DOI: 10.31554/978-5-7925-0536-0-2018-434-437

СОДОВЫЕ ВОДЫ РАЙОНА ТОРЕЙСКИХ ОЗЕР ЗАБАЙКАЛЬСКОГО КРАЯ: ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ И ОЗЕРНЫХ ВОД

Борзенко С.В.¹, Дребот В.В.², Федоров И.А.¹, Шварцев С.Л.^{2,3}

¹Институт природных ресурсов, экологии и криологии Сибирского отделения Российской академии наук, Чита, Россия, svb_64@mail.ru

²Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия, drebotvv@rambler.ru

³Томский филиал Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Томск, tomsk@igng.tsc.ru

АННОТАЦИЯ: Анализ полученных данных показал, что в Торейской впадине формируются преимущественно воды с повышенным значением pH, минерализацией, содержанием Na, HCO_3^- и CO_3^{2-} , т.е. типичные содовые воды. Показано, что процесс содообразования начинается в подземных водах и продолжается в озерах. Изменения соотношения основных ионов и содержаний многих микроэлементов определяется равновесно-неравновесным характером взаимодействия вод с вмещающими породами в условиях замедленного водообмена.

1. ВВЕДЕНИЕ

Особое внимание исследователей по всему миру привлекает изучение геохимии содовых вод. Их генезису посвящено множество работ современных авторов, однако, вопрос их формирования до сих пор остаётся открытым [6]. Отсюда изучение содовых вод Восточного Забайкалья не только расширит имеющуюся базу данных по содовым водам [7], но и позволит лучше понять ведущие механизмы формирования этого типа вод.

2. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Район исследований находится на территории водосборных бассейнов бессточных солёных озёр Зун- и Барун-Торей, крупнейших поверхностных водных объектов Восточного Забайкалья (рис. 1), локализованных в бессточной То-

рейской впадине. Климат района резко континентальный, годовое количество осадков почти в два раза ниже испарения с поверхности водоемов [2]. Согласно геологическому строению впадина сложена песчанно-глинистыми мало-мощными отложениями, перекрывающими эффузивно-осадочные меловые породы, выходящие на дневную поверхность в районе озёр. В обрамлении впадины развиты осадочно-метаморфические породы среднего палеозоя [4].

По гидрогеологическому районированию территория принадлежит Торейскому артезианскому бассейну, входящему в состав Даурской гидрогеологической области [3]. В зависимости от характера скоплений подземных вод в горных породах и с учетом их возраста на территории выделяются водоносные комплексы с пластовым типом скоплений подземных вод и трещинными водами [5].

Рисунок 1. Карта-схема расположения района исследований с расположением точек опробования.

В настоящем сообщении приведены результаты опробования подземных вод из скважин глубиной до 70 м, двух родников (14 проб) и поверхностных вод (9 проб), проведенного в июле 2017 года.

Химический анализ выполнен в аттестованной лаборатории геоэкологии и гидрогеохимии Института природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, а также в аккредитованной Проблемной научно-исследовательской лаборатории гидрогеохимии Научно-образовательного центра «Вода» (НИ ТПУ) стандартными методами.

3. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Подземные воды

Сложный характер связей сопряженных структур горных сооружений, межгорных впадин и обводненных разломов зачастую гидравлически связанных между собой, присущий горно-складчатым областям, определяет многообразие химического состава и минерализации вод (таблица). Согласно классификации [1] изученные нами подземные воды относятся к пресным (<1 г/л) и солоноватым (<4 г/л). Величина pH изменяется от 8.24 до 8.78. Анализ химического состава вод показал, что среди анионов основным чаще является HCO_3^- , относительно высокая доля которого (>80 мг-экв.%) приходится на менее минерализованные воды (<0.7 г/л). С ростом минерализации SO_4^{2-} входят в химическую формулу вторыми (>25 мг-экв.%) после карбонатов, а при солёности >3 г/л являются основным анионом. Хлорид-ион в значимых количествах (для определения химического типа) присутствует при минерализации >2 г/л. В катионном составе чаще преобладает Na^+ . Как и карбонаты, Ca^{2+} и Mg^{2+} имеются в количествах >25 мг-экв.% в менее минерализованных водах.

