

## КОНЦЕНТРИРОВАНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В МАЛЫХ ОЗЕРАХ ИНГОДИНСКОЙ ВПАДИНЫ (Читинская область, Россия)

О.А. Склярова, Е.В. Скляров\*, Ю.В. Меньшагин\*

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН,  
664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия*

*\* Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия*

На примере Ингодинской системы малых озер (Забайкалье) сделана оценка роли двух ведущих процессов в концентрировании микроэлементов в небольших резервуарах: процесса взаимодействия вода—порода и эвапоритизации. Показано, что накопление таких элементов, как U, As, Se, Sb, Ge, не зависит от вида концентрирования. Увеличение их содержания имеет линейный характер по мере роста общего количества растворенных солей как в озерных, так и в питающих эти озера водах. К элементам, накопление которых контролируется главным образом процессами эвапоритизации, а максимальная степень концентрирования составляет три-четыре порядка, относятся Sc, V, Y, Th, REE и W. Только уран, вольфрам и редкоземельные элементы, содержание которых в озерах достигает  $n \cdot 100$  мкг/л, потенциально представляют практический интерес.

*Соленые озера, микроэлементы, эвапоритизация, взаимодействие вода—порода.*

## CONCENTRATION OF TRACE ELEMENTS IN SMALL LAKES OF THE INGODA BASIN (Chita Region, Russia)

O.A. Sklyarova, E.V. Sklyarov, and Yu.V. Men'shagin

By the example of the Ingoda basin (Transbaikalia) including a system of small lakes, the role of two leading processes of concentration of trace elements in small reservoirs (water–rock interaction and evaporation) has been estimated. It is shown that the accumulation of U, As, Se, Sb, and Ge does not depend on the kind of concentration. Their contents increase linearly with total dissolved solids in both lake and feeding waters. Accumulation of Sc, V, Y, Th, REE, and W is mainly due to evaporation, with their maximum concentration by three to four orders of magnitude. Only U, W, and REE, whose contents in the lakes reach  $n \cdot 100$   $\mu\text{g/l}$ , are of practical interest.

*Saline lakes, trace elements, evaporation, water–rock interaction*

### ВВЕДЕНИЕ

Вопросам эволюции химического состава природных вод и факторам, определяющим их геохимическую специфику, посвящено значительное количество публикаций как в отечественной, так и зарубежной литературе [Крайнов, 1973, 2004; Drever, 1997; Шварцев, 1998, 2004; Jones, Deocampo, 2003; Геологическая эволюция..., 2007]. Их анализ показывает, что большинство работ опирается в основном на данные изучения главных компонентов и абсолютный приоритет отдается исследованиям подземных вод. Суммарным эффектом этих тенденций можно считать крайне ограниченное число статей, рассматривающих геохимическую специфику и особенности эволюции озер (за исключением крупных — Каспий, Арал, Байкал и некоторые другие), особенно малых и сверхмалых (shallow lakes в англоязычной терминологии). Такое пренебрежение к малым водоемам представляется неоправданным, особенно в случае озерных систем — серий озер, расположенных на компактной площади, характеризующейся сходными ландшафтными и гидрографическими условиями, при этом озера обнаруживают широкие вариации не только минерализации, но и химического состава вод. Именно широкие вариации химического состава наряду с его существенным изменением в зависимости от смены (кратковременной или долгопериодной) климатических или гидрогеологических условий позволяют рассматривать системы малых озер в качестве природного модельного объекта для изучения поведения тех или иных элементов в водной среде и корректного выбора граничных условий при часто используемом в гидрогеохимических исследованиях [Gibbs, 1971; Millero, Pierrot, 1998; Чарыкова, Чарыков, 2003; Геологическая эволюция..., 2005; Склярова и др., 2011; Гаськова и др., 2011] термодинамическом моделировании. Возможно, поэтому в зарубежных периодических изданиях в последнее десятилетие появляется все больше публикаций, рассматривающих распределение и вариации разных элементов в отдельных малых озерах [Sternbeck et al., 2000; Green et al., 2004; Shacat et al., 2004] или их сериях [Hamilton et al., 2001; Chen et al., 2004; Moi-

seenko, Gashkina, 2007; Radke, Howard, 2007]. Особое внимание уделяется соленым озерам, вплоть до предложения считать их изучение отдельным направлением исследований в гидрологии — салинологией [Zheng, 2001] в связи с уникальностью их химического и микробиологического составов. Причем соленые и солоноватые озера встречаются не только в жарких и засушливых областях, но и в регионах с умеренным и холодным климатом [Winter, 2000; Downing et al., 2006], в частности, в Восточной Сибири [Власов и др., 1961; Дзенс-Литовский, 1970; Минеральные воды..., 1962; Складорова и др., 2002, 2004], где широко распространены серии озер от пресных до гиперсоленых, и именно это делает системы малых озер очень привлекательными для исследования вопросов эволюции поверхностных вод.

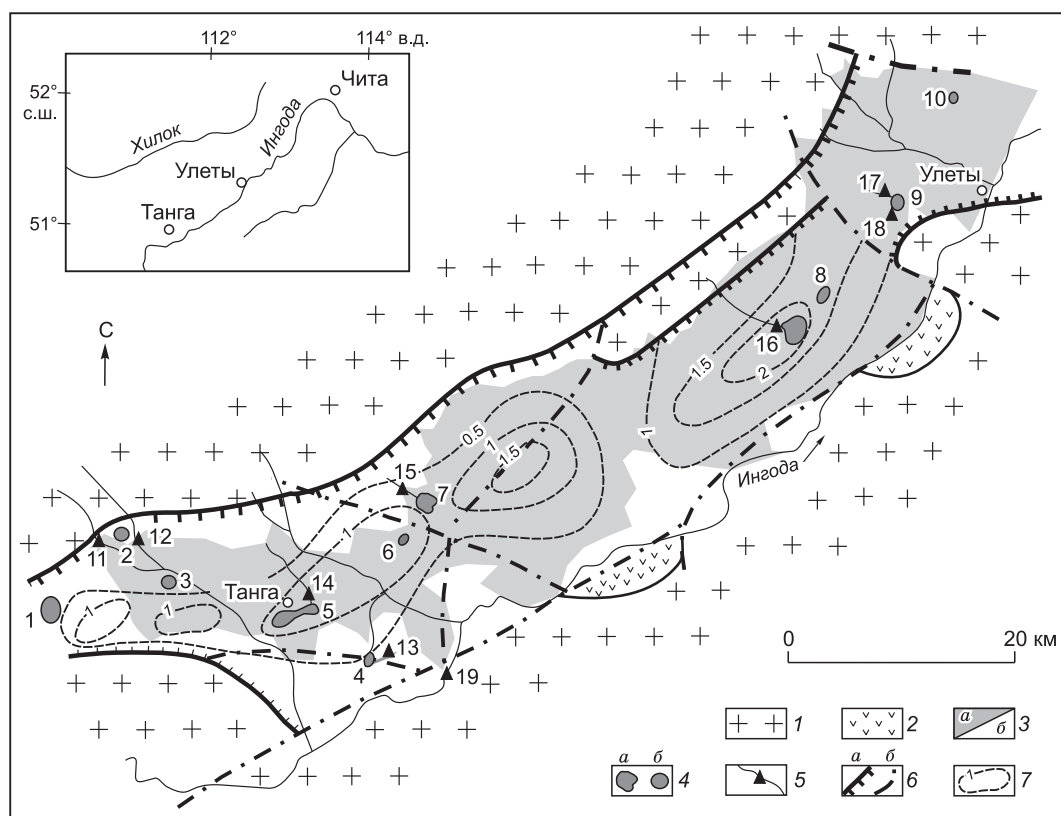
Возрастающий интерес к малым озерам определяется в большей степени их экономическим потенциалом. Даже при незначительных концентрациях полезных компонентов их добыча становится рентабельной, поскольку в отличие от традиционных технологий их извлечения из горных пород исключаются дорогостоящие и экологически грязные этапы отработки шахт, карьеров или россыпей, дробления пород, предварительного концентрирования и последующего перевода металлов в раствор. Практический интерес пока представляет только литий, хотя для некоторых озер прогнозные оценки сделаны и для В, Rb, Cs [Zheng, 2001]. По оценкам Р.К. Эванса [Evans, 2008], прогнозные запасы лития в рассолах Аргентины (Салары Рикон, Хомбре Муэрто), Боливии (Салар де Уюни), Чили (Салар де Атакама), США (Сильвер-Пик, оз. Серлс, Большое Соленое озеро) и Китая (соленые озера Цинхай, Чархан, Дзабуе) намного превышают все известные в мире ресурсы «твердого» лития, что и определяет основные тенденции поиска соответствующих объектов и разработки технологий извлечения металлов. Салары типа южно-американских и металлоносные озера типа тибетских в России неизвестны, их нахождение в Сибири маловероятно вследствие совершенно отличных геологических и климатических условий, а также природных ландшафтов. Наиболее экологичным могло бы стать селективное извлечение полезных компонентов из эфемерных (периодически пересыхающих) озер. При этом очень важным является исследование характера накопления микроэлементов в озерных водах для конкретных озерных систем. Поступление полезных компонентов в озерные воды контролируется главным образом питающими подземными и поверхностными водами, а дальнейшее их концентрирование определяется преимущественно процессами эвапоритизации, физико-химическими свойствами самих элементов и геохимической обстановкой. В свою очередь, насыщение питающих вод микроэлементами зависит от степени их извлечения из горных пород, контролируемое процессами взаимодействия вода—порода. Таким образом, изучение микроэлементов в водах, питающих озера, позволяет оценить характер их накопления по мере увеличения солености питающих вод, а изучение геохимии малых озер — оценить степень концентрирования микроэлементов в воде при процессах эвапоритизации. Именно это мы постарались сделать для системы озер Ингодинской впадины.

