ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ,
ЭКОЛОГИИ И КРИОЛОГИИ
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

Борзенко Светлана Владимировна

ГЕОХИМИЯ СОЛЕНЫХ ОЗЕР ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Специальность 25.00.09 – Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых

Диссертация
на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Научный консультант
доктор геолого-минералогических наук,
профессор С.Л. Шварцев

Чита – 2018

Содержание

ВВЕДЕНИЕ 4

Глава 1 ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ 13

1.1. Климат 13

1.2. Геоморфология 17

1.3. Геологическая характеристика района 30

1.3.1. Стратиграфия 30

1.3.2. Тектоника 47

1.4. Почвы и растительность 55

1.5. Подземные воды 59

1.6. Гидрография 74

Глава 2 ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СОЛЕНЫХ ОЗЕР 87

2.1. Макрокомпонентный состав содовых озер 90

2.2. Макрокомпонентный состав сульфатных и хлоридных озер 95

2.3 Микрокомпонентный состав озер 101

2.3.1. Кремний и алюминий 102

2.3.2. Уран, торий и мышьяк 104

2.3.3. Бериллий, цирконий, скандий и галлий 108

2.3.4. Редкоземельные элементы 112

2.3.5. Бор, литий, рубидий, цезий, стронций и бром 120

Глава 3 СТЕПЕНЬ ИСПАРЕНИЯ И ИСТОЧНИКИ ГЛАВНЫХ ИОНОВ ОЗЕР 127

3.1. Оценка степени испарительного концентрирования озерных вод 127

3.2 Источники макрокомпонентов озер 129

Глава 4 РАВНОВЕСИЕ ОЗЕРНЫХ ВОД С ОСНОВНЫМИ МИНЕРАЛАМИ ПОРОД 137

4.1. Формы миграций основных ионов озер 137

4.2. Равновесие вод с основными минералами 143

4.3. Минералогический состав озер 153

Глава 5 ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ СЕРЫ В ОЗЕРАХ 157

5.1 Изотопный состав серы 171

Глава 6 ИСТОЧНИКИ ГИДРОКАРБОНАТ- И КАРБОНАТ-ИОНОВ В ОЗЕРАХ 177

6.1. Изотопный состав углерода растворенных в воде углекислотных производных 177

Глава 7 ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ВОДЫ 184

7.1. Изотопный состав вод района исследований 186

ГЛАВА 8 ФОРМИРОВАНИЕ СОСТАВА СОЛЕНЫХ ОЗЕР 192

8.1. Основные факторы и процессы формирования озер 192

8.2. Основные механизмы формирования соленых озер 206

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 213

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ 215

Приложение 1 238

Приложение 2 249

Приложение 3 252

Приложение 4 264

Приложение 5 269

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. В настоящее время соленые озера представляют уникальные объекты для широких научных исследований, в особенности как возможные нетрадиционные источники минерального сырья, архивы палеоклиматических изменений, системы активно протекающих современных и аналоги древних биосферных процессов.

Это связано с тем, что появились новые методы и технологии, которые позволяют получать более полные сведения по геохимической специализации озер, выявлять источники химических элементов в них, расширять представления о процессах озерной седиментации, изучать распределение микрокомпонентов в озерах и механизмов их накопления, определять роль различных процессов и факторов в формировании состава озер. Как объекты исследований соленые озера Восточного Забайкалья представляют несомненный интерес, поскольку характеризуются высоким содержанием многих химических элементов (Li, U, Th, As, Sr, B, Br, Mo, F и др.), которые могут иметь промышленное значение (Склярова и др., 2002; Борзенко и др., 2017). Вместе с тем, механизмы концентрирования этих элементов, их источники, масштабы явления изучены не достаточно. Более того, сама по себе проблема генезиса различных химических типов озер в современной гидрогеохимии остается спорной и требует дальнейших исследований (Дзенс-Литовский,1951, 1968; Сонненфельд, 1988; Шварцев, 2014; Drever, 2005, Reeves, 1978; Куриленко, 1997; Егоров, 1998; Заварзин, 2000; Леонова и др., 2007; Zheng, 2014).

Исторически сложилось, что многими исследователями формирование химического состава соленых озер объясняется испарительным концентрированием вод (Курнаков, 1930, Валяшко, 1952, Посохов, 1946, 1981 и др.). Однако до сих пор нет однозначного объяснения: почему на относительно небольшой территории в близких климатических и ландшафтно-геоморфологических условиях формируются различные типы озер: содовые, сульфатные и хлоридные, с определенным для каждого из них набором

микроэлементов. Все эти особенности их состава невозможно объяснить только процессами испарительного концентрирования химических элементов (Жеребцова, Волкова, 1966; Harvie et. all,1980; McCaffrey et. all, 1987). Между тем, вне поля зрения ученых остается роль горных пород, которые вода непрерывно растворяет, что приводит к созданию новых минеральных образований и геохимических типов воды (Шварцев, 1991, 2004, 2006, 2012, 2013, 2015, 2016, 2017; Крайнов и др., 2004; Алексеев и др., 2007). Такой источник солей как горная порода применительно к озерам обычно не учитывается, но он играет важную роль в формировании состава озер наряду со степенью их испарения (Шварцев, 2006, 2014). В этой связи изучение процессов взаимодействия воды с горными породами в условиях испарительного концентрирования вод позволит лучше понять ведущие процессы, механизмы и факторы формирования определенного типа озер и их эволюцию.

Цель исследований. На основе данных по химическому и изотопному составу озерных и подземных вод водосборных территорий выявить ведущие процессы, факторы и механизмы формирования различных геохимических типов соленых озер Восточного Забайкалья.

Задачи исследований:

- исследовать химический и изотопный состав озер и подземных вод территорий их водосборных бассейнов;
- оценить степень испарения воды для различных типов озер;
- изучить закономерности распределения некоторых микроэлементов (урана, мышьяка, тория, брома, лития, стронция, редкоземельных элементов);
- определить масштабы восстановления сульфат-ионов в озерах;
- исследовать степень равновесия подземных и озерных вод с ведущими первичными и вторичными минералами горных пород;
- выявить механизмы, процессы и факторы формирования основных геохимических типов соленых озер Восточного Забайкалья.

Объектами научного исследования являются соленые озера Восточного Забайкалья; процессы, механизмы и факторы формирования химического состава этих объектов представляют предмет исследования.

Фактический материал и личный вклад автора. Диссертационная работа подготовлена в процессе выполнения государственного задания ИПРЭК СО РАН в рамках программы IX.137.1. Динамика биокосных систем Центральной Азии в условиях изменения климата и техногенного давления (факторы и тенденции), трех междисциплинарных интеграционных проектов № 38 «Минеральные озера Центральной Азии – архив палеоклиматических летописей высокого разрешения и возобновляемая жидкая руда»; партнерский интеграционный проект СО РАН, ДВО РАН и УрО РАН № 23 «Трансграничные речные бассейны в азиатской части России: комплексный анализ состояния природно-антропогенной среды и перспективы межрегионального взаимодействия»; Междисциплинарный проект СО РАН № 56 «Прогнозное моделирование и междисциплинарные комплексные исследования многолетней динамики состояния экосистем меромиктических озер Сибири»; № 0386-2015-0006 (IX.137.1.2.) «Геохимия редких и редкоземельных элементов в природных и геотехногенных ландшафтах и гидрогеохимических системах», а также при финансовой поддержке Российского научного фонда: РНФ № 15–17–10003 «Физико-химическое моделирование гидрогеохимических процессов в озерно-болотных системах юга Сибири, Северного Казахстана и Западной Монголии в присутствии природных высокомолекулярных органических кислот» и РНФ № 17–17–01158 «Механизмы взаимодействия, состояние равновесия и направленность эволюции системы соленые воды и рассолы – основные и ультраосновные породы (на примере регионов Сибирской платформы)».

Диссертационное исследование основано на материалах собственных полевых работ, а также обширной геологической, гидрогеологической и геохимической опубликованной и фондовой литературе по Восточному Забайкалью. Систематизация обширного фактического гидрохимического материала, термодинамических расчетов, позволила автору создать новую

концепцию формирования различных геохимических типов соленых озер Восточного Забайкалья.

Методы исследования. Важнейшим методологическим приемом данной работы является принципиально новое научное положение о геологической эволюции системы с позиции равновесно-неравновесного состояния воды с горными породами (Шварцев, 2012, 2013, 2015, 2016, 2017). Основные методы исследований базируются на изучении и обобщении химического состава подземных и озерных вод; анализе изотопов воды и растворенных элементов; изучении форм миграции химических элементов; термодинамическом анализе физико-химических равновесий озерных и подземных вод с основными минералами горных пород; выявлении масштабов влияния испарения вод и восстановления сульфат-ионов; установлении роли горных пород в формировании определенного типа озер.

Отбор проб на озерах и их водосборах проводился в летний период с 2003 по 2017 г. в летний период. На нескольких водоемах велись многолетние, а на оз. Доронинское и межсезонные наблюдения. Пробы воды отбирались батометром в центральной точке водной толщи озера. Опробование относительно глубоких озер (более 5 м) осуществлялось по всей водной толщи с интервалом отбора 1м. Вода на месте фильтровалась через мембранный фильтр с диаметром пор 0.45 мкм. Для определения металлов она подкислялась особо чистой концентрированной азотной кислотой; в этом фильтрате определялась растворенная фракция металлов.

Макрокомпонентный состав вод был проведен стандартными методами (Кольтгоф,1950, 1952; Руководство.., 1977; Новиков и др., 1990; Фомин, 2010) в аттестованной лаборатории ИПРЭК СО РАН. Восстановленные формы серы определяли по методу (Остроумов, 1953; Неретин, 1996; Волков, Жабина, 1990, 2007). Определение $C_{орг}$, проводилось на анализаторе углерода Liquid TOC компании Elementar (Германия) с детектором инфракрасного излучения методом высокотемпературного каталитического окисления соединений углерода и разложении органического углерода до диоксида углерода (IV) (CO_2).

Определения микрокомпонентов озерных вод были выполнены в Аналитических центрах Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск) методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на приборе ELEMENT-2 (Finnigan MAT, Германия) по методике НСАМ №480Х с использованием в качестве стандартов сертифицированных растворов ICP Multi Element Standard Solution Sol XII, Sol X CertiPUR (MERCK) и Combined Quality Control Standart IQC-026 (NIST, США). Анализы стабильных изотопов воды и растворенных в ней карбонатов, сульфатов и сероводорода выполнены на масс-спектрометре MAT 253 (Thermo Fisher Scientific, Германия) в Приморском центре локального элементного и изотопного анализа ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток. Донные осадки отбирались пластиковой трубкой по возможности дальше от берега в зависимости от строения дна и глубины водоема, в местах с меньшей долей терригенной составляющей. В лаборатории пробы сушились и измельчались до пылеватой фракции. Анализ редкоземельных элементов в донных осадках и карбонатных корках был выполнен методом ICP–AES на приборе OPTIMA 2000 DV в лаборатории химико-спектральных методов анализа Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ).

Рентгенофазовый анализ (РФА) применялся для исследования донных отложений и осадков из седиментационных ловушек на аппарате ДРОН-3. Рентгенограммы идентифицированы с помощью программы поиска фаз. Количественное соотношение компонентов рассчитано по корундовым числам методом RIR. Пробы солей и донных отложений были исследованы с помощью бинокулярного микроскопа фирмы МБС – 10.

Физико-химические расчеты, необходимые для выявления форм миграции химических элементов, выполнялись с использованием программного комплекса HydroGeo, разработанного М.Б. Букаты (1997) и сертифицированного в Росатомнадзоре, с использованием базы данных Питцера для высокоминерализованных вод (Питцер, 1992). Для оценки степени насыщения вод минералами рассчитывался индекс насыщения (SI), значения которого при пересыщении раствора становятся положительными, а нулевое значение

характеризует равновесие раствора с минералом (Merkel, Planer-Friedrich, 2005). Обработка полученных результатов химико-аналитических определений проводилась лично автором с помощью программ средств Microsoft Office. Для оцифровки и построения карт применялись программные комплексы ArcGIS.

Достоверность научных результатов обеспечена использованием результатов более 500 химических и изотопных анализов озерных и подземных вод, полученных высокоточными методами в аттестованных и аккредитованных лабораториях, с хорошими показателями прецизионности результатов; использованием новейших теоретических положений; апробацией основных научных положений на российских и международных конференциях и публикацией в рецензируемых журналах; выполнением заданий государственных программ, интеграционных проектов и проектов Российского научного фонда.

Научная новизна работы:

- впервые для региона изучен широкий комплекс химических элементов, включая редкие и редкоземельные, изотопный состав воды, углерода, растворенных карбонатов и серы, сульфатов и сероводорода;
- установлен характер равновесия озерных и подземных вод с большим количеством минералов горных пород;
- впервые показано, что химический состав озер наряду с испарением определяется масштабом и характером взаимодействия воды с горными породами водосборной площади и дна озера;
- разработана новая методика расчета степени испарения озерных вод;
- установлено, что значительная доля сульфат-ионов в озерных водах восстанавливается до сероводорода и других форм серы;
- впервые для региона разработана модель формирования химического состава различных геохимических типов соленых озер, расположенных на ограниченной территории.

Практическая значимость. Практическая значимость исследований велика, поскольку озера обладают широким спектром: минеральных солей, энергетическими (возможности преобразования тепловой энергии в

электрическую), биологическими (культивация и добыча отдельных водорослей и кормовой аквакультуры), бальнеологическими (целебные грязи) и рекреационными ресурсами. Установленные высокие содержания лития, молибдена, мышьяка, урана, брома, стронция, редкоземельных и др. элементов позволяют рассматривать соленые озера Восточного Забайкалья как перспективные источники минеральных возобновляемых ресурсов.

Положения диссертации, выносимые на защиту.

Первое защищаемое положение. Установлено, что на ограниченной территории в близких ландшафтно-климатических и геолого-геохимических условиях формируются разнообразные геохимические типы озер: содовые, сульфатные, хлоридные и многочисленные их подтипы. Содовые озера характеризуются наиболее высокими значениями pH и содержаниями Na, HCO_3, CO_3, повышенными концентрациями U, Th, As, F, РЗЭ и др. микрокомпонентов. Хлоридные озера выделяются высокой соленостью, но низкой щелочностью с большим содержанием Br, Li, Sr и др. элементов. Отличительным признаком сульфатных озер является минимальная их соленость, высокая сульфатность и относительно низкие концентрации большинства микроэлементов. Каждый тип озер отличается также изотопным составом H, O и C.

Второе защищаемое положение. Все озерные воды образуют с горными породами региона специфическую равновесно-неравновесную систему: они не только равновесны со многими вторичными минералами – продуктами выветривания и диагенеза донных осадков (карбонатами, глинами, гидрослюдами, оксидами и гидроксидами железа, алюминия и др.), но и многими нетипичными для зоны гипергенеза аутигенными минералами (цеолитами, хлоритами, фторидами и др.). Вместе с тем они всегда не равновесны с Ca-Mg-Fe-алюмосиликатами эндогенного генезиса (анортитом, форстеритом, фаялитом, диопсидом и др.).

Третье защищаемое положение. Поведение сульфат-ионов в исследуемых озерах носит сложный характер в связи с тем, что наряду с испарением оно контролируется двумя дополнительными процессами, которые имеют

противоположную направленность: сульфатредукцией и окислением сульфидов горных пород. Бактериальное восстановление сульфатов развито в большей части озер, которые отличаются более высокими значениями $\delta^{34}S$ окисленных её форм, наличием H_2S и других восстановленных форм серы. В случае появления дополнительных источников сульфатов значения $\delta^{34}S$ уменьшаются, а их содержание возрастает вплоть до формирования сульфатного типа озер.

Четвертое защищаемое положение. Природа разнообразия химического и изотопного состава озерных вод и отдельных химических элементов исследуемого региона связана с многофакторным процессом их формирования. Неодинаковая степень испарения воды в озерах, разнообразие связей их с подземными водами водосборных территорий, разная продолжительность взаимодействия озерных вод с горными породами, обеспечивающая осаждение различных аутигенных минералов, изменчивость микробиологической деятельности приводят к дифференцированному накоплению химических элементов в озерах и формированию их разных типов и подтипов на ограниченной территории.

Апробация. Основные положения и результаты исследований докладывались на международных и всероссийских конференциях. В их числе III международная научно-практическая конференция «Вода – источник жизни» (Павлодар, Казахстан, 2008); международная конференция «Экология и геохимическая деятельность микроорганизмов экстремальных местообитаний» (Улан-Удэ–Улан-Батор, 2011); всероссийские конференции «Гидрогеохимия осадочных бассейнов» и «Проблемы гидрогеологии, инженерной геологии и геоэкологии (Томск, 2007 и 2010); конференция, посвященная 50-летию Сибирского отделения РАН и 80-летию чл.-корр. РАН Федора Петровича Кренделева, и «Современные проблемы микробиологии Центральной Азии» (Улан-Удэ, 2007 и 2010); XIII научное совещание географов Сибири и Дальнего Востока (Иркутск, 2007); «Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований» (Новосибирск, 2009), «Природные ресурсы Забайкалья и проблемы геосферных исследований», «Минералогия и геохимия ландшафта горнорудных территорий», «Эволюция

биогеохимических систем (факторы, процессы, закономерности)» (Чита, 2006, 2008 и 2011), 12-th International Conference on Salt Lake Research (Beijing, China, 2014); III Всероссийская научно-практическая конференция «Развитие жизни в процессе абиотических изменений на Земле» (п. Листвянка Иркутской области, 2014); «XXI Всероссийское совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока» (г. Якутск, 2015); «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами», Томск, 2012, Владивосток, 2015); «Water rock interaction» (Evora, Portugal, 1916), «Всероссийский ежегодный семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии» (Москва, 2016 г.), «Радиоактивность и радио-активные элементы в среде обитания человека» (г. Томск, 2016); «Органическое вещество и биогенные элементы во внутренних водоемах и морских водах» (Барнаул, 2017).

Публикации. По теме диссертации опубликовано 60 работ, в том числе 22 в журналах из списка ВАК, а также 27 индексируемых WOS и SCOPUS. Статьи написаны в соавторстве со специалистами, которые не имеют возражений против защиты данной работы.

Работа выполнена в лаборатории геоэкологии и гидрогеохимии Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 8 глав, заключения и списка литературы, включающего 230 наименований. Объем текста – 270 с., количество таблиц – 28, рисунков – 75, приложений 5.

Благодарности. Автор благодарит за выбор темы и объекта исследований, многолетнее сотрудничество, а также за проведение совместных экспедиционных исследований своего наставника к.г.-м.н. Л.В. Заману. Глубокую признательность автор выражает д.г-м.н., профессору, лауреату Государственной премии С.Л. Шварцеву за ценные советы, внимание к процессу создания диссертации, способствовавшие выделению основных положений работы. Автор признателен за помощь и консультации д.г.-м.н. Б.Н. Абрамову, д.г.-м.н. Ф.И. Еникееву, а также своим коллегам по лаборатории Л.И. Усмановой, М.Т. Усманову, Т.Г. Смирновой, Т.Е. Хвостовой, И.А. Федорову и Л.П. Чечель.

Глава 1
ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ

1.1. Климат

Климат изучаемой территории обусловлен ее географическим положением в центре Азиатского материка и своеобразным характером циркуляции атмосферы, подверженной влиянию тихоокеанских муссонов, арктических воздушных масс, а также антициклонов, формирующихся в пустынях Монголии (Природные условия.., 1965). Характеризуется он резкой континентальностью – холодной продолжительной зимой и коротким сравнительно теплым летом.

Величина суммарной солнечной радиации в теплое время года измеряется 59 ккал/см^2, в холодное время года количество ее составляет 45 ккал/см^2 (табл. 1.1). Годовой радиационный баланс земной поверхности в Восточном Забайкалье положительный и составляет в год 20–40 ккал/см^2. В летний период он равен 27 ккал/см^2, в зимнее – -5 ккал/см^2. Зимой происходит значительное выхолаживание, а летом основное количество тепла расходуется на прогрев почв и воды.

Таблица 1.1. Суммарная солнечная радиация и радиационный баланс земной поверхности (ккал/см^2) Юго-Восточного Забайкалья

Сумма в год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Суммарная солнечная радиация												
100-200	-6	-6	-10	2	2	4	2	2	-10	-8	-5	-4
Радиационный баланс земной поверхности												
20-40	1	1	1	0	1	-6	-8	-6	-4	1	1	1

Антициклональная ясная погода является доминирующей в течение всей зимы и весны, что объясняется климатической устойчивостью азиатского антициклона. Холодный период года со среднемесячной отрицательной температурой воздуха наступает в первой половине

октября и продолжается до середины апреля Переход от зимней циркуляции к летней происходит в течение полутора-двух месяцев с быстрым нарастанием солнечной радиации в конце марта. Над территорией превалирует западный перенос воздушных масс, характерный для средних широт азиатского материка. В конце мая устанавливается теплая погода со среднемесячной температурой выше 0 °С, которая длится до середины сентября. Максимальные сезонные среднесуточные амплитуды весной достигают 16 °С и более, годовые амплитуды температуры воздуха превышают 50 °С. Среднегодовые температуры воздуха отрицательны или близки к нулю (табл. 1.2). Средняя температура января в исследуемом районе минус 25.7 °С, июля – 18.1 °С (Обязов, 2007).

Таблица 1.2. Среднемесячная и годовая температура воздуха за 30-летний период (1987-2016 гг.)[1]

Пункты	Январь	Февраль	Март	Фпрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Год
Агинское	-22.9	-18.2	-9.0	1.7	9.8	16.2	18.9	16.4	8.9	-0.2	-12.2	-20.2	-0.9
Борзя	-26.1	-20.9	-10.3	1.9	10.3	17.0	19.6	17.2	9.6	-0.1	-13.1	-23.2	-1.5
Соловьевск	-23.4	-18.3	-8.7	2.8	11.2	18.1	20.8	18.4	10.9	1.3	-11.1	-20.2	0.1
Улеты	-19.9	-15.1	-7.2	2.2	10.0	16.5	18.9	16.1	9.0	0.6	-10.1	-17.1	0.3

Распределение атмосферных осадков на рассматриваемой территории неравномерно (табл. 1.3). При движении с севера на юг по территории рассматриваемого района количество осадков уменьшаются от 340 мм в г. Чита, ст. Оловянная – 276 мм, Борзя – 257 мм, Соловьевск- 221 мм, т.е. в этом направлении засушливость увеличивается. Количество твердых осадков незначительно. Наибольшая их часть выпадает в начале зимы. Высота снежного покрова обычно не превышает 7-10 см. В связи с высокой

[1] Данные наблюдений Федерального государственного бюджетного учреждения «Забайкальское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды»

инсоляцией снег еще до начала таяния испаряется, поэтому питание водоемов талыми снеговыми водами отсутствует.

Таблица 1.3. Среднемесячное и годовое количество атмосферных осадков за 30-летний период (1987-2016 гг.)[2]

Пункты	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Год
Агинское	3.3	2.4	4.3	9.9	27.8	60.5	102.2	73.0	40.1	9.9	7.0	5.6	345.8
Борзя	3.0	2.2	3.7	10.4	19.1	57.2	85.1	63.3	34.8	8.8	5.4	4.9	297.9
Соловьевск	3.4	2.0	4.4	10.4	19.4	56.0	80.0	61.3	31.9	8.4	5.2	5.0	287.2
Улеты	2.8	1.8	2.9	10.9	27.4	61.6	91.9	90.0	38.3	12.0	6.1	4.9	350.7

Количество осадков характеризуется временной изменчивостью. В многолетних колебаниях изменения атмосферных осадков выделяются внутривековые циклы продолжительностью от 8–10 до 35 лет. Текущая фаза засушливости климатических условий, наступившая в 1982 г., сопровождается повышением более чем на 1 °С температуры воздуха летних месяцев по сравнению с соответствующей фазой предшествующего цикла, что привело к росту испарения с водной поверхности и вместе с относительно малым количеством атмосферных осадков – к резкому снижению общей увлажненности территории (Обязов, 2015). Наибольшие изменения характерны для бассейна среднего течения р. Онон и юго-восточных районов, уменьшение здесь годовых сумм достигает 120–136 мм (37–40 % средних многолетних значений).

По временам года осадки распределяются неравномерно. В холодный сезон выпадает всего 5–10 %, а в теплый – 90–95 % годовой суммы осадков. В летние месяцы основные осадки приходились на июль-август и совпадали по времени с наиболее высокими температурами воздуха. Ливневый характер осадков в условиях расчлененного рельефа вызывает резкий подъем уровня

[2] Данные наблюдений Федерального государственного бюджетного учреждения «Забайкальское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды»

воды в озерах и ручьях. В целом ливневые дожди составляют около половины годовой суммы осадков (45–70 %) (Обязов, 1996).

Ледостав на реках и озерах Восточного Забайкалья устанавливается в октябре-ноябре. Продолжительность ледостава за многолетний период изменяется в широких пределах: от 14 9– 156 до 205 – 211 дней (Обязов, Смахтин, 2014). Распределение по территории в целом соответствует пространственному распределению средней температуры холодного периода: наибольшая продолжительность отмечается на северо-востоке района исследований, откуда в направлениях на юг и на запад она уменьшается, достигая наименьших значений в юго-западной его части (Читино-Ингодинская впадина). Максимальная толщина льда, которая достигается, как правило, в марте, составляет в среднем от 70 до 150 см.

Другим важным показателем служит влажность воздуха. Среднемесячная относительная влажность изменяется в широких пределах – от 34 до 85 %. В годовом ходе после майского минимума следует подъем до декабря с некоторым замедлением в сентябре и октябре, а затем спад до весны (Смахтин, 2015). Испарительный сезон в период открытой воды на озерах характеризуется малой относительной влажностью воздуха – менее 74 %. Испарение влаги с водной поверхности в рассматриваемом районе в среднем составляет около 1000 мм/год (Иванов, Трофимова, 1982). Это приводит к существенному снижению уровня в засушливые периоды и концентрированию солей в бессточных водоемах. Сравнение величины испаряемости с открытой водной поверхности с количеством выпадающих осадков, вычисленной по формуле $Ем= 0.0018(25+t)^2$ (100-a) (Иванов, 1962) дает возможность отнести район исследований к засушливому. Среди рассматриваемых наибольший дефицит влаги испытывает район п. Соловьевск (табл. 1.4).

Годовой цикл скорости ветра определяется циркуляционными условиями, в частности, развитием зимой сибирского антициклона и его разрушением весной. Направление ветра в рассматриваемом районе

преобладает северное в зимнее время и юго-западное в летнее. Максимум средней месячной скорости ветра приходится на апрель–май, а минимум – на зимние месяцы (Мещерская и др., 2009).

Таблица 1.4. Испаряемость с открытой водной поверхности (в мм) в районе исследований.

Пункт	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Год
Агинское	157.3	120.6	34.7	83.5	123.9	99.8	620.0
Борзя	181.5	135.8	53.4	117.7	140.5	101.7	731.0
Соловьевск	190.2	147.3	75.7	131.3	157.9	114.0	816.0
Улеты	160.0	118.9	28.2	30.3	128.5	103.8	570.0

Частые ветры в период открытой воды способствуют перемешиванию воды в озерах. В период ледостава они раздувают гуджир (отложения солей) с поверхности льда на многие километры от озер, тем самым засоляя воды и почвы водосборных площадей.

1.2. Геоморфология

Рассматриваемая территория включает части двух неотектонических областей – Восточно-Монгольской платформы и Монголо-Сибирского горного пояса (рис. 1.1а) (Государственная …, 2010 г). Морфоструктурными единицами платформы являются аккумулятивные и денудационные равнины и островные денудационно-тектонические низкогорные массивы. Аккумулятивные равнины подразделяются на террасированные и субгоризонтальные, созданные преимущественно новейшими опусканиями и сложенные рыхлыми неоген-четвертичными отложениями. Наиболее крупная террасированная аккумулятивная равнина окаймляет Торейские озера. Субгоризонтальные аккумулятивные равнины являются преобладающим типом морфоструктуры платформенной области.

