

## 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 (рН 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 рН. 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 геологоструктурном 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

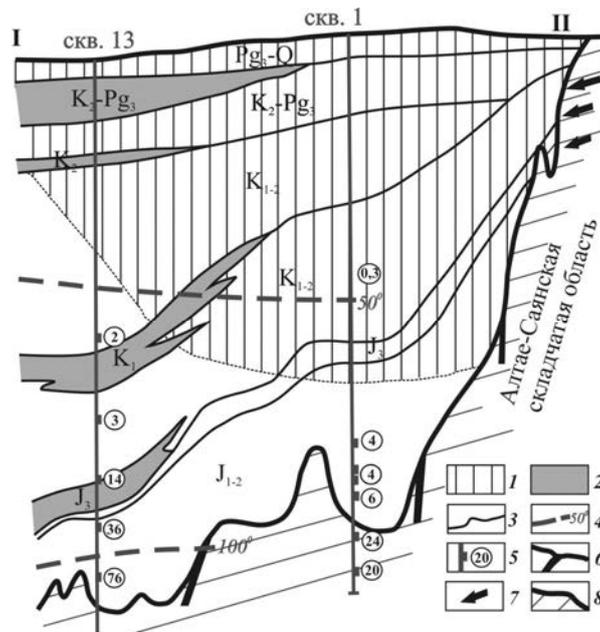


Рис. 2. Схематический гидрохимический профиль. Составлен на основе [3]:  
 1 – площади распространения пресных вод (до 1 г/л)  $\text{HCO}_3\text{-Na}$  состава с  $\text{N}_2$ ;  
 2 – глинистые практически неводоносные породы; 3 – стратиграфические границы;  
 4 – изотермы; 5 – интервалы опробования (в кружке – минерализация воды, г/л);  
 6 – линия тектонических разломов в фундаменте; 7 – направление движения трещинно-жильных вод Енисейского кряжа; 8 – породы фундамента

Исследуемые 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 гидрогеоло-

гического этажа, представленной осадочными обломочными породами (песчаники и алевролиты) нижнемелового возраста ( $K_{jil}$ ). 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	$K_{jil}$	[4]	M 0,3 $\frac{\text{HCO}_3\ 69,5\ \text{CO}_3\ 26,7\ \text{SO}_4\ 2,3\ \text{Cl}\ 1,3}{\text{Na}\ 98,5\ \text{Ca}\ 0,8\ \text{Mg}\ 0,5}$	9,3	
2	Белоярская (Томская область)	1997–2005	$K_{jil}$	[2]	M 1,7 $\frac{\text{Cl}\ 87,8\ \text{HCO}_3\ 12}{\text{Na}\ 98,8\ \text{Ca}\ 0,5\ \text{Mg}\ 0,5}$	8,3	
3	Максимкинярская	2404–2476	$J_{1,2}$		M 5,4 $\frac{\text{Cl}\ 98\ \text{HCO}_3\ 2}{\text{Na}\ 84\ \text{Ca}\ 11\ \text{Mg}\ 3}$	7,5	
4	Касская	640–710	$K_2$		M 0,2 $\frac{\text{HCO}_3\ 61\ \text{CO}_3\ 24\ \text{Cl}\ 15}{\text{Na}\ 67\ \text{Mg}\ 18\ \text{Ca}\ 15}$	9,9	
		1030–1040	$K_1$		M 0,6 $\frac{\text{HCO}_3\ 65\ \text{Cl}\ 22\ \text{CO}_3\ 12,5}{\text{Na}\ 92,4\ \text{Mg}\ 3,5\ \text{Ca}\ 3,5}$	9,5	
5	Белогорская	1139–1146	$J$		M 0,8 $\frac{\text{HCO}_3+\text{CO}_3\ 87\ \text{Cl}\ 6,5\ \text{SO}_4\ 6,5}{\text{Na}\ 81\ \text{Ca}\ 18,9}$	–	
		1840–1853	$J$		M 0,7 $\frac{\text{HCO}_3+\text{CO}_3\ 84\ \text{SO}_4\ 10\ \text{Cl}\ 6}{\text{Na}\ 86\ \text{Ca}\ 8\ \text{Mg}\ 4}$	–	
6	Маринская	816–829	$J$		M 2,0 $\frac{\text{HCO}_3+\text{CO}_3\ 88,5\ \text{Cl}\ 11,5}{\text{Na}\ 98,7\ \text{Ca}\ 1}$	–	
7	Ачинская	500–800	$J$		[5, 6]	M 0,3 $\frac{\text{HCO}_3\ 85,8\ \text{SO}_4\ 7,2\ \text{CO}_3\ 4,3\ \text{Cl}\ 2,2}{\text{Na}\ 92,5\ \text{Ca}\ 5,5\ \text{Mg}\ 1}$	8,1
8, 9	Сухобузимская	500–800	$J$			M 0,6 $\frac{\text{HCO}_3\ 93\ \text{CO}_3\ 4,8\ \text{Cl}\ 1,2\ \text{SO}_4\ 0,6}{\text{Na}\ 97,9\ \text{Ca}\ 1,1\ \text{Mg}\ 0,6}$	8,5
10	Белоярская (Красноярский край)	398	$J$			M 0,3 $\frac{\text{HCO}_3\ 81\ \text{CO}_3\ 14\ \text{Cl}\ 4\ \text{SO}_4\ 1}{\text{Na}\ 93,9\ \text{Ca}\ 6\ \text{Mg}\ 1}$	8,6
11	Скв. в с. Ингинка	382	$J$			M 0,3 $\frac{\text{HCO}_3\ 88\ \text{SO}_4\ 6\ \text{Cl}\ 4\ \text{CO}_3\ 3}{\text{Na}\ 86\ \text{Ca}\ 12\ \text{K}\ 1}$	8,3
12	Секретарская	632	$J$			M 0,3 $\frac{\text{HCO}_3\ 89\ \text{CO}_3\ 10\ \text{Cl}\ 1}{\text{Na}\ 89\ \text{Ca}\ 7\ \text{K}\ 1}$	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,  $\text{HCO}_3^-$ ,