В абсолютных концентрациях по мере роста солёности вод накапливаются основные анионы и натрий, одновременно увеличивается и pH. Аналогично карбонатам ведет себя F^- , максимальное количество которого фиксируется в наиболее солёных и щелочных водах. Отчетливо проявляется обратная зависимость в распределении содержания F^- и Ca^{2+} с коэффициентом парной корреляции $r=-0.6$.

Среди микроэлементов наиболее высокими концентрациями выделяются Si, Fe, Sr, Mn, Br с содержанием до 14.8, 8.7, 5.1, 1.5 и 1.4 мг/л соответственно. В количестве десятых мг/л определены B (0.61), Li (0.44), Ba (0.33), P (0.23), U

(0.15), Zn (0.12), Al (0.10), сотых – As (0.03), Ni (0.02), Mo (0.02), Cu (0.01). Повышенные их концентрации характерны для более минерализованных и щелочных вод.

Озера

При обследовании большая часть озёр оказались высохшими в результате устойчивой, продолжающейся несколько лет засухи. Высохли преимущественно мелкие озёра, в оставшихся солёность варьирует от 1.1 до 130 г/л, а pH от 8.95 до 9.99. Как и в случае с подземными водами в озёрах рост солёности сопровождается ростом pH и накоплением основных анионов и натрия, но снижением концентраций Ca^{2+} и Mg^{2+} . Если в подземных водах вторым по значимости чаще выступает SO_4^{2-} , то в озёрах – Cl^- , а при солёности >40 г/л он становится основным анионом.

Существенно выросли концентрации многих микроэлементов: Br (до 294), Fe (199), P (101), B (56), U (11), As (3.6), Mo (2.1), на порядок – РЗЭ (0.96), Cu (0.34), Ni (0.25), Co (0.11) и др. В меньшей степени изменения коснулись таких микроэлементов как Si, Al, Sr, Ba содержания которых увеличились незначительно по сравнению с их содержаниями в подземных водах. Неравномерное накопление химических элементов обусловлено равновесно-неравновесным характером взаимодействия воды с горной породой, отсюда наиболее подвижные элементы, поступая в раствор, концентрируются, напротив, менее подвижные связываются вторичными минералами и выводятся из него [7]. В то же время поверхностные воды в большей степени подвержены испарению, отсюда выше солёность и содержания многих химических элементов.

Термодинамические расчеты (HG) показали, что Ca, Mg, Sr, Ba связываются карбонатными минералами: кальцитом, доломитом, магнезитом, стронцианитом, баритом. При минерализации вод > 17 г/л отмечается равновесие вод с гейлюсситом и флюоритом. В рассматриваемом диапазоне солёности Cl не образует собственных минералов (галитит и гидрогалит), поэтому он беспрепятственно концентрируется в водах. Отсутствует насыщение вод гипсом и мирабилитом. В озёрах активно протекает бактериальная редукция сульфатов, о чем свидетельствует присутствие сероводорода, поэтому SO_4^{2-} в последних накапливается в меньших количествах, чем Cl^- .

Таблица. Химический состав подземных и озёрных вод района исследований (мг/л), кроме минерализации М (г/л)