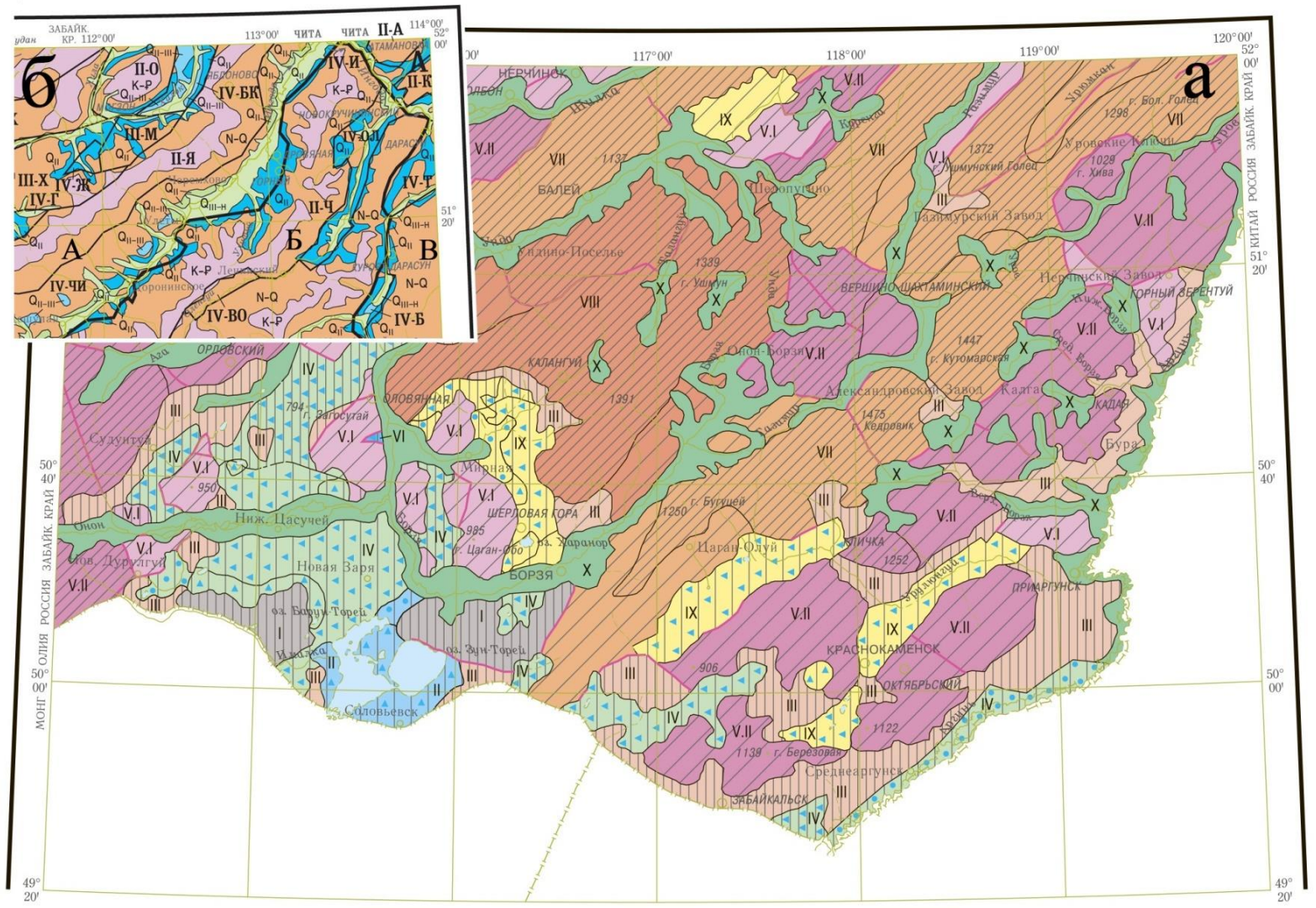


Рис. 1.1. Фрагмент схемы геомофологического районирования Восточного Забайкалья (Государственная …, 2010 г; 2012)

Условные обозначения к рис. 1.1

а

МОРФОСТРУКТУРА

Восточно-Монгольской равнинно-платформенной области

I — Денудационно-тектонические сводово-глыбовые островные низкогорья высотой до 835–1045 м

II — Террасированная аккумулятивная равнина, созданная преимущественно новейшими опусканиями, сложенная рыхлыми неоген-четвертичными отложениями

III — Цокольные денудационные наклонные равнины, созданные поднятиями

IV — Аккумулятивные субгоризонтальные равнины, созданные преимущественно новейшими опусканиями, сложенные рыхлыми неоген-четвертичными отложениями

Монголо-Сибирского горного пояса

Денудационно-тектонические глыбовые хребты и массивы:

V.I — низкогорные высотой 800–1000 м

V.II — среднегорные высотой 1000–1400 м

VI — Внутригорные понижения – грабены

VII — Денудационно-тектонические среднегорные складчато-глыбовые хребты (структуры линейного коробления) высотой 1200–1475 м

VIII — Складчато-глыбовое нагорье (большой свод) высотой 1000–1400 м

IX — Внутригорные понижения грабен-синклинальные

ЭЛЕМЕНТЫ МОРФОСТРУКТУРЫ

Разрывные тектонические нарушения, выраженные преимущественно уступами

РЕЧНЫЕ ДОЛИНЫ

X — Долины с комплексом цокольных и аккумулятивных террас

МОРФОСКУЛЬПТУРА

Типы морфоскульптур, созданные эрозионно-денудационными процессами

Холмисто-увалистый:

с неглубоким расчленением равнинного типа (до 30–50 м)

с относительно глубоким расчленением равнинного типа (до 100 м)

Горный (вырезанный):

с неглубоким расчленением горного типа (100–300 м)

с относительно глубоким расчленением горного типа (300–600 м)

Генезис четвертичных рельефообразующих покровов

Озерный

Аллювиальный

Озерно-аллювиальный

б

ВЫРАБОТАННЫЙ РЕЛЬЕФ

N-Q — Эрозионно-денудационный рельеф, обусловленный флювиальными и склоновыми процессами

K-P — Денудационный рельеф. Поверхности пенеплена

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Q_{III-H} — Аллювиальные поверхности пойм, первой и второй надпойменных террас поздненеоплейстоценово-голоценовые

Q_{II-III} — Озерные поверхности верхнего и среднего неоплейстоцена

Q_{II} — Аллювиальные поверхности третьей надпойменной террасы среднего неоплейстоцена

Q_{II} — Озерно-аллювиальные средненеоплейстоценовые поверхности (четвертой надпойменной террасы), обусловленные прибрежной аккумуляцией в приледниковом бассейне

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДПРОВИНЦИИ

А – Селенгино-Олёкминская

Б – Хэнтэй-Даурская

В – Агинская

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ БЛОКИ

Умеренно приподнятые, средне- и слаборасчлененные:
II-Я - Яблоновый, II-Ч - Черский, II-К - Кручининский, II-Т – Тангинский, II-О – Осиновский.
Относительно стабильные, слаборасчлененные:
III-Х – Харюлгатинский, III-М – Могзонский.
Относительно опущенные, слаборасчлененные, развитые на осадочных образованиях меловых впадин:
IV-ЧИ - Читино-Ингодинский, IV-ВО – Верхнеолентуйский, IV-Б - Бальзойский, IV-Г - Гареканский, IV-Ж - Жепхесенский, IV-Т - Тыргетуйский, IV-ОЛ - Оленгуйский, IV-И – Ингодинский

Границы:

генетически однородных поверхностей

геоморфологических подпровинций

неотектонических блоков

Относительно небольшое распространение имеет морфоструктура денудационных наклонных равнин, созданных поднятиями. Вероятно, равнины являются фрагментами раннеплиоценового педиплена. Основными формами рельефа раннеплиоценовой поверхности выравнивания являются холмистые пологосклонные возвышенности с почти плоскими широкими вершинами и разделяющие их водораздельные седловины. Относительные высоты в ее пределах не превышают первых десятков метров.

К равнинам Торейской и Цасучейской впадин примыкают два небольших массива платформенных гор, представляющие собой денудационно-тектонические сводово-глыбовые низкогорья высотой до 835–1045 м.

Платформенные горы отличаются от гор Монголо-Сибирского горного пояса отсутствием линейной упорядоченности элементов рельефа. Им присуща изометричность и изолированное размещение среди равнины.

Монголо-Сибирский горный пояс на рассматриваемой территории представлен участками четырех неотектонических зон: Шилка-Аргунской зоной линейного коробления, Пришилкинским и Приаргунским блоковыми полями, Восточно-Забайкальским сводовым поднятием. Горы Монголо-Сибирского горного пояса возникли на месте денудационных равнин низкогорий в неотектонический цикл морфогенеза. Остатки равнин и низкогорий сохранились в виде палеогенового пенеплена и раннеплиоценового педиплена.

Центральную часть района занимает Восточно-Забайкальское сводовое поднятие, которому соответствует морфоструктура складчато-глыбового нагорья высотой 1000–1400 м. Рельеф нагорья развивался на крупных блоках неотектонических ступеней и наклонных горстов, разделенных сетью долин-грабенов. На водоразделах центральной части нагорья сохранились небольшие фрагменты пологоволнистой денудационной равнины (палеогеновый пенеплен). На окраинах свода встречаются остатки незавершенного педиплена раннеплиоценового возраста.

С севера, юга и востока Восточно-Забайкальский свод окаймляется Шилка-Аргунской зоной линейного коробления. Она представляет собой сочетание линейных цепей малых сводов и межгорных впадин. Основную часть площади Шилка-Аргунской неотектонической зоны занимают морфоструктуры денудационно-тектонических среднегорных складчато- глыбовых хребтов

высотой 1200–1475 м. Ширина хребтов (14–35 км) обычно превышает ширину впадин (8–18 км).

Днища грабен-синклинальных впадин Шилка-Аргунской зоны испытали слабые инверсионные воздымания, а краевые части вовлекались в сводовые изгибы. Мощность кайнозойских отложений во впадинах не превышает 90 м.

В качестве дополнительных элементов в Шилка-Аргунской неотектонической зоне присутствуют морфоструктуры низкогорных (800–1000 м) и среднегорных (1000–1411 м) денудационно-тектонических глыбовых хребтов и массивов. В строении этого типа морфоструктур участвуют изометричные горсты и относительно поднятые неотектонические ступени.

Пришилкинское и Приаргунское блоковые поля состоят из разнородных структурных элементов: горстов, поднятых или опущенных неотектонических ступеней, долин-грабенов и впадин. Основной тип морфоструктуры – среднегорные (1000–1248 м) денудационно-тектонические глыбовые хребты и массивы. Низкогорные (800–1000 м) денудационно-тектонические глыбовые хребты в блоковых полях занимают существенно меньшие площади и тяготеют к окраинам неотектонических зон.

Главные особенности зоны Пришилкинского блокового поля: внедрение со стороны Восточно-Монгольской платформы обширных аккумулятивных равнин, сложенных неоген-четвертичными отложениями; хорошо развитая сеть крупных долин-грабенов; слабое развитие цокольных денудационных наклонных равнин, созданных поднятиями; наличие своеобразного неогенового внутригорного понижения рельефа – Улан-Одонского грабена.

Главные особенности зоны Приаргунского блокового поля – это слаборазвитая сеть долин-грабенов; исключительно широкое развитие цокольных денудационных наклонных равнин – фрагментов раннеплиоценового регионального педиплена; незначительные колебания высот тектонического рельефа.

Элементы морфоструктуры на геоморфологической схеме представлены разрывными тектоническими нарушениями, выраженными преимущественно

уступами. Морфологически они выражены чередованием крутых и прямого профиля треугольных и трапециевидных граней, основания которых сомкнуты и протягиваются по одной линии, фиксируя выход к поверхности зоны молодого разлома.

Крупные речные долины одновременно являются составной частью не только морфоскульптуры, но и морфоструктуры. Большинство долин с комплексом цокольных и аккумулятивных террас можно отнести либо к долинам-впадинам, либо к долинам-грабенам. Поймы крупных рек обычно представляют собой ступенчатые полого-волнистые поверхности. Превышение одной ступени над другой 0.5–0.7 м. Высота прирусловых валов над урезом воды 1–1.5 м. Высота площадок пойменных массивов от 1 до 4 м.

Террасовый комплекс состоит из шести надпойменных террас и разновысотных террасоувалов. Террасоувалы представляют собой руины геологических тел древних аккумулятивных террас.

На геоморфологической схеме выделено два типа морфоскульптуры, созданных эрозионно-денудационными процессами: холмисто-увалистый и горный. Каждый из типов морфоскульптуры по глубине эрозионного расчленения подразделяется на два подтипа. Холмисто-увалистая морфоскульптура с неглубоким расчленением равнинного типа (до 30–50 м) приурочена к морфоструктурам субгоризонтальных и террасированных аккумулятивных равнин платформы, а также к большинству внутригорных грабен-синклинальных понижений Приаргунского блокового поля. Главный аккумулятивный уровень субгоризонтальных равнин и грабен-синклинальных впадин формируют озерно-аллювиальные отложения среднего неоплейстоцена. Мелкие черты морфоскульптуры также сформированы в основном озерными и флювиальными процессами. Среди равнин расположены многочисленные бессточные котловины разнообразных размеров и широкие, преимущественно безводные пади. В центре котловин, как правило, располагаются солоноватые или соленые озера, в засушливое время превращающиеся в солончаки.

В строении рельефа террасированной аккумулятивной равнины Торейской впадины участвует современный пляж и озерные террасы. Уклоны поверхностей современного пляжа 1–1.5°, площадок террас – от 0.5 до 7–8°.

Наиболее низкие отметки приурочены к днищу оз. Зун-Торей (592 м). Урез оз. Барун-Торей находится на отметке 580 м. Понижения в бортах Торейской котловины и смежной с ней замкнутой котловины пади Большая Харгана (615 м) расположены не ниже 638 м. На бортах и днище этой обширной впадины сохранились многочисленные следы стояния озер, следы их абразивной и аккумулятивной деятельности. Абразивные уступы, галечниковые бары и заполненные осадками лагуны встречаются на нескольких гипсометрических уровнях до отметок 740–745 м. Эти полустертые следы озерной переработки частично находятся в бессточных бассейнах, а частично принадлежат бассейну р. Онон. Все следы озерной деятельности можно разделить на три группы по высоте уровней: низкие озерные уровни (592–612 м), средние (613–641 м) и высокие (642–745 м).

Первая группа имеет молодой и современный рельеф, вторая группа принадлежит к ныне замкнутой бессточной Торейской котловине, верхняя располагается на более широких пространствах, чем последняя. Озера Зун- и Барун-Торей разделены широкой (4–5 км) аккумулятивной полосой, которая как бы насажена на цепочку плоских холмов с выравненной абразией вершинами. В период максимального наполнения оз. Барун-Торей для его береговой линии характерно было наличие большого числа мысов, бухт и относительно глубоких заливов, а в пределах акватории отмечалось большое число островов. Береговая линия оз. Зун-Торей, расположенного к востоку от предыдущего, значительно более выравнена, и лишь в пределах северного участка, где берег имеет абразивный характер, она изрезана и находится один единственный в пределах акватории остров Мырген. Из озера Барун-Торей в Зун-Торей имеется сток, который осуществляется в многоводные периоды через р. Уточи.

По наблюдениям на наиболее крупных соединяющихся между собой озерах Барун- и Зун-Торей, имеющих в многоводные периоды общую площадь водного

зеркала до 880 км^2, в многолетних колебаниях уровня выделяются внутривековые циклы продолжительностью от 8–10 до 35 лет. В 20-м столетии Торейские озера практически полностью высыхали в 1903–1904, 1921–1922 и 1944–1947 годах, а наибольшее наполнение их приходилось на 1963–1965 и 1993–1995 годы (Кренделев, 1986). По отрывочным историческим сведениям высыхание Торейских озер происходило и в 18–19 веках (Обязов, 2007).

По берегам озер Зун и Барун-Торей выделяется 8 аккумулятивно-абразивных террас. К северу от оз. Зун-Торей они резко сужаются, часть их выклинивается и непосредственно к берегу подступает вулканический массив, представляющий собой платообразную поверхность, осложненную холмистым рельефом. Холмы округлой формы, имеют плосковершинные поверхности, из которых прослеживаются выходы коренных пород, с пологими склонами (10–15° иногда 18°). В некоторых местах четвертичный покров тонкий, что коренные породы выходят на склонах.

Межхолмовые понижения – пади имеют широкую корытообразную форму с отчётливо выраженным переходом бортов пади в ее днище с близким залеганием грунтовых вод, а иногда (падь Харгана) с небольшими солеными озерками на ее поверхности. Размеры падей варьируют в широких пределах. В отдельных случаях их длина и ширина доходит до нескольких километров (падь Могойтуй 4-5 км). Днища падей лежат на отметках 660–670 м, они часто заболочены.

К северо-западу от приторейского мелкосопочника лежит обширная озерно-аллювиальная равнина (абс. отметки 660–670 м). Для дельтовой равнины характерна четкая ориентировка положительных (дюны, гряды перевеянных песков) и отрицательных (западины) форм рельефа с северо-запада на юго-восток. Эти формы рельефа имеют длину в среднем 300–400 м (максимальная 1300–1400 м), относительное превышение или понижение 10 м. Характер рельефа этой территории, ориентировка его форм дают основание предположить, что это древняя дельта р. Онон, когда река впадала в озерный Торейский бассейн (на 65-метровом уровне его стояния). После изменения направления течения р. Онон поверхность древней дельты подверглась переработке эоловыми процессами,

результатом которых стали дюны и котловины выдувания. Поверхность древней дельты на большей своей части занята борами, которые представляют собой экзотические образования на фоне обширных степных равнин.

В днищах котловин и западин встречаются многочисленные озера различных размеров, расположенные на различных гипсометрических уровнях, но как правило не выше 650 м. Озера бессточные, реже соединенные между собой временными руслами, но все изолированы от рек. Во всех озерных ваннах отмечаются морфологические признаки более высокого стояния озерных вод в виде отчетливо выраженных литоралей, а также береговых аккумулятивных и абразивных микроформ рельефа.

Холмисто-увалистая морфоскульптура с относительно глубоким расчленением равнинного типа (до 100 м) приурочена к следующим типам морфоструктур: 1) аккумулятивные субгоризонтальные равнины зоны Пришилкинского блокового поля; 2) денудационно-тектонические сводово-глыбовые островные низкогорья высотой до 835–1045 м; 3) цокольные денудационные наклонные равнины. Первые представляют собой слабо приподнятые окраинные участки платформенных озерно-аллювиальных равнин. Существенную роль в морфологии впадин играют пролювиально-делювиальные и склоновые шлейфы шириной до 2 км.

Денудационно-тектонические низкогорья Восточно-Монгольской платформы представляют собой платообразные массивы (Геоморфологические исследования, 1965). Склоны останцовых сопок вогнутые, крутизна их 10–12°. Под склонами залегают шлейфы. Расчленяющие их распадки там, где они не являются остатками древних озерных лагун, глубоко врезаны. На склонах бугры пучения высотой до 2 м, диаметром 5–8 м.

Морфоскульптура цокольных наклонных денудационных равнин (раннеплиоценового педиплена высотой 720–840 м) получила широкое распространение в пределах блоковых полей горного пояса, где она окаймляет впадины и занимает межвпадинные перемычки. В бассейнах р. Ага и среднего течения р. Онон в рельефе хорошо сохранились древние абразионные

поверхности, на которых встречаются высыпки гальки кварца, кварцитов, кремня. В зоне Приаргунского блокового поля фрагменты педиплена занимают уровень абс. высот 780–840 м.

Морфоскульптура горного (вырезанного) рельефа с относительно неглубоким расчленением горного типа (100–300 м) свойственна всем низкогорным и большей части среднегорных денудационно-тектонических глыбовых хребтов и массивов. Особенно характерен этот тип морфоскульптуры для зоны Приаргунского блокового поля.

Морфоскульптура горного (вырезанного) рельефа с относительно глубоким расчленением горного типа (300–600 м) имеет широкое распространение в зонах линейного коробления, отдельными участками встречается в наиболее высоких хребтах Пришилкинского блокового поля. Для зон линейного коробления характерны хребты с куполообразными вершинами над плоскими или округлыми хребтами; густая сеть падей и широких долин. Типично наличие отдельных сопок, как бы насаженных на вершинную поверхность хребта и отделенных друг от друга глубокими (до 100 м) седловинами. Склоны имеют выпуклую, довольно крутую (20°) верхнюю часть. В средней части склоны прямые, крутизна 12–18°, в нижней части слабовогнутые (крутизна от 3–5 до 10–15°). В составе склоновых отложений преобладают солифлюкционные. В вершинном поясе гор встречаются курумы. Для нижних частей склонов очень характерны бугры пучения.

Денудационный рельеф вершинного пояса гор, в интервале высот 850–1350 м, дополняют нагорные террасы, образование которых связано с наличием зон повышенной трещиноватости. Размеры террас изменяются в пределах от 75 × 130 м до 100 × 370 м.

Территория, в пределах которой расположены озера Ингодинской системы (оз. Бальзой, Лебединское, Хужарное, Доронинское и др.), входит в состав Хилок-Витимской структурно-формационной зоны Селенгино-Олекминской геоморфологической подпровинции (Государственная …, 2012 г). Основными морфоструктурными единицами территории являются хребты Яблоновый и Черского и Читино-Ингодинская впадина (рис. 1.1б). Водораздельные части

хребтов в среднем имеют абсолютные отметки 1100-1300 м. Относительные превышения составляют 350-400 м.

Особенности рельефа определяются как древними мезозойскими структурами, так и молодыми неотектоническими сводово-блоковыми и блоковыми структурами, преимущественно положительного знака. Последние контролируются древними разломами, активизировавшимися в неотектонический этап. Выделены следующие основные подразделения: 1 – тектоногенный рельеф, 2 – выработанный (денудационный, эрозионно-денудационный, структурно-денудационный, скульптурно-денудационный) рельеф, 3 – аккумулятивный рельеф.

К тектоногенному рельефу относятся поверхности, образовавшиеся в результате разнонаправленных глыбовых и положительных движений глыбово-сводового характера. Тектонические нарушения, оконтуривающие морфоструктуры различных порядков, в рельефе представлены прямолинейными крутыми склонами, образующими перегибы поверхности. Эти формы рельефа характеризуются значительной протяженностью, соответствующей параметрам основных и второстепенных морфоструктур (от первых до сотен километров). Высоты склонов варьируют в широких пределах – от 50–100 до 400–700 м.

Региональное развитие разломов, определяющих положение тектонических склонов, подчеркивается характерной для Забайкалья северо-восточной ориентировкой речных долин, межгорных впадин и хребтов. Система северо-западных разломов выражена спрямленными изломами участков речных долин, выклиниванием или смещением контуров впадин, что свидетельствует об их сравнительно позднем формировании.

Выработанный рельеф по степени влияния рельефообразующих процессов подразделяется на денудационный и эрозионно-денудационный. При этом основное рельефообразующее значение принадлежит глубине и интенсивности эрозионного расчленения территории.

К денудационному типу рельефа относятся поверхности выравнивания, сформированные под воздействием процессов комплексной денудации. Они

развиты в осевых частях разновысотных горных сооружений и характеризуются плоскими, уплощенными поверхностями или слабо и неглубоко расчлененными бассейнами верховьев долин.

Поверхности комплексной денудации не образуют единого гипсометрического уровня, а от осевых водораздельных пространств горных сооружений понижаются к периферии, занимая наименьшие абсолютные высоты. Мел-палеогеновый возраст поверхности выравнивания подтверждается наличием спорово-пыльцевого спектра, отвечающего мезозою.

Большую роль в изменении облика поверхностей выравнивания сыграли более поздние, наложенные процессы. Ведущая роль принадлежит гольцовой денудации, которая проявляется широким развитием современных нагорных террас на всех элементах хребтов, расположенных выше отметки 1400 м. В суровые эпохи оледенений нагорные террасы, курумы, каменные моря развивались и на более низких высотах – до 1150–1200 м, а на верхних этажах рельефа преобладали процессы ледниковой и нивационной денудации.

Эрозионно-денудационные склоны речных долин расположены выше участков развития террас и ниже уплощенных приводораздельных поверхностей. Ведущая роль в их формировании принадлежит эрозии, которая во многом контролирует и провоцирует другие процессы денудации. В пределах высокогорных и среднегорных сооружений, характеризующихся неотектоническими поднятиями с градиентами до 500–700 м, преобладают крутые высокие склоны с обилием скальных стенок, коллювиальных россыпей, каменных «рек», свидетельствующих о преобладании гравитационных процессов и явлений. На обширных пространствах, где развиты склоны средней крутизны, более активна делювиальная денудация. Пологие склоны характеризуются широким развитием солифлюкции. Выработанный структурно-денудационный и скульптурно-денудационный рельеф в большей степени характерен для площадей развития эффузивных пород.

К аккумулятивному типу рельефа относятся поверхности, созданные флювиальной, гляциальной, бассейновой аккумуляцией и временными потоками.

Поверхности речной аккумуляции включают поймы и аллювиальные террасы современной гидросети. Для основных речных долин характерен одинаковый комплекс террас, от I до III включительно. В горных районах представительство надпойменных террас резко уменьшается, как по количеству, так и по протяженности. Наибольшее развитие они получили в пределах межгорных и внутригорных впадин. Чаще всего полный набор надпойменных террас тяготеет к устьям крупных притоков основных рек. В суженных местах долин террасы имеют ширину от 100 до 200–300 м.

Озерные поверхности верхнего и среднего неоплейстоцена распространены в мезозойских впадинах и узкой полосой локализуются вдоль побережий современных озер и в днищах замкнутых котловин.

Поверхности, созданные временными водотоками, развиты главным образом в пределах межгорных и внутригорных впадин, а также по периферии низких гор и мелкосопочников. Это поверхности сросшихся шлейфов, сложенных суглинистыми и супесчаными образованиями с тем или иным содержанием дресвы и щебня, полого наклоненные к оси долин и впадин (3–12°). Формирование их происходило во второй половине неоплейстоцена. Они приурочены к подножиям склонов хребтов, бортов впадин и представляют собой слабоволнистые, расчлененные мелкими ложбинами равнины, зачастую заболоченные и усложненные термокарстовыми формами рельефа.

Таким образом, отличительной чертой этой части подпровинции является восток-северо-восточная ориентировка морфоструктур первых порядков. В соответствии с этим отмечается закономерное распределение генетических типов поверхностей. Эрозионно-структурные на кристаллическом фундаменте и структурно-денудационные поверхности склонов на осадочно-вулканогенных породах протяженными полосами оконтуривают фрагменты и поля уплощенных реликтовых поверхностей, цепочкой прослеживающихся вдоль оси линейных хребтов.

1.3. Геологическая характеристика района

1.3.1. Стратиграфия

Согласно схеме тектонического районирования рассматриваемая территория включает фрагменты Селенгино-Яблоновой складчатой области, Агинскую мегазону Монголо-Охотской складчато-надвиговой системы и Аргунский террейн Керулено-Аргуно-Мамынского композитного супертеррейна (Государственная…, 2010). Характеризуемая площадь почти полностью сложена стратифицированными образованиями (рис. 1.2). Основание видимой части разреза представлено терригенными толщами силура, выше которого залегают отложения среднего-верхнего девона, нижнего карбона, среднего и верхнего триаса. Терригенно-вулканогенные образования нижнего мела распространены в контурах Торейской, Ары-Булакской, Эр-Обонской, Читино-Ингодинской рифтогенных впадин. Самыми молодыми являются осадки кайнозоя, подразделяемые на миоценовые, миоцен - плиоценовые, плиоценовые, плиоцен – эоплейстоценовые, нижне-, средне-, верхненеоплейстоценовые, верхненеоплейстоцен – голоценовые и голоценовые. Стратиграфическое описание произведено по материалам фондовой литературы.

Юго-восточная часть территории

Отложения силурийской системы слагают небольшие тектонические блоки на право- и левобережье р. Онон. Силурийские отложения представлены метаморфизованными песчаниками и филлитизированными алевролитами. Существенно псаммитовые разрезы отмечаются в нижней подсвите ононской свиты, а толща, состоящая преимущественно из филлитизированных алевролитов- средней. Суммарная мощность ононской свиты в районе более 1150 м.

