

ВОПРОСЫ ГЕОЭКОЛОГИИ

УДК 556.314

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ШИРИНСКОГО РАЙОНА РЕСПУБЛИКИ ХАКАСИЯ

И.В. СМЕТАНИНА, О.В. ЛЫСОВА, Ю.Г. КОПЫЛОВА, Б.Д. ВАСИЛЬЕВ

Рассматриваются отдельные аспекты геохимии подземных вод в условиях аридного климата Хакасии, проведена систематизация объектов подземных вод района по характеру вмещающих отложений, степени минерализации и анионно-катионному составу, исследованы равновесность вод с породообразующими минералами и закономерности поведения химических элементов при увеличении солёности вод, определены основные стадии формирования химического состава подземных вод и их геохимические типы.

Введение

Проблема формирования химического состава вод в условиях аридного климата, детально рассмотренная в классических работах Н.С. Курнакова, Н.Г. Каменского, О.Г. Ланге, В.А. Ковды, М.Г. Валяшко, не утратила своей актуальности и в настоящее время. Новое освещение с позиций геологической эволюции взаимодействия системы вода-порода проблема формирования состава вод в условиях испарительного концентрирования получила в трудах С.Л. Шварцева [1]. Это позволяет изучить механизм перераспределения химических элементов на основе анализа водно-солевых равновесий методами численного физико-химического моделирования [2]. На территории Ширинского района Хакасии развиты разнообразные по составу воды: от пресных гидрокарбонатных кальциевых до слабосоленых хлоридно-сульфатных магниевых-натриевых и сульфатных натриевых, несмотря на то, что они находятся под воздействием одних и тех же факторов в пределах одного артезианского бассейна. Сульфатные натриевые воды представляют особый интерес, поскольку они указывают на значительную степень метаморфизации подземных вод. Формирование сульфатных натриевых вод обычно объясняется испарительным концентрированием подземных вод в условиях аридного климата. Вместе с тем, на формирование их состава существенное влияние оказывают не только климатические факторы, но и, прежде всего, процессы, идущие между водой и породой, и время взаимодействия между ними.

Большинство публикаций, касающихся подземных вод этого района, носят описательный характер и в них не рассматриваются вопросы формирования геохимических типов вод. Вместе с тем, как упоминалось выше, фундаментальные достижения гидрогеохимии и термодинамики последних лет позволяют обосновать формирование химического состава вод с позиций стадийности взаимодействия воды с породой [1]. Появившаяся в последние годы новая достоверная информация по химическому составу подземных вод Ширинского района Хакасии [3, 4, 5, 6] позволяет на этой основе выявить различные геохимические типы вод и объяснить условия их образования.

С целью изучения особенностей формирования химического состава подземных вод, в частности сульфатных натриевых, была выбрана степная часть Ширинского района Хакасии, в пределах которой наиболее ярко выражены процессы испарительного концентрирования. Проявление этого процесса фиксируется наличием на территории района большого количества источников и скважин с минеральными водами.

В основу исследований были положены материалы по 18 родникам и 1 скважине, полученные проблемной научно-исследовательской лабораторией гидрогеохимии ТПУ при выполнении эколого-геохимических исследований в период 1999-2001г.г. на территории Республики Хакасия (рис. 1). Отбор проб производился в летний межень период. На точках опробования источников применялись полевые методы анализа тех параметров и компонентов, которые являются неустойчивыми при транспортировке и хранении проб воды (компоненты карбонатной системы, рН и Eh). Количественный химический анализ вод выполнен в аккредитованной проблемной научно-исследовательской гидрогеохимической лаборатории Томского политехнического университета. При определении макрокомпонентов использовались методы титриметрии, фотоколориметрии, потенциометрии, турбидиметрии. Для определения микрокомпонентов использованы беспламенная атомно-абсорбционная спектрометрия, инверсионная вольтамперометрия, атомно-эмиссионный спектральный анализ водных концентратов на гидроокиси алюминия. Для определения редкоземельных, радиоактивных элементов, а также брома, бария, стронция, рубидия, цезия применялся инструментальный нейтронно-активационный анализ сухих остатков из вод, выполненный в лаборатории ядерно-геохимических исследований на научно-исследовательском ядерном реакторе ТПУ.