#### **КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИНГОДИНСКОЙ ВПАДИНЫ**

Межгорная Ингодинская впадина, ограниченная с севера Яблоновым хребтом, а с юга хр. Черского, сложена нижнемеловыми отложениями, мощность которых местами превышает 2 км (рис. 1). Рельеф в пределах впадины достаточно однообразен и представлен равниной с мелкосопочными холмами. По климатическим условиям исследуемая территория относится к зоне семиаридного климата со степным ландшафтом. Влажные воздушные массы имеют заслон в виде ограничивающих впадину хребтов.

В тектоническом плане Яблоновый хребет и Ингодинская впадина представляют собой комплексную систему комплекс метаморфического ядра — впадина, образование которой было обусловлено процессами позднемезозойского внутриконтинентального растяжения [Зорин и др., 1997; Складорова и др., 1997]. Нижняя часть осадочного разреза впадины (до 500 м в центральных частях) представлена конгломератами, гравелитами, разнозернистыми песчаниками и алевролитами с редкими покровами кислых эффузивов [Чабан, Шулика, 1979]. В верхней части разреза (до 1500 м) резко преобладают песчаники и алевролиты, нередко характеризующиеся обилием обуглившихся растительных остатков. Появляются маломощные (до 1 м) горизонты бурых углей и покровы эффузивов основного состава. Грубообломочные отложения присутствуют в незначительном количестве. Степень сцементированности осадочных пород всего разреза слабая.

Ингодинский бассейн является одним из крупнейших в Забайкалье. Тектоническая активизация региона, проявившаяся в формировании поперечных сбросов юго-западного простирания, привела к разобщению единой Читино-Ингодинской синклинали (см. рис. 1) на ряд мелких структур (мульд) и образованию артезианских бассейнов второго порядка. Водоносность отложений впадины изучена очень неравномерно, а сведения о химическом составе подземных вод имеются по ограниченному числу водопунктов [Гидрогеология..., 1969]. В районе озер Арей и Николаевское, в поселках Улеты, Бальзой и Аблатукан гидрогеологический разрез изучен от 20 до 75 м. Вскрыты напорные трещинно-пластовые воды в песчаниках, водоупорными являются глинистые метаморфизованные сланцы. Водопроницаемость пород изменяется в широких пределах от менее 30 до 700 м<sup>2</sup>/сут.



**Рис. 1. Схема расположения малых озер и ручьев Ингодинской впадины.**

1 — палеозойские и мезозойские магматические и метаморфические породы обрамления впадины; 2 — нижнемеловые вулканогенные породы впадины; 3 — нижнемеловые осадочные породы: а — степная часть впадины, б — залесенная; 4 — озера с реальными размерами (а) и показанные вне масштаба (б); 5 — опробованные родники и ручьи; б — сбросы (а) и прочие разломы (б); 7 — изолинии мощности (км) нижнемеловых отложений впадины. 1—10 — озера: 1 — Арей, 2 — Солонцовое, 3 — Дмитровское, 4 — Салия, 5 — Тангинское, 6 — Лебединское, 7 — Николаевское, 8 — Доронинское, 9 — Бальзойское, 10 — Хужарное; 11, 12 — ручьи: 11 — Элдэнтуй, 12 — безымянный; 13—17 — водотоки, питающие озера: 13 — ручей в оз. Салия, 14 — ручей в оз. Тангинское, 15 — ручей в оз. Николаевское, 16 — ручей Калитиха в оз. Доронинское, 17 — ручей в оз. Бальзойское; 18 — скважина в пос. Бальзой; 19 — р. Ингода.

В пределах впадины известно более 20 озер, среди которых преобладают озера с малыми размерами и неустойчивым гидрологическим режимом. Они занимают плоские, мелкие котловины, округлой или овальной формы, расположенные в незначительных депрессиях рельефа. Наиболее известным является Доронинское озеро, где добыча гуджира и донной соды производилась с XIX в. до 1952 г. [Франк-Каменецкий, 1924; Власов и др., 1961; Минеральные воды..., 1962]. Самое глубокое в Ингодинской впадине — оз. Арей, его глубина достигает 13,5 м. Все озера и родники находятся в степной зоне впадины за исключением озер Арей и Салия, расположенных в лесной ее части.

В непосредственной близости от большинства исследованных озер имеются родники с низким дебитом. В период выпадения дождей формируются временные водотоки, протяженность которых в основном незначительная и редко достигает 10—15 км. Во время проведения исследований озера не имели поверхностного стока. Антропогенная нагрузка на озера в большинстве своем низкая, повышается до умеренной в случае близкого расположения селений (Танга, Николаевское, Арей и Бальзой).

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В августе 2005 г. в период длительного отсутствия дождей опробовано 10 озер, 7 ручьев, скважина в пос. Бальзой и р. Ингода. Положение мест отбора проб показано на рис. 1. Выбор озер определялся главным образом их размерами, изучение проводилось в основном на крупных озерах. Несколько более мелких озер включены в исследование для того, чтобы охарактеризовать большую часть территории впадины. Что касается питающих вод, то исследовались водотоки, впадающие в изучаемые озера. Исключение составляют только два ручья (11, 12, см. рис. 1) в северо-западной части впадины, опробован-

ные для того, чтобы косвенно оценить состав питающих вод этой группы озер (1—3, см. рис. 1), не имеющих впадающих притоков. Морфометрические характеристики озер приведены в табл. 1.

Пробы воды из озер отбирали на расстоянии не менее 100 м от берега с глубины 0.3—0.5 м. На месте отбора всех проб определяли температуру, электропроводность, pH, Eh, растворенный O<sub>2</sub>. Воду для анализа макрокомпонентов собирали в пластиковые 1.5-литровые бутылки. Пробы воды на микрокомпоненты отбирали в полиэтиленовые контейнеры (15 мл), предварительно подготовленные в лаборатории: очищенные HNO<sub>3</sub> 0.1N и промытые деионизированной водой. На месте отбора проб образцы были отфильтрованы через стерильные шприцевые насадки Minisart (*d* = 2.5 см) из ацетата целлюлозы с размерами пор 0.45 мкм и немедленно подкислены азотной кислотой марки Ultrapure («Merck», Германия) до pH = 1—2.

Анализ макрокомпонентного состава воды сделан в химической лаборатории ИГХ СО РАН по стандартным методикам для пресных и соленых вод [Унифицированные методы..., 1971]. Катионы (Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>) определяли методами атомной адсорбции и атомной эмиссии, F<sup>-</sup>, SiO<sub>2</sub> — колориметрическими методами, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> + CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> (Alk) и Cl<sup>-</sup> — титриметрическими, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> — турбидиметрическим. Макроэлементный состав образцов воды и ее основные характеристики, измеренные во время полевых исследований, приведены в табл. 2.

Определение микроэлементного состава выполнено методом ICP-MS на масс-спектрометре с двойной фокусировкой, магнитным сектором и поперечно-поточным распылителем ELEMENT 2 (Ther-

Таблица 1. Морфометрические характеристики озер Ингодинской впадины (август 2005 г.)

Номер пробы	Озеро	H, м	Глубина, м	S <sub>0</sub> , км <sup>2</sup>
1	Арей	996	13.5	4.74
2	Солонцовое	953	1.0	0.07
3	Дмитровское	912	1.0	0.16
4	Салия	884	0.8	0.38
5	Тангинское	869	2.0	3.55
6	Лебединское	857	5.0	0.34
7	Николаевское	841	3.5	3.10
8	Доронинское	781	6.0	5.05
9	Бальзойское	778	3.8	1.28
10	Хужарное	767	0.3	0.71

Примечание. H — абсолютные высоты, S<sub>0</sub> — площадь водного зеркала озер.