Нижнеононская подсвита представлена рассланцованными мелко-среднезернистыми олигомиктовыми песчаниками с прослоями и линзами филлитизированных алевролитов. Мощность подсвиты оценивается в 500 м. Она распространена в небольших по площади выходах на правобережье р. Онон

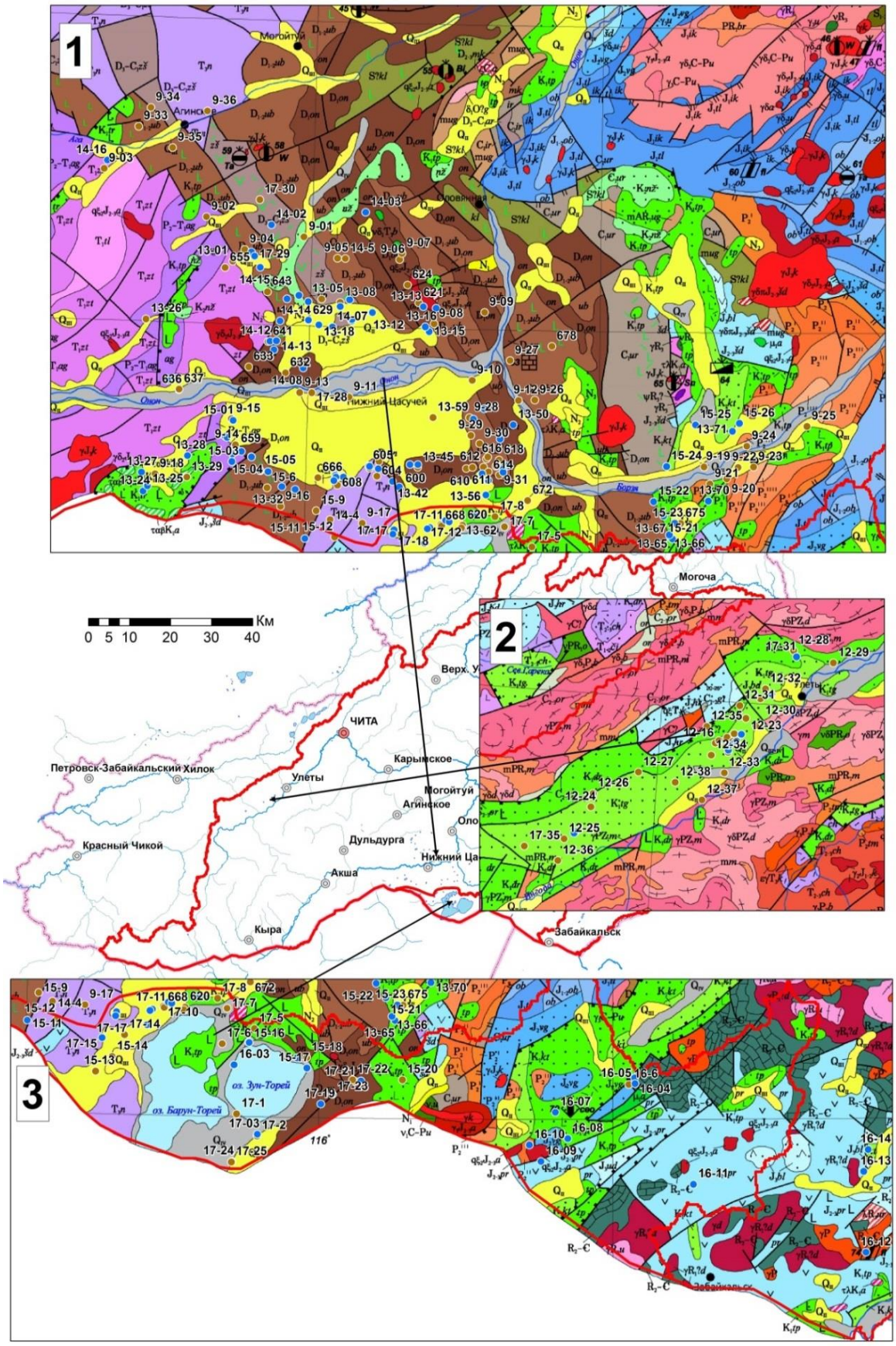
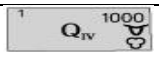
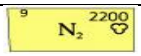
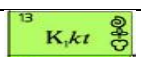
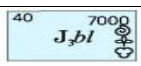
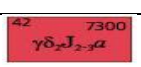
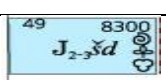
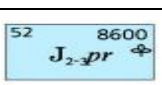
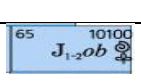
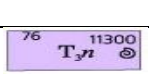
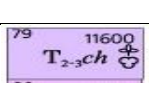
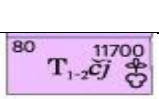
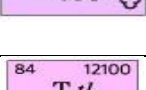
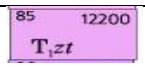
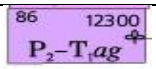
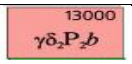
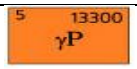
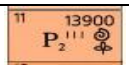
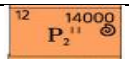
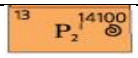
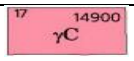
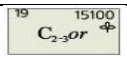
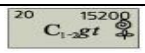
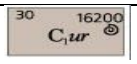
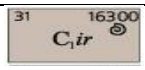
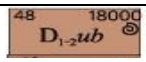
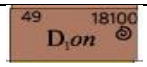
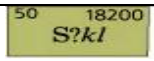


Рис. 1.2. Схема геологического строения Восточного Забайкалья с нанесением объектов изучения (коричневые точки – водопункты подземных вод, синие – озера). Бассейны: 1 – р. Онон, 2 – р. Ингоды, 3 – Улдза-Торейский и р. Аргунь.

Условные обозначения

Четвертичная система		современное звено
		верхнечетвертичное звено
Неоген		плиоцен
Мел		ножийская свита
		доронинская свита
		абагатуйский комплекс
		топакинская свита
		кутинская свита
		тургинская серия (гардинская и сухоурулюнгуйская свиты)
Юра		кукульбейский комплекс
		болбойская свита
		амуджикано-шахтаминский комплекс
		шадоронская серия (буторовская, кипринская и талангуйская свиты)
		шадоронский комплекс
		приаргунская серия (калтанская, халкитойская, айрыкская и данкинская свиты)
		ононборзинская серия (кавыкучинская и государевская свиты)
		талангуйская серия (базановская и акатуйская свиты)
Триас		норийский ярус
		цаган-хунтейская свита
		чернояровская свита
		тулутайская свита

		зуткулейская свита
		агинская свита
Пермь		гранодиориты, граниты
		пермские лейкограниты, граниты
		ключевская и тоготуйская свиты
		эдортуйская, быркинская и тавунангская свиты
		соктуйская и антиинская свиты
Карбон		каменноугольные граниты,лейкограниты
		ортинская свита
		гутайская свита
		уртуйская свита
		ирамская свата
Девон		устьборзинская свита
		ононская свита
Силур		кулиндинская свита

между озерами Цаган-Нор (Буйлэсанский) и Бумбайские, Нарым-Булак, Цаган-Усун и Ару-Торум, Бабай и на северо-западном берегу оз. Барун-Торей. *Среднеононская* подсвита слагает небольшие поля на право- и левобережье р. Онон в районе с. Чиндант I, а также южнее Бумбайских озер. Она сложена филлитизированными алевролитами с прослоями рассланцованных полимиктовых песчаников.

Девонская система. *Чиндантская свита* прослеживается в виде параллельных полос субмеридионального простирания от среднего течения р. Ага

до границы с Монголией. В составе свиты отмечаются сланцево-песчаниковые отложения. Базальный горизонт (200 м) представлен средне-крупнозернистыми до гравийных метапесчаниками с обилием обломков (до 0.5 см) сланцев ононской свиты. Выше по разрезу отмечаются полимиктовые метапесчаники с линзами и маломощными прослоями сланцев и редкими линзами известняков. Восточнее оз. Зун-Торей разрез свиты представлен монотонным чередованием кремнистых сланцев с частыми прослоями пепловых туфов кислого состава и туффитов. В верхней части разреза свиты отмечаются редкие прослои яшмоидов и линзы светло-серых, в т. ч. кораллово-криноидных известняков мощностью до десятков метров. Мощность свиты составляет 1200 м (Тернова и др., 1999).

Устьборзинская свита слагает одноимённый синклинорий на правобережье р. Онон и небольшие тектонические блоки на левобережье, сложена песчаниками, алевролитами, известняками, кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами, алевропелитами, седиментационными брекчиями, метаэффузивами основного и среднего составов. По набору пород и их соотношениям в разрезе устьборзинская свита расчленена на три согласно залегающие подсвиты. Видимая мощность свиты не менее 2900 м.

Каменноугольная система. Нижний отдел *Уртуйская свита* протягивается в субмеридиональном направлении на левобережье р. Онон от ее береговых обрывов (напротив с. Чиндант I) до оз. Цаган-Нор. Сложена свита песчаниками, алевролитами, алевропелитами, кремнистыми породами, андезибазальтами с редкими линзами известняков. Мощность её – более 1600 м.

Триасовая система. Нижний отдел. *Агинская сви*та представлена аркозовыми и полимиктовыми песчаниками. Кремнистые, туфогенные породы и парагенетически связанная с ними марганцевая минерализация являются отличительной особенностью свиты. Относительно широко эти образования развиты в верховьях р. Ага. Мощность свиты варьирует от 2500 м на севере Среднеононского террейна (Геологическая…,1983) до 1650 м на юге (Геологическая…, 1974). *Зуткулейская свита* согласно налегает на агинскую свиту. Нижняя часть свиты представлена переслаиванием линзующихся прослоев

гравелитов, конгломератов, гравийных песчаников и седиментационных брекчий с песчаниками и алевролитами; верхняя – переслаивающимися песчаниками и алевролитами с редкими прослоями и линзами грубообломочных пород. Мощность свиты от 1800 до 2900 м (Землянский и др., 1979).

Средний и верхний отделы *Байн-цаганская свита* закартирована в тектоническом блоке в районе озёр Байн-Цаган и Барун-Торей на юго-западе характеризуемой площади, где и находится ее стратотипическая местность. Сложена преимущественно песчаниками, в меньшей степени – алевролитами, гравелитами, конгломератами и конгломерато-брекчиями. По набору пород и их соотношениям в разрезе она расчленена на две согласно залегающие подсвиты. Базальные горизонты неизвестны. *Нижнебайн-цаганская подсвита* мощностью более 900 м сложена песчаниками, преимущественно мелкозернистыми, содержащими маломощные, часто линзующиеся, прослои алевролитов, гравелитов и конгломератов. *Верхнебайн-цаганская подсвита* представлена двумя пачками. Нижняя пачка – чередованием плохосортированных песчаников, гравелитов, конгломератов и конгломерато-брекчий; верхняя – алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, переслаивающимися между собой примерно в одинаковом соотношении.

Меловая система. Нижний отдел. Осадочно-вулканогенные образования мела на характеризуемой площади слагают наложенные впадины: Ары-Булакскую, Торейскую и Эр-Обонскую. Они отнесены к нижней и средней подсвитам *тургинской свиты*. *Нижнетургинская подсвита* сложена трахиандезибазальтами, их туфами, туффитами, кластолавами, алевролитами, песчаниками, конгломератами, конгломерато-брекчиями. Они обнажены на левобережье р. Ималка, в районе горы Эр-Обо и на правобережье пади Хоро-Хундуй в районе горы Хухэ-Толгой. Общая мощность отложений в пределах выхода 80–100 м (Словарь…, 1985). *Среднетургинская подсвита* развита в Торейской и Ары-Булакской впадинах. В составе подсвиты отмечаются трахиандезибазальты, трахиандезиты, трахибазальты, лавобрекчии, конгломераты, конгломерато-брекчии, гравелиты, песчаники, алевролиты,

аргиллиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, известняки и опоки. Ары-Булакская впадина протягивается от оз. Ехэ-Цаган-Нор вдоль р. Борзя до оз. Захэй-Нор на расстояние примерно 28 км; максимальная ширина ее составляет около 8 км. Мощность подсвиты – более 600 м. Торейская впадина занимает площадь около 1500 кв. км и расположена в южной части площади. На западном берегу оз. Барун-Торей (район горы Хара-Тологой), среди лавовых потоков встречаются прослои туфопесчаников, туфоалевролитов, известняков. На северном побережье оз. Зун-Торей широко развиты вулканогенные образования мощностью до 180 м. В основании покровов часто наблюдается горизонт туфоалевролитов и туфопесчаников (Попеко, 1972). В южной части Торейской впадины в основном присутствуют трахиандезибазальты, их туфы и лавобрекчии. Мощность – более 600 м.

Генезис терригенных образований преимущественно озерный, аллювиальный, озёрно-аллювиальный и пролювиальный.

Неогеновая система. В схеме структурно-геологического районирования территории для неогенового среза выделено две зоны: Восточно-Монгольская платформа и Монголо-Сибирский горный пояс. Неогеновые образования в пределах Восточно-Монгольской платформы представлены миоценовой корой выветривания, ималкинской свитой среднего миоцена, икаральской свитой нижнего плиоцена и торейской свитой среднего плиоцена. В Монголо-Сибирском горном поясе между ималкинской свитой и верхнеторейской подсвитой выделена галутайская свита верхнего миоцена - нижнего плиоцена.

Кора выветривания *миоценового возраста* площадного типа на картографируемую поверхность не выходит, вскрыта скважинами в Торейской впадине. Мощность её не превышает первых метров. В линейных карманах кора выветривания проникает на глубину до 30–40 м и представлена преимущественно красновато-бурыми глинами с остатками полуразложившихся исходных пород. Коры выветривания перекрыты отложениями ималкинской и торейской свит.

Ималкинская свита среднего миоцена развита по северо-западному и западному обрамлению оз. Барун-Торей и в Ары-Булакской впадине. На

Восточно-Монгольской платформе (Торейская впадина) свита представлена озёрными песками, суглинками, глинами и щебнями (до 21 м). В области Монголо-Сибирского горного пояса ималкинская свита представлена глинами, суглинками, песками , супесями дресвянистыми, дресвяниками (в том числе щебнистыми и глинистыми) мощностью до 47 м.

Галутайская свита верхнего миоцена – нижнего плиоцена на поверхность не выходит. Галутайская свита залегает на ималкинской. Представлена свита озёрными глинами, песками глинистыми, суглинками и супесями мощностью до 18 м.

Икаральская свита *нижнего плиоцена* представлена аллювием – переслаивающимися песками (в том числе галечными и галечно-гравийными), алевритами и алевролитами песчанистыми (до 43 м). Русловая группа фаций резко преобладает над пойменной. Для пород стратона, ранее входившего в состав «белёсой» толщи, характерна светло-серая окраска. Икаральская свита залегает на породах палеозойского фундамента впадины и с размывом перекрыта цасучейской свитой.

Торейская свита среднего плиоцена расчленена на две подсвиты. *Нижнеторейская подсвита* на поверхность не выходит. Подсвита получила распространение в пределах Торейской впадины, где она с размывом перекрывает ималкинскую свиту среднего миоцена, породы палеозоя и мезозоя. Представлена озёрными глинами, суглинками и алевритами песчанистыми, пролювиальными алевритами щебнисто-дресвяными и щебнями дресвяными мощностью до 29 м.

Верхнеторейская подсвита пользуется значительно большим распространением по сравнению с нижнеторейской. В области Восточно-Монгольской платформы она представлена алевритами и глинами (в том числе песчанистыми), суглинками, песками, и галечниками мощностью до 43 м. В области Монголо-Сибирского горного пояса верхнеторейская подсвита представлена суглинками, глинами, дресвяниками, алевритами, галечниками щебнистыми и щебнисто-дресвяными (до 40 м).

Неогеновая – четвертичная системы. *Цасучейская свита верхнего плиоцена – эоплейстоцена* слагает фрагмент высокого террасоувала на левом борту долины р. Онон, участвует в формировании чехла двух кайнозойских впадин: Цасучейской и Торейской. Свита представлена: аллювиальными песками (в том числе галечными, галечно-дресвяными, глинистыми, галечно-гравийными, галечнистыми и галечно-гравелистыми), алевритами, галечниками (до 92 м); озёрными песками и суглинками щебнисто-гравийными (до 67 м).

Цасучейская свита с размывом залегает на породах палеозоя, на неогеновых торейской и икаральской свитах и, в свою очередь, с размывом перекрывается холбонской свитой и боржигантайским аллювием среднего неоплейстоцена, реже – террасовым аллювием верхнего неоплейстоцена и голоценовым аллювием современных рек.

Квартер. Четвертичные образования представлены холуйской свитой нижнего неоплейстоцена, холбонской свитой и боржигантайским аллювием среднего неоплейстоцена, средненеоплейстоценовым и верхненеоплейстоценовым озерными осадками, верхненеоплейстоценовым аллювием, двумя двухчленными парагенезами образований верхнего неоплейстоцена – голоцена: пролювиальными-делювиальными и аллювиальными-пролювиальными нерасчленёнными, эоловыми отложениями верхнего неоплейстоцена–голоцена, аллювиальными, озёрными, озёрно-аллювиальными и пролювиальными отложениями голоцена, а также стратиграфо-генетическими подразделениями квартера нерасчленённого.

Холуйская свита нижнего неоплейстоцена представлена аллювиальными и пролювиальными песками, галечниками, суглинками, гравийниками песчаными, супесями, дресвяниками песчаными и песчанистыми, щебнями песчаными и песчанистыми, глинами мощностью до 65 м.

Боржигантайский аллювий среднего неоплейстоцена формирует пятую надпойменную террасу рек Онон, Борзя и пади Хоро-Хундуй (правого притока р. Борзя). В составе аллювия отмечаются обломки песчаников, алевролитов, метаморфических сланцев, гранитов, роговиков, кварца, основных вулканитов,

кремнистых пород. Общая мощность по разрезу 3.7 м. Боржигантайский аллювий здесь перекрыт голоценовой почвой мощностью 1 м.

В уступе пятой надпойменной террасы на правом берегу р. Онон, восточнее с. Чиндант I, боржигантайский аллювий с размывом перекрывает пески холуйской свиты и представлен пластом галечников гравийных мощностью 3 м.

Средненеоплейстоценовый лимний формирует высокие 29-65–метровые террасы Торейских озёр и поверхности высоких аккумулятивных равнин Торейской и Ары-Булакской впадин. Литологический состав их разнообразен: пески, гравийники, супеси дресвянистые и дресвяные, суглинки и глины (до 33 м).

Верхний неоплейстоцен представлен аллювием низких уровней надпойменных террас, погребённых эрозионных врезов и лимнием низких уровней террас Торейских озёр.

Верхненеоплейстоценовый аллювий сложен галечниками, песками, а также супесями мощностью до 10 м. Отложения поздненеоплейстоценовых речных террас отделены от средненеоплейстоценового равнинного и террасового аллювия значительным эрозионным врезом, обусловленным поздненеоплейстоценовыми неотектоническими поднятиями, которые определили частичную перестройку речной сети, приспособление её к зонам омоложенных разломов и трещиноватости.

Четвёртая надпойменная терраса высотой 30-40 м обычно цокольная с мощностью аллювия до 7 м. Наиболее полный разрез изучен на правом берегу р. Онон, в окрестностях с. Икарал. На глубине 8.62 м от поверхности террасы, на светло-серых алевритовых песках низов разреза холуйской свиты с размывом залегают (снизу вверх):

Верхний неоплейстоцен – голоцен нерасчленённые включает эолий и два двухчленных парагенеза: пролювий и делювий; аллювий и пролювий нерасчлененные.

Элювий исключительно широко распространён в Цасучейской впадине и занимает небольшие площади на севере Торейской впадины. Им сложены бугры, дюны, гряды и барханы. Эоловые отложения представлены песками (в том числе

алевритистыми) хорошо сортированными и окатанными со слабозаметной косой крупной перекрёстной слоистостью. Мощность эоловых песков до 15 м.

Пролювий и делювий слагает фрагмент аккумулятивной равнины в северной части Цасучейской впадины, формирует шлейфы вдоль подножий бортов впадин и в широких падях. Представлен суглинками, супесями, песками и галечно-гравийными отложениями мощностью более 15 м.

Аллювий и пролювий верхнего неоплейстоцена – голоцена формируют фрагмент низкой аккумулятивной равнины в юго-восточной части Ары-Булакской впадины и выполняют реликтовые, почти не выраженные в современном рельефе, лога. Представлен щебнями глинисто-дресвяными, суглинками щебнисто-дресвяными, галечниками щебнистыми, песками и супесями мощностью до 18 м.

Голоцен представлен аллювиальными, озёрными, озёрно-аллювиальными и пролювиальными образованиями.

Аллювий пойм сложен песками, галечниками, супесями, суглинками, алевритами и глинами общей мощностью до 11 м. В русловых фациях голоценового аллювия р. Онон на перекатах преобладают грубообломочные породы: галечники и пески валунно-галечные, для высокой поймы более характерны пески, супеси и суглинки. В долине рек Онон и Борзя развиты старичные фации. В голоценовом аллювии р. Онон они представлены песками алевритистыми, суглинками и глинами мощностью до 1,5 м, а в пойме р. Борзя – серыми глинами мощностью до 1.4 м.

Голоценовые озёрные образования широко распространены в котловине Торейских озёр, где слагают прибрежную аккумулятивную равнину высотой до 10 м. Представлены глинами, песками, алевритами, гравийниками и галечниками. Мощность голоценового лимния Торейских озёр превышает 28 м. Мощность лимния большинства более мелких современных озёр не более 3-3,5 м (Симонов, 1972). По периферии озёрные глины и алевриты замещаются гравийниками и галечниками, слагающими береговые валы высотой до 5 м. С голоценовыми

озёрными образованиями связаны проявления и месторождения солей, соды, мирабилита и лечебных грязей.

Голоценовый пролювий слагает современные конусы выноса в устьях сухих распадков и оврагов. Сложен он галечниками щебнистыми, валунными и щебнисто-дресвяными, щебнями, щебнисто-дресвяными и дресвяными суглинками, а также щебнистыми супесями мощностью до 15 м.

Голоценовый лимноаллювий формирует современные субаэральные дельты рек Ималка и Улдза, сложенные песками гравелистыми разнозернистыми аркозовыми буровато-серыми мощностью до 15 м. В составе мелкого гравия преобладает кварц (Парфенов и др., 1999). Дельтовые озёрно-аллювиальные образования по простиранию фациально замещают голоценовый аллювий. Обе дельты вложены в низкие аккумулятивные равнины, сложенные верхненеоплейстоценовым лимнием.

Четвертичные образования нерасчленённые представлены элювием, делювием, коллювием, десерпцием и тремя двухчленными парагенезами: элювия и делювия, коллювия и делювия, делювия и солифлюксия. Значительная часть этих образований находится в состоянии транзита и образует современный литодинамический поток.

Западная часть территории

Раннемеловые отложения представлены образованиями доронинской и тигнинской свит.

Доронинская свита выполняет Читино-Ингодинскую впадину. Она сложена контрастными по составу породами, чередующимися в разрезе, она представлена двумя подсвитами. Отложения нижней подсвиты приурочены к северо-западному борту Читино-Ингодинской впадины. Породы подсвиты имеют в основном тектонические контакты с образованиями более раннего возраста. Мощность нижней подсвиты в опущенных блоках Читино-Ингодинской впадины достигает 900 м. Верхняя пачка развита в центральной части Читино-Ингодинской впадины Она залегает на отложениях нижней пачки и с размывом перекрываются тигнинской свитой по левобережью р. Жерейка. Мощность отложений до 170 м.

Приведенный разрез характеризует фации застойных озер с высокой угленасыщенностью. В разрезе пачки появляются горизонты туфов трахидацитов мощностью до 5 м.

Цемент представлен карбонатами. Вторичные изменения пород выражены в лимонитизации, сидеритизации, каолинизации цемента и обломков. Песчаники белёсо-серые, серые, с зеленоватым и желтоватым оттенком, от мелко- до крупнозернистых разностей. Состав песчаников полимиктовый. Цемент известковистый и карбонатный. Аргиллиты состоят из кремнисто-глинистого агрегата с углистым веществом. По характер и составу отложений доронинскую свиту относят к континентальной молассе, сформированной в мелководных или умеренно глубоководных озерах и болотах с локальным развитием пролювиально-аллювиальных, осыпных и туфогенных фаций.

Отложения нижней подсвиты приурочены к северо-западному борту Читино-Ингодинской впадины. Породы подсвиты имеют в основном тектонические контакты с образованиями более раннего возраста.

Осадочное выполнение Читино-Ингодинской впадины представлено нижнемеловыми конгломератами, дресвяниками, алевролитами, аргиллитами и песчаниками. В юго-восточном борту впадины на высоких цокольных террасах р. Ингоды развиты базальты, ранее считавшиеся неоген-палеогеновыми, которые в последние годы отнесены к раннему мелу. У оз. Доронинское мощность осадочного чехла достигает 1700 м, в 20 км к юго-западу кристаллический фундамент залегает на глубине 200 м.

Для осадочного выполнения впадины характерна зональность, выраженная в развитии в нижних частях разреза и в прибортовых участках грубообломочных пород, а в верхних и центральных частях – пород тонкообломочных. Во впадине повсеместно развиты четвертичные отложения, которые перекрывают все более древние образования (Геологическая карта.., 1963).

Аллювиальные отложения представлены песками, супесями, суглинками и глинами. Вторые террасы в долине р. Ингоды в основном аккумулятивные и сложены песками и галечниками среднего отдела, супеси и суглинки занимают в

них подчиненное положение. Галечно-песчаные образования верхнего отдела развиты в пределах первой надпойменной террасы. К современным относятся галечники и пески низкой поймы, русла и островов р. Ингоды.

Современные и верхнечетвертичные отложения других генетических типов приурочены к определенным геоморфологическим поверхностям. Пролювиальными щебнисто-глыбовыми с примесью песков, супесей и суглинков отложениями сложены конусы выноса в предгорных частях впадины. Делювиальные образования накапливаются на склонах водоразделов и у их подножий. Озерно-болотные осадки локализованы в прибрежной полосе озер Доронинское и Торм. Элювий мощностью 3 − 5 м повсеместно распространен на водоразделах. На пологих поверхностях на многолетней мерзлоте в виде террас и оплывин местами встречаются солифлюкционные накопления. Субаэральные отложения закрепленных перевеянных песков отмечены в приустьевых частях долины р. Аблатукан.

Интрузивные образования на рассматриваемой территории имеют весьма незначительное распространение и слагают не более 3 % рассматриваемой площади. В возрастном отношении они подразделяются на средне-позднеюрские (шахтаминский комплекс), позднеюрские (нерчинскозаводский и кукульбейский комплексы) и раннемеловые (абагайтуйский комплекс).

Средне-позднеюрские интрузии представлены *шахтаминским гранит-гранодиоритовый комплексом* и дайками основного и умеренно-кислого составов. В комплексе выделены три фазы.

Первая фаза. К ней отнесено протяженное тело габбро, закартированное в верховьях пади Холбон, дайкоподобное тело габбро на левом борту пади Хоро-Хундуй и дайки габбродиорит-порфиритов, расположенные по обоим берегам р. Борзя и на левобережье р. Онон в районе оз. Цаган-Нор.

Тело среднезернистых габбро пади Холбон протяжённостью около 6 км приурочено к разрывному нарушению северо-восточного простирания. Габбро – тёмно-зелёные породы с габбровой переходящей в офитовую структурой и массивной катакластической текстурой. Минеральный состав: плагиоклаз

(андезин) – 55 %, моноклинный пироксен – 35 %, рудный – 5 %, кварц – 4 %, вторичные минералы – соссюрит, палагонит. Плагиоклаз интенсивно альбитизирован и эпидотизирован. Моноклинный пироксен почти полностью замещён амфиболом актинолит-тремолитового ряда.

Вторая фаза представлена гранодиоритами роговообманково-биотитовыми, слагающими Будуланский шток, приуроченный к одноимённой зоне тектонических нарушений северо-западного простирания. Расположен он на левобережье р. Онон, в районе горы Мал. Батур. Центральная часть штока сложена массивными гранодиоритами, в эндоконтактовой зоне – гнейсовидными с ориентированными параллельно линии контакта тёмноцветными минералами и мелкими (1-20 см) ксенолитами вмещающих пород. В экзоконтакте массива, по образованиям ононской свиты силура развиты гранат-биотит-кордиеритовые роговики (0-200м), постепенно переходящие в кордиерит-биотитовые и кордиерит-мусковит-биотитовые ороговикованные сланцы. Ширина зоны ороговикования достигает 500 м.

Гранодиориты массивные светло-серые породы. Минеральный состав: плагиоклаз 40 (46.9 %), микроклин (24.3 %), кварц (17.3 %), буровато-коричневый биотит и зеленая роговая обманка (11.5 %). Среди акцессорных минералов в весовых концентрациях содержатся ильменит, апатит, циркон, магнетит; в знаковых - сфен, ортит, монацит, рутил, флюорит, молибденит.

Третья фаза. В её состав входят дайки гранодиорит-порфиров, распространённые на территории левобережья р. Онон в полях развития терригенных отложений силура и среднего-верхнего девона, и гранитов мелкозернистых, развитых среди гранодиоритов Будуланского штока. Граниты светло-серые массивные с мелкозернистой структурой основной массы, состоящей из зерен кварца - 20-25 %, плагиоклаза (олигоклаза) - 30-40 %, калиевого полевого шпата – 30-35 %, биотита 1-3 %. Рассматриваемые образования прорывают и метаморфизуют осадочные отложения силура, среднего-верхнего девона, среднего и верхнего триаса и сами интрудируются позднеюрскими гранит-порфирами кукульбейского комплекса.

В пределах интрузивных образований шахтаминского комплекса отмечены изученные озера (Шихалин-Нуур, Гришкино, Барун-Шивертуй, Шулута, Хараганаш).

Позднеюрские интрузии. К этой возрастной группе на площади отнесены магматические образования нерчинскозаводского и кукульбейского комплексов.

Нерчинскозаводский комплекс диоритовых порфиритов – граносиенит-порфиров представлен дайками диорит-порфиритов и трахибазальтов, распространенных на левобережье р. Онон и на правобережье – в районе озер Нарым-Булак, Ару-Торум и относящихся к формации малых интрузий пёстрого состава.

Дайковые тела залегают согласно со сланцеватостью вмещающих пород; форма их линейная. Простирание северо-западное, протяжённость – до 1000 м, мощность – 3-8 м, падение крутое. Эндо - и экзоконтактовые изменения незначительны.

Диорит-порфириты представляют собой массивные зеленовато-серые породы с порфировой структурой. Порфировые выделения размером от 0.2 до 1.0 см, занимают до 35% объёма породы и представлены плагиоклазом, роговой обманкой и биотитом. Состав: плагиоклаз (средний андезин) – 55-70 %, амфибол – 30-40 %, биотит – 10-15 %. Акцессорные минералы – циркон, апатит, сфен.