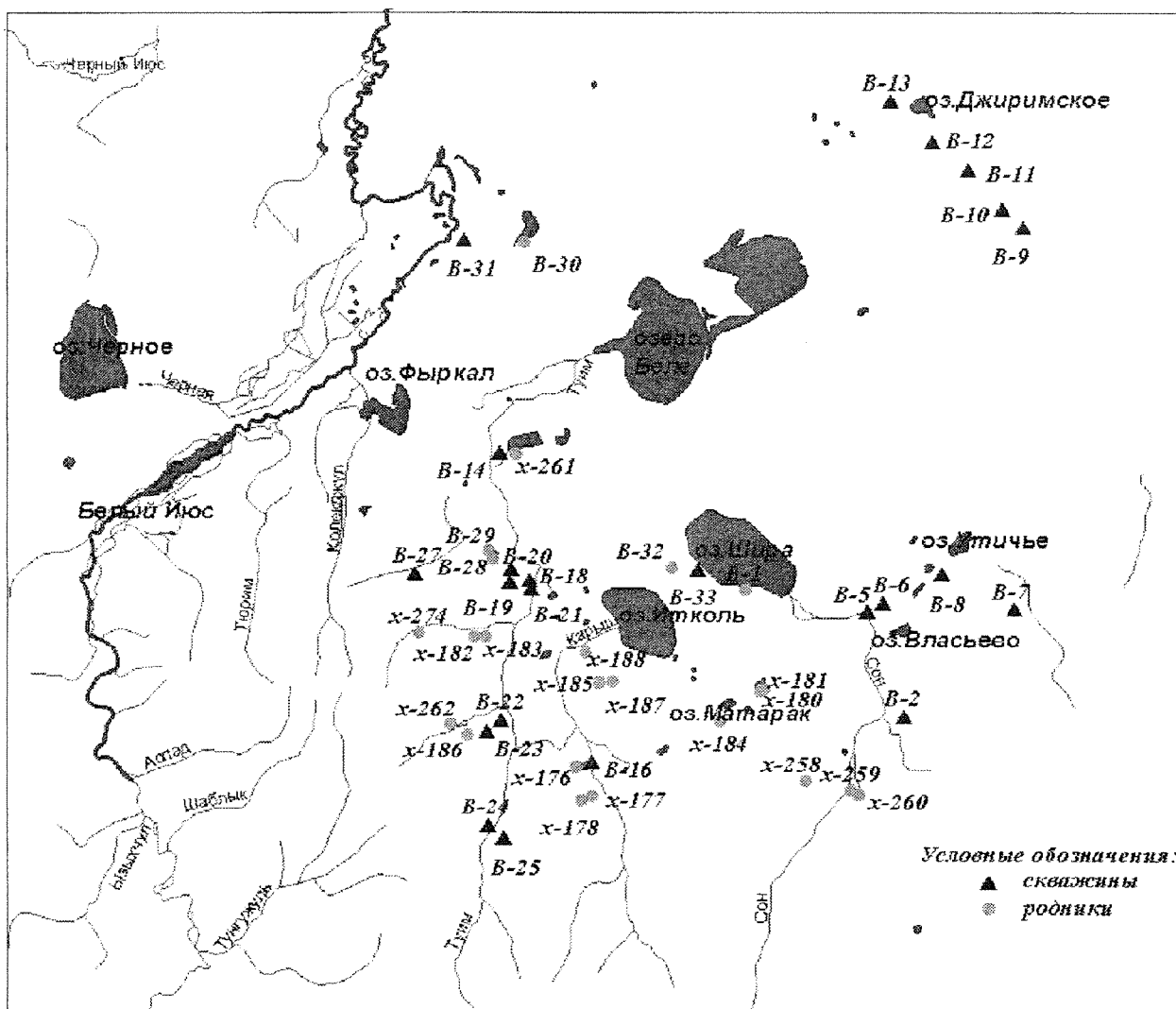


Рис. 1. Расположение точек опробования подземных вод на территории Ширинского района Хакасии

При интерпретации и обобщении данных привлечены химические анализы по 5 родникам и 22 скважинам, полученные в 1996 году В.П. Парначёвым (ТГУ) и Д.Бэнксом (Шеффилдский университет, Великобритания) на территории Ширинского района [3]. Всего в основу решения поставленной задачи положены данные по 46 водопунктам.

Гидрогеологические условия района исследований

В условиях аридного климата в обогащении вод химическими элементами особенно важна роль горных пород, как источников химических элементов, поступающих в раствор при непрерывно протекающем взаимодействии в системе вода-порода и её длительной эволюции. В строении района принимают участие разнообразные докембрийские и фанерозойские осадочные, магматические и метаморфические породные ассоциации. Подземные воды Ширинского района принадлежат южной части Чебаково-Балахтинского артезианского бассейна и северной окраине Батеневского гидрогеологического массива, входящих в состав Алтае-Саянской гидрогеологической области [7]. Сотрудниками Красноярского геологического управления под руководством А.П. Хасанова в 1972 году были выделены и обследованы 13 водоносных горизонтов, 9 из которых пространственно совмещены с разновозрастными свитами сводной стратиграфической колонки, а 4 приурочены к зонам повышенной трещиноватости [3].

Изученные подземные воды приурочены к отложениям разного возраста и состава: от известняков докембрия до красноцветных отложений верхнего девона и сероцветных отложений нижнего карбона с широким развитием додевонских гранитоидов. Разгрузка подземных вод в виде родников наиболее часто наблюдается в отложениях додевонских гранитоидов, а также в вулканогенных породах нижнего девона, в то время как в красноцветных отложениях девона и карбона и известняках кембрия она ограничена. Имеющиеся данные по химическому составу подземных вод скважин, приуроченных к тем же отложениям, что и родники, свидетельствуют о том, что воды скважин имеют большую минерализацию по сравнению с водами родников. Это обусловлено, вероятно, большей глубиной вскрытия водоносного горизонта с наличием несколько другой геохимической среды, отличной от приповерхностных условий.

Некоторые из скважин были пробурены на питьевые воды, но из-за высокой минерализации и специфического запаха воды не стали использоваться по назначению. Изученные проявления подземных вод (рис. 1) отнесены вслед за Д.С. Покровским и др. [4] к следующим водоносным подразделениям, показанным в табл. 1.