Таблица 2. Содержание макрокомпонентов (мг/л) и гидрохимические характеристики исследованных образцов воды Ингодинской впадины

Номер пробы	T, град.	Eh, мВ	pH	O <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	Alk	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	F <sup>-</sup>	PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	TDS, г/л
1	14	217	8.4	4.9	17.7	121	3.1	1	0.4	0.01	4.5	12	17	8	0.17
2	13	217	7.9	4.6	5.3	239	0.7	95	0.7	0.02	3.2	32	62	17	0.45
3	13	186	10.0	He опр.	4.8	178	1.5	2	1.4	0.90	2.6	18	32	9	0.24
4	16	104	9.8	7.1	21.4	77	1.2	1	0.6	1.33	1.6	9	13	2	0.11
5	12	136	9.4	5.0	18.0	339	5.0	38	0.9	0.07	7.1	86	16	21	0.51
6	14	153	9.5	7.5	12.2	856	9.2	15	1.0	0.14	29	196	8	62	1.18
7	13	126	9.4	5.7	1.6	236	5.7	6	0.4	0.01	4.0	43	14	20	0.33
8	13	123	10.0	5.4	20.9	14543	2330	200	7.8	61	102	7900	13	43	25
9	13	189	10.1	5.7	20.9	1261	680	90	3.3	10.2	71	1103	11	60	3.29
10	16	160	10.0	7.2	25.9	46375	6750	19000	10	85	257	31200	8	42	104
11	7.2	224	7.4	6.6	14.2	70	0.75	5	0.2	0.02	1.1	4	14	5	0.10
12	5	177	8.0	5.6	20.3	203	0.85	5	0.6	0.21	0.6	13	40	10	0.28
13	3.4	79	6.5	5.8	21.0	31	0.85	2	0.2	0.05	0.9	4	4	2	0.05
14	7.5	228	8.3	6.0	18.4	444	3.00	64	0.6	0.03	4.7	45	100	20	0.68
15	13	185	7.8	4.1	14.3	316	0.80	4	0.4	0.05	5.0	18	62	15	0.42
16	14	186	8.2	5.6	13.4	805	2.05	81	0.9	0.02	4.7	203	55	40	1.19
17	13	60	8.0	5.0	16.3	573	3.30	20	1.0	0.02	6.7	71	69	39	0.78
18	7.5	36	8.4	He опр.	4.5	534	3.00	3	0.1	0.12	1.7	180	12	5	0.74
19	11	136	7.4	6.3	11.6	32	0.95	5	0.1	0.01	0.7	3	8	1	0.05

Примечание. Alk — гидрокарбонатная щелочность (CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> + HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>); TDS — общее количество растворенных солей. He опр. — содержание кислорода не определялось. Здесь и далее 1—10 — озера, 11—17 — ручьи, 18 — скважина в пос. Бальзой, 19 — р. Ингода.

Таблица 3.

## Содержание микрокомпонентов (мкг/л) в исследованных образцах воды Ингодинской впадины

Компонент	DL	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	Ст. %
Li	0.24	61.5	44.4	64.6	5.27	144	1.02	11.2	50	208	1067	6.70	19.6	18.3	159	13.1	26.2	92.0	33.7	4.63	2
B	0.46	8	12	9	17	8	47	7	86	67	8	2	8	2	2	2	10	8	5	3	5
Al	0.23	0.6	4.1	72	11.2	8.5	50	4.4	80	16	321	13.6	2.2	4.7	3.9	5.5	2.1	2.3	1.6	15.4	8
Sc	0.001	<DL	0.003	0.021	0.005	0.007	0.026	0.001	4.9	0.11	48	0.022	0.001	0.002	0.006	0.005	0.008	0.006	0.001	0.013	18
V	0.01	0.08	0.13	4.40	2.76	5.05	17.1	0.30	15.4	23.2	175	0.14	1.60	0.06	0.31	0.17	0.26	0.17	0.01	0.20	3
Cr	0.03	0.04	0.13	0.11	0.19	0.09	0.14	0.05	0.7	0.16	3	0.13	0.08	0.08	0.07	0.07	0.12	0.11	0.05	0.07	6
Mn	0.3	0.8	33.8	17.4	22.9	3.3	2.0	2.1	19	1.8	15	20.4	14.9	2.0	18.3	2.8	36.4	81.6	9.0	3.9	51
Fe	0.6	4	35	22.5	24.3	17	20	7	194	13	3560	129	37	40	18	22	51	120	6	33	15
Co	0.003	0.01	0.04	0.26	0.08	0.11	0.33	0.02	0.2	0.7	2	0.10	0.04	0.05	0.08	0.10	0.25	0.32	0.01	0.03	15
Ni	0.08	<DL	0.21	0.82	0.17	0.40	1.06	0.03	1.2	2.2	6	0.74	0.23	0.30	0.59	1.00	1.08	0.82	0.01	0.18	5
Cu	0.01	0.01	0.20	0.62	0.26	0.39	0.45	0.05	3.7	2.2	13	0.43	0.29	0.29	0.26	0.81	0.33	0.23	0.27	0.36	5
Zn	0.3	0.4	0.9	0.8	0.8	1.4	2.05	0.5	2.5	0.5	16	1.2	0.4	0.7	0.6	1.4	1.1	0.4	0.7	0.4	4
Ge	0.02	0.15	0.46	0.73	0.24	0.85	0.55	0.11	14.7	5.9	80	0.28	0.37	0.04	0.48	0.26	0.70	0.51	24.62	0.25	17
As	0.27	0.6	1.6	4.6	78	5.6	12.4	0.9	283	99	318	0.3	4.2	0.2	1.1	0.8	2.0	1.4	0.5	1.4	4
Se	0.54	1.09	2.03	1.42	0.61	1.79	3.39	1.31	139	38	335	0.46	1.33	0.87	3.46	2.17	2.45	2.43	1.80	0.42	19
Rb	0.01	2.6	3.3	3.2	1.5	1.8	1.2	1.3	7	7	20	0.4	0.3	0.2	6.5	3.4	2.6	2.1	2.2	0.7	4
Sr	5	179	990	370	83	610	242	284	573	507	604	140	488	44	1468	463	1231	1434	360	55	3
Y	0.002	0.003	0.04	0.21	0.02	0.04	0.15	0.01	2.1	0.32	22	0.17	0.02	0.02	0.06	0.07	0.04	0.04	0.01	0.14	8
Mo	0.01	0.05	0.23	0.52	5.41	1.75	6.51	0.15	3.9	21.0	34	0.20	0.49	0.10	0.47	0.31	0.73	0.65	1.28	0.59	2
Sb	0.002	0.023	0.058	0.13	0.060	0.21	0.44	0.036	1.3	0.55	7	0.040	0.052	0.034	0.076	0.11	0.20	0.085	0.004	0.13	10
Cs	0.0005	0.004	0.007	0.011	0.001	0.002	0.004	0.001	0.04	0.03	0.2	0.001	<DL	0.016	0.009	0.004	0.009	0.004	0.27	0.007	13
Ba	0.25	16	49	2	14	18	35	13	49	43	61	40	11	5	26	6	46	78	192	5	3
W	0.006	0.01	0.01	0.05	0.04	0.22	0.52	0.01	24	3.7	44	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01	0.03	0.02	0.78	0.04	4
Pb	0.01	0.03	0.03	0.28	0.06	0.14	0.60	0.04	0.8	0.07	5	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.07	0.04	0.01	0.04	8
Th	0.0002	<DL	0.01	0.11	0.01	0.01	0.03	<DL	5.7	0.08	54	0.016	0.003	0.002	0.010	0.007	0.008	0.005	0.003	0.032	12
U	0.01	0.04	0.31	1.78	0.06	6.04	8.21	0.31	65	13.5	1051	0.05	1.20	0.01	5.30	1.84	14.8	3.53	0.05	0.36	2
ΣREE	—	0.015	0.07	1.67	0.09	0.10	0.35	0.02	3.7	0.70	18	0.40	0.05	0.07	0.13	0.15	0.07	0.06	0.03	0.66	—
(Ce/Ce*) <sub>N</sub>	—	He omp.	0.90	1.02	1.17	1.39	1.40	1.01	1.59	1.10	1.00	0.61	0.92	0.58	1.28	0.75	1.10	1.44	0.95	0.43	—
(La/Yb) <sub>N</sub>	—	»	0.36	1.38	0.43	0.35	0.26	0.56	0.07	0.41	0.03	0.24	0.49	0.19	0.32	0.22	0.19	0.16	0.49	0.39	—
(Tb/Yb) <sub>N</sub>	—	»	0.97	1.49	0.88	0.91	0.58	0.64	0.23	0.72	0.22	0.75	1.00	0.45	0.71	0.65	0.78	0.86	0.91	0.98	—
La	0.0013	<DL	0.010	0.352	0.013	0.013	0.050	0.004	0.39	0.13	1.5	0.066	0.010	0.010	0.019	0.022	0.008	0.005	0.005	0.134	8
Ce	0.0005	0.008	0.026	0.746	0.037	0.044	0.155	0.009	1.37	0.28	3.36	0.100	0.024	0.012	0.058	0.046	0.022	0.024	0.009	0.136	4
Pr	0.0001	0.0009	0.0039	0.081	0.0040	0.0040	0.013	0.001	0.10	0.03	0.39	0.021	0.0034	0.0023	0.0058	0.0086	0.0025	0.0027	0.010	0.039	6
Nd	0.0007	0.004	0.016	0.279	0.018	0.018	0.054	0.004	0.45	0.114	2.02	0.086	0.014	0.010	0.025	0.035	0.014	0.015	0.006	0.156	5