CO<sub>2</sub>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> 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 плагио-

клавов. Песчаники железненные (присутствуют окислы железа 2% и сидерит 2,8%), карбонатность варьирует от 4 до 29%. Из аксессуарных 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°C), 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 содержится 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<sub>орг</sub>*, 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	<i>pH</i>	Σ*	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Fe <sub>общ</sub>	H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	H <sub>3</sub> BO <sub>3</sub>	<i>C<sub>орг</sub></i>
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  $\delta D$  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 соот-

ношений  $\delta^{18}O$  и  $\delta D$  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<sub>3</sub><sup>-</sup> ( $\delta^{13}CHCO_3^-$ ). Полученный  $\delta^{13}CHCO_3^-$  (см. табл. 3) имеет резко облегченное значение (–30,3‰), что объясняется биогенным генезисом CO<sub>2</sub> в составе HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, 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.

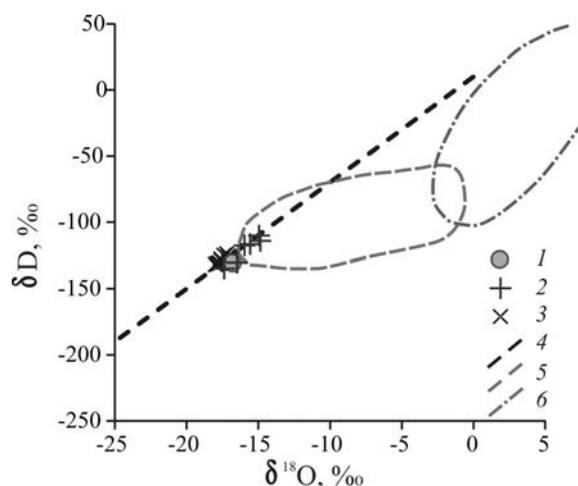


Рис. 3. Распределение изотопов водорода и кислорода в подземных водах:  
 1 – минеральная вода «Омега»; 2 – пресные воды Алтае-Саянской складчатой области;  
 3 – содовые воды Кузбасса [12]; 4 – локальная прямая метеорных вод региона [15];  
 5 – ореол подземных вод юрских и доюрских образований юго-восточных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

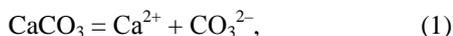
Таблица 3

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

Объект	Кол-во анализов	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰ (PDB)	$\delta\text{D}$ , ‰ (SMOW)	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰ (SMOW)
Вода «Омега»	1	-30,3	-130,8	-16,8
Содовые воды Кузбасса [13, 14]	11	$\frac{-13,2 \dots (-8,0)}{-10,8}$	$\frac{-132 \dots (-124)}{-129}$	$\frac{-18,0 \dots (-17,1)}{-17,6}$
Воды юрских и доюрских образований [15]	47	$\frac{-1,7 \dots -23,1}{-9,3}$	$\frac{-61 \dots -132}{-95}$	$\frac{-1,6 \dots -15,5}{-7,9}$
Пресные воды Алтае-Саянской складчатой области [12]	6	$\frac{-18 \dots -25,7}{-20,2}$	$\frac{-135,7 \dots -111,4}{-121,7}$	$\frac{-17,4 \dots -14,9}{-15,9}$

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



константа которой при температуре 25°C 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.