Таблица 1. Характеристика объектов исследований

№ п/п	Гидрогеологические подразделения	Скважины и родники, приуроченные к гидрогеологическим подразделениям
1	Водоносный комплекс нижнекаменноугольных терригенно-туфогенных отложений	Скважины №№ В-11 и В-12 (Полевой стан), В-13 (п.Джирим)
2	Водоносный комплекс верхнедевонских терригенных отложений	Скважины №№ В-9 и В-10 (Полевой стан), В-31 (п.Соленоозерный), В-32 (курорт оз.Шира) и родник № В-30 (у оз.Тус)
3	Водоносный комплекс среднедевонских карбонатно-терригенных отложений	Скважины В-14 (п.Целинное), В-20 (п.Шира), х-281 (база ТГУ) и родники №№ В-1 (у оз.Шира), В-28 (оз.Круглое), В-33 (база НГУ), х-261 (п.Целинное)
4	Водоносная зона трещиноватости нижнедевонских вулканогенно-осадочных отложений	Скважины №№ В-2 (п.Сон), В-18 и В-19 (п.Шира), В-27 (п.Марчелгаш); В-7 (п.Старый Борец), В-21 (п.Аргыстар) и родники х-180, 181 (оз.Шунет), х-188 (оз.Иткуль), х-184 (оз.Матарак), В-29 (оз.Круглое), х-182 и х-183 (в долине р. Сохочул)
5	Водоносный комплекс существенно карбонатных отложений венда	Скважины №№ В-5 (п. Борец), В-6 (п.Власьево) и В-8 (у оз. Утичы)
6	Водоносная зона трещиноватости среднекембрийских вулканогенно-терригенных отложений	Родники х-258 (у оз.Летнее), х-259 и х-260 (Лог Подтемный), х-274 (база ТГУ)
7	Водоносная зона трещиноватости гранитоидов	Скважины №№ В-16 (база ТПУ), В-22, В-23, В-24, В-25 (п.Тупик) и родники №№ х-176 (оз.Собаچه), х-177 (ж/д переезд дороги на Туим), х-178 (Коровий лог), х-185 и х-187 (Заводское рудопроявление), х-186 и х-262 (район п.Тупик)

Химический состав подземных вод

Подземные воды (родники и скважины) Ширинского района достаточно разнообразны по ионно-солевому составу, общей минерализации, содержанию микрокомпонентов. Результаты исследования химического состава подземных вод в обобщенном виде представлены в табл. 2.

Сравнение полученных средних значений элементов по подземным водам Ширинского района с водами провинции континентального засоления по С.Л. Шварцеву [1] показывает их определенное соответствие. По сравнению с обычными водами зоны гипергенеза в водах района отмечается превышение содержаний сульфат-иона, нитрат-иона, брома, стронция, хлор-иона, фтора, натрия. Эти компоненты являются типичными для аридных ландшафтов, поскольку способны накапливаться в растворах при испарительном концентрировании. Вместе с тем, в подземных водах района содержания кальция, магния, калия, кремния, железа, алюминия и большинства микрокомпонентов (благодаря их преимущественно литогенному поступлению в воды) хорошо согласуются со средними значениями в водах зоны гипергенеза (табл. 2).

Подземные воды района характеризуются преимущественно гидрокарбонатным кальциевым или кальциево-магниевым химическим составом вод. Полученные данные по химическому составу типы вод позволяют представить общую стадийность преобразования химического состава в условиях аридного климата Хакасии. Так, с повышением минерализации вод от 0.3 г/л до 13.6 г/л в анионном составе увеличивается доля сульфат- и хлорид ионов, а в катионном – магния и натрия (табл. 3).

По величине минерализации, сопровождаемой изменением ионного состава (табл. 3), можно выделить следующие шесть групп:

- **умеренно-пресные воды** с минерализацией до 0.5 г/л встречаются в зоне трещиноватости додевонских гранитоидов как типичных, так и с оруденением, а также в вулканогенных породах нижнего девона (родники в долине р. Сохочул, у озера Иткуль, у базы ТГУ и в скважина № 25 в п. Тупик);

Таблица 2. Характеристика состава подземных вод, л

Компоненты	Минимум	Максимум	Среднее	Подземные воды зоны гипергенеза (по С.Л.Шварцеву, 1998)	Средний состав подземных вод провинции континентального засоления (по С.Л.Шварцеву, 1998)
pH	6.66	8.16	7.48	6,9	7,5
HCO ₃ ⁻ , мг/л	204	784	385	187	349
SO ₄ ²⁻ , мг/л	8.5	6248	389	76.7	304
Cl ⁻ , мг/л	0.7	2968	182	59.7	258
NO ₃ ⁻ , мг/л	0.1	189	23.26	2.40	5.78
F ⁻ , мг/л	<0.19	17.6	0.98	0.48	1.47
Ca ²⁺ , мг/л	17	467	98.5	39.2	86.4
Mg ²⁺ , мг/л	7.32	1138	78	18.2	46.2
Na ⁺ , мг/л	2.7	2235	169.34	67.8	260
K ⁺ , мг/л	0.25	13.65	2.89	5.15	18.4
Si, мг/л	2.85	8.5	5.62	8.36	14,6
Fe, мг/л	0.005	2.3	0.18	0.48	0.71
Мин., мг/л	246	13610	1297	469	1360
Li, мкг/л	10	1810	97	13.0	39.7
Al, мкг/л	<100	336	105	226	370
Sc, мкг/л	0.002	0.18	0.028	0.07	-
Ti, мкг/л	<0.6	9.3	4.42	17.4	59.1
Cr, мкг/л	0.9	62.3	5.34	3.03	4.03
Mn, мкг/л	<6	1977	94.27	54.5	135
Co, мкг/л	0.09	1.5	0.25	0.39	0.62
Ni, мкг/л	0.7	4.9	1.17	3.58	5.47
Cu, мкг/л	<0.6	14.1	3.22	5.58	11.9
Zn, мкг/л	0.5	16.2	3.85	41.4	85.6
As, мкг/л	0.5	87.9	6.08	1.46	1.93
Br, мкг/л	16	14300	393	40.8	263
Sr, мкг/л	50	13560	3127	183	560
Cd, мкг/л	0.02	0.32	0.06	0.24	0.42
Sn, мкг/л	0.015	0.297	0.05	0.39	0.54
Sb, мкг/л	0.03	17.4	1.44	0.68	0.86
Ba, мкг/л	3.2	910	67.53	18.3	33.6
La, мкг/л	<0.003	3.4	0.41	0.67	-
Au, мкг/л	0.001	0.54	0.022	0.005	0.013
Hg, мкг/л	0.01	0.29	0.04	0.04	-
Pb, мкг/л	0.05	9.9	0.14	2.97	6.12
U, мкг/л	0.1	27.9	6.33	1.31	4.32