Трахибазальты – породы тёмно-зеленого цвета, массивные, с афировой структурой. Минеральный состав: основной плагиоклаз – до 50 %, пироксен – 10-30 %, биотит – до 38 %. Вторичные минералы – эпидот, цоизит, хлорит, рудные минералы.

Кукульбейский комплекс. *Первая фаза* объединяет граниты Адун-Челонского массива, гранит-порфиры Ары-Булакского штока, дайки пегматитов и гранитов.

Адун-Челонский массив расположен на правобережье р. Борзя и сложен лейкократовыми биотитовыми средне-крупнозернистыми порфировидными гранитами и мелкозернистыми гранитами эндоконтактовой зоны (Словарь…, 1985). Участками в гранитах встречаются ксенолиты терригенно-карбонатных

пород, по которым развиты амфибол-гранат-пироксеновые скарны с вкрапленностью магнетита, касситерита, галенита, пирита, висмутина и других рудных минералов.

Граниты средне-крупнозернистые - массивные светлоокрашенные породы с крупными (до 1-1.5 см) порфировыми выделениями микроклина (до 80 %) и плагиоклаза (15- 20 %). В эндоконтактовых частях в основной массе, состоящей из ортоклаза (45-50 %), плагиоклаза (до 20 %), кварца (25-30 %), заметно возрастает содержание биотита с 2 до 10 %. Акцессорные минералы представлены цирконом, монацитом, ильменитом, турмалином, флюоритом, сфеном и рудными минералами: рутилом, шеелитом, касситеритом.

Ары-Булакский шток расположен на правобережье р. Борзя и сложен гранит-порфирами. Форма его в плане изометричная, несколько вытянутая в субширотном направлении. Площадь штока составляет 1.5 км^2. Контакты с вмещающими отложениями среднего-верхнего девона преимущественно интрузивные резкие, реже - тектонические. Гранит-порфиры интенсивно каолинизированы и альбитизированы. Экзоконтактовые изменения выражены в слабом ороговиковании вмещающих пород.

Породы штока представлены массивными серовато-белыми гранит-порфирами с мелкозернистой (до микрофельзитовой в эндоконтактовой зоне) основной массой. Вкрапленники (30-35 %) сложены таблитчатыми кристаллами микропертита, плагиоклаза, тёмным идиоморфным кварцем и единичными чешуйками биотита. В основной массе широко развит альбит. Акцессорные минералы: топаз, берилл, апатит, флюорит, турмалин, циркон.

Жильная серия кукульбейского комплекса представлена пегматитами, дайки которых проявлены в Адун-Челонском массиве, и гранитами, распространенными в районе с. Новая Заря. Они имеют различное простирание, мощность их колеблется от 0.2 до 12 м, протяжённость от 5–10 м до 0.5 км. В центральных частях жил встречаются кристаллы мориона, в зальбандах, в зонах грейзенизации, наблюдается мелкая вкрапленность флюорита.

Раннемеловые интрузии. ***Абагайтуйский комплекс трахибазальт-риолитовый.*** К нему отнесены штокообразное тело, силлы и дайки трахидолеритов и трахибазальтов, развитые на водоразделе р. Борзя и оз. Зун-Торей. Пространственно они ассоциируются с нижнемеловыми осадочно-вулканогенными образованиями среднетургинской подсвиты, являясь их подводящими каналами.

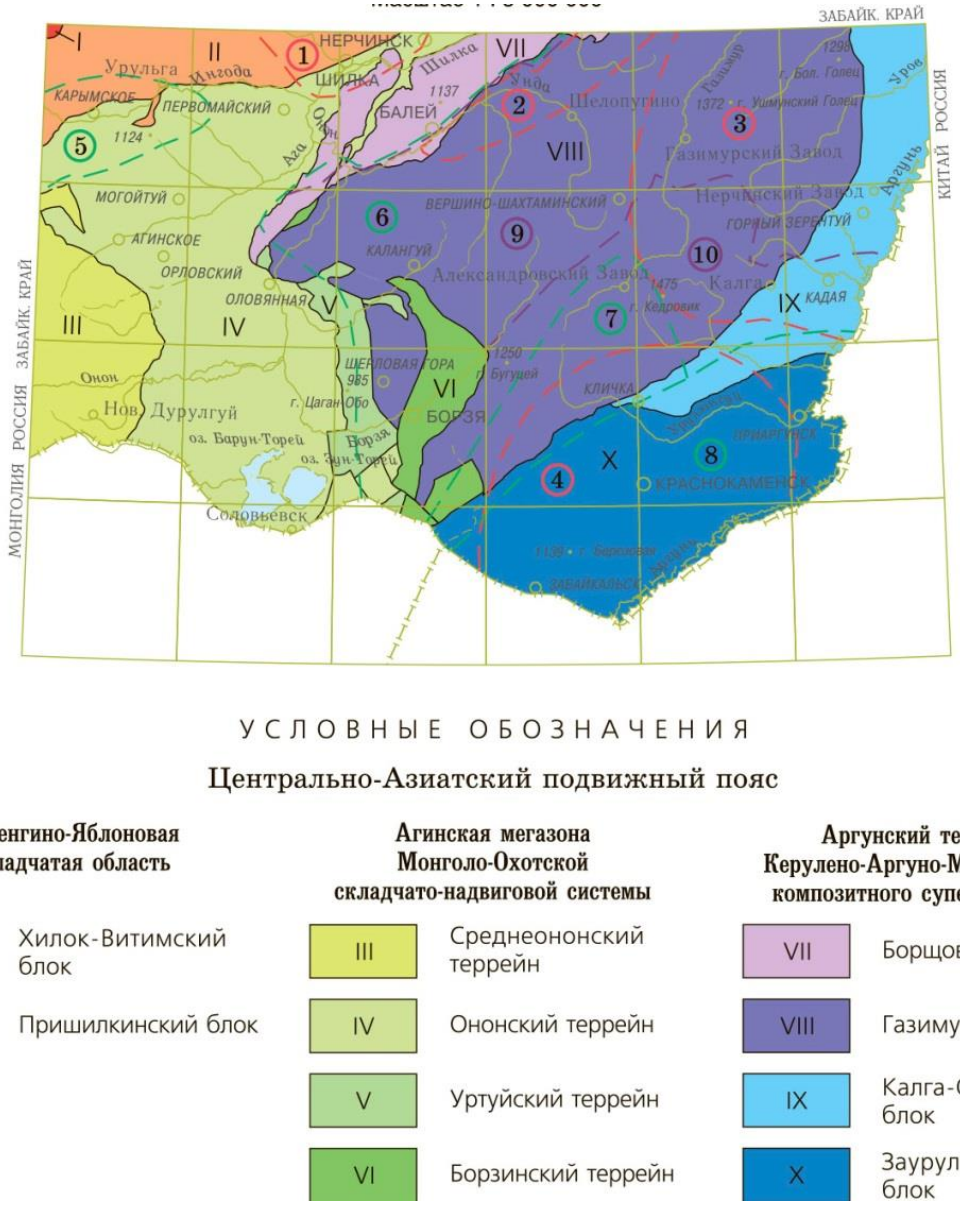
Трахибазальты – буровато-темно-серые породы с мелкими (доли мм) вкрапленниками (5–30 %) плагиоклаза, в меньшей степени клинопироксена, редко титаномагнетита. Трахидолериты - тёмно-зеленовато-серые породы, состоящие из мелких кристаллов лабрадора, авгита, гиперстена, оливина, редко бурого вулканического стекла.

1.3.2. Тектоника

Восточное Забайкалье относится к зоне сочленения Центрально-Азиатского подвижного пояса и Сибирской плиты (рис. 1.3). Центрально-Азиатский пояс делит Сибирскую и Северо-Китайскую континентальные плиты. Границу между подвижным поясом и Сибирской плитой (Геологическая..,2010; Красный, 1997) проводят по Монголо-Охотскому разлому, выделяя по окраине Сибирской плиты Становую складчато-глыбовую область. На территорию в северо-западной его части проникают Пришилкинская и Хилок-Витимская зоны Селенгино-Яблоновой складчатой области. Пришилкинская зона представлена своей юго-западной частью, занимающей левобережье р. Ингода. Хилок–Витимская зона представлена фрагментом на крайнем северо-западе территории.

Большая часть озер расположена в юго-восточной части Агинской мегазоны – одной из составляющих Монголо-Охотской складчато-надвиговой системы. Ограниченная с запада Онон-Туринским, с севера – Монголо-Охотским, с востока – Восточно-Агинским, с юга – Ульдзинским структурными швами, Агинская мегазона представляет собой сочетание различных по размерам и конфигурации блоков (террейнов): Среднеононского, Ононского и Уртуйского, отличающихся

набором слагающих их разновозрастных геологических формаций (Геологическая.., 1999; Государственная.., 2010).



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Центрально-Азиатский подвижный пояс

Селенгино-Яблоновая складчатая область		Агинская мегазона Монголо-Охотской складчато-надвиговой системы		Аргунский террейн Керулено-Аргуно-Мамынского композитного супертеррейна	
I	Хилок-Витимский блок	III	Среднеононский террейн	VII	Борщовочный блок
II	Пришилкинский блок	IV	Ононский террейн	VIII	Газимурский блок
		V	Уртуйский террейн	IX	Калга-Орочинский блок
		VI	Борзинский террейн	X	Заурулюнгуйский блок

Рис. 1.3. Фрагмент схемы тектонического районирования (Государственная. . ., 2010).

Время образования структурно-вещественных комплексов, слагающих территорию, соответствует трем структурным этажам: палеозойскому, мезозойскому и кайнозойскому, первые два дополнительно делятся на структурные подэтажи.

Палеозойский структурный этаж подразделён на три подэтажа: силурийский, средне-верхнедевонский и нижнекаменноугольный.

Силурийский подэтаж. Наиболее древние структуры представлены терригенными образованиями ононской свиты, залегающими в виде разобщённых тектонических блоков, представляющих собой, в целом, фрагменты единой складчатой структуры, сохранившейся в небольшом блоке на западе территории, в зоне Чита-Агинского глубинного разлома (Землянский и др., 1979; Огородников, Мастюлин, 1965). Средне-верхнедевонский структурный подэтаж представлен вулканогенно-карбонатно-терригенными отложениями, слагающими на северо-востоке крупную структуру – Устьборзинский синклинорий, ось которого ориентирована в северо-западном направлении. Общая протяжённость структуры в пределах изученной площади – более 80 км, ширина – 25–45 км. Осевая наиболее прогнутая часть синклинория сложена породами средне- и верхнеустьборзинской подсвит. Синклинорий осложнён узкими сжатыми, нередко опрокинутыми складками второго и более высоких порядков с углами падения крыльев 50-70^{o}. Из складок второго порядка отчётливо выделяются Хоргунтойская, Борзинская синклинали, Шарандыринская, Холза-Норская антиклинали и ряд более мелких.

Хоргунтойская синклиналь, расположенная в осевой части Устьборзинского синклинория, представляет собой сжатую, сложно построенную складку северо-западного простирания, осложнённую вытянутыми, часто асимметричными складками более высоких порядков и мелкими флексурами. С северо-запада и юго-востока структура ограничена разломами. В северо-западном направлении наблюдается воздымание её шарнира и центриклинальное замыкание.

Шарандыринская антиклиналь прослеживается от приустьевой части пади Средний Бургастай на север, изменяя своё направление с северо-западного на восточное в районе южных отрогов горы Шарандыра. Её общая протяжённость - около 15 км. Складка имеет в плане подковообразную форму, обращённую выпуклостью к северо-западу, и симметричное строение с относительно пологими (20-30°) крыльями, осложненными мелкими складками более высоких порядков и поперечными разрывными нарушениями. По пади Хора-Хундуй антиклиналь ограничена поперечным синклинальным перегибом.

Борзинская синклиналь, сопряженная с Шарандыринской антиклиналью, расположена западнее последней, образуя в плане выгнутую складку длиной около 40 км, обращённую выпуклостью к западу и северо-западу. Прослеживается она от оз. Захэй-Нор на север до горы Шарандыра. В районе последней и возле оз. Захэй-Нор структура центриклинально замыкается с небольшим наклоном шарнира в первом случае в западном направлении, а во втором – в северо-западном. Севернее оз. Захэй-Нор она осложнена узкими продольными и поперечными складками более высоких порядков. Широкая сеть разрывных нарушений в районе Ары-Булакского штока осложняет восточное крыло структуры. Ось складки ориентирована преимущественно в северо-западном направлении, размах крыльев – до 5 км в северной части и до 10 км на юге. Сложена она породами верхнеустьборзинской подсвиты и достаточно уверенно картируется благодаря наличию в низах стратона маркирующих горизонтов известняков и эффузивных пород.

Холза-Норская антиклиналь – наиболее крупная складка второго порядка, прослеживаемая на левобережье р. Борзя от горы Холза-Нор в южном направлении до горы Горбун-Тологой, при протяжённости около 25 км и размахе крыльев - до 6-10 км. Это линейная складка с углами падения крыльев 30-40° имеет S-образную ось, ориентированную в северо-западном направлении. В ядре залегают образования нижней подсвиты устьборзинской свиты, на крыльях – средней. Восточное крыло, сопряженное с Борзинской синклиналью, дополнительно осложнено Левоборзинской антиклиналью и Засуланской синклиналью более высоких порядков. Это структуры отчётливо выраженного линейного типа с превышением длины над шириной приблизительно в 2-3 раза, вытянутые параллельно оси антиклинали II порядка.

Нижнекаменноугольный структурный подэтаж формируют породы вулканогенно-кремнисто-глинистой формации уртуйской свиты, закартированные в пределах разобщенных тектонических блоков на крайнем севере и востоке района исследований. На левом берегу р. Онон породы уртуйской свиты слагают Левобережную антиклиналь с углами падения крыльев от 35 до 50^{o}, осложненную

складками более высоких порядков (с углами до 80°) и Жирголмейскую моноклиналь с общим северо-восточным падением. Последняя может рассматриваться как фрагмент северо-восточного крыла Левобережной антиклинали.

Мезозойский структурный этаж включает средне-верхнетриасовый, средне-верхнеюрский и нижнемеловой подэтажи.

Средне-верхнетриасовый подэтаж проявлен только в юго-западной части площади, где он представлен терригенными отложениями байн-цаганской свиты, слагающими западнее оз. Барун-Торей одноимённый грабен, имеющий блоковое строение. В пределах грабена выделяются Шевертуйская, Ималкинская моноклинали и разделяющая их Засулунтуйская брахиформная синклиналь северо-восточного простирания. Отложения свиты смяты в пологие складки с углами падения пластов на крыльях до 20°, осложненные мелкими складками второго порядка и тектоническими нарушениями северо-восточного и северо-западного направлений. В гравитационном поле структура практически не выражена. Протяжённость её - около 50 км, максимальная ширина – 25 км.

Средне-верхнеюрский подэтаж сложен магматическими и инъективными структурами. С этим этапом связано внедрение интрузий и даек шахтаминского (габбро-диорит-гранодиоритовая формация), нерчинскозаводского (формация диорит-порфиритов – граносиенит-порфиров) и кукульбейского (гранитовая формация) комплексов, обусловленное коллизионными орогенными процессами. Магматические структуры подэтажа представлены Будуланским и Ары-Булакским штоками, Адун-Челонским массивом и несколькими мелкими интрузивными телами.

Будуланский шток гранитоидов шахтаминского интрузивного комплекса имеет изометричную форму и площадь до 5 км^2. Он расположен на левобережье р. Онон, в районе горы Мал. Батур и приурочен к одноимённой зоне тектонических нарушений северо-западного простирания. В гравитационном поле, вследствие малых размеров, шток не выражен. Нормальные интрузивные контакты с вмещающими породами ононской свиты силура крутые (50–70°).

Частично вскрытый эрозией Холбонский интрузив протяжённостью около 6 км приурочен к одноименному разлому в районе озер Байн-Цаган и Ходатуй. Контакты его с вмещающими отложениями резкие секущие с крутым падением - 70-80°. В районе Ары-Булакского штока закартирована одновозрастная относительно крупная (0.3 х 2.7 км) крутопадающая дайка габбродиорит-порфиритов. Инъективные структуры подэтажа, кроме того, представлены дайками основного состава нерчинскозаводского комплекса поздней юры. Локализованы они, как правило, в зонах повышенной трещиноватости северо-западного и северо-восточного направлений в районах, примыкающих к Чита-Агинскому глубинному разлому. Дайки чаще всего непротяжённые и крутопадающие. Эндоконтактовые изменения обычно незначительны и выражены маломощными зонами закалки.

Позднеюрские магматические структуры сложены ультракислыми гранитами кукульбейского комплекса, образующими Адун-Челонский массив и Ары-Булакский шток. Для этих интрузий характерны переменные магнитные поля небольшой интенсивности и отрицательные гравитационные аномалии. Интрузивы комплекса сопровождаются телами крутопадающих даек протяжённостью от 5–10 м до 0.5 км.

Адун-Челонский массив, приуроченный к ослабленной зоне пересечения разломов северо-западного и северо-восточного направлений, по результатам интерпретации гравиметрической съемки имеет сужающуюся с глубиной воронкообразную форму с углами падения поверхностей от 60 до 80°. Вертикальная мощность его составляет 5–7 км (Николаенко. Феоктистов, 1977). Контакты гранитов с вмещающими отложениями резкие инъекционного типа с редкими апофизами, реже – тектонические. В зоне активного контакта широко распространены небольших размеров ксенолиты ороговикованных пород устьборзинской свиты (Жуликов и др., 1983).

Ары-Булакский шток образует купольную, несколько вытянутую в субширотном направлении, изометричной формы структуру с крутым падением на восток. Площадь штока составляет 1.5 км^2. Контакты с вмещающими

отложениями резкие интрузивные, реже – тектонические. Расположен он в пределах резкопеременного магнитного поля, вблизи гравитационной ступени, разделяющей палеозойский и мезозойский структурные этажи (Жуликов и др., 1983).

Нижнемеловой структурный подэтаж представлен рифтогенными грабен-синклиналями (Торейская, Ары-Булакская и Эр-Обонская впадины), выполненными континентальной терригенной молассой и образованиями трахиандезибазальтовой формации.

Ары-Булакская впадина представляет собой узкую, сложно построенную грабен-синклиналь, ограниченную крутопадающими разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного направлений.

Сложные контуры Торейской впадины намечены на тектонической схеме предположительно на основании интерпретации геофизических данных, так как большая её часть перекрыта отложениями кайнозоя. В пределах структуры, расположенной вблизи северного берега оз. Барун-Торей, находится один их центров раннемеловой вулканической деятельности. На местности палеовулкан выделяется в виде группы низких куполовидных сопок, возвышающихся на 40-50 м над обширной озёрно-аллювиальной равниной. В жерловой части палеовулкана развиты вулканические брекчии, перемежающиеся с лавовыми потоками базальтов (Ядрищенская, 2010; Ступак, 2001). Вокруг центров излияния широко распространяются полого залегающие покровы базальтоидов умеренно-щелочного ряда, чередующиеся с терригенными отложениями. Самый нижний этаж впадины также формируют озерно-аллювиальные отложения континентальной молассы (Чербянова, Звонкова, 1966).

Кайнозойский структурный этаж. Характеризуемая территория включает участки Восточно-Монгольской равнинно-платформенной области и Монголо-Сибирского неотектонического орогенного пояса. Структуры платформы относятся к Онон-Торейской краевой неотектонической зоне, в составе которой выделяются две крупные кайнозойские впадины (Цасучейская и Торейская) и четыре глыбовых поднятия низких платформенных гор: Хух-Ула, Шара-

Ундурское, Хомутинское и Цасынтуйское. Структуру впадин нарушают изолированные блоки двух остаточных горстов: Батур в Цасучейской впадине и Правоималкинский в Торейской. Структуры орогенного пояса относятся к зоне Пришилкинского блокового поля, к которому приурочены Ары-Булакская впадина и три глыбовых поднятия: Шерловогорское, Усть-Борзинское и Шантэ-Ундурское. Главные неотектонические структуры представляют собой сочетания простых форм: горстов, поднятых и опущенных ступеней, долин-грабенов и впадин.

Разрывные нарушения. Важнейшую роль в тектоническом строении характеризуемой территории играют разрывные нарушения, наиболее крупными из которых являются долгоживущие глубинные разломы: Чита-Агинский, Онон-Борзинский, Зун-Торейский и Аршантуйский.

Чита-Агинский глубинный разлом. Западной границей дизъюнктива на изученной территории является Нарым-Булакский взброс, а восточной - Торейский и Цугол-Тургинский сбросы. Разлом, прослеживающийся в северо-западном направлении от Торейских озер до пос. Агинское. Нарым-Булакский разлом также фиксируется зонами окварцевания, милонитизации и дробления.

Онон-Борзинский разлом, пересекающий площадь листа с запада на восток, вдоль долины р. Онон, является долгоживущей региональной разрывной структурой. Разломы предположительно имеют субвертикальное падение. В гравитационном поле они трассируются линейным расположением локальных гравитационных аномалий, соответствующих вскрытым (Будуланский массив) и невскрытым интрузиям Онон-Борзинской корово-мантийной зоны нарушений (Амантов, 1975)

Зун-Торейский разлом является сегментом структуры, разграничивающей Ононскую и Шерловогорскую зоны аномального гравитационного поля (Духовский и др., 2005) и выражен гравитационной ступенью III порядка, прослеживаясь в северо-восточном направлении вдоль юго-восточного побережья Торейских озер на расстояние более 30 км. Разлом перекрыт кайнозойскими

образованиями, на поверхности фиксируется опущенной неотектонической ступенью и выходами минеральных источников.

Аршантуйский разлом ограничивает Байн-Цаганский грабен с запада, прослеживаясь в северо-восточном направлении от оз. Цаган-Нор (Буйлэсанский) до Бумбайских озер на расстояние более 18 км, севернее которых он перекрыт рыхлыми осадками кайнозоя. Основной шов, разграничивающий триасовые и силурийские структуры, сопровождается протяжёнными зонами филлонитов. К разлому приурочены выходы минеральных источников.

Адун-Челонская зона северо-восточного направления является частью региональной Ульдза-Шилкинско-Нюкжинской линейной тектонической структуры (Жуликов и др., 1983). Зона имеет древнее заложение, наибольшая активизация произошла в позднеюрское время и проявилась в формировании Адун-Челонского и Ары-Булакского гранитных массивов. Зона сопровождается рядом мелких оперяющих разломов различного направления, которые на местности выражаются отрицательными формами рельефа, окварцеванием и омарганцеванием.

Восточно-Торейская и Батуйская зоны разломов пересекают территорию в северо-западном направлении (Чербянова, Звонкова, 1966).

Кроме описанных выше известны многочисленные тектонические нарушения. В основном они представлены сбросами и сдвигами. На местности разломы фиксируются по резкой незакономерной смене одних разновидностей пород другими.

1.4. Почвы и растительность

Солевые аккумуляции, имеющие широкое распространение на исследуемой территории, являются результатом длительного сочетания притока солей в бессточные депрессии с сухостью климата (Атлас Забайкалья, 1967). В местах, обеспеченных стоком, или с глубинным залеганием грунтовых вод засоление почвенного покрова выражено слабо. В связи с особенностями геологического и геоморфологического строения, условиями сточности, различной историей

формирования отдельных участков и т.д. на рассматриваемой территории выделяются области разной степени засоления и рассоления.

Наиболее общим и обязательным условием образования засоленных почв является наличие аккумулятивных типов поверхности (дельты рек, нижние аллювиальные террасы, озерные террасы), а в их пределах наличие отрицательных форм рельефа (понижения между гривами, высохшие речные старицы и т.д.). В таких условиях создается возможность близкого залегания грунтовых вод к дневной поверхности, расхода их на испарение (Болонева, Корсун, 2008).

Высокие древние речные и озерные террасы процессами современного соленакопления не охвачены. Для них характерно глубокое залегание грунтовых вод, когда воды уже не в состоянии принимать участие в почвообразовательных процессах, когда прекращается расход на испарение и транспирацию, и водный баланс территории складывается неизбежно в сторону преобладающего величины значения стока и выноса.

Рассматриваемый район находится в зоне степей, для которой наибольшим распространением пользуются каштановые и каштановидные почвы, наиболее распространенные на территории Онон-Торейского междуречья (где они занимают повышенные участки всех уровней бывшего Торейского озерного бассейна) и на левобережье р. Онона в районе оз. Кункур и соседних с ним озер (Белова, 1975). Чаще эти почвы представлены щебнистым материалом, являются песчаными или супесчаными. На них развита полынно-ковыльная степь. В лагунных понижениях на слегка засоленных каштановых почвах зеленеют участки с осоковой растительностью.

Данные водных вытяжек каштановых почв показывают щелочную реакцию pH до 8.1, преобладание среди анионов HCO_3^-, среди катионов Na^+ (табл. 1.5). Содержания гумуса здесь варьирует от 2.5 до 4 %, при этом в суглинистых почвах его количество с глубиной убывает постепенно. В песчаных почвах содержание гумуса варьирует в широком диапазоне по вертикальному профилю. Водные вытяжки из почв показывают незначительное количество легкорастворимых

солей. В составе поглощенных оснований преобладает кальций, а натрий составляет только 4% от емкости поглощения. Отмечается высокое содержание в каштановых почвах калия, который поступает сюда, вероятно, в результате разрушения распространенных в районе гранитов и базальтов.

Таблица 1.5. Химический состав водных вытяжек из почв ($\frac{мг-экв}{\%}$) на 100 г почвы (по данным Цыцарин, Шмидерберг, 1965)

Почва	Глубина, м	Сухой остаток, %	CO_3^{2-}	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+
Каштановая	0.00-0.10	0.030	<0.30	0.26 0.016	0.12 0.006	0.06 0.002	0.02 0.0004	-	0.42 0.010
	0.45-0.85	0.018	<0.30	0.20 0.012	0.02 0.001	0.06 0.002	0.02 0.0004	-	0.27 0.006
	1.20-1.30	0.075	<0.30	1.23 0.075	0.10 0.005	0.08 0.003	0.03 0.0006	0.08 0.001	1.22 0.028
Солонец	0.00-0.10	0.070	<0.30	0.82 0.050	0.40 0.019	0.04 0.001	0.98 0.020	0.10 0.001	0.22 0.005
	0.40-0.50	0.110	0.06 0.002	1.31 0.060	0.57 0.027	0.04 0.001	0.15 0.003	0.10 0.001	1.67 0.038
	0.85-1.00	0.140	0.17 0.05	2.25 0.137	0.53 0.025	0.08 0.003	0.15 0.008	0.10 0.001	1.67 0.090

– отсутствует.

Для территории описываемого района также характерно наличие черноземовидных каштановых почв, а также почв склонов – черноземовидных щебнистых.

Черноземовидные слабоподзолистые почвы широко распространены по правобережью р. Онон, на надпойменных террасах, а также в пределах абразионно-аккумулятивной озерной террасы в восточной части Онон-Торейского междуречья. К этой почвенной разности приурочены вострецово-ковыльные степи.

Почвы, встречающиеся в пределах приторейского мелкосопочника, несколько отличаются от описанных выше. По своему облику они относятся к

каштановым, особенно почвы на склонах южной экспозиции. На склонах северной экспозиции наиболее распространены черноземовидные щебнистые почвы. Интересной особенностью растительности района (вулканические руины Торей-Борзинского междуречья) являются небольшие пятна ильмовых лесов, которые видимо в прошлом имели наибольшие площади.

Помимо каштановых и черноземовидных почв встречаются также лугово-каштановые почвы с более мощным гумусовым горизонтом. Они, как правило, приурочены к влажным участкам микропонижений (котловины оз. Доронинское, оз. Зун-Торей и др.). На поймах рек Ингоды, Онона, Борзи и Аргуни распространены аллювиальные луговые почвы, для которых характерна чередование песков и гравия с горизонтами недоразвитых почв, а также иловатых прослоев, обогащенных органическими остатками. Для пойм характерна луговая, лугово-кустарниковая растительность и лугово-степная. Берега Онона заняты зарослями ивы.

В сосновых борах в пределах Онон-Торейского междуречья широко развиты слабоподзолистые светлые почвы. Эти почвы имеют нейтральную или слабокислую реакцию (pH 6.5-7.0), содержание гумуса в 1.5-2 раза меньше, чем каштановые почвы.

В междуречье рек Аги и Онона широким развитием пользуются черноземы. На гранитах и сланцах формируются малокарбонатные и бескарбонатные черноземы с относительно высоким содержанием здесь гумуса (4.8–6.3 %). Эти черноземы характеризуются низкими значениями pH (4.7–7.0), превышением магния над кальцием в районе развития сланцев.

Кроме вышеназванных почв в междуречье Онона-Аргуни встречаются черноземы мучнисто-карбонатные средне-гумусовые (содержание гумуса от 3.6 до 4.6 %) с pH>6.5–7.3. На мелкосопочнике развиты малогумусовые черноземы с содержанием гумуса 3.8–4.3 % и pH 6.9–8.0 в верхнем горизонте и 8.2–8.5 в нижних горизонтах. Для черноземов характерно незначительное содержание сульфатов и хлоридов, составляющие 0.06–0.10 мг-экв (на 100 г. сухой почвы).