Подземные воды																									Озера									
Шифр	МО-17-1	МО-17-2	МО-17-5	МО-17-6	МО-17-7	МО-17-8	МО-17-10	МО-17-11	МО-17-12	МО-17-14	МО-17-21	МО-17-22	МО-17-24	МО-17-25	МО-17-3	МО-17-9	МО-17-13	МО-17-15	МО-17-17	МО-17-18	МО-17-19	МО-17-20	МО-17-23											
pH	8.78	8.74	8.47	8.67	8.32	8.38	8.34	8.32	8.70	8.50	8.55	8.24	8.48	8.32	9.04	9.05	8.95	9.03	9.74	9.48	9.99	9.74	9.65											
CO ₃ ²⁻ +HCO ₃ ⁻	714	836	439	756	360	360	323	317	808	468	415	394	597	495	906	660	830	550	8449	651	6015	9066	17880											
SO ₄ ²⁻	436	450	21	343	65	21	25	54	1126	33	163	96	140	152	69	125	145	66	5375	176	1263	8634	17916											
Cl ⁻	160	343	24	207	18	10	22	12	445	21	81	66	68	71	206	229	253	131	6310	780	3287	12399	45650											
F ⁻	2.2	4.8	2.7	4.4	1.4	3.1	2.2	2.3	1.3	4.2	3.4	3.2	1.1	1.2	4.1	7.2	16.9	5.5	3.3	31.5	414.0	104.4	200											
Ca ²⁺	27.0	27.2	33.2	27.5	25.6	14.0	26.8	4.6	35.8	26.9	56.9	37.9	104	93.7	84.2	12.5	7.0	16.0	1.6	4.6	6.3	3.1	2.8											
Mg ²⁺	51.9	75.6	40.1	38.9	28.7	33.0	22.8	4.6	119	34.1	56.2	32.5	56.2	51.5	63.3	4.5	3.0	10.2	85.3	2.7	3.3	6.6	3.1											
Na ⁺	437	583	67	465	90	69	73	135	807	119	95	137	107	95	277	423	537	260	10910	863	6233	17410	48729											
K ⁺	7.3	12.5	3.8	13.5	3.3	11.7	6.7	2.7	1.7	2.3	1.5	2.7	8.3	50.4	20.0	18.5	5.1	40.5	390	3.3	31.3	193	232											
M	1.8	2.3	0.6	1.9	0.6	0.5	0.5	0.5	3.3	0.7	0.9	0.8	1.1	1.0	1.6	1.5	1.8	1.1	31.5	2.5	17.3	47.8	131											
Si	4.4	4.3	14.8	15.2	9.8	7.4	14.8	12.2	5.4	5.3	8.4	6.4	6.1	7.0	127	82.6	12.0	33.3	2.2	5.7	6.6	2.1	9.3											
P	<0.01	0.1	<0.01	<0.01	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	1.2	0.7	1.0	0.3	1.7	0.9	8.6	8.4	1.0											
Li	0.05	0.12	0.02	0.44	0.06	0.05	0.02	0.01	0.04	0.06	0.04	0.04	0.03	0.04	0.51	0.24	0.02	0.07	0.20	0.01	0.02	0.24	0.10											
B	0.37	0.61	0.11	0.16	0.13	0.23	0.15	0.13	0.32	0.25	0.15	0.18	0.13	0.14	1.83	0.69	0.81	0.64	4.35	1.31	18.34	19.4	56.0											
Al	0.06	0.07	<0.01	0.09	<0.01	0.08	0.10	<0.01	0.06	<0.01	<0.01	0.06	0.01	0.01	0.55	0.26	0.55	0.22	0.04	0.56	0.45	0.08	0.06											
Mn	0.07	0.01	<0.01	1.50	0.31	0.29	0.08	0.04	1.58	0.04	0.13	0.06	0.05	0.41	13.1	2.32	0.09	0.48	0.00	0.02	0.04	0.02	0.01											
Fe	1.14	0.55	0.03	8.70	0.75	0.23	0.22	0.04	1.56	0.46	0.04	0.70	0.15	0.07	199	57.8	3.65	18.8	0.10	1.45	1.17	1.84	0.40											
Cu	<0.01	0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.34	0.12	0.06	0.18	0.01	0.01	0.10	0.05	0.08											
Zn	0.01	0.01	0.03	0.05	0.01	0.02	0.04	0.01	0.02	0.01	0.01	0.12	0.04	0.01	0.79	0.22	0.04	0.17	0.02	0.01	0.02	0.07	0.02											
As	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.19	0.06	0.16	0.05	0.36	0.21	1.56	0.91	3.6											
Br	0.86	1.45	0.14	0.14	0.14	0.11	0.20	0.10	1.22	0.19	0.46	0.52	0.19	0.25	1.02	1.38	1.51	0.80	38.3	6.62	27.5	94.9	294											
Sr	0.52	0.69	0.69	5.13	0.56	0.57	0.36	0.08	2.93	2.77	1.03	0.65	1.45	1.46	4.62	3.38	0.09	0.58	0.12	0.11	0.10	0.11	0.12											
Mo	0.01	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.01	0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.02	0.01	0.13	0.01	0.22	1.65	2.05											
Ba	0.01	0.03	0.03	0.33	0.03	0.04	0.02	0.00	0.02	0.15	0.01	0.02	0.09	0.10	0.25	0.63	0.06	0.19	0.02	0.02	0.05	0.04	0.10											
РЗЭ	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.96	0.26	0.01	0.04	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01											
U	<0.01	0.15	0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.05	<0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.19	0.01	0.39	0.03	1.03	3.67	11											