Таблица 3. Характеристика ионного состава подземных вод

№ пробы	Геологический индекс, водовмещающие породы	Значения основных ионов, % экв.						Мин., мг/л	Тип вод по ионному составу	
		HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺			
X-182	D ₁ вулканогенные	92	7	1	65	29	6	292	HCO ₃ Mg-Ca	
X-274	E ₁ , известняки	96	3,5	0,5	62,5	35	2,5	345	HCO ₃ Mg-Ca	
X-183	D ₁ вулканогенные	95	4	1	65	30	5	370	HCO ₃ Mg-Ca	
X-178	E ₃ -O, гранитоиды	89	10	1	69	23	8	376	HCO ₃ Ca	
B-25		91	6	2	73	20	6	382	HCO ₃ Ca	
X-176		90	8	2	69	19	2	409	HCO ₃ Ca	
X-177		93	5	2	71	18	1	411	HCO ₃ Ca	
X-187		86	12	2	76	18	6	412	HCO ₃ Ca	
X-186		89	10	1	68	25	7	416	HCO ₃ Mg-Ca	
X-185		83	15	2	83	11	6	418	HCO ₃ Ca	
X-188		D ₁ вулканогенные	82	10	8	46	44	10	424	HCO ₃ Mg-Ca
B-24		E ₂ -O, гранитоиды	74	17	9	70	22	7	516	HCO ₃ Ca
B-11		C ₁ , песчаники и алевролиты	87	12	2	29	38	33	522	HCO ₃ Ca-Na-Mg
B-21	D ₁ , вулканогенно-осадочные	79	14	8	65	25	8	532	HCO ₃ Mg-Ca	
B-22	E ₂ -O, гранитоиды	71	12	16	67	20	12	533	HCO ₃ Ca	
B-27	D ₁ вулканогенные	89	10	1	57	21	12	534	HCO ₃ Ca	
B-2		81	17	2	46	32	22	535	HCO ₃ Mg-Ca	
X-260	E ₁ , закарстованные известняки	83	16	1	58	31	11	536	HCO ₃ Mg-Ca	
B-16	E ₂ -O, гранитоиды	74	21	6	52	34	13	536	HCO ₃ Mg-Ca	
X-184	D ₁ вулканогенные	73	23	4	39	34	27	560	HCO ₃ Na-Mg-Ca	
X-262	E ₂ -O, гранитоиды	90	8	2	48	44	8	560	HCO ₃ Mg-Ca	
B-28	D ₁ , песчаники	62	24	14	59	23	18	571	HCO ₃ Ca	
B-29	D ₂ , мергели	82	14	4	55	33	12	581	HCO ₃ Mg-Ca	
X-259	E ₁ , закарстованные известняки	87	11	2	62	26	12	599	HCO ₃ Mg-Ca	
B-12	C ₁ , песчаники и алевролиты	76	22	3	11	29	60	624	HCO ₃ Mg-Na	
B-18	D ₁ , вулканыты	70	14	16	57	29	13	625	HCO ₃ Mg-Ca	
X-258	PE, карбонатно-вулканогенные	64	29	7	41	39	18	642	SO ₄ -HCO ₃ Mg-Ca	
B-31	D ₂ , красноцветные песчаники	62	27	11	16	41	42	646	SO ₄ -HCO ₃ Mg-Na	
B-19	D ₁ , вулканыты	70	14	16	61	27	11	646	HCO ₃ Mg-Ca	
B-14	D ₂ , известняки	64	18	19	45	36	18	748	HCO ₃ Mg-Ca	
B-5	V, доломиты и известковые доломиты	65	25	10	26	47	27	774	SO ₄ -HCO ₃ Ca-Na-Mg	
X-180	D ₁ , вулканогенно-осадочные с прослоями гипса	56	37	7	32	28	40	900	SO ₄ -HCO ₃ Mg-Ca-Na	
X-181		59	34	7	33	29	38	1005	SO ₄ -HCO ₃ Mg-Ca-Na	
B-20	D ₂ , мергели	34	9	56	47	37	15	1008	HCO ₃ -Cl Mg-Ca	
B-23	E ₂ -O, гранитоиды	56	6	38	66	28	5	1019	Cl-HCO ₃ Mg-Ca	
X-281	D ₂ , песчаники	57	38	5	7	28	65	1219	SO ₄ -HCO ₃ Mg-Na	
B-33	D ₂ , известковые песчаники	47	48	5	15	33	51	1239	HCO ₃ - SO ₄ Mg-Na	
B-13	C ₁ , сероцветные песчаники и алевролиты	69	8	23	6	15	79	1277	HCO ₃ Na	
B-9	D ₂ , красноцветные терригенные	23	60	17	22	30	48	1437	SO ₄ Mg-Na	
B-1	D ₂ , известняки	25	65	11	20	30	49	2154	HCO ₃ -SO ₄ Mg-Na	
B-7	D ₁ , вулканыты	19	53	28	31	39	30	2182	Cl-SO ₄ Na-Ca-Mg	
B-6	V, доломиты	35	44	22	15	45	40	2270	HCO ₃ -SO ₄ Na-Mg	
B-32	D ₂ , красноцветные отложения	8	78	14	23	18	59	2612	SO ₄ Na	
X-261	D ₂ , загипсованные породы	24	50	26	41	20	39	3160	Cl-SO ₄ Na-Ca	
B-30	D ₂ , красноцветные отложения	8	42	50	14	35	51	9928	SO ₄ -Cl Mg-Na	
B-8	V, доломиты	5	58	37	9	44	46	13610	Cl-SO ₄ Mg-Na	