Как указывалось выше, процессами засоления охвачены бессточные впадины, к которым приурочены солончаки и солонцы. Прибрежные части многочисленных озер заняты солончаками. Почвенный профиль солончаков неглубокий, обычно на глубине 0.6–1.2 м залегает грунтовые воды (на оз. Барун-Торей грунтовые воды залегают на глубине 0.5–0.65 м). Горизонты влажные. По механическому составу солончаки представлены глинами серого и зеленовато-сизого цвета. Глины беструктурные, на их поверхности часто присутствует солевые отложения.

1.5. Подземные воды

По гидрогеологическим условиям рассматриваемая территория относится к Даурской гидрогеологической области, которая является наиболее крупной в Восточной Сибири по размерам занимаемой площади и сложной по гидрогеологическому строению (Гидрогеология СССР, 1969). Геологическая история области предопределила закономерности размещения подземных вод различных водоносных комплексов и обусловила их взаимосвязь. На общем фоне крупных и мелких выступов фундамента, образующих гидрогеологические массивы, располагаются системы линейно-вытянутых тектонических впадин (Читино-Ингодинская, Торейская, Борзинская, Ары-Булакская) с наибольшей мощностью чехла и с приуроченными к ним межгорным артезианским бассейнам.

Гидрогеологические массивы представляют собой систему бассейнов трещинных вод, приуроченных к горным сооружениям и небольшим возвышенностям, сложенным породами фундамента. Наибольшее развитие в этих структурах получили бассейны стока трещинно-грунтовых и трещинно-жильных вод разновозрастных терригенных, эффузивных, метаморфических и интрузивных пород с подчиненным значением трещинно-карстовых вод. Артезианские бассейны расположены в межгорных впадинах забайкальского и монгольского типов, выполненных среднеюрско-нижнемеловыми континентальными отложениями. Нередко большую часть впадин занимают речные долины. Наибольшее распространение имеют впадины, ориентированные

преимущественно в северо-восточном направлении, имеющие общий уклон в сторону Монголии. В гидрогеологическом разрезе межгорных впадин выделяются максимум два водоносных комплекса с пластовыми водами.

Горный характер рельефа предопределяет роль гидрогеологических массивов как областей регионального питания и транзита, а межгорных впадин и крупных речных долин – как областей аккумуляции и разгрузки подземных вод. Области питания бассейнов грунтовых вод, как правило, совпадают с областями их распространения. Основным источником питания ресурсов трещинных вод является инфильтрация атмосферных осадков на открытых водораздельных пространствах. Гидрогеологические массивы, характеризующиеся сглаженными формами водораздельных пространств и прерывистым распространением многолетнемерзлых пород, благоприятны для формирования ресурсов подземных вод. Широкое развитие склоновых отложений способствуют свободной инфильтрации атмосферных и поверхностных вод. В зависимости от характера скоплений подземных вод в горных породах и с учетом их возраста на территории выделяется два водоносных комплекса с пластовым типом скоплений подземных вод и шесть водоносных комплексов с трещинными и трещинно-жильными водами.

Водоносный горизонт рыхлых четвертичных отложений с пластово-поровыми подземными водами распространен в аллювии пойм и террас, в нижних частях склонов. Слагает верхний ярус артезианских бассейнов. Водоносными породами являются пески, галечники, гравий, супеси, образующие местами отдельные относительно выдержанные водоносные горизонты. Наибольшей водообильностью обладают аллювиальные галечники, вскрываемые обычно ниже уровня воды в реках.

Удельные дебиты скважин, пройденных в галечниках, составляют в среднем 1–3 л/с, местами достигая 20–80 л/с. Во взаимосвязи с многолетнемерзлыми породами выделяются надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные подземные воды. Надмерзлотные воды образуют нисходящие источники, часто с блуждающими выходами, с дебитом от сотых долей до 1–2 л/с. Зимой они

практически перемерзают, образуя наледи и бугры пучения. При небольшой глубине залегания многолетней мерзлоты создаются условия для заболачивания местности. Подмерзлотные воды залегают на глубинах в среднем 20–30 м. Они являются напорными и разгружаются через восходящие источники с дебитом 0.5–10 л/с, иногда создающие гидролакколиты. Характерно практически повсеместное присутствие в разрезе глинистых и песчаноглинистых отложений, определяющих низкие фильтрационные свойства водоносного горизонта четвертичных отложений. Мощность водоносного горизонта русловых отложений изменяется от 8 до 60 м. В долинах рек Ингода, Шилка, составляет 10–20 м; в долинах рек Аргунь, Ага, Борзя, Верх. Борзя – 2–35 м; в долинах рек Онон, Урулюнгуй – 40–55 м. Источниками питания грунтовых вод являются атмосферные осадки, подземные воды смежных водоносных комплексов и поверхностные воды. Разгрузка подземных вод происходит в поверхностные водотоки и нижележащий водоносный горизонт. В южных засушливых районах значительна роль испарения. Химический состав подземных вод пойменных отложений отличается некоторой пестротой катионного состава и минерализации. В хорошо промытых аллювиальных отложениях минерализация вод не превышает 0.5–1.0 г/л, состав их преимущественно гидрокарбонатный кальциевый или магниево-кальциевый. В водах песчаноглинистых образований значения минерализации составляют 0.2–2.8 г/л, а в районе бессточных впадин южных частей территории – до 2.0–3.0 г/л. Здесь в условиях застойного режима грунтовых вод и под влиянием испарительного процесса формируются солоноватые и соленые воды, в составе которых преобладают хлориды и сульфаты натрия, реже гидрокарбонаты натрия.

Водоносный комплекс трещинных, пластово-трещинных и порово-трещинно-пластовых вод терригенных и терригенно-вулканогенных отложений мела распространен в пределах многочисленных впадин, наиболее крупными из которых являются Тургино-Харанорская, Южно- и Северо-Аргунские и др. К ним приурочен нижний ярус артезианских бассейнов. Водовмещающие породы представлены галечниками, валунниками, конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, их туфогенными разностями, эффузивами, пластами

бурых углей. Питание комплекса осуществляется за счет подтока порово-пластовых вод, поглощения поверхностного стока рек, протекающих по впадинам. Наиболее интенсивный водообмен между поверхностными и подземными водами происходит вдоль русел крупных водотоков.

Обладая более высокими на общем фоне фильтрационными свойствами водовмещающих пород, водоносный комплекс нижнемеловых отложений в силу своего геоморфологического положения дренирует смежные водоносные комплексы. Мощность комплекса достигает 2000 м и более. Водоносность пород неравномерная, что обусловлено их фациальной изменчивостью, различным характером пористости и трещиноватости. Дебиты скважин и источников, истекающих из нижнемеловых пород, достигают 10–15 л/с в песчаниках, 5–8 л/с в пластах бурых углей, 2–5 л/с в базальтах. Скважинами подземные воды вскрываются в различных породах на глубинах от 4 до 80 м, мощности обводненных зон составляют 2–135 м. Наиболее высокие дебиты характерны для скважин, вскрывших зоны тектонической трещиноватости. Минерализация и химический состав нижнемелового комплекса разнообразны. Воды, находящиеся в условиях интенсивного водообмена на участках с расчлененным рельефом, имеют гидрокарбонатный магниево-кальциевый состав и минерализацию до 0.1 г/л.

Воды, распространенные в пределах равнинных участков и залегающие ниже местных базисов дренирования, характеризуются смешанным ионно-солевым составом и имеют минерализацию от 0.3 до 2.0 г/л. В условиях распространения многолетней мерзлоты долинного типа данный водоносный комплекс является в большей степени защищенным от загрязнения.

Водоносный комплекс трещинных и пластово-трещинных вод средне-верхнеюрских вулканогенно-терригенных образований распространен в пределах Шадоронской, Ундино-Даинской, Онон-Ундинской, Шаманской и других впадин. Водовмещающие породы представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками, их туфогенными разностями, эффузивами различного состава, туфами, туфолавами, туфобрекчиями. Мощность водоносного горизонта

определяется мощностью зоны выветривания и обычно составляет 40–50 м. Дебиты скважин 2–3 л/с, источников – 0.1–6 л/с. Наиболее высокодебитные источники приурочены к зонам тектонических нарушений по бортам впадин. Подземные воды водоносного комплекса характеризуются хорошим качеством, минерализация их, как правило, не превышает 0.2–0.4 г/л и лишь в южных районах увеличивается до 0.6–0.8 г/л.

Водоносный комплекс трещинных и пластово-трещинных вод нижнесреднеюрских терригенных отложений занимает значительные площади в центральной части района. Эти отложения выполняют ряд синклинориев (Талангуйский, Онон-Борзинский, Савво-Борзинский и др.). Водовмещающие породы представлены песчаниками, в том числе гравийными и галечными, алевролитами, конгломератами, гравелитами, дресвяниками. Глубина вскрытия подземных вод от 10–30 до 50–100 м. Дебиты источников – от сотых и десятых литра в секунду до десятков л/с, скважин – в среднем 0.2–0.4 л/с. Наиболее крупнодебитные источники (до 20–60 л/с) приурочены к тектоническим разломам. На глубинах 20–60 м и более вскрываются напорные воды, нередко наблюдается самоизлив из скважин с дебитом 0.25–5 л/с. По химическому составу воды данного комплекса преимущественно гидрокарбонатные магниево-кальциевые с минерализацией 0.1–0.7 г/л.

Водоносный комплекс трещинных и пластово-трещинных подземных вод триасовых терригенных и вулканогенно-терригенных отложений широко распространен в пределах Агинского террейна. Водовмещающие породы представлены алевролитами, песчаниками, конгломератами, гравелитами и эффузивами. Дебиты скважин, вскрывших данный водоносный горизонт, варьируют от 0.5 до 3.5–4.4 л/с при понижении уровня до 15–21 м и более. Комплекс определяется довольно низкими фильтрационными и емкостными характеристиками.

Водоносные комплексы трещинных, пластово-трещинных, трещинно-карстовых подземных вод средневерхнепалеозойских отложений. Водовмещающие породы представлены песчаниками, туфопесчаниками,

гравелитами, конгломератами, алевролитами, разнообразными сланцами, эффузивами и, значительно реже, известняками и доломитами. Подземные воды циркулируют исключительно по трещинам зоны выветривания, мощность которой достигает 60–70 м. Разгрузка подземных вод комплекса осуществляется источниками. Наиболее частыми для источников трещинных вод являются дебиты порядка 0.5–2 л/с при понижениях 5–15 м, величины удельных дебитов изменяются от 0.002 до 4 л/с. Минерализация подземных вод меняется от 0.07 до 0.8 г/л.

Водоносный комплекс трещинных, трещинно-карстовых подземных вод терригенных, карбонатных, реже вулканогенных отложений рифея–нижнего палеозоя. Воды циркулируют в песчаниках, конгломератах, гравелитах, алевролитах, известняках, доломитах и метаэффузивах, туфах. Разгрузка осуществляется преимущественно по долинам рек. Мощность водоносной зоны трещиноватости до 200 м. Дебит источников колеблется от 0.01 до 10–15 л/с, дебиты скважин составляют от сотых долей до нескольких литров в секунду при понижениях уровней подземных вод на 35–50 м. Наиболее водообильны породы венда и кембрия. Высокая степень трещиноватости терригенных пород и закарстованность карбонатных пород предопределяют тесную гидравлическую связь различных водоносных зон трещиноватости и обводненных тектонических нарушений. Минерализация вод отличается большой пестротой – от 0.03 до 1.4 г/л. Слабоминерализованные воды (до 0.1 г/л) обычно встречаются в пределах коры выветривания на водоразделах, воды с повышенной минерализацией (до 1.0–1.4 г/л) – на более низких высотных уровнях, а также на участках конинентального засолонения грунтовых вод.

Водоносный комплекс трещинных подземных вод в разновозрастных интрузивных и метаморфических образованиях. Трещинные воды зоны выветривания имеют безнапорный или слабонапорный характер. Мощность обводненной толщи может изменяться от 0–30 м в возвышенных частях до 60–80 м в долинах. Водообильность интрузивных пород, зависящая исключительно от степени и характера трещиноватости, является более низкой по сравнению с

водообильностью осадочных образований. На отдельных участках интрузивные образования могут быть практически безводными. Среднегорный рельеф внешней области питания, небольшая мощность рыхлых отложений на водораздельных пространствах и склонах, островной характер распространения многолетнемерзлых пород создают благоприятные условия для свободной инфильтрации атмосферных вод в зону трещиноватых пород и предопределяют направление движения трещинных вод к области разгрузки (долины рек, межгорные впадины). Многочисленные родники, образующиеся у подножия склонов, в свою очередь принимают участие в формировании поверхностного стока. Дебиты источников от сотых до десятых долей литров в секунду. Скважинами на глубинах от 10 до 40 м вскрываются безнапорные или слабонапорные воды с удельными дебитами 0.2–1.6 л/с. Подземные воды относятся к пресным, их минерализация изменяется от 0.1 до 0.7 г/л. Наблюдается рост минерализации и изменение химического состава от водоразделов к областям разгрузки. В южной части отмечается заметный рост минерализации подземных вод до слабосоленых. Трещинные воды горных сооружений обладают значительными ресурсами, рассредоточенными на чрезвычайно широкой площади распространения. Наиболее важную роль трещинные воды играют в питании глубокозалегающих горизонтов артезианских бассейнов, для которых они являются одним из основных источников формирования запасов.

Трещинно-жильные воды в интрузивных породах приурочены к широко развитой сети региональной тектонической трещиноватости. Источники обычно восходящие с более или менее постоянным режимом и дебитами от 0. 1 до 0. 3 л/с. Эти воды вскрываются на глубинах 30–100, а местами до 200 м и более. Они обладают значительными (иногда до сотен метров) напорами. Удельные дебиты скважин от 0.01 до 0.1 л/с. Минерализация и состав этих вод аналогичны водам коры выветривания. Зоны тектонических нарушений в разной мере обводнены трещинно-жильными водами и являются крупными коллекторами подземных вод различных комплексов. Они характеризуются глубокой циркуляцией, постоянным режимом, высоким гидродинамическим напором и повышенной минерализацией.

С зонами глубоких тектонических разломов связаны пресные воды. О высокой обводненности многих разломов свидетельствуют многочисленные источники с дебитами более 1 л/с. Значительные дебиты характерны и для скважин. Многие скважины, вскрывшие воды разломов, фонтанируют. Величины самоизлива составляют 0.5–2 л/с.

Таким образом, в структурно-гидрогеологическом отношении в районе исследований выделяются гидрогеологические бассейны различного типа, среднегорные гидрогеологические массивы и обводненные разломы, в которых формируются свойственные им типы подземных вод. Отличительной особенностью Ингодинского и Цасучеевского бассейнов является их открытость (Степанов, 1980), соответственно они находятся под дренирущим воздействием речной системы (р. Ингода и р. Онон), что приводит к формированию пресных вод по всему профилю отложений. Торейский бассейн, напротив, является закрытым, подземные воды, формирующиеся в его пределах, более минерализованые. Пополнение запасов подземных вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков при условии отсутствия зоны мерзлоты. Дополнительное питание подземные воды получают за счет трещинно-грунтовых вод массивов, обрамляющих бассейны.

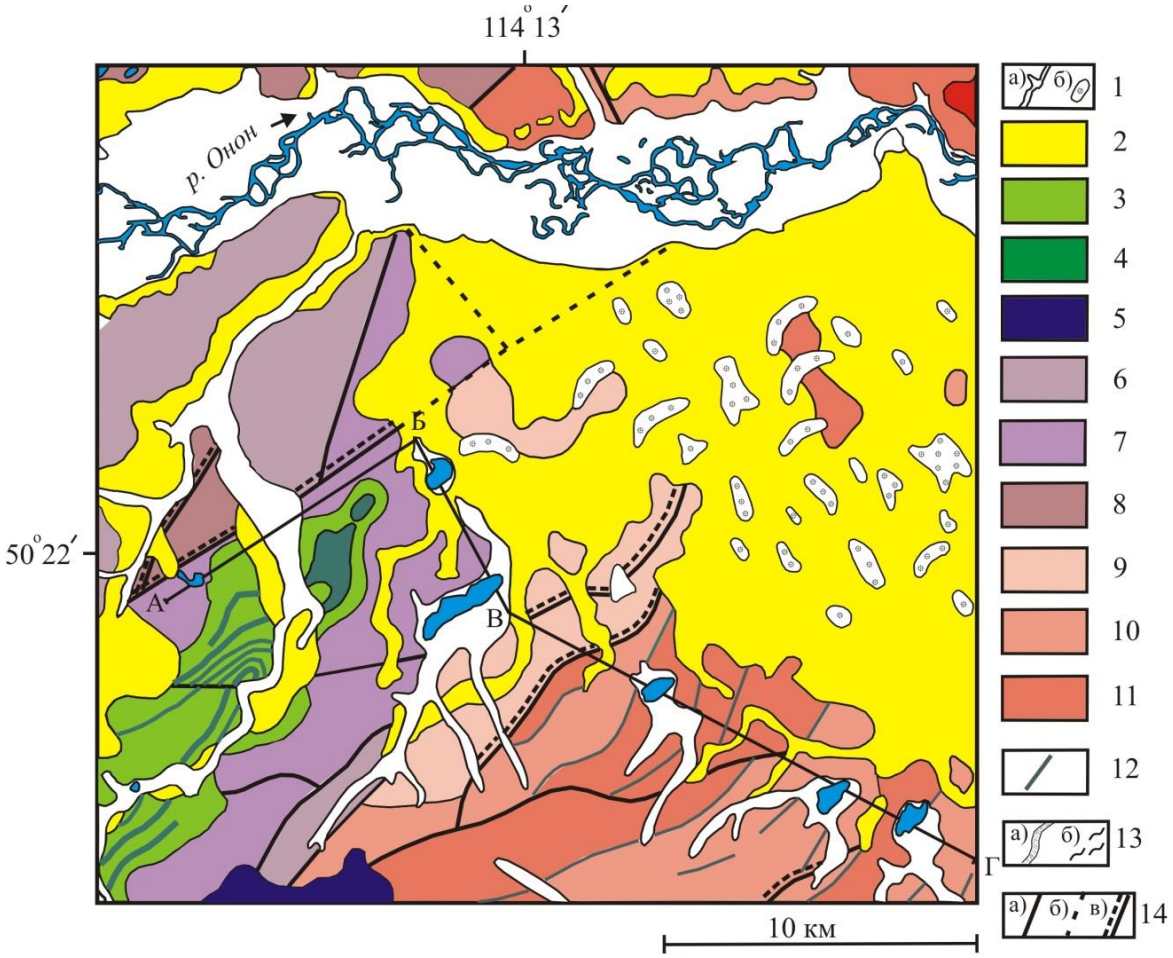
Приуроченность озер к зонам разломов объясняется существованием постоянного источника питания для озерных вод – разгрузкой трещинно-жильных подземных вод, которые характеризуются большими дебитами и круглогодичным действием. Формирование озер на границах структур также объясняется особенностями движения и разгрузки питающих подземных вод, т.е. движение трещинно-грунтовых вод массивов от водораздела к бассейну резко замедляется вследствие смены проницаемости пород, появляется напор, и в прибортовых частях бассейнов возникают очаги разгрузки подземных вод, обеспечивающие существование озер (Данилова и др., 2011). Такие озера отличаются относительно стабильным гидрологическим режимом и меньшей степени реагируют на климатические изменения.

Озера, имеющие слабую связь с подземными водами, пересыхают в засушливый период превращаясь в солончаки (Баженова, Кобылкин, 2014). В эти периоды уровни подземных вод первого от поверхности водоносного горизонта понижаются до 3-4 м, иногда и больше, в зависимости от гидрогеологических и геоморфологических особенностей территорий (Обязов, 1996; Баженова, 2013).

Все изученные озера не имеют гидравлической связи между собой, т.к. разделены водоразделами с небольшими (40-60 м) куполообразными относительными превышениями и тектоническими разломами. Мощность рыхлых отложений под озерами незначительна (первые метры), чаще они представлены сероводородными илами, лежащими чаще на алювиальных отложениях, которые перекрывают литифицированные отложения палеозойского и мезозойского возрастов (филлиты, сланцы, метапесчаники) (рис. 1.4).

В районе исследований нами были проанализированы грунтовые воды, отобранные на химический анализ из неглубоких скважин (до 30 м) и родников и колодцев на водосборах рассматриваемых озер. Всего было отобрано и проанализировано – 129 проб воды. По приуроченности к определенному бассейну все водопункты подземных вод были разделены на три группы (рис. 1.5), первая отнесена к речному бассейну р. Ингода, вторая – р. Онон и третья – бассейну внутреннего стока (Онон-Торейская равнина и бассейн р. Аргунь). Химический состав изученных нами подземных вод представлен в приложении 1.

Как можно видеть из этих данных, здесь развиты разнообразные по составу и солености воды, минерализация которых изменялась от 97.0 до 3887 мг/л, а pH – от 6.18 до 9.24. Минимум определен на водосборе оз. Доронинское (бассейн р. Ингода), а максимум в роднике, высачивающимся под берегом оз. Хара-Торум (бассейн р. Онон (приток р. Борзя)). Содержание HCO_3^- в грунтовых водах бассейна р. Ингоды изменяется в диапазоне от 59. 6 до 778.0, при среднем значении 305.2 мг/л. Вариации концентраций SO_4^{2-} и Cl^- не выходят за пределы 6.54–443.0 и 1.45–52.4, при средних значениях 39.9 и 14.6 мг/л соответственно. Количество Ca^{2+} варьирует в диапазоне 12.1–154.9, среднее 59.8 мг/л. В сопоставимых количествах присутствуют Mg^{2+} и Na^+ с содержаниями от 6.42 до 97.8 и 2.71–97.6, среднее 28.4 и 21.7 соответственно.



Разрез по линии А-Г

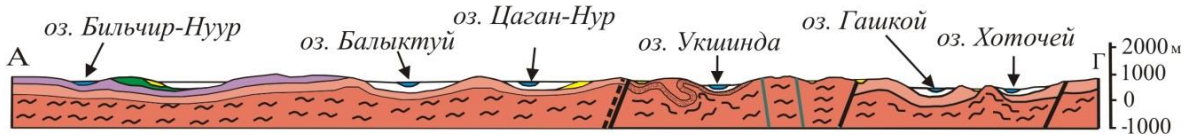


Рис. 1.4. Схема гидрогеологического строения среднего течения р. Онон (Юго-Восточное Забайкалье) (По материалам Геологической карты СССР масштаба 1:200000. Лист М-50 XIII. Чабан Н.Н, Беляков, Е.А, 1974).

Условные обозначения

1– Четвертичные отложения: а) (аллювиальные галечники, гравий, пески, озерные пески с гравием, суглинками, илами); б) (эоловые отложения). 2 – Неогеновая система. Плиоцен-нижнечетвертичные отложения (аллювиально-озерные и озерные пески, суглинки, гравий и глины). 3 – Раннемеловые отложения (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, туфы, базальты). 4 – Раннемеловых субвулканических интрузий (базальты, долериты, диабазы). 5 –Тургинская свита (фельзит-порфиры, полевошпатовые порфиры, туфолавы и туфобрекчии). 6-8 Триасовые отложения: 6 – зуткулейская свита (переслаивание песчаников и алевролитов с линзами гравелитов и конгломератов), 7 – агинская свита (песчаники, туфопесчаники с линзами алевролитов), 8 – тулутайская свита (песчаники с прослоями алевролитов). 9-11 – Палеозойские отложения (силурская система). Кулиндинская свита. 9 – верхняя подсвита (песчаник, алевролиты, сланцы), 10 – средняя подсвита (переслаивание метаалевролитов и сланцев), 11 – нижняя подсвита (филлиты, метапесчаники), 12 – дайки метадиабазов, 13 – Осадочные отложения: а) метапесчаников, металевролитов; б) филлитов, сланцев; 14 – Тектонические нарушения: а) достоверные, б) перекрытые осадочными отложениями, в) зоны катаклаза и брекчирования.

Если принять во внимание содержания основных ионов более 20 мг-экв. %, то по химическому составу вода преимущественно HCO_3-Ca-Mg-Na (по Щукареву (Справочник…, 1989)), с минерализацией, изменяющейся в пределах 110.1–1335, при среднем 494.8 мг/л и pH – 7.07–8.10, среднее 7.52 (табл. 1.6) и соответствующей формулой: $\frac{HCO_3^- 80 SO_4^{2-} 13\ Cl^- 7}{Ca^{2+} 40 Mg^{2+} 31\ Na^+ 29}$.

Как видно из формулы химического состава среди анионов доминирует HCO_3^- с содержанием от 51.1 до 93.0 мг-экв. %, вторым по значимости выступает SO_4^{2-} на долю которого приходится от 3.2 до 50.0 мг-экв. %, доля Cl^- варьрует от 1.0 до 23.3 мг- экв. %. Существенное доминирование SO_4^{2-} (50.0 мг-экв. %) отмечается в пробе воды, отобранной на анализ из родника, высачивающегося из-под юго-восточного берега оз. Доронинское. Воды этого родника отличаются высоким значением минерализации (1098 мг/л) и pH (8.1). По химическому составу они SO_4–HCO_3–Na–Ca–Mg.

Максимальное содержание Cl^- (23 мг-экв. %) определено в колодце п. Аблатукан. В сопоставимых количествах с Cl присутствует здесь SO_4^{2-} (25 мг-экв. %), с соотношением SO_4/Cl=1.1. При том, что диапазон варьирования значений SO_4/Cl в этом районе составляет 0.46-31.4, при среднем 3.25.

Таблица. 1.6. Средние значения минерализации (М), pH и содержаний основных компонентов подземных вод и их соотношения в выделенных районах

Показатели	Бассейн р. Ингоды			Бассейн р. Онон			Область внутреннего стока		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
pH	7.52	7.07	8.10	7.87	6.47	9.24	7.99	6.90	9.02
HCO_3; мг/л	305.2	59.6	778.0	271.3	77.8	567.5	457.8	153.0	1866
SO_4^{2-}	39.9	6.54	443.0	30.4	2.66	163.0	88.5	2.41	1126
Cl^-	14.6	1.45	52.4	28.2	2.36	157.2	62.9	4.73	361.6
F^-	0.26	0.03	1.58	1.00	0.21	2.68	1.74	0.26	6.29
Ca^{2+}	59.8	12.1	154.9	59.7	5.52	184.3	54.5	5.59	148.6
Mg^{2+}	28.4	6.42	97.8	20.49	5.47	64.3	39.4	4.64	219.4
Na+	21.7	2.71	97.6	35.3	6.37	232.0	129.5	7.20	528.1
K^+	1.50	0.03	8.24	1.70	0.50	9.75	5.92	0.32	57.8
M	494.8	110.1	1335	499.2	136.5	3719	869.0	250.5	3121
Si	6.70	1.01	12.0	6.71	2.50	12.0	8.27	3.84	15.8
SO_4/Cl	3.25	0.99	31.4	2.82	0.11	15.9	1.61	0.14	4.60
Ca+Mg/Na	10.0	2.06	66.9	5.82	0.15	12.7	1.05	0.14	9.54
Na/Cl	3.49	0.22	13.4	5.21	0.33	39.7	5.19	0.28	17.6
HCO_3/Cl	12.1	2.10	10.2	5.8	1.89	9.20	4.2	1.45	8.25

1 – Среднее, 2 – минимальное, 3 – максимальное значения.