Sm	0.0002	0.0008	0.0035	0.051	0.0035	0.0037	0.0009	0.001	0.14	0.024	0.60	0.021	0.0030	0.0026	0.0050	0.0067	0.0036	0.0035	0.0013	0.031	12
Eu	0.0006	<DL	0.0009	0.010	0.0008	0.0008	0.002	<DL	0.033	0.006	0.13	0.004	0.0006	0.0006	0.0013	0.0016	0.0009	0.0007	<DL	0.007	13
Gd	0.0001	0.0004	0.0040	0.046	0.0034	0.0039	0.010	0.001	0.132	0.026	0.75	0.021	0.0026	0.0029	0.0049	0.0073	0.0037	0.0029	0.011	0.039	10
Tb	0.0001	0.0001	0.0006	0.008	0.0005	0.0007	0.002	0.0001	0.027	0.005	0.21	0.004	0.0004	0.0005	0.0008	0.0013	0.0006	0.0005	0.0008	0.007	9
Dy	0.0001	0.0146	0.0033	0.047	0.0033	0.0043	0.017	0.0006	0.153	0.029	1.48	0.024	0.0025	0.0032	0.0051	0.0078	0.0040	0.0028	0.010	0.039	7
Ho	0.0001	<DL	0.0007	0.007	0.0007	0.0009	0.004	0.0005	0.071	0.008	0.59	0.006	0.0006	0.0008	0.0010	0.0019	0.0008	0.0006	0.0002	0.009	10
Er	0.0003	<DL	0.0022	0.019	0.0020	0.0028	0.013	0.0004	0.271	0.024	2.88	0.017	0.0016	0.0024	0.0032	0.0067	0.0029	0.0018	0.0007	0.026	5
Tm	0.0001	<DL	0.0003	0.002	0.0003	0.0004	0.002	0.0002	0.055	0.003	0.45	0.003	0.0002	0.0004	0.0004	0.0011	0.0004	0.0003	0.0001	0.004	12
Yb	0.0003	<DL	0.0021	0.019	0.0022	0.0027	0.014	0.0006	0.436	0.023	3.42	0.020	0.0016	0.0038	0.0042	0.0073	0.0030	0.0022	0.0007	0.026	6
Lu	0.0001	<DL	0.0003	0.003	0.0005	0.0004	0.003	0.0001	0.090	0.004	0.59	0.004	0.0003	0.0007	0.0007	0.0014	0.0005	0.0004	0.0001	0.004	10
Ce/Ce*	—	He опр.	0.9	1.0	1.2	1.4	1.4	1.0	1.6	1.1	1.0	0.6	0.9	0.6	1.3	0.7	1.1	1.4	1.0	0.4	—
La/Yb	—	»	0.36	1.38	0.43	0.35	0.26	0.56	0.07	0.41	0.03	0.24	0.49	0.19	0.32	0.22	0.19	0.16	0.49	0.39	—
Tb/Yb	—	»	0.97	1.49	0.88	0.91	0.58	0.64	0.23	0.72	0.22	0.75	1.00	0.45	0.71	0.65	0.78	0.86	0.91	0.98	—

Примечание. DL — предел обнаружения элементов (3σ); Sr — относительное стандартное отклонение; Ce\* = S (La<sub>N</sub> + Pr<sub>N</sub>); ΣREE — сумма всех редкоземельных элементов.

мо Finnigan, Bremen, Германия) в Аналитическом центре коллективного пользования СО РАН (г. Иркутск). Калибровочные растворы приготовлены разбавлением многоэлементных стандартных растворов CLMS-1,2,3 (SPEX, США), флюктуации сигнала в течение процедуры съемки спектров контролировались с помощью внутреннего стандарта (Rh с конечной концентрацией в растворе 2 мкг/л). Регистрации спектров проводили в низком (LR)-300 и среднем (MR)-4000 М/ΔМ разрешениях в зависимости от свободы спектров от наложений посторонних масс. При приготовлении всех растворов использована деионизированная вода (18.2 МΩ см<sup>-1</sup>), очищенная системой Elix-3/Milli-Q (Франция).

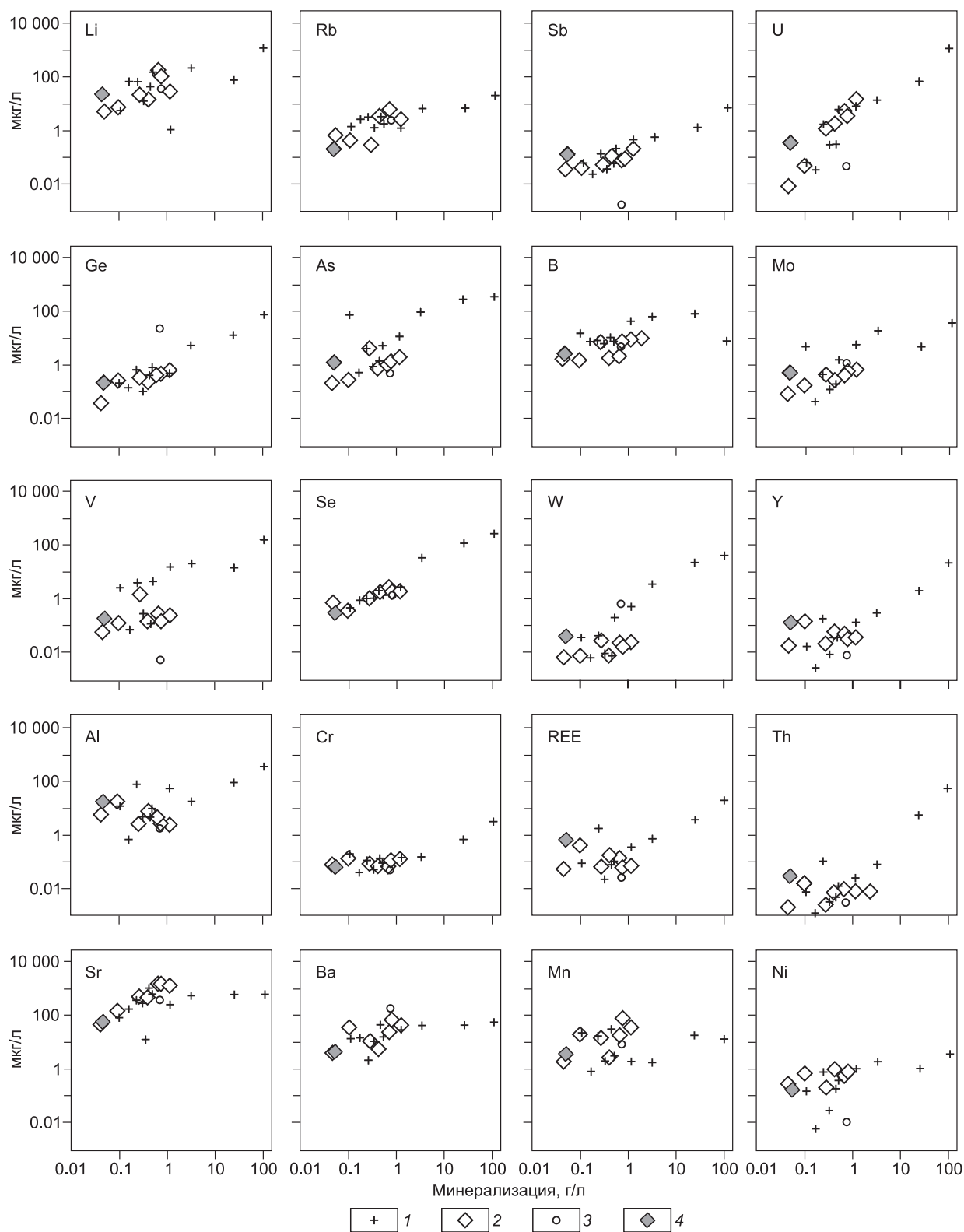
Правильность анализа контролировалась с помощью сертифицированного раствора IQC-026 (NIST, США). Возможности метода позволили определить содержания следующих микроэлементов: Li, B, Al, Sc, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ge, As, Se, Rb, Sr, Y, Mo, Sb, Cs, Ba, REE, W, Pb, Th, U. Результаты анализа, а также пределы обнаружения элементов (DL) и относительное стандартное отклонение (Sr, %) приведены в табл. 3.

### ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД

В ионном составе подземных и поверхностных вод Ингодинской впадины преобладают гидрокарбонатные ионы (см. табл. 2) с широким диапазоном вариаций катионного состава: от существенно-кальциевого (11, 12, 14, 15), кальциево-магниево-натриевого (13, 17) до натриевого (16, 18, см. рис. 1). Общее количество растворенных солей также варьирует в широких пределах: от ультрапресной воды с TDS = 0.05 г/л (pH = 6.6) ручья, впадающего в оз. Салия (13, см. рис. 1), до солоноватой щелочной (pH = 8.3) с TDS = 1.19 г/л руч. Калитиха, впадающего в Доронинское озеро (16, см. рис. 1). По мере протекания водотоков по мезозойским отложениям, слагающим Ингодинскую впадину, вода обогащается солями, при этом наблюдается закономерное увеличение TDS водотоков с уменьшением абсолютных высот точек отбора проб.

Собранный нами фактический материал в целом отражает характер формирования химического состава поверхностных и подземных вод рассматриваемой площади, который определяется главным образом интенсивностью водообмена и, следовательно, степенью взаимодействия воды с породой. Формирование содовых вод — процесс, типичный для рассматриваемой части Ингодинской впадины, различные стадии которого можно наблюдать в исследованных водопунктах и водопрооявлениях. Преобладание подземных вод содового состава на отдельных участках территории Ингодинской впадины было подмечено давно [Орлова, 1959].

Микрокомпонентный состав воды ручьев представляет собой чрезвычайно пеструю картину. Содержание большинства элементов различаются на один-два порядка (см. табл. 3). Вариации в пределах одного порядка наблюдаются для B, Cr, Cu, Mo, W, Pb. Самые значительные, достигающие трех порядков изменения



**Рис. 2. Концентрация микроэлементов как функция общего количества растворенных солей.**

1 — в озерах, 2 — в питающих водах, 3 — в скважине, 4 — р. Ингода.

содержания, отмечены для урана (от 0.01 до 14.8 мкг/л). Максимальные концентрации типичны для Sr (до 1468 мкг/л). Содержания Li, Fe варьируют в пределах  $n \cdot 100$ — $n \cdot 10$  мкг/л; Al, Mn, Ba —  $n \cdot 10$ — $n$  мкг/л; Ni, Zn, As, Se, Rb —  $n$ — $n \cdot 0.1$  мкг/л. Остальные проанализированные элементы присутствуют в коли-

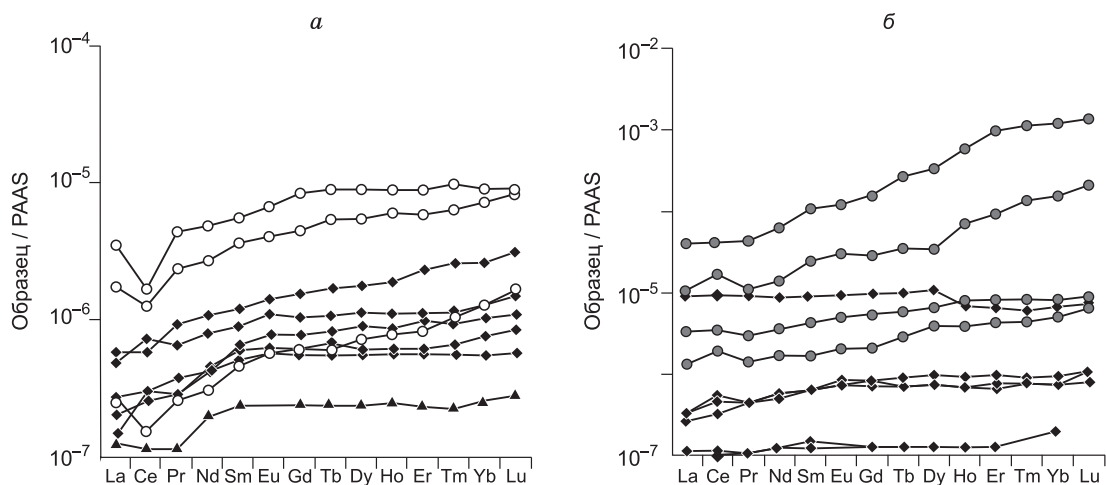


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов в подземных и поверхностных водах (а), в озерных водах Ингодинской впадины (б).

чествах, не превышающих  $n \cdot 0.1$  мкг/л. Большинство отмеченных элементов обнаруживают тенденцию к увеличению концентрации с ростом общего количества растворенных солей, при этом наиболее четкая корреляция между TDS и концентрацией с коэффициентами корреляции, близкими 0.9 и выше, характерна для Ge, As, Sb, Mo и U. Окислительные условия и щелочная среда способствуют их миграции в подземных и поверхностных водах, а величина pH является контролирующим фактором: с ее ростом увеличивается содержание этих элементов (см. табл. 2, 3). Элементы, на миграцию которых значительно влияют процессы гидролиза, соосаждения и сорбции в данной геохимической обстановке (Al, Fe, Sc, Th, Y, REE), уменьшают концентрацию с ростом минерализации воды (рис. 2).

Подземные и поверхностные воды Ингодинской впадины различаются не только по общему содержанию REE ( $\sum \text{REE} = 0.05\text{—}0.66$  мкг/л), но величиной и знаком аномалии церия (см. табл. 3). Отношение  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  ( $\text{Ce}^* = \frac{1}{2} (\text{La}_N + \text{Pr}_N)$ ) обнаруживает прямую корреляцию с содержанием Mn ( $K_{\text{кор}} = 0.77$ ) и минерализацией воды ( $K_{\text{кор}} = -0.78$ ). Аномалии Ce связаны с тем, что в отличие от других лантаноидов, церий может в окислительных условиях изменять валентность Ce(III) до Ce(IV) и более легко удаляться из раствора по сравнению с остальными трехвалентными REE [De Carlo, Wen, 1998], а марганец является, с одной стороны, катализатором процесса окисления, с другой, — сорбентом (в виде гидроксидов). Причем отношение  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  растет с накоплением солей в ручьях и сопровождается уменьшением величины  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  отношений в водах.

Результаты исследований показали, что концентрации REE строго коррелируют только с содержанием Al ( $K_{\text{кор}} = 0.96$ ), которое, в свою очередь, контролируется взаимодействием воды с осадочным выполнением Ингодинской впадины. Содержание REE, степень и характер их фракционирования ( $(\text{La}/\text{Yb})_N$  и  $(\text{Tb}/\text{Yb})_N$ ) для всех исследованных проб воды представлены в табл. 3. Распределение REE, нормализованных по PAAS, отражено на рис. 3, а. Нами использована нормализация, общепринятая в морской геохимии, по среднему образцу постаршеихских австралийских сланцев (PAAS) [Тейлор и Мак-Леннан, 1988].

Поведение V, Cu и Zn консервативно в подземных и поверхностных водах впадины. Отклонение от общей тенденции обнаруживают воды, вскрытые скважиной у оз. Бальзойское: наблюдается резкое различие состава воды ручья, впадающего в озеро, и пробы из скважины (глубина 40 м), расположенной в 1 км от озера. Эти различия проявлены уже в макрокомпонентном составе при близком общем содержании растворенных солей (TDS = 0.79 и 0.75 г/л). Если соотношение Ca, Mg и Na в ручье примерно одинаково (см. табл. 2), то в воде скважины отмечается преобладание катионов натрия (89 %-экв), существенными являются различия и в содержании практически всех микрокомпонентов (см. табл. 3). Вода ручья содержит больше Ni, U (на два порядка), Mn, Fe, Co (на порядок), Li, As, Sr (в разы). В пробе из скважины значительно выше содержание Ge, Cs, W (на два порядка) и Mo, Ba (на порядок). Поскольку высокие концентрации германия отмечаются в прослоях бурых углей впадины [Чабан, Шулика, 1979], можно предполагать участие последних в формировании состава подземных вод, вскрытых скважиной.



## ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ОЗЕРНЫХ ВОД

Озера, расположенные в Ингодинской впадине, имеют широкий диапазон вариаций минерализации — от пресных с общим количеством растворенных солей 0.1—0.5 г/л до солоноватых и соленых озер с минерализацией 1.0—104 г/л. Максимальная концентрация солей отмечена в оз. Хужарное (10, см. рис. 1). Озера впадины относятся к сильнощелочному типу (pH = 9.40—10.12). Исключением являются озера Арей и Солонцовое. Первое расположено на водоразделе рек Ингода и Хилок, второе — в бортовой части впадины. В этих озерах величина pH воды составляет 8.4 и 7.9 соответственно.

Для всех исследованных озер в анионном составе преобладают  $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$  (57—96 %-экв.) с существенным вкладом  $\text{Cl}^-$  35 %-экв. в оз. Бальзойское и  $\text{SO}_4^{2-}$  (33 % и 29 %-экв.) в озерах Солонцовое и Хужарное. Натрий является доминирующим катионом в воде озер с минерализацией выше 0.5 г/л и составляет от 58 до 99 %-экв. всех катионов. В пресных озерах с ростом солёности до 1 г/л наблюдается увеличение концентраций ионов магния до 0.06 г/л (оз. Лебединское), не превышая это значение при дальнейшем увеличении TDS. Насыщение кальцитом растворов происходит при общем количестве растворенных солей ~ 0.75 г/л, и с дальнейшим ростом солёности содержание ионов Ca в воде не превышает 0.013 г/л.

Для озер, так же как для питающих вод, отмечается увеличение минерализации воды с уменьшением абсолютных высот (см. табл. 1).

Концентрации микрокомпонентов в озерных водах варьируют в очень широких пределах (до 4—5 порядков) в зависимости от солёности воды (см. табл. 3, рис. 2). При этом в пресных озерах уровни содержания те же, что и в питающих эти озера водах, а в солоноватых и соленых наблюдается резкое увеличение концентрации большинства элементов. Максимальные значения (до первых мг/л) характерны для Li, U, содержание Al, V, As, Se, Ge составляют сотни мкг/л, Th, W, Ba, Mo, Y, Sc, Rb, Zn — десятки мкг/л, а Pb, Sb, Ni, Co — первые мкг/л.

Содержание и распределение редкоземельных элементов в пресных озерах и питающих эти озера водах в основном подобны (см. табл. 3, рис. 3, а, б). С ростом минерализации отмечается более значительное обогащение озерных вод HREE относительно LREE (см. табл. 3, рис. 3, б), а аномалия Ce сглаживается. Исключением является вода соленого оз. Доронинское, где положительная аномалия церия значительнее, чем в воде питающего ручья. Подобное поведение церия отмечалось в щелочных, богатых органикой водах соленых озер [Moller, Вау, 1993; Pourret et al., 2008]. Содержание REE в озерных водах строго коррелирует с TDS, концентрацией Fe и Al с равными коэффициентами, величина которых составляет 0.99.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Прежде всего отметим, что упомянутая зависимость общего содержания солей в ручьях и озерах от абсолютных отметок высот может иметь вполне логическое объяснение. Все озера впадины расположены гипсометрически выше р. Ингода и имеют возможность поверхностного или подземного стока в реку. Пресные озера являются, безусловно, проточными, их водный баланс зарегулирован подземными водами. Минерализация солоноватых и соленых озер определяется водно-солевым балансом. Наиболее пресные озера расположены в бортовых частях Ингодинской впадины (см. рис. 1), как правило, залесенных. Соответственно, питающие озера водотоки унаследуют состав трещинно-жильных вод горного обрамления, характеризующийся низкой минерализацией, а ландшафтные условия не благоприятствуют процессам эвапоритизации, контролирующим солёность озерной воды и смещение отношений основных компонентов. Взаимодействие воды со слабосцементированными осадками во внутренних частях впадины приводит к их существенной салинизации (см. табл. 2), а расположение озер в степных ландшафтах способствует интенсификации процессов эвапоритизации.

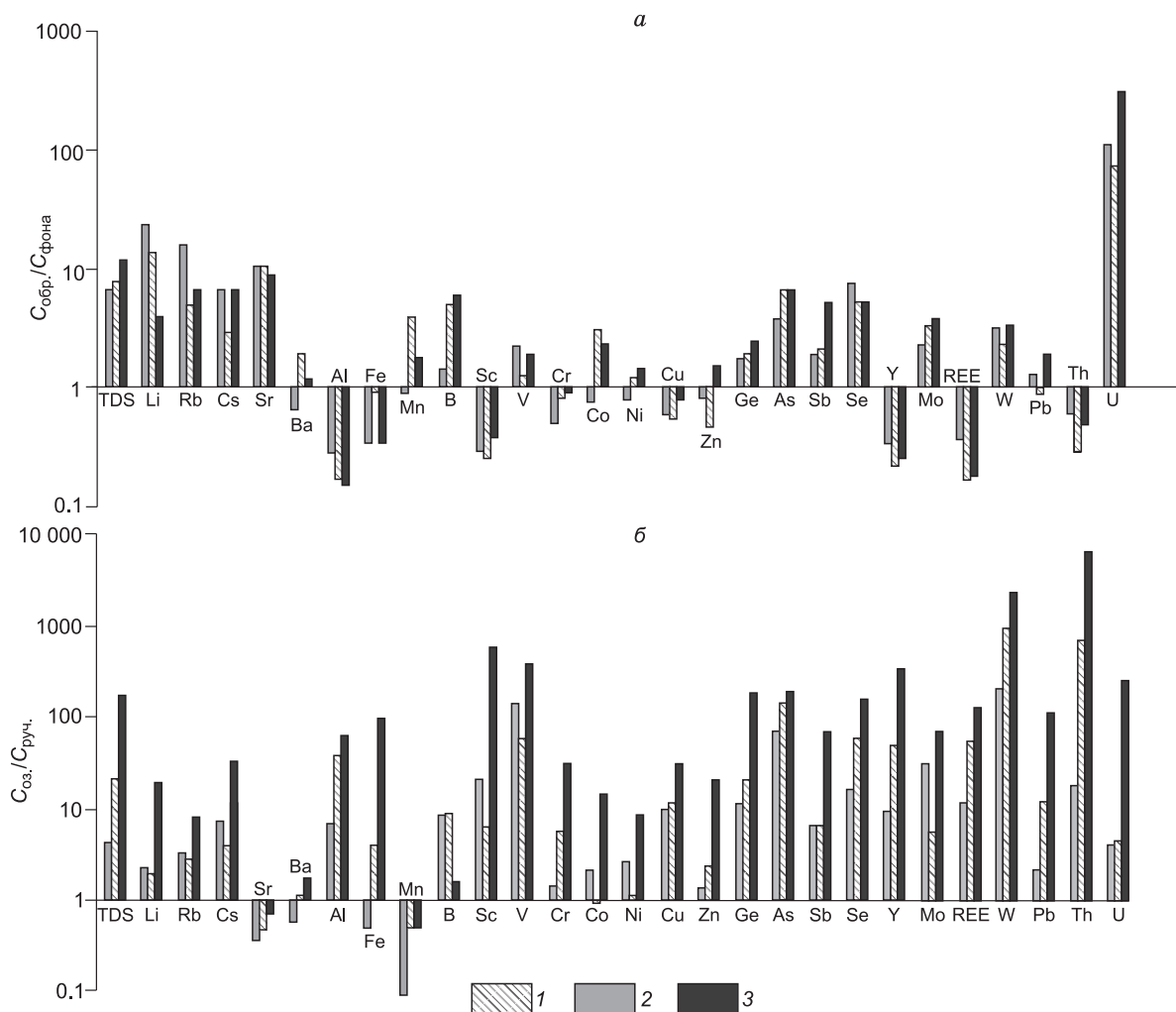
Во введении мы упомянули о том, что концентрирование микроэлементов в озерных водах Ингодинской впадины контролируется двумя основными механизмами: извлечением их из горных пород подземными и поверхностными водами при выщелачивании и процессами эвапоритизации, приводящими к концентрированию основных компонентов воды, а также большинства микроэлементов. Остальными возможными источниками вещества (атмосферные осадки, антропогенное загрязнение, поступление с глубинными водами) можно пренебречь, поскольку: озера расположены на компактной площади с близкими геологическими и географическими условиями; минерализация атмосферных осадков составляет 6—12 мг/л, что способствует, скорее, разбавлению озерных вод; район малозаселенный, крупное промышленное производство отсутствует, а сельскохозяйственные угодья с начала 90-х годов прошлого столетия резко сократились; источники с высокой минерализацией на рассматриваемой территории не выявлены. Кроме того, в геологическом плане регион является сравнительно однородным, анхигранитным [Геологическая карта..., 1992; Скляр и др., 1997]. Осадки впадины представлены в основном продуктами разрушения гранитов и гнейсов с некоторой долей мезозойских вулканитов кислого и основного составов [Чабан, Шулика, 1979].