- *пресные воды с минерализацией* 0,5–1 г/л отмечены в отложениях среднего карбона, нижнего девона и единичные проявления встречены в отложениях верхнего девона. Это родники в логу Подтемном, в борту озера Шунет, у озера Круглое, Летнее и Матарак, в п.Тупик. К этой группе относятся скважины в п.Соленоозерном, в п.Целинном, в п.Шира, в п.Аргыстар, в п.Марчелгаш, п.Борец, в п.Тупик, на базе ТПУ и №№ 2, 11, 12;
- *слабосолоноватые воды с минерализацией* от 1 до 2 г/л формируются в отложениях среднего и верхнего девона, нижнего карбона. Данную группу характеризуют родник на базе НГУ и скважины в п.Шира, в п.Тупик, в п.Джирим, на базе ТГУ и на полевом стане № 9;
- *малосолоноватые воды* с минерализацией от 2 до 5 г/л наблюдаются в красноцветах верхнего девона, известняках среднего девона, в вулканогенных отложениях нижнего девона и известняках венда. В данную группу включены родник, расположенный недалеко от п. Целинное и родник у оз.Шира, скважины в п.Власьево, в п.Старый Борец и на курорте "Озеро Шира";
- *среднесолоноватые воды* с минерализацией от 5 до 10г/л. К данной группе относится лишь родник, выходящий на поверхность у озера Тус, приуроченный к красноцветным отложениям девона;
- *слабосоленые воды* с минерализацией 10–30 г/л. Данную группу характеризует скважина у оз. Утичьего-3, вскрывшая доломиты венда.

Умеренно-пресные и пресные воды родников являются гидрокарбонатными кальциевыми и кальциево-магниевыми. Только в родниках, расположенных у озера Шунет, в катионном составе появляется натрий в количестве до 40 мг-экв/л и состав воды становится сульфатно-гидрокарбонатным магниево-натриевым. Слабосолоноватые воды характеризуются, в основном, гидрокарбонатно-сульфатным магниево-натриевым типом вод. Причем, в катионном составе видна зональность, заключающаяся в смене пестрых по анионному составу магниево-кальциевых вод магниево-натриевыми, и затем собственно натриевыми (табл. 3). Малосолоноватые воды по анионному составу – сульфатные с небольшими количествами гидрокарбонат-иона и хлора, а по катионному составу они чаще всего магниево-натриевые и натриевые. Среднесолоноватые воды встреченные в источнике у оз.Тус, имеют сульфатно-хлоридный магниево-натриевый состав. К группе слабосоленых вод относится скважина у оз. Утичьего. По составу она является хлоридно-сульфатной магниево-натриевой. Воды данной скважины являются самыми минерализованными, что можно объяснить протеканием различных процессов в системе вода-порода в условиях её длительного взаимодействия. Родник располагается в соленосных красноцветных образованиях верхнего девона. При фильтрации подземных вод в их пределах происходит переход в раствор легкорастворимых солей и быстрый рост общей минерализации. Наряду с этим идет инконгруэнтное растворение алюмосиликатов и более длительный процесс обогащения подземных вод химическими элементами.

Обобщая вышеизложенное можно отметить, что состав пород накладывает свой отпечаток на формирование состава вод, но в большей степени обогащение вод химическими элементами зависит от длительности взаимодействия системы вода-порода. Так, в слабосолоноватых водах при минерализации около 1,5 г/л наблюдается формирование гидрокарбонатно-сульфатных магниево-натриевых вод, а собственно сульфатный натриевый состав вод отмечается в группе малосолоноватых вод при минерализации 2–2,5 г/л. Типичным представителем сульфатного натриевого типа являются воды скважины на курорте "Озеро Шира".

Равновесие подземных вод с минералами горных пород

Для объяснения условий формирования химического состава вод была исследована степень насыщенности вод относительно кальцита, гипса и некоторых силикатных и алюмосиликатных минералов, развитых в водоносных породах.

Все построения осуществлялись при использовании констант реакции из справочника термодинамических величин Г.Б.Наумова, Б.Н.Рыженко, И.Л.Ходаковского [9]. Для построения диаграмм равновесия подземных вод с алюмосиликатами использовались данные Р.М Гаррелса. [10] и Дж Дривера. [11].