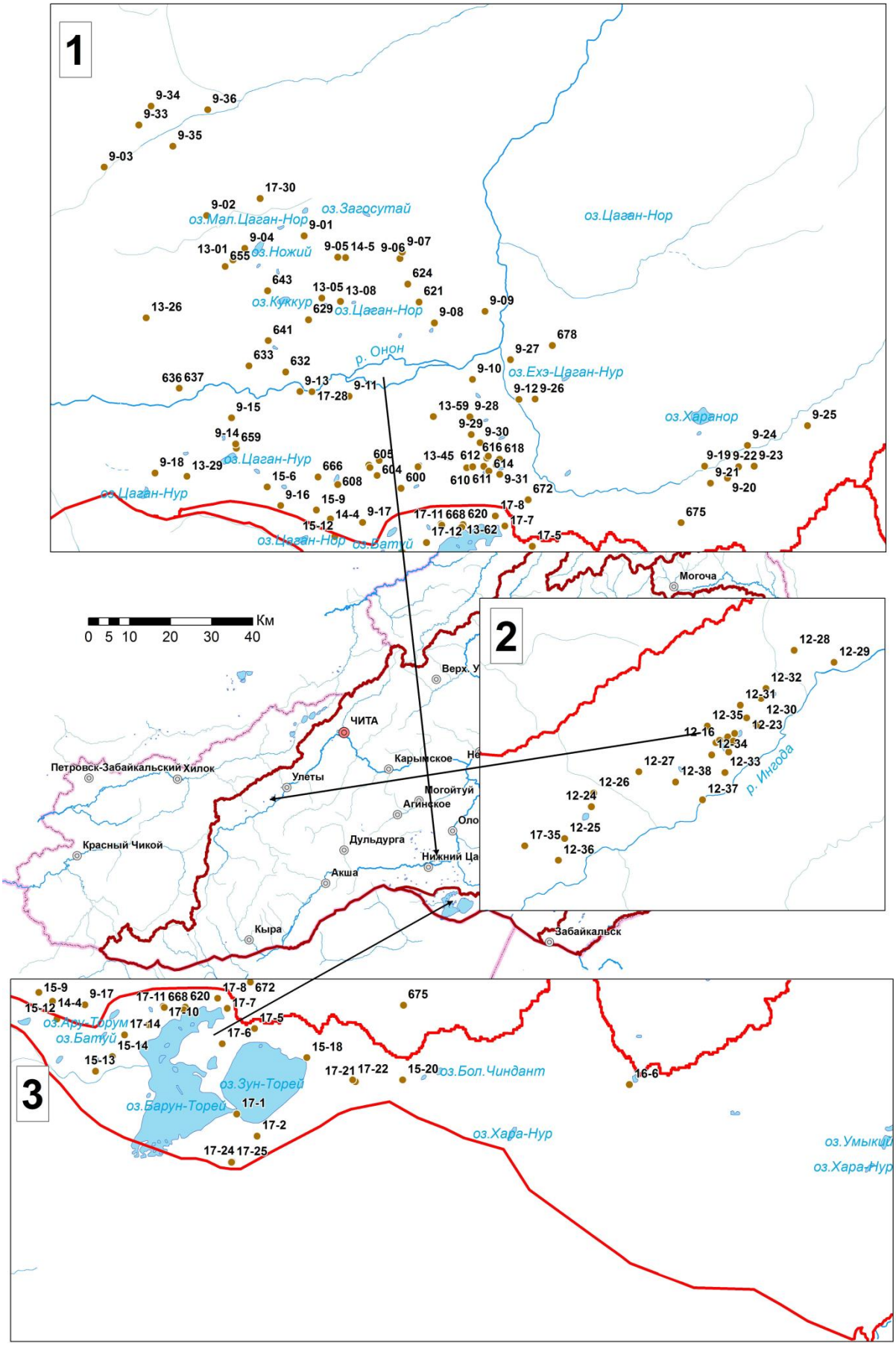


Рис. 1.5. Схема опробования подземных вод с делением по приуроченности к бассейнам 1– Онона, 2– Ингоды и 3 –внутреннего стока (Егидарев, Симонов, 2014).

В изученных грунтовых водах этого речного бассейна в катионном составе преобладают Ca^{2+} и Mg^{2+} с содержаниями 12.1-184.3 и 6.42-97.8, среднее 84.0 и 28.4 мг/л соответственно. Натрий чаще присутствует в количествах от 2.71 до 97.6, со средним значением 21.7 мг/л. Относительные содержания Ca^{2+} и Mg^{2+} меняются от 25.2 до 95.1 мг-экв. % при среднем значении 87.1 мг-экв. %, при этом доля натрия изменяется в пределах 1.5-32.6 при среднем 14.4 мг-экв. %. В большинстве случаев рост Na^{+} опережает рост Cl^{-}, что выражается в относительно высоком значении их отношения, в среднем равном 3.49.

Очевидно, что большая часть подземных вод рассматриваемой территории относятся к типичным водам выщелачивания. Формируются они в основном за счет растворения минералов водовмещающих горных пород. Однако среди них имеются воды с повышенной минерализацией и pH, которые можно отнести к водам начального этапа засоления (Шварцев, 1998). При этом выявляется следующая последовательность преобразования подземных вод, по мере увеличения их солености они переходят из HCO_3–Ca–Mg в SO_4–HCO_3–Na–Mg–Ca.

Микрокомпонентный состав подземных вод этого района варьирует в относительно узком диапазоне. Содержание различается на один-два порядка. Вариации в пределах одного порядка наблюдаются для B, Cr, Cu, Mo, W, Pb. С увеличением минерализации воды растут содержания Ge, As, Sb, Mo и U, но при этом не превышают средние значения для вод зоны гипергенеза (Шварцев, 1998). Поведение Cu и Zn консервативно и не зависит от минерализации и pH вод.

В бассейне р. Онон развиты воды с минерализацией от 136.5 до 3719, среднее 499.2 мг/л и pH 6.47–9.24, среднее 7.87. Диапазон варьирования содержаний основных анионов изменяется для HCO_3^{-} 77.8–567.5 мг/л (среднее 271.3 мг/л), для SO_4^{2-} 2.66–163.0 мг/л (среднее 30.4 мг/л), для Cl^{-} 2.36–157.2 мг/л (среднее 28.2 мг/л). В катионном составе доминируют Ca^{2+} и Mg^{2+} с содержаниями 5.52–184.3 и 5.47–64.3мг/л (среднее 59.7 и 20.5 мг/л соответственно). Для Na^{+} как по средним (35.3 мг/л), так и максимальным (232.0 мг/л) оценкам, содержание выше, чем в предыдушей группе. Отсюда имеет место более низкое усредненное значение отношения Ca+Mg/Na =5.82.

Как и в первом случае, доминируют воды HCO_3–Ca–Mg–Na, химический состав которых выражается формулой: $\frac{HCO_3^- 77 SO_4^{2-} 12\ Cl^- 11}{Ca^{2+} 53 Mg^{2+} 26\ Na^+ 21}$. Очевидно, что на фоне снижения средних значений концентраций HCO_3^- и SO_4^{2-} обозначается рост Cl^- с максимумом 157.2 мг/л, определенном в воде, отобранной на анализ из скважины, расположенной на водосборе оз. Горбунка. Наиболее высокие его концентрации (более 100 мг/л) установлены также в водах скважин, расположенных в с. Занта и на водосборах оз. Борзинское, оз. Харанор, оз. Ганга-Нур. Как правило, это воды с повышенной минерализацией (среднее 700 мг/л). Они имеют преимущественно HCO_3–Na–Ca–Mg химический состав. Все это свидетельствует о протекании здесь начальной стадии континентального содового засоления вод.

В относительных единицах измерения Cl^- может являться здесь вторым по значимости компонентом (28-47 мг-экв. %) после HCO_3^- (46–65 мг-экв. %), в этом случае доля SO_4^{2-} остается относительно низкой (7–17 мг-экв. %). Хотя по средним оценкам сульфаты содержатся в грунтовых водах бассейна р. Онон в сопоставимых количествах с хлоридами, с отношением более низким SO_4/Cl (2.82), чем для подземных вод бассейна р. Ингоды. Выше среднего значения концентрации SO_4^{2-} определены в грунтовых водах на водосборах оз. Хараганаш, оз. Шулута, оз. Цаган-Тором и др., с относительным содержанием борлее 20 мг-экв. %. Максимальные содержания SO_4^{2-} определены в промоине под берегом содового озера III подтипа Хара-Торум. В этой пробе воды зафиксированы также максимальные содержания HCO_3^-, Cl^- и Na^+ (1165, 728.9 и 1148 мг/л соответственно), pH и минерализации. Все это свидетельствует о засолении подземных вод.

Аналогичная картина, но с более выраженным процессом засоления отмечается для подземных вод басейна внутреннего стока. По всем трем статистическим параметрам значение минерализации (250.5–3121 при среднем 869 мг/л) и pH (6.90–9.02, среднее 7.99) вод выше, чем в первых двух группах. В больших масштабах накапливаются здесь и основные ионы, с концентрациями

для HCO_3^- 153.0-1866, среднее 457.8 мг/л, для SO_4^{2-} 2.41-1126, среднее 88.5 мг/л и Cl^- 4.73–361.6, среднее 62.9 мг/л. Выше здесь содержания Na (4.64–219.4, среднее 39.4) и Mg (7.20–528.1, среднее 129.5 мг/л). Напротив содержание Ca^{2+} ниже (5.59–148.6, среднее 54.5 мг/л). Для этих вод характерно значение отношения Ca+Mg/Na =1.05.

Формируются здесь преимущественно HCO_3–Na–Mg–Ca воды с соотношением основных ионов выраженных следующей формулой: $\frac{HCO_3^- 74 Cl^- 13\ SO_4^{2-} 13}{Na^+ 40\ Mg^{2+} 31\ Ca^{2+} 28}$. Исходя из этой формулы, видно, что вторым по значимости анионом здесь выступает уже Cl^- с относительным содержанием до 39.0 мг-экв. % (колодец у заимки Аршантуй). Отсюда ниже и значение SO_4/Cl по сравнению с двумя предыдущими группами. В катионном составе доминирует Na^+ с относительными содержаниями до 86.2 мг-экв. %. (самоизливающаяся скважина на водосборе оз. Барун-Торей). Увеличиваются также содержания Mg^{2+}, напротив, Ca^{2+} снижаются. Доля содовой составляющей (Na^+ и HCO_3^-) в этой группе по сравнению с предыдущими наиболее весомая.

Содержание большинства проанализированных микроэлементов в подземных водах последних двух выделенных бассейнов не превышает первых мкг/л. Повышенные их концентрации характерны для более минерализованных вод, в которых количество Br достигает сотен мкг/л, редкоземельных элементов Li, РЗЭ, U, Zn и Mo — десятков мкг/л.

Таким образом, выявляется следующая последовательность преобразования подземных вод по мере увеличения их солености и pH, когда они переходят из HCO_3–Ca–Mg–Na в HCO_3–Na–Mg–Ca. При этом главными компонентами в последнем являются HCO_3^- и Na^+, которые доминируют над другими анионами и катионами. Считается, что основным фактором формирования химического состава вод в структурах межгорных впадин являются условия водообмена. По мере ухудшения условий водообмена происходят изменения не только соотношения основных ионов, но и содержаний многих микроэлементов, в том числе кремния, концентрации которого постепенно нарастают в среднем с 6.70

мг/л в бассейнах р. Ингоды и р. Онон до 8.27 мг/л к южной границе рассматриваемого региона.

По данным (Степанов, 1980) в межгорных впадинах отчетливо проявляется вертикальная гидрохимическая зональность. В открытых структурах (бассейны р.р. Ингоды и Онон), в которых существует интенсивный водообмен со смежными гидрогеологическими структурами и с поверхностными водотоками, минерализация подземных вод с глубиной меняется от 0.3 до 1 г/л, а состав HCO_3–Ca на HCO_3–SO_4–Na. В структурах с замедленным водообменом (бассейн внутреннего стока) минерализация увеличивается сравнительно на небольших глубинах (до 50 м) до 3-6 г/л. Такие изменения также сопровождаются сменой химического состава с HCO_3–SO_4–Na до Cl–SO_4–Na и даже Cl–Na.

Чаще встречаются воды с относительно высоким значением SO_4/Cl, в большинстве случаев выше, чем в водах зоны выщелачивания и континентального засоления (Шварцев, 1998), что указывает на существование дополнительного источника поступления сульфатов. Им служат осадочные породы мезазоя и интрузивные породы шахтаминского комплекса (Смирнов, 1951), содержащие сульфиды железа (пирит, марказит), окисление которых приводит к непропорциональному относительно Cl^- росту концентраций SO_4^{2-} в подземных водах.

1.6. Гидрография

В районе исследования выделяют несколько малых речных бассейнов (Егидарев, Симонов 2014), в которых сосредоточены все изученные озера. Наибольшую площадь занимает бассейн р. Шилка основные притоки которой на рассматриваемой территории – левая ее составляющая р. Ингода и правая р. Онон, одним из наиболее крупных притоков последней является р. Борзя. В верхнем течении р. Ингода имеет горный характер, в среднем и нижнем течениях река протекает по Читино-Ингодинской впадине. Ее длина составляет 708 км, площадь водосбора – 37200 км^2. Основными притоками являются реки Танга, Чита, Кручина, Джила, Тура, Оленгуй.

Бассейн р. Онон расположен в юго-восточных степных, лесостепных и таежных районах Забайкальского края. Она берет начало в Хэнтэйском нагорье (Монголия). Ее длина 1032 км (из них около 300 км проходит по территории Монголии), площадь водосбора – 96200 км^2. В верхнем и среднем течениях протекает по Хэнтэй-Чикойскому нагорью, в нижнем – по Приононской равнине между Могойтуйским и Борщовочным хребтами. Основными притоками являются реки Хурай-Гол, Борзя, Унда, Агуца, Кыра и Ага.

Длина реки Борзя составляет 304 км, площадь бассейна – 7080 км². Истоки на склонах хребта Кукульбей. Протекает в широкой заболоченной долине по степной территории. Питание дождевое, летом паводки, иногда пересыхает. Средний годовой расход – 2.8 м³/сек.

По характеру водного режима Онон следует относить к рекам дальневосточного типа с выраженным дождевым питанием. «Доля дождевого питания в общем объеме годового стока составляет 47–85%, на снеговое питание приходится 2–26%, на подземное 9–31%» (Водогрецкий, Голофаст, 1977).

Географическое положение водосбора определяет соотношение источников питания рек. Основными факторами являются: высота водосбора, распространение многолетней мерзлоты, характер растительного покрова и др. Дождевые паводки являются главной фазой водного режима в теплый период года. Большая часть годового стока формируется за счет паводочного периода

Основные реки бассейна внутреннего стока – Улдза и Ималка, которые впадают в южную и юго-западную часть озера Барун-Торей. Основной водосбор рек находится на территории Монголии. Длина р. Улдза составляет 425 км, из них 409 км она течёт по территории Монголии. В России находится лишь устьевая часть реки длиной всего 16 км. Площадь водосбора 26900 км², 95 % из которых приходится на Монголию. Среднегодовой сток в устье составляет 0,28 км³. Река Ималка берет начало на хребте Эрмана. Длина

реки составляет 156 км, из которых 96 км она протекает по территории Монголии. В России находятся лишь верховье и устье реки (60 км). Площадь водосбора — 1480 км², из которых 640 км² (около 43 %) приходится на территорию России. Среднегодовой сток в устье составляет 0.018 км³. Река ежегодно перемерзает и периодически пересыхает.

Водный режим рек зависит от количества выпадающих на водосбор атмосферных осадков, годовое количество которых уменьшается с 300-400 мм в лесостепной и степной зонах до 300 и менее в крайних южных районах (Улдза-Торейская равнина) (Обязов, Жулдыбина, 2011). Отсюда наименьшие модули стока рек (0.1–0.2 л/с км^2) характерны для степных районов юго-востока территории (Обязов, 2002). При продвижении на северо-запад сток увеличивается до 3–7 л/с км^2 и более (Формирование…, 1978). В соответствии с водным режимом происходят изменения гидрохимического состава рек, т.е. минерализация речных вод увеличивается с севера-запада на юго-восток. Так, минерализация р. Ингоды в среднем равна 65 мг/л, южнее и восточнее в рр. Борзя и Онон она составляет 162 и 313 мг/л соответственно. Максимальное значение равное 500 мг/л характерно для южных рек бессточного озерного бассейна р. Улдза (табл. 1.7).

Таблица 1.7. Химический состав основных рек района исследований (мг/л)

Реки	pH	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	M	Si	Формула
Онон	6.7	109.8	5.7	3.6	22.1	3.6	16.0	1.0	161.8	3.1	$\frac{HCO_3^- 89.1 SO_4^{2-} 5.9\ Cl^- 5}{Ca^{2+} 54.7 Na^+ 30.5\ Mg^{2+} 14.9}$
Борзя	7.8	201.8	34.4	2.3	42.1	14.1	15.3	0.5	312.5	3.8	$\frac{HCO_3^- 80.9 SO_4^{2-} 17.5\ Cl^- 1.6}{Ca^{2+} 52.2 Mg^{2+} 29.1\ Na^+ 18.7}$
Улдза	7.8	338.7	30.8	6.1	50.9	23.6	46.0	0.9	497.0	3.5	$\frac{HCO_3^- 87.2 SO_4^{2-} 10.1\ Cl^- 2.7}{Ca^{2+} 39.1 Na^+ 30.7\ Mg^{2+} 30.2}$
Ингода	6.8	36.0	6.0	3.2	7.2	3.3	5.1	4.0	64.8	2.5	$\frac{HCO_3^- 73.3 SO_4^{2-} 15.5\ Cl^- 11.2}{Ca^{2+} 42.0 Mg^{2+} 32.1\ Na^+ 25.9}$

По химическому составу речные воды HCO_3-Ca-Mg-Na (по Щукареву) с содержанием HCO_3 от 36.0 до 338.7 мг/л в р.р. Ингода и Улдза соответственно. Вторым по значимости выступает SO_4, с концентрацией от

5.7 (р. Онон) до 34.4 мг/л (р. Борзя), в долях это равно 6.0 и 18.0 мг-экв. % соответственно. Максимальная концентрация Cl определена в наиболее минерализованных водах р. Улдза, хотя в процентном соотношении анионов его доля составляет всего 2.7 мг-экв. %, поскольку основная часть (87.0 мг-экв. %) приходится на HCO_3. Катионный состав рек смешанный с превалированием Ca, с ростом минерализации вод разница существенно сокращается до близких по значению долей в водах р. Улдза (Ca-39.1, Mg-30.2, Na-30.7 мг-экв. %).

Очевидно, что с понижением увлажненности территории к юго-востоку растут минерализация и содержания всех основных ионов с максимальными их содержаниями в наиболее минерализованных водах р. Улдза. При этом в последней содержание содовой составляющей (Na^+ и HCO_3^-) наиболее весомо. Аналогичная картина, но с более выраженным процессом засоления отмечается для озер.

На междуречных пространствах расположена сложная сеть сухих падей, на дне которых лишь местами действуют временные водотоки или небольшие ручьи, питающиеся грунтовыми водами. Сток поддается учету в период летних дождей и в меньшей степени весной при таянии снега. На склонах обычно не происходит глубокого просачивания влаги и почвенная влага стекает вниз по склону. В период летних дождей появляется множество временных водотоков, питающих озера. Коэффициент стока составляет 0.1-0.3, резко снижаясь к югу от 51-й параллели. Средний сток с 1 $м^2$ составляет 0.1 л/сек (Клиге, 2000). Химический состав временных водотоков определяется главным образом степенью засоленности почвогрунтов района.

На рассматриваемой территории находится более сотни озер, некоторые из них возникли при деградации речной сети на фоне аридизации климата. Другой вид озер встречается в районе Торейских озер и в среднем течении р. Онона, они не обнаруживают связи с речной сетью и представляют собой самостоятельные образования (Напрасников и др., 1972; Напрасникова, 1972). На левобережье р. Онон цепь озерных котловин тяготеет к тектоническим разрывам,

фиксирующим зону сочленения Цасучейской впадины с окружающими ее с севера молодыми поднятиями. Озерные котловины располагаются на участках, где рыхлые отложения или отсутствуют, или их мощность не превышает первых метров. На правобережье р Онон цепь малых озерных котловин пространственно тяготеет к зоне сочленения Цасучейской впадины с Байн-Цаганским и Кысытуйским поднятиями. Озерные котловины здесь врезаны в коренные породы, или приурочены к зоне перехода аккумулятивной равнины в денудационную поверхность.

Чаще озера группируются в системы, которые в первом приближении можно разделить на два типа. К первому отнести озерные системы низкогорных слаборасчлененных, равнинных и мелкосопочных пространств (Ингодинская, Онон-Борзинская), ко второму – озера ареального распространения на обширной территории с внутренним стоком (Скляров и др., 2011). При этом последняя группа локализована в пределах Онон-Торейской впадины, входящей в состав более крупной Улдза-Торейской высокой равнины, а первые два – водосборов рек Ингода и Онон.

Для того, чтобы разобраться во всем многообразии озер необходимо в первую очередь классифицировать их по морфометрическим характеристикам. Для этого нами были применены снимки с космического аппарата Landsat TM, ETM+ и OLI с разрешением 30 м (Курганович и др., 2016), с уровнем обработки Level1. Данные были получены посредством сервиса EarthExplorer – http://earthexplorer.usgs.gov/. Обработка снимков и вычисление водных индексов производились с помощью средств Image Classification и Spatial Analyst ArcGIS 10. Анализ полученного материала показал, что все рассматриваемые объекты отличаются морфометрическими характеристиками, а также величиной водосборной площади (приложение 2). При этом подавляющее большинство озер (72%) относится к числу так называемых небольших озер площадью свыше 1.0 до 10.0 км^2 (табл. 1.8).

Озера с площадью зеркала более 10 км^2 относительно малочисленны (4%), но их суммарная площадь сравнительно велика и составляет 82.2% от общей

акватории всех озер этого региона. Самыми крупными озерами этой области являются озера Барун-Торей и Зун-Торей, акватории которых составляют в многоводный период 500 и 380 м^2 соответственно. Необходимо отметить, что они находятся на минимальной абсолютной высоте (580 и 591 м соответственно), являясь бассейнами конечного стока.

Таблица 1.8. Распределение озер по размерам их акватории (в км^2).

Градация озер, км^2	Суммарная площадь, км^2	% от общего количества озер	% от суммарной площади озер
Малые (до 1.0)	20.7	24	2.2
Небольшие (от 1.1 до 10.0)	148.8	72	15.7
Большие (от 10.1 до 100 и выше)	781.0	4	82.2

Из таблицы приложения 2 видно, что наибольшее количество разнообразных по площади озер и объему в них воды располагается в интервале высот от 600 до 700 м над уровнем моря (около 95% всех озер). Отметки более 700 м относятся к Ингодинской группе озер.

При всем различии морфометрических параметров озер общее у них одно, все они бессточные, с отсутствием поверхностного стока, только во влажные периоды в отдельных случаях соединенные между собой временными руслами, но все изолированы от рек. Во всех озерных ваннах отмечаются морфологические признаки более высокого стояния озерных вод в виде отчетливо выраженных литоралей, а также береговых аккумулятивных и абразивных микроформ рельефа. Многие озера располагаются в замкнутых западинах, имеющих чаще всего характер концевого бассейна, собирающего грунтовые воды, а во время ливней поверхностные определенной территории.

При значительной вариации акваторий озер общим является их относительно небольшая глубина, как правило, не превышающая первых метров от зеркала воды. Наиболее глубокие из изученных озер это оз. Байн-Цаган (7.5 м), оз. Ножий (7.0 м) и оз. Доронинское (7.0 м). Такие озера чаще расположены на границе степи с горами. Мелкие озера локализованы на относительно

выравненных поверхностях, они чаще имеют малые площади водных зеркал (менее 1 км^2), меньший объем воды. Как правило, это хлоридные озера.

Анализ зависимостей отношений водосборной площади озер $S_{водосбор}$ к площади зеркал самих озер $S_{озера}$ относительно абсолютной высоты показал, что наиболее крупные водоемы с большим объемом воды из-за больших площадей водосборов имеют большие значения коэффициента этого отношения (от 2 до 54, среднее 22) и чаще занимают более низкие высотные отметки (рис. 1.6).

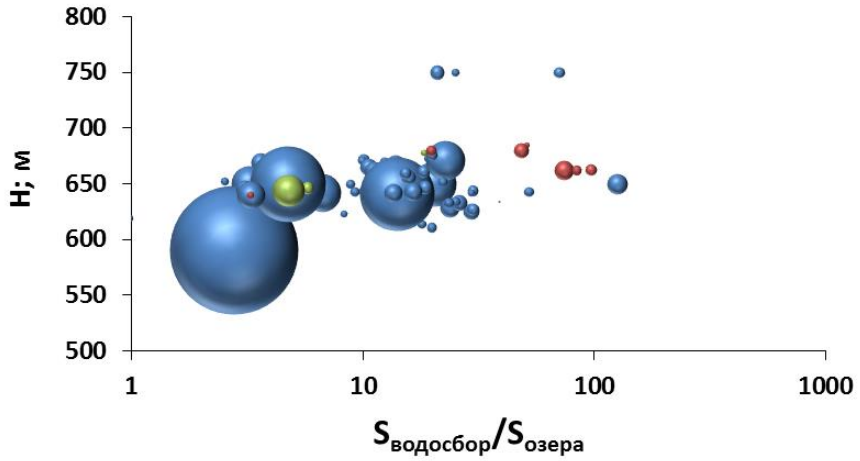


Рис. 1.6. Распределение значения отношения $S_{водосбор}/S_{озера}$ разных по объему воды озер в зависимости от высотных отметок их расположения (Н). Синим цветом выделен содовый тип озер, зеленым– сульфатный и красным – хлоридный.

Другая часть озер, отнесенных к малым и небольшим водоемам, имеют гораздо меньшее значение (2-10, среднее 6), сюда попадают рассольные, с минерализацией 50 г/л и выше, чаще это относится к хлоридным озерам. Анализ зависимостей объемов воды и ее минерализации показал, что для озер с объемом водной массы от 0.001 до 1 км^3 минерализация изменяется от 1.17 до 15 г/л, а при меньших объемах может достигать 50 г/л и более (рис. 1.7).

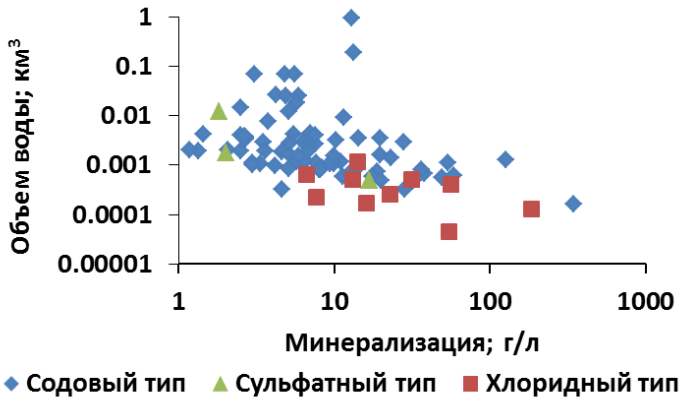


Рис. 1.7. Зависимость солености озер от их объема.

На территории Восточного Забайкалья выделяют три территориально обособленных лимнических системы соленых озер: Ингодинскую, Онон-Борзинскую и Торейскую (Минеральные…, 1968), приуроченных к выделенным выше соответствующим речным бассейнам и области внутреннего стока, отделенную от первых двух материковым водоразделом (рис. 1.8).

Ингодинская система соленых озер. Ингодинская группа озер включает более десятка пресных и соленых озер с малыми размерами и неустойчивым гидрологическим режимом (Склярова и др., 2012). Все озера находятся в степной зоне впадины за исключением пресных озер Арей и Салия, расположенных в лесной ее части. В долине р. Ингоды нами изучено семь соленых и солоноватых озер (рис. 1.7). Четыре из них Доронинское, Чепчек 1, Чепчек 2 и Торм находятся на близком расстоянии, поэтому представляют единую озерную систему – Доронинскую. Отдельно на расстоянии нескольких десятков км расположены озера: Хужарное, Лебединское и Бальзой. Озера занимают небольшие котловины, расположенные в незначительных депрессиях рельефа. Среди соленых озер этой группы самое большое оз. Доронинское (приложение 2). На нем до середины 20-столетия велась добыча соды (Франк-Каменецкий, 1928; Власов и др., 1961, 1974).

Озеро Доронинское является меромиктическим водоемом с ярко выраженной стратификацией вод по солености, изменяющейся от 10 до 38 г/л от зеркала воды ко дну. Существенно разнятся по глубине и содержания основных

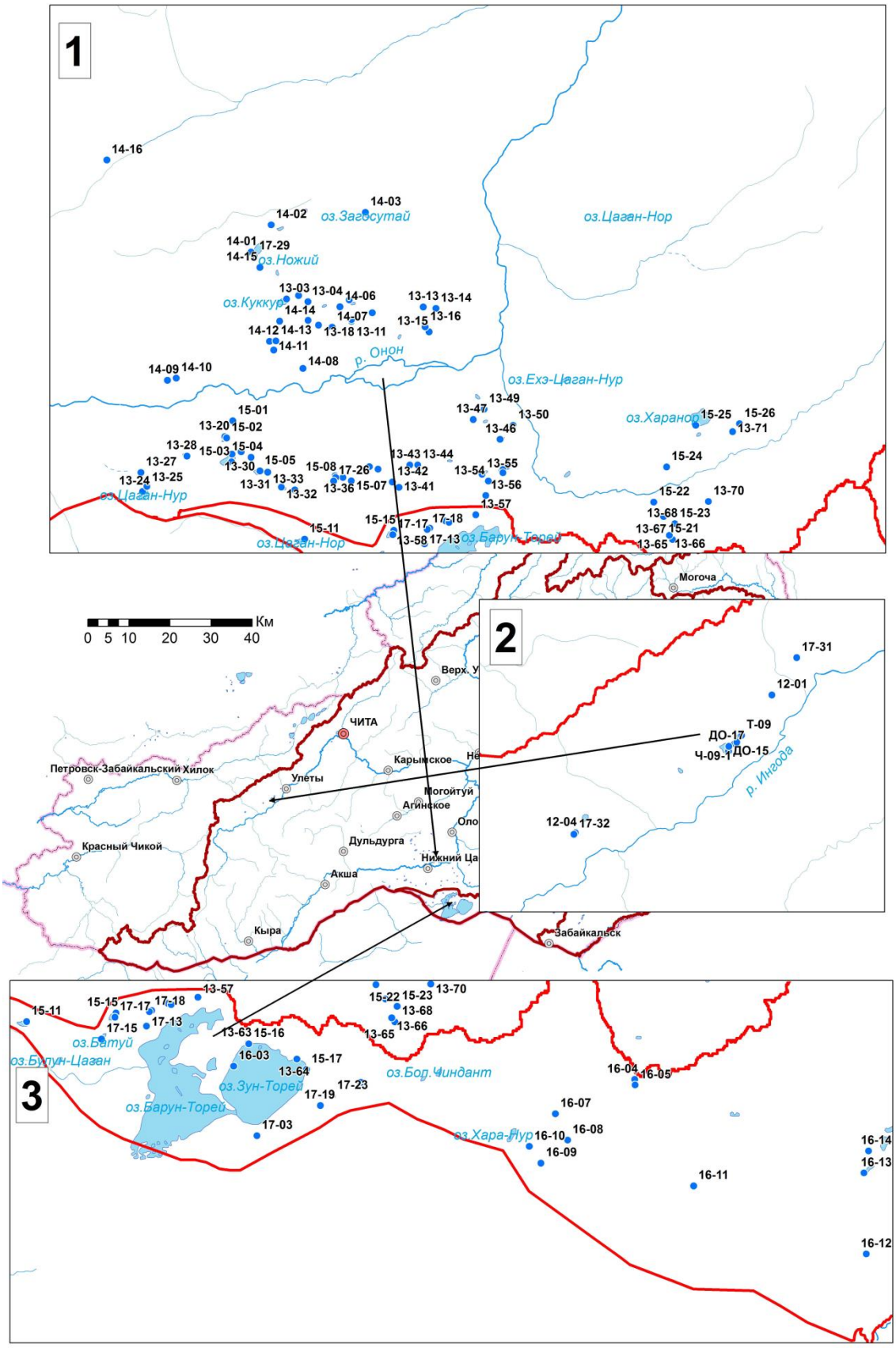


Рис.1.8. Схема опробования озер на территории Восточного Забайкалья с делением по приуроченности к речным бассейнам 1– Онон, 2– Ингода и 3 – область внутреннего стока по (Егидарев, Симонов 2014).