Таким образом, исследуя микроэлементный состав питающих озера вод, мы можем оценить уровни концентрирования микроэлементов при взаимодействии вода—порода, а в озерных водах — при процессах эвапоритизации.

Обогащение элементами вод при взаимодействии с осадками Ингодинской впадины можно рассчитать, используя отношение концентрации исследуемого образца к фоновым значениям  $I_K = C_{обр}/C_{фона}$  ( $I_K$  — индекс концентрирования). За фоновый состав для питающих вод нами принят микроэлементный состав воды руч. Элдэнтуй (11, см. рис. 1). Выбор очевиден, так как место отбора пробы (отроги Яблоневого хребта на высоте 983 м) соответствует основному условию — отсутствию взаимодействия воды с осадочными породами впадины (см. рис. 1), а выбор конкретных ручьев для демонстрации индексов концентрирования на рис. 4, а определялся значительным расстоянием точки опробования водотоков от отрогов Яблоневого хребта (см. табл. 1).

Корректная оценка степени концентрирования проанализированных микроэлементов в процессе эвапоритизации может быть получена при сравнении содержания элементов в конкретных системах: озеро — впадающий ручей. Индекс концентрирования в данном случае будет равен  $I_K = C_{оз.}/C_{руч.}$ . Для наиболее соленого оз. Хужарное, в окрестностях которого отсутствуют ручьи и выходы подземных вод, за  $C_{руч.}$  принято среднее значение концентрации элементов в питающих озера водах Ингодинской впадины.

Озера Николаевское и Тангинское в период исследований находились в стадии наполнения (видимо, вследствие увеличения подземного стока), на что явно указывает сравнение общего количества растворенных солей в озерной и питающей воде (см. табл. 2), а также затопление растительных участков у береговой линии.



**Рис. 4. Индексы концентрирования TDS и микроэлементов в процессе:**

*а* — взаимодействия вода—порода, *б* — эвапоритизации. *а* — 1 — ручей в оз. Тангинское, 2 — ручей в оз. Бальзойское, 3 — ручей в оз. Доронинское; *б* — 1 — оз. Бальзойское, 2 — оз. Доронинское, 3 — оз. Хужарное.

Исследованные озера охватывают широкий интервал значений TDS от 0.1 до 104 г/л. При этом степень концентрирования солей в озерах при процессах эвапоритизации (отношение TDS в озерах к TDS в питающих водах) также существенно изменяется от 2 в Салии и Лебединском, 4 в Бальзойском, 21 в Доронинском и почти в 180 раз в Хужарном. На рис. 4, б отображено концентрирование микроэлементов в озерных водах.

Обогащение элементами воды, питающей озера, в процессе взаимодействия вода—порода (см. рис. 4, а) происходит неравнозначно для разных элементов. Рост концентраций Li, Rb, Cs, Sr, As и Se соответствует увеличению солёности воды. Al, Fe, Sc, Y, REE, Th демонстрируют потери во время прохождения водных потоков по мезозойским отложениям, но в озерной воде эти элементы способны концентрироваться и значительно увеличивают содержание с ростом солёности (см. рис. 4, б). Обогащение ураном на два порядка происходит уже во время прохождения потока грунтовых вод по осадочным породам впадины, возрастая еще на два порядка в процессе эвапоритизации озерной воды. Эвапоритовые процессы озерных вод привели к увеличению содержания Sc, V, Ge, As, Se, Y, REE, U более чем на два порядка, а W и Th на три порядка.

В соответствии с поведением элементов в питающих озера водах и в процессе эвапоритизации озерной воды можно выделить пять групп элементов.

Для первой группы элементов, к которой относятся Li, Rb, Cs, Sb, U, типична линейная зависимость возрастания их концентраций с ростом TDS (см. рис. 2) и в питающих, и в озерных водах. Точки составов и питающих, и озерных вод составляют единые тренды роста концентраций с увеличением солёности вод. При этом уровни содержаний и индекс концентрирования (см. рис. 2; 4, а, б) отличаются очень сильно. На пять порядков различается концентрация U, на три — Li, на два — Rb, Sb.

Для элементов второй группы (As, В, Ge, Mo) также характерен рост концентраций с увеличением степени минерализации и в озерных, и в питающих водах, однако распределение точек составов озерных вод на диаграммах (см. рис. 2) более сложное для пресных озёр. Для части пресных озёр уровни содержаний элементов близки к таковым в питающих водах, в то время как в других их концентрации выше на 2—3 порядка. Можно предполагать, что значительные концентрации мышьяка и бора связаны с высокой биологической продуктивностью озёр. Специальных исследований такого плана не проводилось, однако одно из озёр — Салия — при очень низкой минерализации характеризуется высокой степенью эвтрофикации ( $PO_4^{3-} = 1.33$  мг/л): вода его во время исследования напоминала «бульон» из-за насыщенности планктоном.

К третьей группе элементов относятся Se, V, W, содержание которых также возрастает и в питающих, и в озерных водах (см. рис. 2). Однако уровни накопления существенно отличаются: с ростом минерализации концентрации этих элементов в питающих водах увеличиваются не более чем на порядок, в то время как в озерных водах их содержание возрастает на 2—3 порядка. Иначе говоря, накопление этих элементов в озерных водах определяется преимущественно процессами эвапоритизации.

Четвертая группа микроэлементов (Al, Fe, Zn, Cu, Pb, Cr, Sc, Y, REE и Th) характеризуются сравнительным постоянством содержаний или даже их снижением по мере увеличения минерализации в питающих водах (см. рис. 2). В озерных водах их концентрации возрастают на 1—3 порядка, т.е. концентрирование контролируется исключительно процессами эвапоритизации.

И, наконец, элементы пятой группы (Ba, Sr, Mn) характеризуются относительно высокими содержаниями в питающих водах, показывая тенденцию увеличения концентрации с ростом TDS (см. рис. 2). В озерных водах их содержание достигает насыщения и при увеличении солёности остается практически постоянным. Изначально высокие концентрации и низкие произведения растворимости карбонатных солей Sr, Ba и Mn не позволяют этим элементам концентрироваться при эвапоритовых процессах (см. рис. 4, б). Содержание Co и Ni в подземных и поверхностных водах Ингодинской впадины очень низкое, и процессы эвапоритизации лишь в незначительной степени увеличивают концентрации этих элементов (см. рис. 4, б).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тенденция увеличения содержания микрокомпонентов по мере роста минерализации природных вод известна давно и отмечена во многих гидрогеохимических публикациях [Алекин, 1954; Крайнов, 1973; Шварцев, 1998; Drever, 1997; Jones, Deocampo, 2003]. Ее подтверждение для очередной серии гидрогеологических объектов вряд ли может представлять большой интерес для исследователей и не являлось целью проведенной работы. Важным нам представлялась оценка роли двух ведущих составляющих в концентрировании элементов в природных водах с сильнощелочными окислительными условиями: процессов взаимодействия вода—порода и процессов эвапоритизации в небольших резервуарах. Полученные данные для системы озёр с содовой спецификой позволяют сделать следующие выводы.

1. Накопление таких элементов, как U, As, Se, Sb, Ge, не зависит от способа концентрирования. Возрастание их содержания в водах имеет линейный характер по мере роста TDS как в питающих, так

и в озерных водах. Концентрация урана в самом соленом оз. Хужарное достигает 1 мг/л. Можно полагать, что для гидрогеохимических провинций с высоким содержанием U в подземных водах некоторые из соленых озер могли бы представлять практический интерес. В частности, это относится к гидрогеохимической провинции Северо-Восточной Монголии, где концентрация урана в подземных водах может достигать  $n \sim n \cdot 10$  мг/л [Скляров и др., 2011].

2. К элементам, накопление которых контролируется главным образом процессами эвапоритизации, а максимальные индексы концентрирования составляют три-четыре порядка, относятся Sc, V, Y, Th, REE, W. Из них только вольфрам и редкоземельные элементы, содержание которых достигает  $n \cdot 100$  мкг/л, могут потенциально представлять практический интерес (использование в качестве «жидкой руды»). В том случае, если их концентрации в питающих водах изначально будут более высокими вследствие специфического состава породных комплексов гидрогеологических провинций.

3. Выявленные закономерности присущи только содовым озерам и не могут быть экстраполированы на озера другого геохимического типа вследствие разного поведения элементов в различных гидрогеохимических системах.