Изучение *равновесия подземных вод с кальциевыми минералами* было проведено на примере кальцита и гипса. Выполненные расчеты показали, что на диаграммах насыщения вод относительно карбоната кальция при температуре 5 и 25°С точки состава вод располагаются кучно на линии насыщения (рис. 2), под линией и над линией насыщения, что свидетельствует о достижении в водах пересыщения относительно карбоната кальция, что соответствует условиям формирования щелочного карбонатно-кальциевого (содового) геохимического типа вод по С.Л. Шварцеву [1]. Воды части источников недонасыщены относительно карбонатов кальция и способны выщелачивать его из водовмещающих пород. На рис. 2, а видно, что стадию пересыщения вод относительно карбоната кальция прошли подземные воды нижнекаменноугольного водоносного горизонта и в них можно ожидать осаждение кальцита из раствора. Кальцит также может осаждаться из вод скважин №№ 6, 9, 23, 31. Несмотря на то, что практически все подземные воды пересыщены относительно кальцита, встречены родники в пределах Заводского рудопроявления, в долине Сохочула, у оз.Иткуль и на базе ТГУ, воды которых не равновесны с кальцитом, даже при температуре 25 °С. Это обусловлено тем, что воды данных родников имеют минерализацию ниже 0,5 г/л, при которой равновесие не достигнуто. Замечена одна характерная особенность: подземные воды скважин всегда более насыщены относительно вторичных минералов, чем подземные воды источников.

Результаты изучения *равновесия подземных вод с гипсом* приведены на рис. 2, б, из которого следует, что воды практически всех родников не насыщены относительно гипса и, следовательно, за счет процессов растворения гипсоносных пород происходит накопление сульфат-иона. Подземные воды верхнедевонского водоносного горизонта в терри-

генных отложениях являются наиболее насыщенными относительно гипса среди подземных вод района и можно ожидать, что они достигнут равновесия раньше других вод. Эту особенность можно объяснить как соленостью водовмещающих пород, так и достигнутой стадийностью взаимодействия в системе вода-порода. В целом, ожидается, что равновесие относительно гипса наступит при минерализации вод около 8–10 г/л на локальных участках интенсивного испарения [1]. По полученным данным пересыщение относительно гипса наблюдается в подземных водах хлоридно-сульфатного магниево-натриевого состава с минерализацией 13.6 г/л скважины у оз. Утичье, в которых может происходить выпадение гипса. Воды данной скважины находятся на стадии формирования солончатого сульфатно-кальциевого геохимического типа вод по С.Л. Шварцеву.

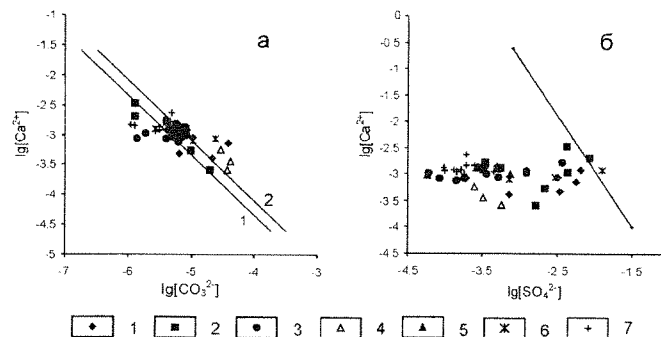


Рис. 2. Равновесие кальцита (а) и гипса (б) с подземными водами Ширинского района Республики Хакасия при температуре 5°C(2) и 25°C(1). Условные обозначения: 1 – воды красноцветных песчаников с прослоями гипса верхнего девона, 2 – воды мергелей и известняков среднего девона, 3 – воды вулканогенно-осадочных пород нижнего девона, 4 – воды сероцветных песчаников нижнего карбона, 5 – воды известняков нижнего кембрия, 6 – воды доломитов венда, 7 – воды додевонских гранитоидов

Изучение равновесия подземных вод Ширинского района *со стронциевыми минералами* выполнено на примере взаимодействия вод со стронцианитом и целестином. Выяснено, что в целом воды недонасыщены относительно карбоната стронция. Равновесие относительно стронцианита может быть достигнуто лишь подземными водами нижнекаменноугольного, вехнедевонского и среднедевонского водоносных горизонтов. Причем, пересыщение вод карбоната стронция характерно лишь для некоторых представителей вышеперечисленных горизонтов (рис. 3). Скорее всего, это объясняется локальными геологическими и климатическими факторами.

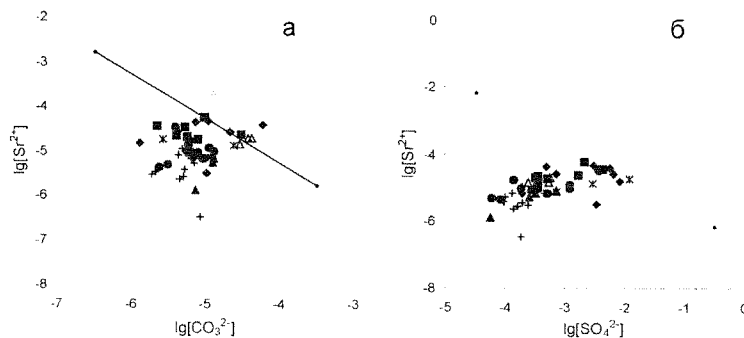


Рис. 3. Равновесие стронцианита (а) и целестина (б) с подземными водами Ширинского района Республики Хакасия при температуре 25°C. Условные обозначения см. рис. 2

Равновесие подземных вод Ширинского района с *бариевыми минералами* было рассмотрено на примере взаимодействия вод с баритом и виверитом. Как видно из рисунка 4, равновесие подземных вод района и минералов бария еще не достигнуто. Вероятно, это связано с тем, что концентрации бария в подземных водах невелики. Вместе с тем, все точки независимо от состава водовмещающих пород находятся вблизи друг друга и это может свидетельствовать о том, что во всех породах района барий присутствует в близких концентрациях.

