.* Гидрогеология Ерунаковского района в связи с проблемой добычи угольного метана // Геология и геофизика. 2006. № 7. С. 882–891.
14. *Копылова Ю.Г., Лепокурова О.Е., Токаренко О.Г., Шварцев С.Л.* Химический состав и генезис углекислых минеральных вод Терсинского месторождения (Кузбасс) // Доклады Академии наук. 2011. Т. 436, № 6. С. 1–5.
15. *Поляков В.А., Дубинчук В.Т., Голубкова Е.В. и др.* Изотопные исследования подземных вод на полигоне «Томский» // Разведка и охрана недр. 2008. № 11. С. 47–52.
16. *Голышев С.И., Иванов В.Г.* Изотопный состав водорода, кислорода, углерода подземных вод юго-восточной части Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Геохимия. 1983. С. 1024–1028.
17. *Craig H.* Standart for Reporting Concentrations of Deuterium and Oxygen-18 in Natural Waters // Sci. 1961. Vol. 133, № 3467. P. 1833–1834.
18. *Букаты М.Б.* Разработка программного обеспечения для решения гидрогеологических задач // Известия Томского политехнического университета. 2002. Т. 305, № 6. С. 348–365.
19. *Гаррельс Р.М., Крайст Ч.Л.* Растворы, минералы, равновесия : пер. с англ. М. : Мир, 1968. 368 с.
20. *Шварцев С.Л., Рыженко Б.Н., Алексеев В.А. и др.* Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода – порода. Т. 2: Система вода – порода в условиях зоны гипергенеза. Новосибирск : СО РАН, 2007. 389 с.

Статья представлена научной редакцией «Науки о Земле» 21 сентября 2012 г.