Авторы благодарны С.Х. Павлову за ценные замечания и консультации, а также выражают свою признательность Г.А. Леоновой и анонимному рецензенту за конструктивные замечания и предложения, которые были полностью учтены при доработке рукописи.

Исследования выполнены при поддержке интеграционных проектов Президиума СО РАН № 110 «Гидроминеральные ресурсы Сибири и сопредельных территорий рудогенерирующий потенциал, новые технологии комплексной переработки, экологическая безопасность» и № 150 «Минеральные источники Байкало-Монгольского региона: гидрогеохимическая паспортизация и перспективы практического использования (бальнеология, геотермальное энергоснабжение, извлечение полезных компонентов)».

#### ЛИТЕРАТУРА

- Алекин О.А.** Химический анализ вод суши. Л., Гидрометеиздат, 1954, 202 с.
- Власов Н.А., Павлова Л.И., Чернышев Л.А.** Минеральные озера // Минеральные воды южной части Восточной Сибири. М., Недра, 1961, с. 189—245.
- Гаськова О.Л., Солотчина Э.П., Склярова О.А.** Реконструкция эволюции состава растворов по данным осадочной летописи соленых озер Приольхонья // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (5), с. 704—711.
- Геологическая карта Читинской области.** М-б 500000 / Ред. И.Г. Рутштейн. М., МПГИТ, 1992.
- Геологическая эволюция** и самоорганизация системы вода—порода. Система вода—порода в земной коре: взаимодействие, кинетика, равновесие, моделирование / Ред. С.Л. Шварцев. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2005, т. 1, 243 с.
- Геологическая эволюция** и самоорганизация системы вода—порода. Система вода—порода в условиях зоны гипергенеза / Ред. Б.Н. Рыженко. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2007, т. 2, 389 с.
- Гидрогеология СССР.** Т. XXI. Читинская область / Под ред. Н.С. Богомолова, Л.М. Орловой. М., Недра, 1969, 444 с.
- Дзэнс-Литовский А.П.** Влияние околосезонных подземных вод на гидрохимический режим минеральных озер Сибири // Материалы шестого совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, Хабаровск, 1970, с. 69—70.
- Зорин Ю.А., Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Беличенко В.Г.** Комплексы метаморфических ядер и раннемеловой рифтогенез в Забайкалье // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (10), с. 1574—1583.
- Крайнов С.Р.** Геохимия редких элементов в подземных водах. М., Недра, 1973, 295 с.
- Крайнов С.Р.** Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. М., Наука, 2004, 677 с.
- Минеральные воды** южной части Восточной Сибири / Под ред. Н.А. Власова, В.Г. Ткачук, Н.И. Толстихина. М., Л. Изд-во АН СССР, 1962, т. 2, 198 с.
- Орлова Л.М.** Минеральные источники // Полезные ископаемые Читинской области. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 118—137.
- Основы гидрогеологии.** Т. 2. Гидрогеохимия / Ред. С.Л. Шварцев. Новосибирск, Наука, 1982, 286 с.
- Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.** Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск, Изд-во НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1997, 197 с.
- Скляров Е.В., Склярова О.А., Меньшагин Ю.В., Данилова М.А.** Минерализованные озера Забайкалья и Северо-Восточной Монголии: особенности распространения и рудогенерирующий потенциал // География и природные ресурсы, 2011, № 4, с. 29—39.

- Склярова О.А., Скляров Е.В., Федоровский В.С.** Структурно-геологический контроль локализации и состава воды озер и родников Приольхонья // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (8), с. 732—745.
- Склярова О.А., Скляров Е.В., Федоровский В.С., Санина Н.Б.** Минеральные озера Приольхонья: вопросы генезиса и эволюции // География и природные ресурсы, 2004, № 4, с. 44—49.
- Склярова О.А., Чудненко К.В., Бычинский В.А.** Физико-химическое моделирование эволюции малых озер в условиях холодного климата // Геохимия, 2011, т. 49, № 8, с. 875—885.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.** Континентальная кора: ее состав и эволюция. М., 1988, 383 с.
- Унифицированные методы анализа вод** / Ред. Ю.Ю. Лурье. М., Химия, 1971, 243 с.
- Франк-Каменецкий А.Г.** Доронинское содовое озеро в Забайкалье // Изв. биолого-географического научно-исследовательского института при ИГУ. Иркутск, 1924, т. 1, № 4, с. 3—33.
- Чабан Н.Н., Шулика В.И.** Объяснительная записка к Государственной геологической карте м-ба 1:200000, лист М-49-Х. М., Аэрогеология, 1979, 76 с.
- Чарыкова М.В., Чарыков Н.А.** Термодинамическое моделирование процессов эвапоритовой седиментации. СПб., Наука, 2003, 262 с.
- Шварцев С.Л.** Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М., Недра, 1998, 666 с.
- Шварцев С.Л.** Содовые воды как зеркало противоречий в современной гидрогеохимии // Фундаментальные проблемы гидрогеохимии. Материалы Международной научной конференции. Томск, НТЛ, 2004, с. 70—75.
- Chen C.-T.A., Wu J.-T., Wang B.-J., Huang K.-M.** Acidification and trace metals of lakes in Taiwan // Aquatic Geochem., 2004, v. 10, p. 33—57.
- De Carlo E.H., Wen X.Y.** The influence of redox reactions on the uptake of dissolved Ce by suspended Fe and Mn oxide particles // Aquatic Geochem., 1998, v. 3, p. 357—389.
- Downing J.A., Prairie Y.T., Cole J.J., Duarte C.M., Tranvik L.J., Striegl R.J., McDowell W.H., Kortelainen P., Caraco N.F., Melack J.M., Modderburg J.J.** The global abundance and size distribution of lakes, ponds and impoundments // Limnol. Oceanogr., 2006, v. 51, № 5, p. 2388—2397.
- Drever J.I.** The geochemistry of natural waters: surface and groundwater environments (3rd ed.). Prentice-Hall, Upper Saddle River, NJ, 1997, 436 p.
- Evans R.K.** A report on the world's Lithium resources and reserves. 2008, <http://lithiumabundance.blogspot.com>.
- Gibbs R.J.** Mechanisms controlling world water chemistry: evaporation-crystallization process (reply to J.H. Feth) // Science, 1971, v. 172, p. 871—872.
- Green W.J., Stage B.R., Bratina B., Wagers S., Preston A., O'Bryan K., Shacat J., Newell S.** Nickel, cooper, zinc and cadmium cycling with manganese in Lake Vanda (Wright Valley, Antarctica) // Aquatic Geochem., 2004, v. 10, p. 303—323.
- Hamilton P.B., Gajewski K., Atkinson D.E., Lean D.R.S.** Physical and chemical limnology of 204 lakes from Canadian Arctic Archipelago // Hydrobiologia, 2001, v. 457, p. 133—148.
- Jones B.F., Deocampo D.M.** Geochemistry of saline lakes // Surface and ground water, weathering and soils. Treatise on geochemistry / Ed. J.I. Drever. New York, Elsevier, 2003, v. 5, p. 393—424.
- Millero F.J., Pierrot D.** A chemical equilibrium model for natural waters // Aquatic Geochem., 1998, v. 4, p. 153—199.
- Moiseenko T.I., Gashkina N.A.** The distribution of trace elements in surface continental waters and the character of their migration in water // Water Res., 2007, v. 34, № 4, p. 423—437.
- Moller P., Bau M.** Rare-earth patterns with positive cerium anomaly in alkaline waters from Lake Van, Turkey // Earth Planet. Sci. Lett., 1993, v. 117, p. 671—676.
- Pourret O., Davranche M., Gruau G., Dia A.** New insights into cerium anomalies in organic-rich alkaline waters // Chem. Geol., 2008, v. 251, p. 120—127.
- Radke L.C., Howard K.W.F.** Influence of groundwater on the evaporative evolution of saline lakes in the Wimmera of south-eastern Australia // Hydrobiologia, 2007, v. 591, p. 185—205.
- Shacat J.A., Green W.J., Decarlo E.H., Newell S.** The geochemistry of Lake Joyce, McCurdo Dry Valley, Antarctica // Aquatic Geochem., 2004, v. 10, p. 325—352.
- Sternbeck J., Sohlenius G., Hallberg R.O.** Sedimentary trace elements as proxies to depositional changes induced by a Holocene fresh-brackish water transition // Aquatic Geochem., 2000, v. 6, p. 325—345.
- Winter T.C.** Hydrological processes and water budget of lakes // Physics and Chemistry of Lakes, 2000, p. 37—62.
- Zheng M.** On salinology // Hydrobiologia, 2001, v. 446, p. 339—347.