Результаты расчетов равновесного состояния в системе вода-порода позволяют сделать вывод о том, что подземные воды Ширинского района имеют разную степень насыщения относительно кальцита, гипса, стронцианита, целестина, барита и виверита. Следовательно, эти минералы могут являться источниками обогащения подземных вод соответствующими элементами при их растворении из водовмещающих пород. Вместе с тем, воды некоторых скважин пересыщены относительно перечисленных минералов, что обусловлено влиянием замедленного водообмена и испарительного концентрирования, характерного для района. Из вод скважин и источников может происходить осаждение вторичных минералов. К ним относятся воды скважин №№ 5, 6, 8, 9, 10, 31, 32 и родников №№ х-261 и 30.

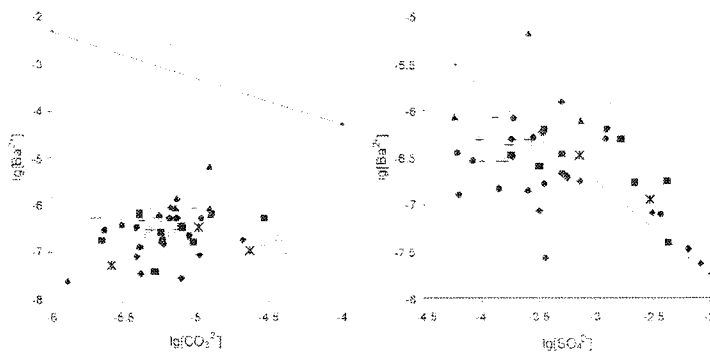


Рис. 4. Равновесие виверита (а) и барита (б) с подземными водами Ширинского района Республики Хакасия при температуре 25°С. Условные обозначения см. рис. 2

Наряду с процессами конгруэнтного растворения минералов вмещающих отложений существенную роль в формировании состава и минерализации вод играют процессы инконгруэнтного взаимодействия вод с алюмосиликатными минералами.

Для исследования характера равновесности подземных вод Ширинского района относительно алюмосиликатов были построены соответствующие равновесные диаграммы (рис. 5).

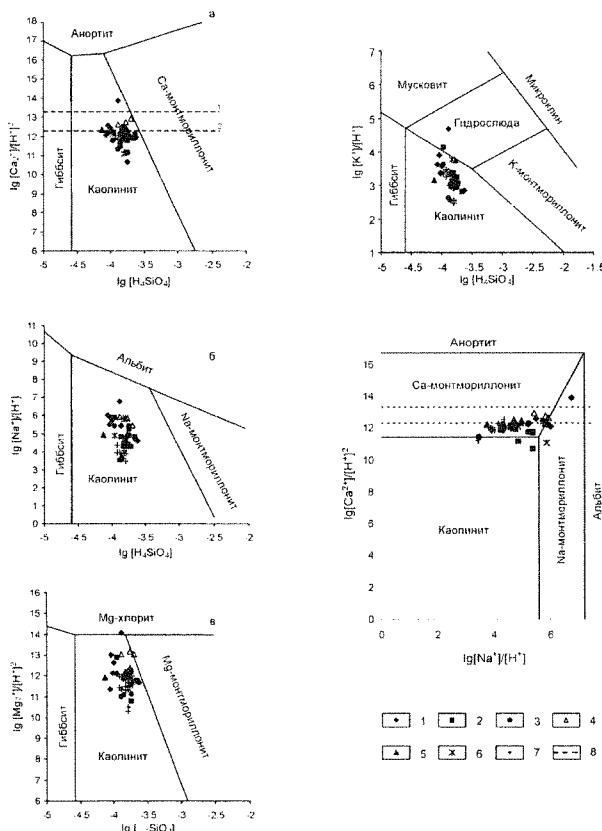


Рис. 5. Диаграммы равновесия в системе вода-алюмосиликаты при стандартных условиях с нанесением данных по составу подземных вод Ширинского района Республики Хакасия: а – $HCl-H_2O-Al_2O_3-CO_2-CaO-SiO_2$, б – система $HCl-H_2O-Al_2O_3-CO_2-Na_2O-SiO_2$, в – система $HCl-H_2O-Al_2O_3-CO_2-MgO-SiO_2$, г – система $HCl-H_2O-Al_2O_3-CO_2-K_2O-SiO_2$, д – система $HCl-H_2O-Al_2O_3-CO_2-SiO_2$. Условные обозначения: 1 – воды красноцветных песчаников с прослоями гипса верхнего девона, 2 – воды мергелей и известняков среднего девона, 3 – воды вулканогенно-осадочных пород нижнего девона, 4 – воды сероцветных песчаников нижнего карбона, 5 – воды известняков нижнего кембрия, 6 – воды доломитов венда, 7 – воды додевонских гранитоидов, 8 – линия равновесия с кальцитом при P_{CO_2} , равном 10^5 Па (1) и 10^{-5} Па (2)

Анализ степени равновесия подземных вод относительно алюмосиликатов показывает, что воды располагаются в полях устойчивости различных глинистых минералов: каолинита, Са-монтмориллонита, Na-монтмориллонита и гидрослюды. Причем большинство подземных вод находятся в равновесии с каолинитом и Са-монтмориллонитом, а в равновесии с Na-монтмориллонитом находятся лишь подземные воды верхнедевонского водоносного горизонта и воды скважины у оз. Утичьё. В равновесии с гидрослюдой находятся воды двух скважин в п. Солеозерном и на базе ТГУ (рис. 5).