Для подземных вод характерно равновесие с глинистыми минералами (каолинитом, монтмориллонитами различного состава, иллитом). Озерные воды находятся на более высокой ступени взаимодействия воды с горной породой, поскольку они уже равновесны с альбитом, цеолитами (анальцитом, пренит, ломонтит), гидрослюдами (мусковит, Mg-магнезит).

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Замкнутый характер Торейской впадины, отсутствие поверхностного и подземного стоков, значительный дефицит увлажнения, интенсивное испарение определяет застойный режим вод и относительно высокую минерализацию, значение pH и содержание многих подвижных элементов, поступающих в раствор за счет растворения алюмосиликатных и силикатных минералов вмещающих пород.

Исследование выполнено при финансовой поддержке грантов РНФ (проект № 17-17-01158) и РФФИ (проект № 18-05-00104).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алекин О.А. Основы гидрохимии. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 443 с.
2. Географический анализ природных ресурсов Иркутской области. – Иркутск, 1985. – 155 с.
3. Гидрогеология СССР. Т. XXI. Читинская область / Ред. Н.И. Толстихин. – М.: Недра, 1969. – 444 с.
4. Замана Л.В., Борзенко С.В. Гидрохимический режим соленых озер Юго-Восточного Забайкалья // География и природные ресурсы. – 2010. – № 4. – С. 100-107.
5. Шамсутдинов В.Х. История геологического развития района Торейских озер в антропогене (Юго-Восточное Забайкалье): Автореф. канд. дисс. – Чита, 1971. – 22 с.
6. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза – 2-е изд., испр. и доп. – М.: Недра, 1998. – 366 с.
7. Шварцев С.Л. Содовые воды как зеркало противоречий в современной гидрогеохимии // Фундаментальные проблемы современной гидрогеохимии. – Томск: Изд-во НТЛ, 2004. – С. 70-75.

SODA WATERS OF THE TOREISKY LAKES OF TRANSBAIKAL REGION: CHEMICAL COMPOSITION OF UNDERGROUND AND LAKE WATER

Borzenko S.V.¹, Drebot V.V.², Fedorov I.A.¹, Shvartsev S.L.^{2,3}

¹*Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Chita, Russia, svb_64@mail.ru*

²*National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia, drebotvv@rambler.ru*

³*Tomsk Branch of the Institute of Oil and Gas Geology and Geophysics named after. A.A. Trofimuk SB RAS, Tomsk, tomsk@igng.tsc.ru*

ABSTRACT: Analysis of the obtained data showed that in the Torey Basin mainly waters with increased pH, mineralization, Na, HCO₃⁻ and CO₃²⁻ are formed. It is shown that the process of soda formation begins in the ground waters and continues in the lakes. Changes in the ratio of the main ions and the contents of many microelements are determined by the equilibrium-nonequilibrium nature of the interaction of water with host rocks in conditions of slow water exchange.