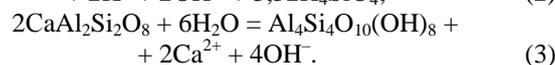
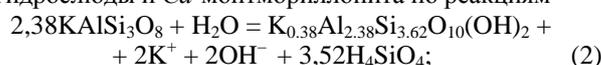
Исследуемые воды Чулымского бассейна равновесны (насыщены) или пересыщены относительно кальцита, доломита, сидерита и частично родохрозита (рис. 4), также гидрослюда, монтмориллонита, альбита, хлорита (рис. 5). Следовательно, в данных условиях эти минералы образуются, и это геологически подтверждается

(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 двойкий 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 иллекской свиты с образованием гидрослюда и Ca-монтмориллонита по реакциям



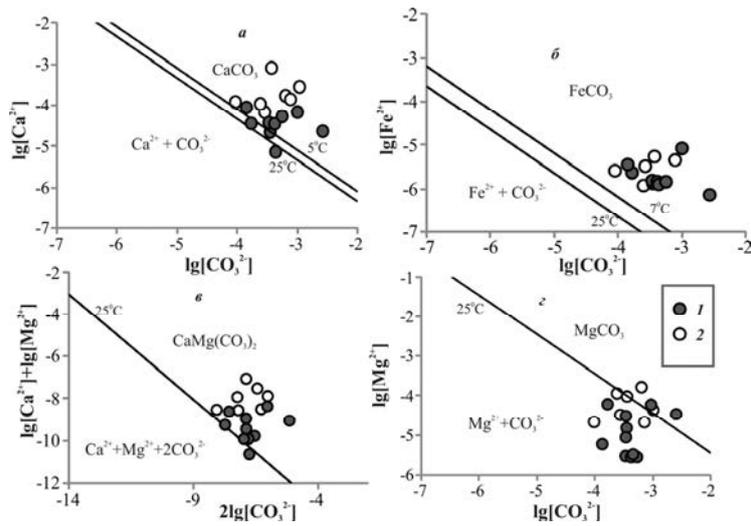


Рис. 4. Равновесие подземных вод с кальцитом (а), сидеритом (б), доломитом (е) и родохрозитом (z) при температуре 25°C (средняя для данных вод): 1 – минеральная вода «Омега»; 2 – другие подземные воды Чулымского бассейна аналогичного состава

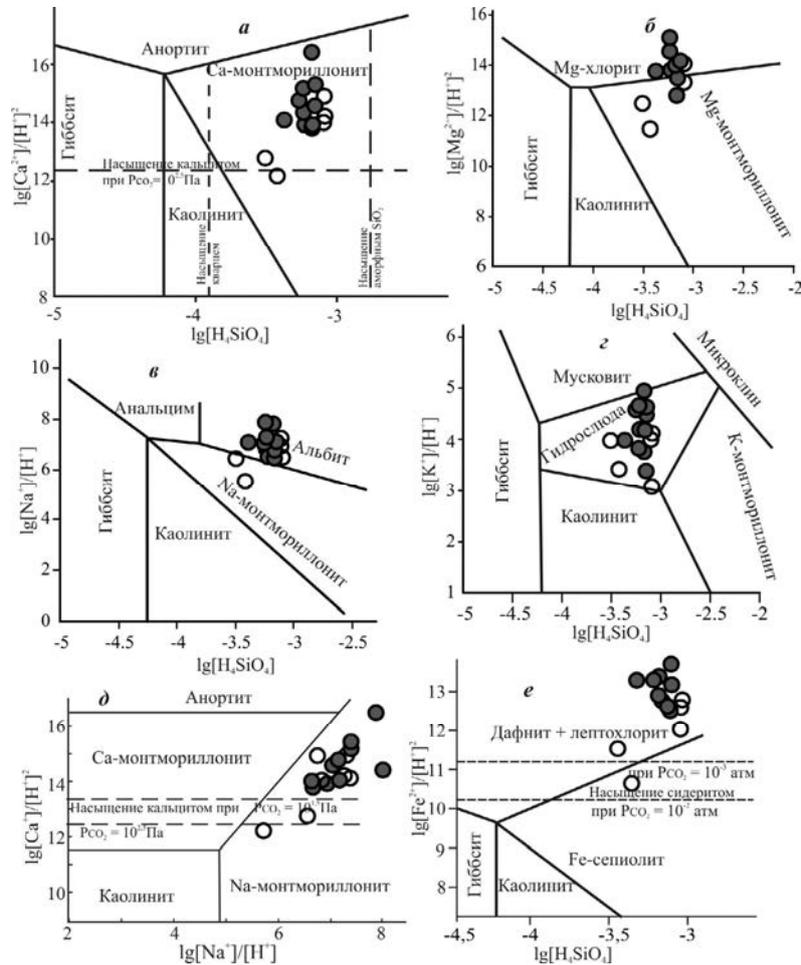


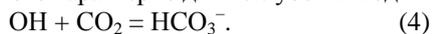
Рис. 5. Равновесие кальциевых (а), магниевых (б), натриевых (в), калиевых (z), кальциево-натриевых (д) и железосодержащих (е) алюмосиликатных минералов при температуре 25°C с нанесением данных по составу подземных вод. Условные обозначения см. на рис. 4

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 К, Са, 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 уголекислоты щелочь нейтрализуется, как это характерно для неглубоких вод:



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:



Равновесие с карбонатом кальция наступает, когда произведение активностей

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

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, отсутствию 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 Самонтмориллонит) и карбонаты (кальцит, доломит, сидерит). На менее всех связывается во вторичные отложения, поэтому продолжает накапливаться в воде. Кроме того, из-за отсутствия уголекислоты 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. Учительева 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. ОФТГП. 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 уголекислых 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. Гольшев 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., Крайт 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.