Кучность расположения точек на диаграммах отражает общность состава и происхождения подземных вод данного района. Длительность взаимодействия системы вода-алюмосиликаты способствует накоплению в водных растворах химических элементов и достижению равновесия с глинистыми минералами. При этом часть химических элементов постоянно связывается в глинистые минералы и соли, остальные накапливаются в водном растворе, состав которого трансформируется во времени.

Выводы

Выполненные исследования особенностей формирования состава вод на территории Ширинского района Хакасии позволяют согласно классификации С.Л.Шварцева [1] выделить следующие геохимические типы вод:

- *алюминиево-кремнистый*. К данному типу отнесены все подземные воды района, находящиеся в равновесии с каолинитом;
- *кремнисто-натриево-кальциево-калиевый*. Этот тип представляют воды практически всех проявлений, кроме источников в х-182, х-183, х-185, х-187, х-261 и В-30;
- *щелочной карбонатно-кальциевый (содовый)*. К этому типу относятся все подземные воды, кроме вод источников №№ х-182, х-183, х-185, х-187, х-188, х-274;
- *солончатый сульфатно-кальциевый*. Представителями этого типа являются воды источника у оз. Тус (В-30) и скважины у оз. Утичье (В-8).

Для алюминиево-кремнистого геохимического типа вод характерен гидрокарбонатный кальциевый или кальциево-магниевый состав с минерализацией до 1 г/л, Карбонатно-кальциевый геохимический тип вод характеризуется заменой гидрокарбонат-иона сульфатом при увеличении минерализации до 1.5 г/л. Солончатый сульфатно-кальциевый тип вод характеризуется минерализацией 8-15 г/л и преимущественно хлоридно-сульфатным магниевым-натриевым, иногда сульфатным натриевым составом вод.

Авторы приносят благодарность профессору С.Л. Шварцеву за постоянное внимание к работе и за помощь в осознании геохимических процессов, протекающих в системе вода-порода, профессору В.П. Парначеву за научные консультации, организацию и проведение совместных полевых исследований, сотрудникам Проблемной научно-исследовательской лаборатории гидрогеохимии за разработку и проведение количественного химического анализа вод.

Работа выполнена при финансовой поддержке научно-технической программы Минобразования РФ "Университеты России – фундаментальные исследования" 2002–2003 г.г. (проект УР.09.01.020).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. – М.: Недра, 1998. – 366 с.
2. Букаты М.Б. Разработка программного обеспечения в области нефтегазовой гидрогеологии // Разведка и охрана недр. – 1997. – № 2. – С. 37–39.
3. Водные ресурсы Ширинского района Республики Хакасия // Под. ред. В.П. Парначева. – Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1999. – 171 с.
4. Покровский Д.С., Дутова Е.М., Булатов А.А., Кузеванов К.И. Подземные воды Республики Хакасия и водоснабжение населения // Под. ред. Д.С. Покровского. – Томск: Изд-во НТЛ, 2001. – 300 с.
5. Копылова Ю.Г., Букаты М.Б., Сметанина И.В., Зарубина Р.Ф. Изучение водно-солевых равновесий в озерных водах Хакасии при их испарительном концентрировании // Материалы Международной научной конференции "Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов на рубеже третьего тысячелетия" – Томск: Изд-во НТЛ, 2000. – С. 223–227.
6. Parnachev V.P., Banks D., Berezovsky A.Y. Hydrochemical evolution of Na-SO₄-Cl groundwaters in a cold, semi-arid region of southern Siberia // Hydrochemical Journal. – 1999. – № 7. – С. 546–560.
7. Кусковский В.С., Кривошеев А.С. Минеральные озера Сибири (юг Красноярского края). – Новосибирск: Наука. Сиб. Отд-ние, 1989. – 200 с.
8. Геология и полезные ископаемые Северной Хакасии (Путеводитель по учебному геологическому полигону вузов Сибири) // Под ред. В.П. Парначева. – Томск: Издательство Томского университета, 1998. – 172 с.
9. Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин (для геологов). – М.: Атомиздат. – 1971. – 240 с.
10. Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. – М.: Мир, 1968. – 368 с.
11. Драйвер Дж. Геохимия природных вод. – М.: Мир, 1985. – 440 с.
12. Гидрогеология СССР. Красноярский край и Тувинская АССР // Под. ред. И.К. Зайцева. – Т. XVIII. – М.: Недра, 1972. – 479 с.
13. Кирюхин В.А., Коротков А.И., Шварцев С.Л. Гидрогеохимия. – М.: Недра, 1993. – 384 с.

CHEMICAL COMPOSITION OF UNDERGROUND WATER IN THE SHIRA REGION OF REPUBLIC KHAKASSIA

I. V. SMETANINA, O.V. LYSOVA, J.G. KOPYLOVA, B.D. VASILIEV

The separate aspects of geochemistry of underground waters in arid climate of Khakassia are the considered, the systematization of underground waters of the region to depend on the composition of watered rock, the degree of mineralisation and anion-cation structure is carried out, the equilibrium of waters with different minerals and law of the behaviour of chemical elements depending on of water salinity is investigated, the basic stages chemical composition formation of underground waters and their geochemical types are determined.