его физико-химических параметров (Борзенко, 2012). Мощность иловых сероводородных донных отложений в центральной части озера достигают 7.5 м. Все остальные изученные озера имеют широкий диапазон значений минерализации (от 1.2 до 68.1 г/л) и величины pH (от 9.24 до 9.87) (Борзенко, 2013, 2015). Максимальная концентрация солей отмечена в оз. Хужарном, а минимальная в оз. Лебединском. Для озер характерно увеличение минерализации воды с уменьшением абсолютных высот (приложение 2).

В анионном составе всех изученных озер преобладают CO_3^{2-} + HCO_3^- (41.6-93.1 мг-экв. %). Существенный вклад вносит также Cl^- с макисмальной долей (48.4 мг-экв. %) в оз. Чепчек 2. Сульфат-ион в значимых количествах (29.0 мг-экв. %) присутствует в оз. Хужарном, относительно низкие его содержания определены в оз. Доронинское (0.9 мг-экв. %), в остальных озерах его содержание не превышает 20 мг-экв. %. Натрий является доминирующим катионом, на долю которого приходится от 66.1 до 99.1 мг-экв. %. Только в наименее соленом оз. Лебединское наблюдается увеличение доли ионов магния до 22.7 мг-экв. %.

Концентрации микрокомпонентов в озерах варьируют в очень широких пределах (приложение 2). Максимальные значения (свыше 1 мг/л) характерны для Br, Fe и Sr. До первых мг/л концентрируются 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.

Онон-Борзинская система соленых озер. Озера Онон-Борзинской системы локализованы в бассейне р. Онона и ее наиболее крупного притока р. Борзя, а также частично в бассейне р. Аргунь, в пределах и по обрамлению Цасучейской впадины, а также на прилегающих с юга и востока территориях (Власов и др., 1961). Большинство озер характеризуются очень малыми размерами и неустойчивым гидрологическим режимом (Содовые…, 1991). Редко встречаются озера с глубиной и площадью акватории более 3 м и 2 км^2 соответственно. К таким относятся озера: Байн-Цаган, Байм-Булак, Ножий, Алвахон, Кудук, Балыктуй, Ара-Торум, Уту-Нуур и Гашкой. В гидрологическом режиме этих озер участвуют грунтовые и трещинные подземные воды (Цыганок, Еникеев, 1969).

Как правило эти озера слабоминерализованные с относительно высоким значением pH и доминированием в анионном составе HCO_3^- и CO_3^{2-}, а в катионном Na^+.

В целом для озер, расположенных в пределах бассейна р. Онон, характерны наибольшие вариации солености, интервал значений которой составляет 1.36–343.2 г/л при вариациях pH от 7.40 до 10.7. Наиболее соленые озера Горбунка и Борзинское (184.5 и 343.2 г/л сответственно) располагаются в относительно пологих котловинах. Дно и их берега покрыты толстым слоем сероводородного ила. Глубина их в многоводные периоды достигает 2-3 м. В сухие годы озера полностью пересыхают. При этом степень минерализации воды в озерах зависит от её уровня и может существенно колебаться. В XX веке на оз. Борзинское велась добыча поваренной соли.

По химическому составу озера этой группы весьма разнообразны. В наименее минерализованных озерах отмечается относительно высокие доли Ca^{2+} и Mg^{2+} (до 13.2 мг-экв. % (оз. Цаган-Нур) и 51.0 мг-экв. % (озеро с шифром 14-14) соответственно). Высокое содержание магния (19.0 мг-экв. %) определено также в соленом оз. Хилганта. Однако, основным катионом во всей выборке является Na^+, с его долей от 61.6 до 100 мг-экв. %.

Наибольшей распространенностью пользуются озера с pH>9, с доминированием в анионном составе карбонатного комплекса CO_3^{2-}+HCO_3^- и (или) Cl^-, в редких случаях SO_4^{2-} (оз. Хараганаш и оз. Шулута). В меньших количествах присутствуют солоноватые и соленые озера с pH<9 с доминированием среди анионов хлорид иона (оз. Укшинда, оз. Бабье, оз. Холво-Торум-1, 2, оз. Большая Булугунда и оз. Холбо-2). С преобладанием SO_4^{2-} имеется единственное солоноватое оз. Цаган–Тором.

Рассольных озер с минерализацией от 50 г/л и выше всего десять, три из которых имеют pH<9 (Бильчир-Нуур, Дабаса-Нор и Горбунка) и два озера Борзинское и Куджертай с pH>9. В анионном составе первых доминирует со значительным преимуществом Cl^- (69.3-91.0 мг-экв. %). На долю сульфатов и карбонатов в среднем приходится 14.5 и 11.4 мг-экв. % соответственно. В более

щелочных озерах максимальная доля карбонатного комплекса равна 48.7 мг-экв. %. при pH 10.7 установлена в оз. Куджертай. На долю карбонатов в оз. Борзинское приходится всего 6.7 экв. % с величиной pH равной 9.4. При этом относительное содержание хлоридов в оз. Борзинское составляет 69.3 экв. %, а оз. Куджертай 48.7 экв. %. Среди катионов основным в рассольных озерах остается натрий. Доля кальция становится заметнее (3.3 экв. %) в оз. Бильчир-Нуур с минимальным значением по всей выборке pH.

Для озер этой лимнической системы характерен высокий уровень концентраций микроэлементов. Максимальные значения (свыше 100 мг/л) характерно для Br, немногим меньше (свыше 10 мг/л) накапливаются Fe, B, Al, и Sr. До первых мг/л концентрируются As, U, Zr, сотни мкг/л характерно для Li, Mo, V, Se, Ti, Mn, Cr, Zn, Ba, Re, Th, W, Y, Sc, Rb, редкоземельные элементы РЗЭ — десятки мкг/л, а Pb, Sb, Ni, Co, Ge — первые мкг/л.

Торейская система соленых озер. Озера Торейской группы насчитывают меньшее количество водоемов по сравнению с предыдущей. К наиболее глубоким (более 3 м) относятся озера: Барун-Торей, Зун-Торей, Бабай, Цаган-Нуур (Дурулгуевское), Кука-Азырга, Хара-Нуур и др.

Как и в предыдущих выделенных лимнических группах, в озерах этой группы соленость и pH варьируют в широком диапазоне от 1.18 до 126.5 г/л и от 8.32 до 9.99 соответственно. Минимальная соленость определена в оз. Хойто-Торум, а самое минерализованное – оз. Зандай. В основном они имеют повышенное значение pH (более 9) вод и относительно высокие содержания CO_3^{2-} +HCO_3^-, доля которых в анионном составе достигает 66.6 мг-экв. % при среднем 38.8 мг-экв. %. В таких озерах высока и доля Cl^-, которая варьирует от 12.1 до 53.9 мг-экв. % (среднее 37.7 мг-экв. %). Превалирование SO_4^{2-} отмечено всего в трех озерах: Жилино и Шихалин-Нуур, Гришкино с pH более 9, и в двух озерах: Барун-Шивертуй и Кука-Азырга с pH менее 9. В остальных их относительные содержания не превышают 25 мг-экв. %.

По сравнению с предыдущими системами озер здесь в больших масштабах накапливаются U (10.9 мг/л), As (6.00 мг/л), Mn (4.05 мг/л), Mo (3.00 мг/л), РЗЭ (0.108 мг/л).

Очевидно, что в пространственном размещении озер различных по солености и химическому составу нет определенной закономерности, часто озера с водами разного состава и минерализации располагаются на небольшом удалении друг от друга, но все они локализованы в зоне засушливого климата и не имеют поверхностного стока. Считается, что соленость озер обусловлена испарительным концентрированием озерных вод в условиях засушливого климата, в ходе которого должна происходить, по устоявшимся представлениям, направленная трансформация химического состава со сменой химического типа, от карбонатного к сульфатному и далее к хлоридному. Фактическое распределение химических компонентов в водах изученных озер Восточного Забайкалья отличается от общепринятой схемы метаморфизации озерных вод при их испарении. Чаще, по мере роста солености вод не происходит пропорционального с хлоридами накопления сульфатов, более того, по темпам накопления они отстают, а содержания гидрокарбоната и карбоната по сравнению с ними в большинстве случаев растут более интенсивно. Такая ситуация не согласуется с общими представлениями и требует особого рассмотрения.

Глава 2
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СОЛЕНЫХ ОЗЕР

Соленые озера обычно делятся на карбонатные, сульфатные и хлоридные; иногда дополнительно выделяются кислые типы (Алекин, 1970). Карбонатные в отдельных случаях называются также содовыми, а сульфатные делятся на натриевые и магниевые подтипы (Валяшко, 1952, 1962). В основу этих классификаций положены разные соотношения основных катионов и анионов. Эти классификации построены на химических принципах. Поэтому они не отражают геохимическую специфику состава озерных вод. Классификация, разработанная С.Л. Шварцевым (Шварцев и др., 2014), также носит условный характер, но она позволяет сравнить озера не только по химическому составу, но и по главным процессам их формирования и источникам элементов, что имеет уже геохимическое значение. Согласно предложенной схеме на изучаемой территории Восточного Забайкалья нами было выделено три геохимических типа озер: содовые, к которым отнесли все озера с pH ≥ 9.0; хлоридные, если pH < 9.0, а среди анионов преобладает хлор, и сульфатные, если pH < 9.0, но среди анионов доминирует сульфат.

Состав типичных представителей каждого типа озер показан в таблице 2.1. По солености исследуемые озерные воды варьируют от солоноватых до рассолов, с минерализацией от 1.17 до 343.2 г/л. При этом чаще встречаются сильносолоноватые озера с минерализацией до 10 г/л, существенно меньше слабосоленых (10 озер) и рассолов (5) (Посохов, 1969). Значения pH меняются в широких пределах от 7.4 до 10.7. При этом наибольшим распространением среди изученных озер пользуются озера содового типа, на долю которого приходится 87 %, реже встречаются сульфатные (3 %) и хлоридные типы (10 %).

Таблица 2.1.Химический состав соленых озер Восточного Забайкалья по выделенным типам и подтипам

Показатели	Ед. изм.	Содовый тип												Сульфатный тип			Хлоридный тип		
		Содовый тип усредненный			Содовый тип I подтип			Содовый тип II подтип			Содовый тип III подтип								
		1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
pH		9.53	9.02	10.74	9.47	9.02	10.74	9.53	9.20	9.83	9.55	9.09	10.02	8.74	8.32	8.90	8.17	7.40	8.70
CO_2	мг/л	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	144.0	132.0	156.0
CO_3^{2-}+HCO_3^-		3073	47.2	30129	3488	420.0	30129	4291	626.0	16539	2894	47.2	22130	806.2	71.9	1798	504.0	61.0	2109
SO_4^{2-}		2188	10.2	62340	592	10.2	2018	6167.5	1680	13790	3138	55.7	62340	2901	492	7580	3451	210	13680
Cl^-		4168	28.2	133740	1390	28.2	14180	2712	317.6	6600	7155	390.0	133740	900.0	266.0	2050	17783	1196	101088
F-		14.3	0.060	414.0	9.51	0.060	72.3	19.2	0.67	104.7	18.7	0.49	414.0	2.05	0.36	5.11	6.59	0.27	37.1
Ca^{2+}		15.4	0.84	80.0	15.0	0.84	57.8	7.62	2.64	18.0	13.6	1.03	80.0	45.2	4.68	79.2	100.4	6.34	617.5
Mg^{2+}		68.9	1.08	395.2	60.5	2.94	182.8	211.6	54.4	379.7	49.5	1.08	395.2	62.4	33.0	89.5	620.3	9.95	3795
Na^+		5045	272.0	124800	2350	272	18566	5834	1365	17126	7391	371	124800	2180	392.0	5347	12471	1347	65000
K^+		58.9	2.30	440.8	45.8	2.95	440.8	164.5	47.2	357.1	54.7	2.30	200.2	21.2	6.22	43.5	76.5	7.47	237.6
M	г/л	15.3	3.17	343.3	7.78	3.17	58.5	19.4	5.50	54.3	21.2	3.05	343.3	6.91	1.83	16.9	35.2	4.63	184.6
Si	мг/л	5.52	2.30	22.1	6.40	3.60	22.1	5.90	4.50	6.75	4.75	2.30	10.3	3.60	2.90	4.10	3.60	3.40	4.50
Li	мкг/л	107.0	2.00	646.4	182.8	2.00	326.3	265.8	101.0	646.4	87.5	5.20	584.7	156.7	85.1	242.0	269.0	62.1	1470
B		3384	0.010	34722	2064	0.010	13211	5726	550.0	21126	4258	403.0	34722	786.3	275.0	1741	4023	754.6	9725
Be		0.12	0.001	4.62	0.040	0.001	0.37	0.85	0.030	4.62	0.080	0.001	1.84	0.050	0.030	0.10	0.050	0.010	0.11
Al		347.7	4.71	16955	170.8	4.71	3535	377.2	10.5	2049	497.7	9.20	16955	203.0	68.3	397.2	133.3	14.7	415.0
V		73.8	0.001	420.3	52.8	0.001	327.8	38.7	2.65	122.6	99.6	4.21	420.3	32.4	16.5	43.6	24.5	5.99	119.1
Cr		3.36	0.001	29.0	2.18	0.001	10.4	2.65	1.15	5.32	4.66	0.26	29.0	2.82	2.11	3.67	5.74	1.31	31.6
Mn		66.7	0.36	4048	8.36	0.53	106.0	703.7	1.77	4048	25.9	0.36	721.0	56.7	12.2	126.0	6.54	0.52	42.5
Fe		437.6	0.35	18101	336.6	0.35	2579	143.4	12.6	519.8	587.1	8.83	18101	232.0	74.6	386.1	84.4	6.55	262.0
Co		1.73	0.001	77.6	0.70	0.001	5.03	14.1	0.66	77.6	0.93	0.12	12.7	1.69	0.80	3.33	0.54	0.24	0.93
Ni		8.14	0.94	243.5	4.94	0.94	65.6	55.7	3.01	243.5	5.41	1.24	26.6	6.70	5.00	24.5	4.94	1.18	20.2

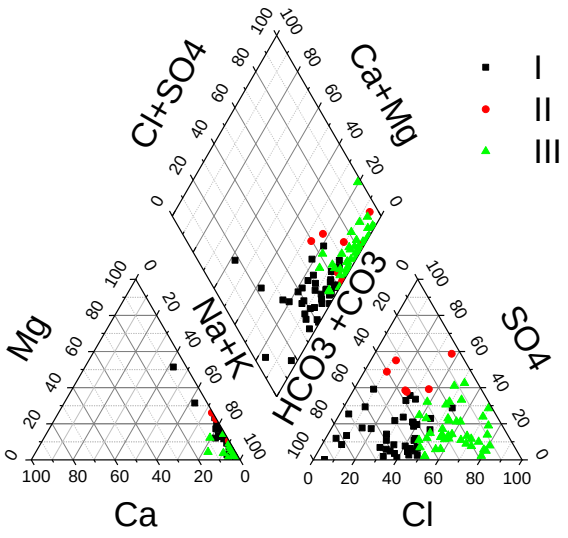
Продолжение таблицы 2.1

Показатели	Ед. изм	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Cu		47.0	0.79	437.6	6.40	0.79	31.0	179.7	2.30	437.6	24.0	1.00	304.0	40.1	9.50	236.3	6.00	1.90	21.0
Zn		375.6	0.67	2313	94.2	0.67	982.5	413.1	70.0	2313	74.5	0.78	360.7	179.2	108.0	231.2	115.0	3.90	754.3
Ga		0.28	0.010	3.74	0.17	0.010	1.18	0.36	0.050	0.75	0.39	0.040	3.74	0.10	0.050	0.18	0.40	0.010	1.86
Ge		0.48	0.010	6.90	0.37	0.010	2.51	0.72	0.28	1.38	0.62	0.060	6.90	1.31	0.080	3.69	0.88	0.18	2.40
As		419.0	0.21	6007	526.1	0.21	1432	527.9	9.88	1728	311.0	23.8	6007	73.2	25.3	140.4	100.3	13.6	279.0
Se		2.46	0.030	27.1	1.41	0.030	7.86	2.83	0.70	8.25	3.34	0.28	27.1	0.62	0.18	0.96	22.2	0.89	191.0
Br		29881	30.0	624292	11976	30.0	151732	23550	3527	73802	47961	3204	624292	5005	2107	10095	83510	10580	368587
Rb		5.57	0.43	53.0	4.55	0.76	27.0	13.3	5.01	35.5	5.57	0.43	53.0	5.67	2.51	10.0	7.52	1.30	25.0
Sr		553.4	2.00	9194	396.0	2.00	1577	827.8	85.4	3273	655.1	67.0	9194	586.7	235.0	973.8	4397	130.0	18506
Y		1.60	0.010	77.5	0.48	0.020	6.15	13.7	0.060	77.5	0.84	0.010	16.8	0.65	0.13	1.60	0.12	0.030	0.30
Zr		49.6	0.12	1104	49.7	0.38	935.2	114.7	0.12	677.0	60.3	0.26	1104	2.01	0.70	4.48	7.80	0.14	47.5
Sc		0.90	0.001	51.5	0.44	0.001	7.86	0.38	0.001	1.98	1.47	0.01	51.5	0.08	0.01	0.19	0.06	0.004	0.34
Nb	мкг/л	0.11	0.001	1.50	0.12	0.010	1.28	0.15	0.001	0.70	0.12	0.010	1.50	0.060	0.010	0.11	0.030	0.001	0.12
Mo		124.1	3.00	2987	59.5	3.00	537.7	774.8	13.4	2987	85.8	7.64	923.2	69.7	21.2	156.6	88.1	15.4	379.0
Cd		14.0	0.060	587.0	8.91	0.060	131.0	109.6	4.90	587.0	10.4	0.10	256.2	4.41	1.01	6.65	1.25	0.19	4.43
Sb		7.64	1.13	62.0	7.56	1.13	62.0	7.55	2.12	21.7	8.79	1.33	52.3	3.21	1.97	3.94	3.29	1.70	6.24
Cs		0.060	0.001	0.95	0.050	0.001	0.44	0.15	0.030	0.69	0.050	0.010	0.95	0.13	0.020	0.32	0.050	0.010	0.13
Ba		51.9	4.20	696.7	51.0	4.20	696.7	28.5	14.9	57.9	55.5	7.61	313.9	41.9	18.6	67.5	112.6	43.9	207.0
∑РЗЭ		8.31	0.040	108.8	2.17	0.040	56.1	20.0	0.090	108.8	2.82	0.040	82.0	0.89	0.82	0.96	0.66	0.050	2.53
Hf		0.43	0.001	11.0	0.45	0.010	8.52	0.91	0.001	5.19	0.52	0.001	11.0	0.040	0.010	0.060	0.040	0.001	0.20
Ta		0.010	0.001	0.12	0.010	0.001	0.040	0.040	0.001	0.12	0.010	0.001	0.040	0.001	0.001	0.010	0.001	0.001	0.010
W		22.4	0.010	280.0	15.2	0.010	155.3	35.8	0.87	170.6	28.6	1.77	280.0	2.23	1.34	3.47	11.3	0.55	56.0
Pb		3.03	0.010	40.5	1.32	0.010	12.5	15.7	0.17	40.5	2.73	0.070	33.7	4.85	0.90	7.68	0.61	0.070	1.53
Th		2.92	0.0003	209.3	0.64	0.0003	13.1	0.80	0.010	4.42	5.45	0.010	209.3	0.20	0.030	0.53	0.040	0.0003	0.10
U		215.8	2.55	10855	70.8	2.80	363.0	101.6	2.55	536.5	232.9	10.8	10855	65.1	13.0	138.7	78.3	15.6	246.1

Примечания – М - минерализация воды; 1-среднее, 2-минимальное, 3- максимальное значение

2.1. Макрокомпонентный состав содовых озер

При детальном рассмотрении поведения основных ионов содовых озер видно, что их химический состав разнообразный и зачастую карбонатная составляющая не является доминирующей в общем балансе анионов (рис. 2.1).



I, II, III – подтипы содовых озер

Рис. 2.1. Диаграмма Пайпера с нанесением данных по содовым озерам.

В связи с возникшей сложностью описания этого типа озер мы разделили его на три подтипа: к I подтипу отнесли озера с преобладанием в водах содержаний карбонатного комплекса, ко II сульфат- и к III хлорид-ионов. Оказалось, что среди выделенных подтипов наибольшим распространением пользуются озера I и III подтипа, составляющие 45 и 48 % от их общего количества (75 озер), ко II подтипу отнесены всего 5 озер (Хараганаш, Шулута, Жилино, Шихалин-Нуур, Гришкино).

Основным отличием *I подтипа содовых озер* является относительно низкая минерализация их вод, составляющая в среднем 7.78 г/л при значении pH равном 9.47. В среднем содержание карбонатного комплекса здесь равно 3488 мг/л, что в относительных единицах измерения составляет 55 мг-экв % (рис. 2.2). Минимум

определен в солоноватом оз. Хойто-Торум, а максимум в рассольном и самом щелочном оз. Куджертай. Содержания сульфатов варьируют от 10.2 мг/л в солоноватом оз. Лебединское до 2018 мг/л в более минерализованном оз. Ара-Торум (среднее по выборке – 592.1 мг/л или 15 мг-экв %). Концентрации хлорид-ионов изменяются в еще большем диапазоне от 28.2 (оз. Лебединское) до 14180 (оз. Куджертай), среднее 1390 мг/л (30 мг-экв %).

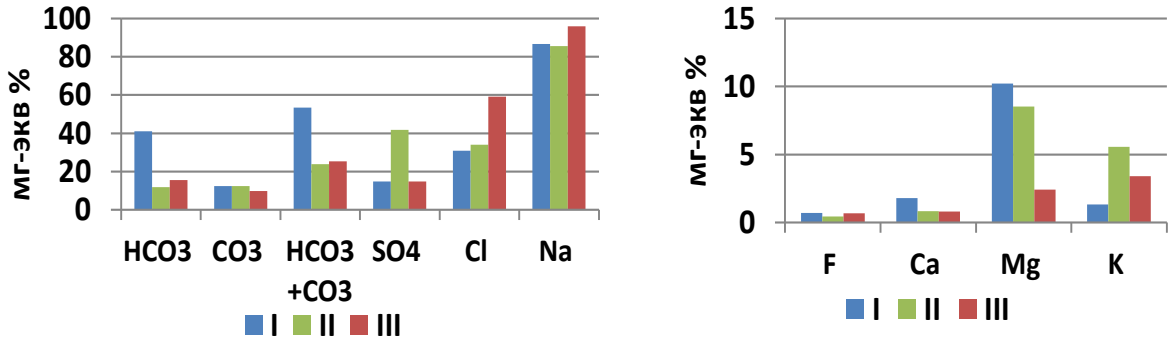


Рис. 2.2. Относительные содержания макрокомпонентов в выделенных подтипах содовых озер.

В катионном составе доминирует натрий, содержания которого изменяются от 272 в оз. Хойто-Торум до 18566 мг/л в оз. Куджертай при среднем значении 2350 мг/л (87 мг-экв %). Вторым является магний с концентрациями от 2.94 в солоноватом оз. Баян-Булак до 182.3 мг/л в том же оз. Куджертай при среднем 60.5 мг/л (10 мг-экв %). В значимых количествах (более 20 мг-экв %) магний присутствует в озерах с минерализацией до 4.16 г/л. Калий и кальций находятся здесь в сопоставимых количествах, составляя в среднем 1.3 и 1.8 и мг-экв %, что в абсолютных значениях равно 45.8 и 15.0 мг/л соответственно.

Между минерализацией и pH вод прослеживается прямая зависимость с величиной достоверности аппроксимации R^2=0.73, указывающей на взаимозависимость этих параметров между собой. При этом по мере роста минерализации и pH растут содержания всех основных анионов с доминированием карбонатного комплекса (HCO_3^-+CO_3^{2-}) и натрия, в меньшей степени калия, напротив, для кальция и магния отмечается снижение (рис. 2.3).

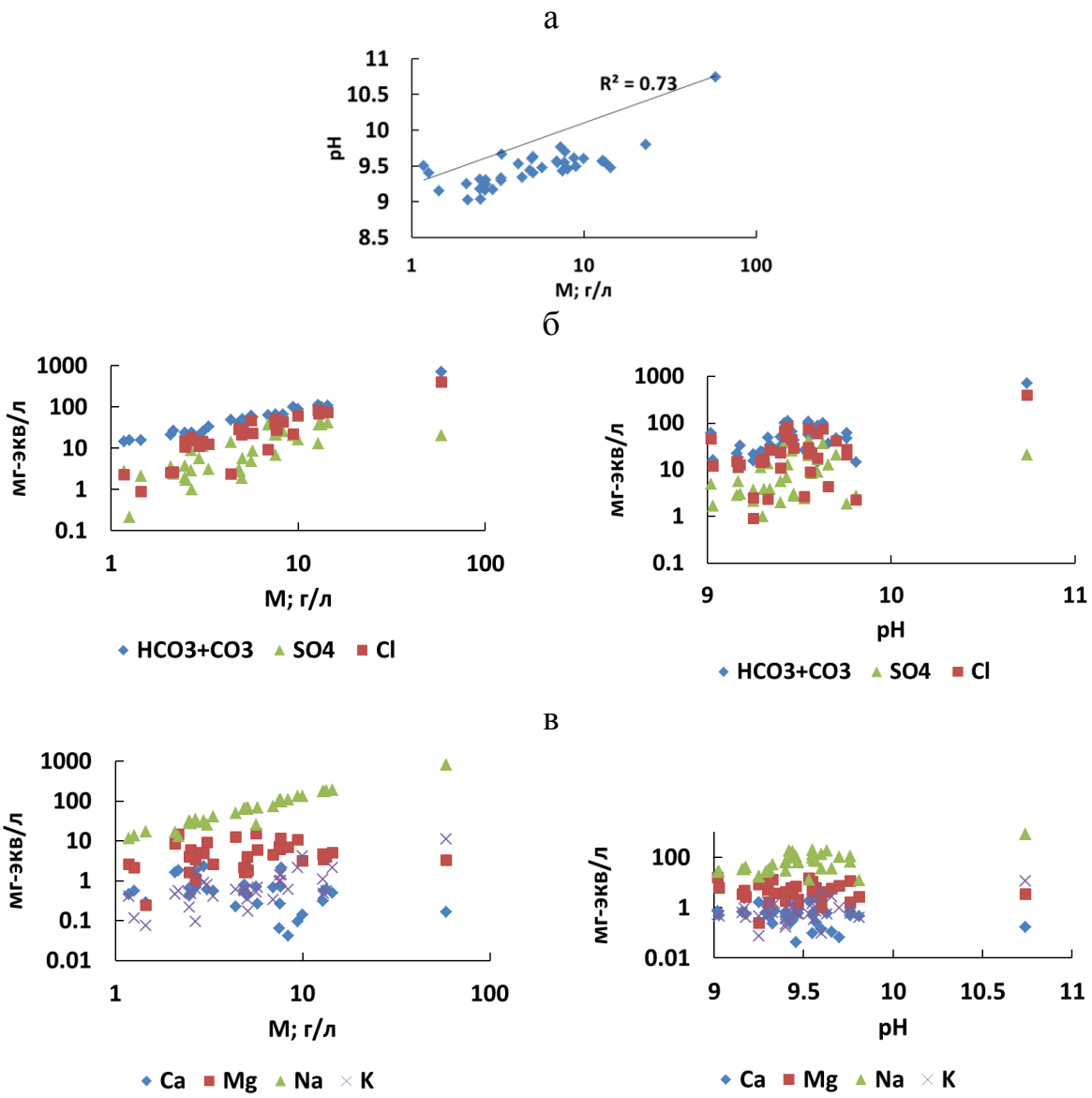


Рис. 2.3. Распределение а) значений минерализации М от pH, б) М и pH от содержаний основных анионов, в) М и pH от содержаний основных катионов.

Содовые озера *II подтипа* в сравнении с I подтипом по средним оценкам более щелочные (pH=9.53) и минерализованные (19.4 г/л). Основным анионом здесь являются сульфат-ионы, содержание которых как по средним, так и минимальным и максимальным значениям, выше, чем в предыдущем подтипе. Диапазон их варьирования находится в границах от 1680 в солоноватом оз. Хараганаш до 13790 мг/л в рассольном оз. Гришкино при среднем значении 6168 мг/л. В сумме анионов на их долю приходится от 37.6 до 58.7 мг-экв % при

среднем – 42 мг-экв %. Доли хлорид-ионов и карбонатной составляющей в среднем составляют 34 и 24 мг-экв % соответственно (рис. 2.4).

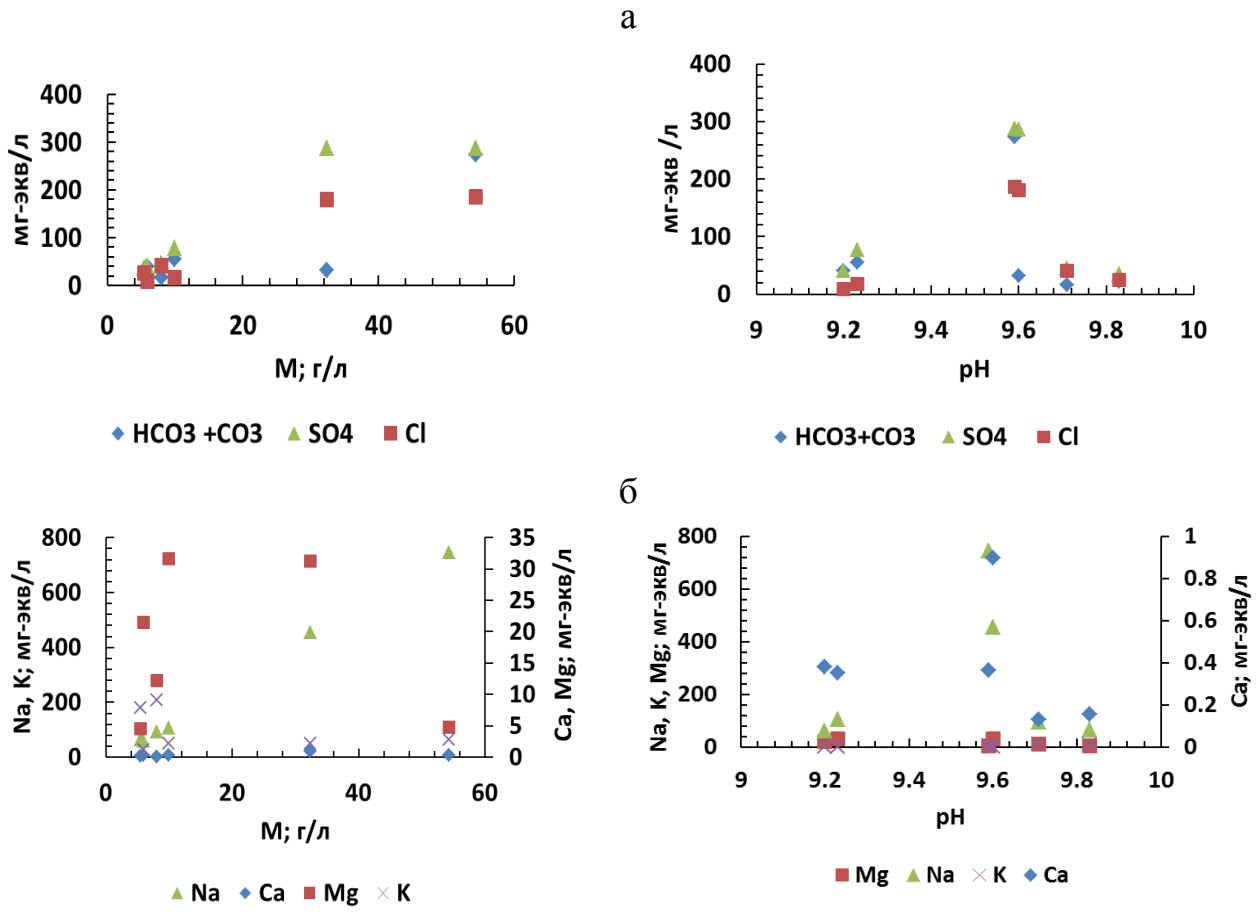


Рис. 2.4. Зависимость содержания а) анионов, б) катионов от минерализации М и pH в содовых озерах II подтипа.

Абсолютные содержания карбонат и гидрокарбонат-ионов здесь выше (4291 мг/л), чем в озерах I подтипа. Аналогичная ситуация складывается и с хлорид-ионом (2712 мг/л). Среди катионов основным является также натрий, усредненная концентрация которого в два раза больше (5834 мг/л) по сравнению с I подтипом. Хотя в относительных количествах изменения не существенные.

Рост солености вод сопровождается накоплением всех основных анионов и натрия. В отношении кальция и магния имеет место более выраженная по сравнению с I подтипом обратная зависимость между их содержанием и pH.

III подтип отличается в пределах содового типа относительно высокой минерализацией (21.2 г/л) и pH (9.55) вод, между значениями которых отсутствует какая-либо зависимость (рис. 2.5а). Основным анионом здесь является хлор, концентрация которого варьирует от 390.9 мг/л в солоноватом оз. Цаган-Нуур до 133740 мг/л в рассольном оз. Борзинское при среднем значении 7155 мг/л или 60 мг-экв %.

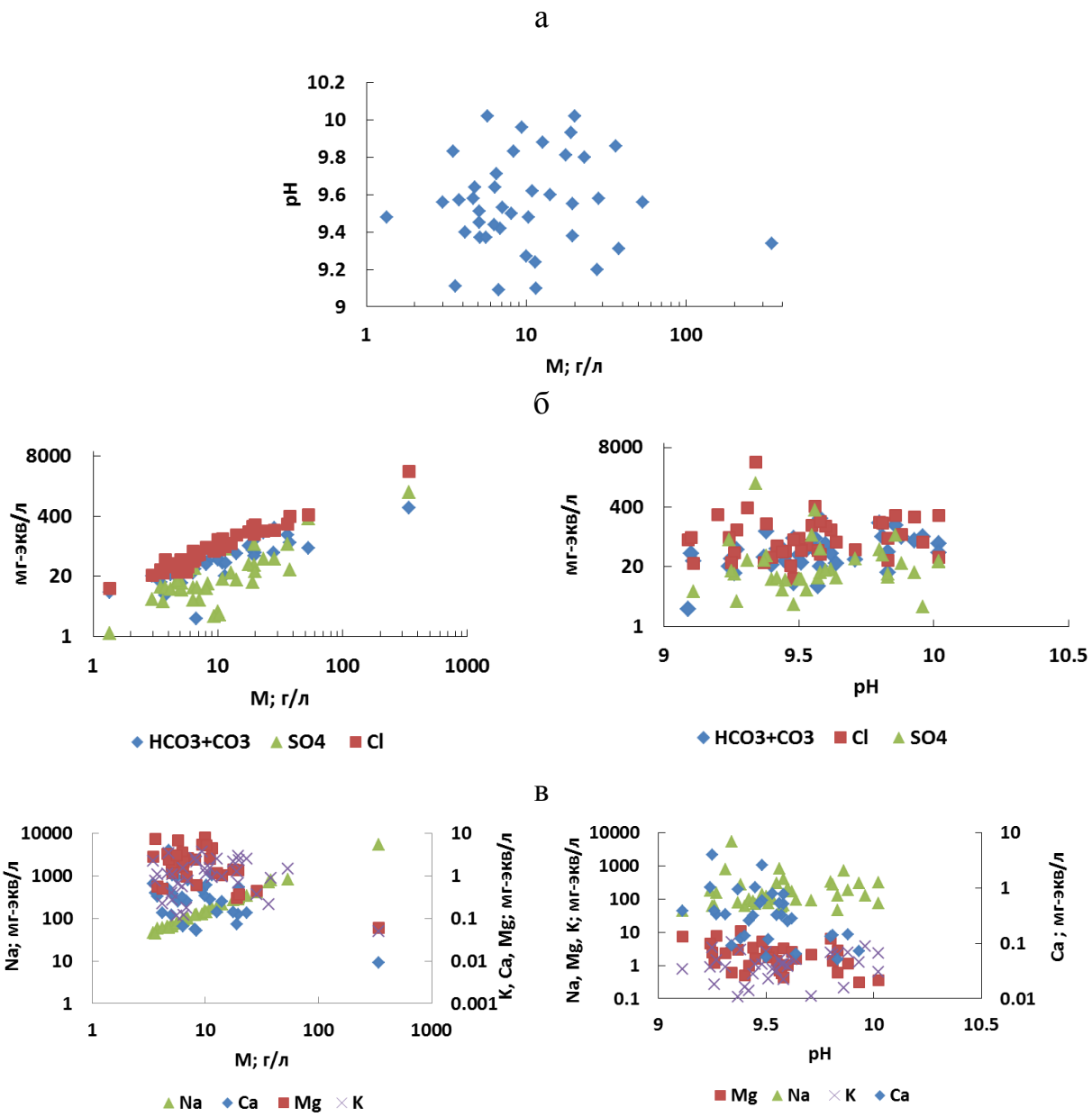


Рис. 2.5. Зависимость а) минерализации M от pH вод, б) содержаний анионов, в) катионов от M и pH вод содовых озер III подтипа.

Сумма содержаний производных угольной кислоты меняется от 244.4 (оз. Барун-Холво-2) до 22130 мг/л (оз. Борзинское) при минимальной средней величине 2849 мг/л или 25 мг-экв % в рамках содового типа.

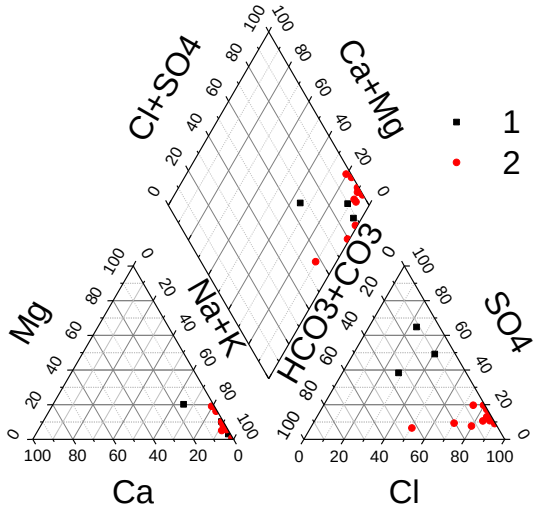
Максимальное значение сульфат-ионов (62340 мг/л) определено также в самом минерализованном оз. Борзинское, а минимальное (55.7 мг/л) в солоноватом оз. Цаган-Нур при среднем значении 3138 мг/л. В среднем доля сульфатов в анионном составе сопоставима с I подтипом (15 мг-экв %).

Среди катионов со значительным преимуществом доминирует Na^+, содержание которого в среднем составляют 7391 мг/л или 95 мг-экв %. Магний и калий здесь присутствуют в сопоставимых количествах между собой, средние концентрации которых равны 49.5 и 54.7 мг/л или 3.2 и 3.1 мг-экв % соответственно. Кальций наличествует здесь в количествах от 1.03 до 80.0 мг/л, при среднем значении 13.6 мг/л (0.81 мг-экв %). Имеет место согласованность в распределениях минерализации и содержаний основных анионов и натрия, напротив, противоположная зависимость отмечается с калием, кальцием и магнием (рис. 2.5б, в). Относительно pH и содержаний основных ионов, прямая зависимость отмечается исключительно для карбонатов и обратная для кальция, для остальных компонентов связи выражены слабо или отсутствуют вовсе.

2.2. Макрокомпонентный состав сульфатных и хлоридных озер

Как уже говорилось выше, среди изученных озер можно выделить только три озера *сульфатного типа* это оз. Цаган-Тором, оз. Барун-Шивертуй и оз. Кука-Азырга. В среднем на долю сульфат-ионов здесь приходится 51 мг-экв % (рис. 2.6). Эта группа озер выделяется относительно низкой минерализацией (от 1.83 до 16.9 г/л) и pH (от 8.32 до 8.90) вод, средние значения которых составляют соответственно 6.91 г/л и 8.74. Самое минерализованное и менее щелочное в этой группе водоемов оз. Барун-Шивертуй. Оно отличается максимальными концентрациями сульфат- (7580 мг/л), хлорид-ионов (2050 мг/л) и производных угольной кислоты (1798 мг/л).

В целом среднее значение по выборке CO_3^{2-}+HCO_3^- составляет 806.2 мг/л (или 11 мг-экв %). В менее минерализованном оз. Кука-Азырга содержания CO_3^{2-} +HCO_3^- и SO_4^{2-} находятся в сопоставимых количествах 548.6 (34 мг-экв %) и 491.5 мг/л (38 мг-экв %). На долю Cl^- приходится всего 28 мг-экв % или 265.9 мг/л. Отличительным признаком солоноватого оз. Цаган-Тором является относительно низкое содержание карбонатной составляющей (164.9 мг/л или 10.0 мг-экв %). В относительных единицах измерения сульфат- и хлорид-ионы составляют 49 и 40 мг-мг-экв % соответственно.



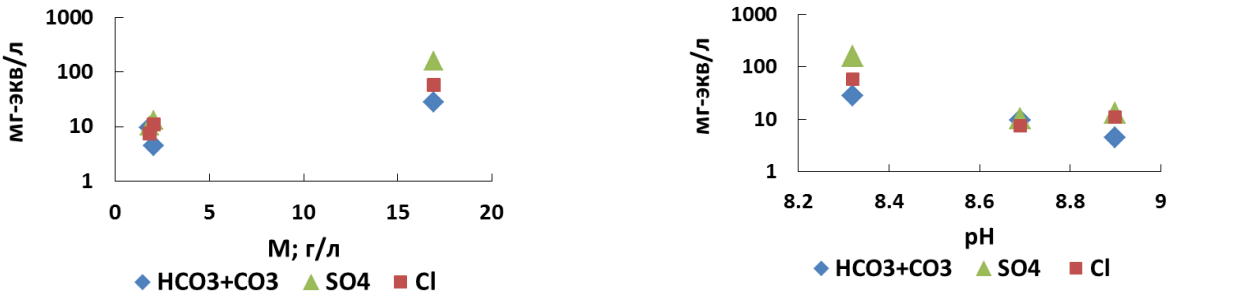
1-сульфатный, 2-хлоридный типы

Рис. 2.6. Диаграмма Пайпера с нанесением данных по макрокомпонентному составу сульфатных и хлоридных типов озер. 1 – сульфатный, 2 – хлоридный типы.

Основным катионом в этом типе выступает также натрий, с содержанием от 391.8 до 5347 мг/л при среднем значении по выборке равным 2181 мг/л (82 мг-экв %). Вторым – магний с относительным содержанием 11 мг-экв %, на долю кальция приходится 5.2 мг-экв %.

Согласованность между минерализацией и содержаниями основных ионов отмечается для всех ионов без исключения, но для натрия и магния она более выраженная. По мере снижения pH накапливаются преимущественно сульфат- и хлорид-ионы, в отношении катионов зависимость отмечается исключительно для магния (рис. 2.7).

а



б

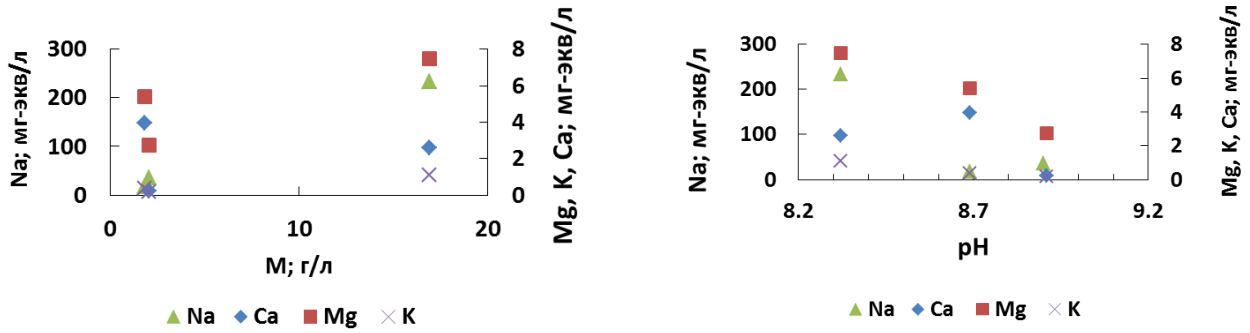


Рис. 2.7. Зависимость содержаний а) основных анионов б) основных катионов от минерализации М и pH воды в сульфатных озерах.

Хлоридные озера отличаются максимальной по всей выборке минерализацией (35.2 г/л) и минимальным значением pH вод (8.17), между значениями которых имеет место обратная зависимость (рис. 2.8а). Минерализация вод изменяется от 4.63 в оз. Укшинда до 184.8 г/л в оз. Горбунка, величина pH от 7.40 в рассольном оз. Бильчир-Нуур до 8.70 в том же солоноватом оз. Укшинда.

На долю хлорид-ионов здесь приходится в среднем 80 мг-экв %, при этом по мере роста солености вод доля его растет до 90 мг-экв % в оз. Горбунка. В абсолютных единицах измерения концентрации хлорид-ионов варьируют от 1196 в оз. Укшинда до 101088 мг/л в оз. Горбунка при среднем значении 17783 г/л. Относительное содержание сульфат-ионов достигают 12 мг-экв %, а производных угольной кислоты 8 мг-экв %. В абсолютных концентрациях усредненные значения сульфатов равны 3451 при минимуме 209.8 и максимуме 13680 мг/л в

указанных выше озерах. Производные угольной кислоты присутствуют в меньших количествах и преимущественно в форме HCO_3^- в концентрациях от 61.0 до 2109 мг/л при среднем значении 504.0 мг/л.

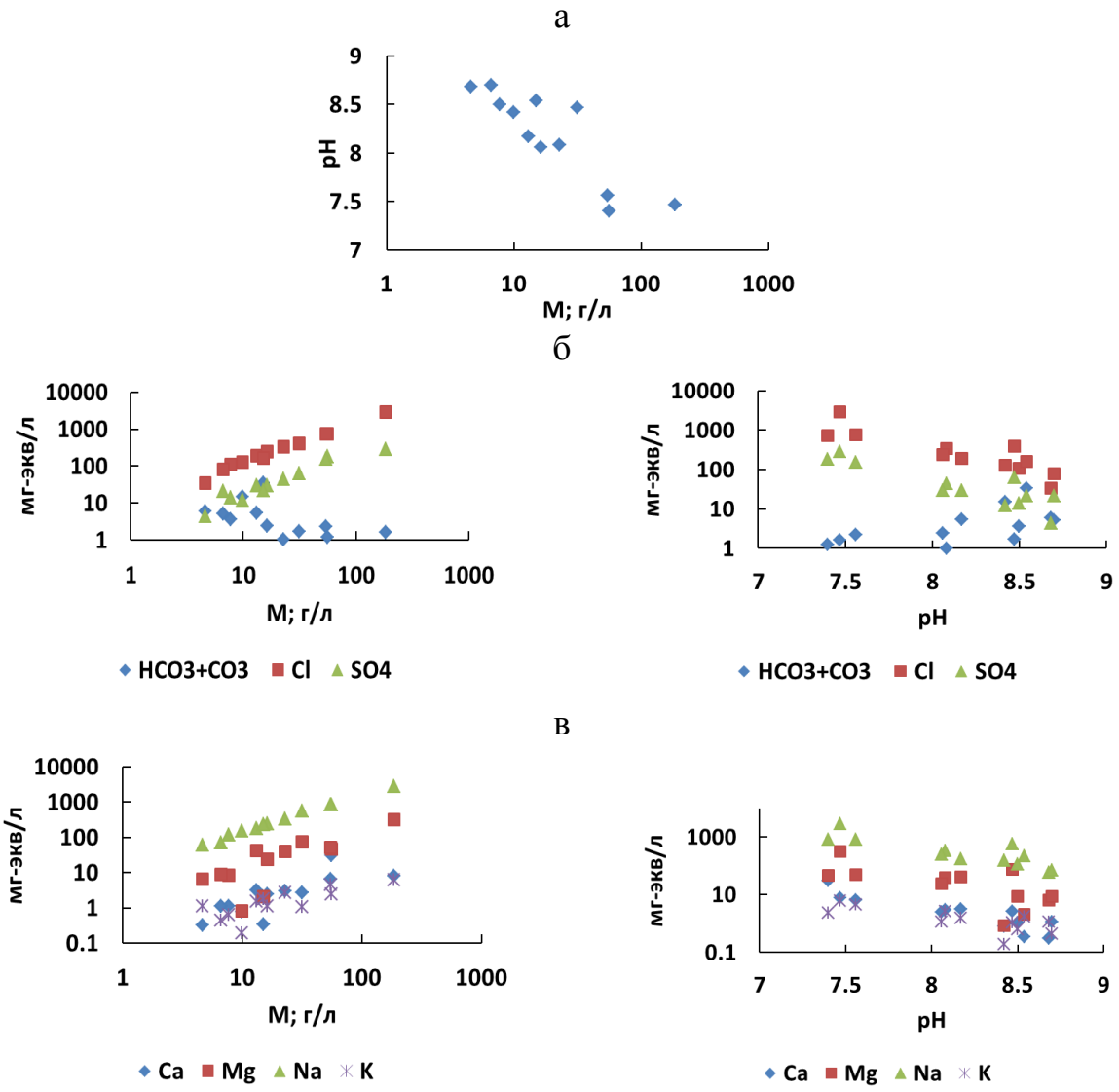


Рис. 2.8. Зависимость а) минерализации M от pH вод, б) содержаний анионов и в) катионов от минерализации и pH в хлоридных озерах.

Наличие растворенного углекислого газа CO_2 в аналитически определяемых концентрациях отмечается в двух озерах Бильчир-Нуур и Горбунка (132 и 156 мг/л соответственно). В остальных случаях определяется CO_3^{2-} в количестве от предела обнаружения до 384.0 мг/л, с максимумом в солоноватом и наиболее щелочном оз. Укшинда.

Доля натрия остается высокой, составляя в среднем 91 мг-экв %. Его абсолютные содержания варьируют от 1347 до 65000 при среднем 12471 мг/л. Калий, кальций и магний находятся здесь в подчиненных количествах. Максимальная концентрация кальция 617.5 мг/л, что составляет всего 3.3 мг-экв %, зафиксирована в наименее щелочном оз. Бильчир-Нуур при среднем его значении 0.9 мг-экв. % в хлоридном типе. Максимум магния 3795 мг/л или 19 мг-экв % определен в оз. Хилганта. По средним оценкам доли кальция (0.9 мг-экв %) и магния (8.0 мг-экв %) в хлоридном типе меньше, чем в сульфатном.

По мере роста минерализации и снижения pH увеличиваются содержания хлорид- и сульфат-ионов, а также всех катионов, напротив, производных угольной кислоты снижаются (рис. 2.8б, в).

Поскольку *фтор* входит в состав основных анионов, имеет смысл рассмотреть его поведение в рассматриваемых типах озер. По средним оценкам его концентрации на порядок выше в содовых озерах II и III подтипов с содержанием 19.2 и 18.7 мг/л соответственно. Максимальное значение (414.0 мг/л) определено в содовом III подтипа небольшом озере без названия с шифром пробы 17-19, в районе оз. Зандай, с минерализацией воды 16.5 г/л и pH 9.68. Одного порядка фтор определен в содовых озерах: Гришкино, Зандай, Дурбачи, Холбо-3. Относительно низкие его концентрации (менее 1 мг/л) фиксируются в хлоридных озерах Дабаса-Нор, Холво-Торум-1 с pH вод менее 8.06. В содовых озерах относительно низкие его концентрации приходятся на наименее минерализованные с относительно низким значением pH воды озера Цаган- Нор, Зырде-Зырге, Улин и др. В целом в содовых озерах прослеживается единая направленность в распределении содержаний фтора минерализации и pH воды ($r>0.90$) (рис. 2.9а).

В хлоридных типах зависимость иного характера, т.е. по мере роста солености и снижения pH вод содержания фтора уменьшаются (рис. 2.9б). По всей выборке отмечается согласованность в распределении содержаний фтора и карбонатной составляющей (рис. 2.9в).

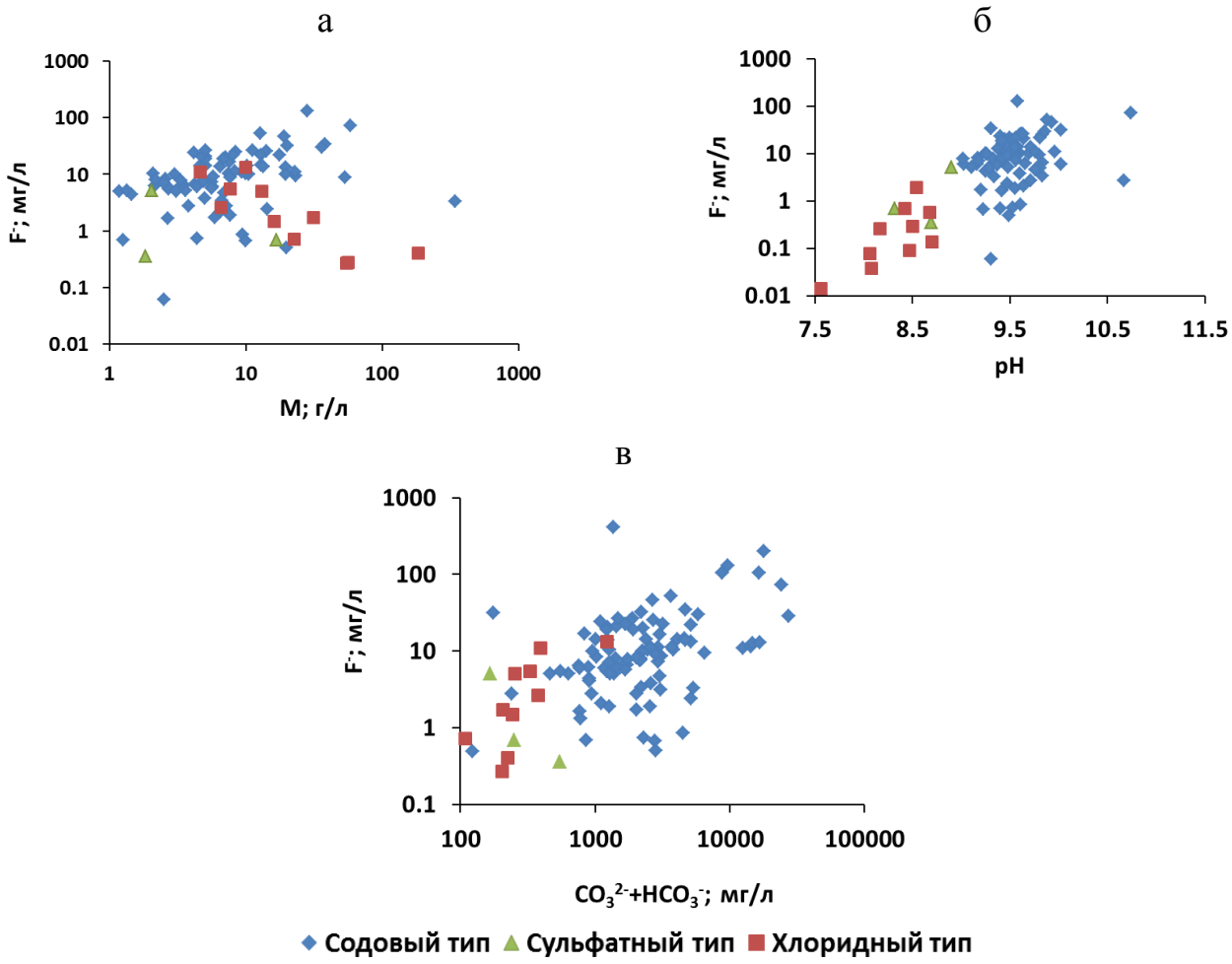


Рис. 2.9. Распределение содержаний фтора относительно а) минерализации М б) pH воды и в) содержаний карбонатов в различных геохимических типах озер.

Таким образом, на ограниченной территории в близких природных условиях формируются разные типы озер: содовые, сульфатные и хлоридные и их подтипы. Наибольшим распространением среди изученных озер пользуются содовые озера, которые характеризуются повышенным значением pH вод и, как следствие, относительно высоким содержанием здесь карбонатной составляющей, доля которой по мере роста солености вод неуклонно растет, растут также содержания хлорид-ионов и натрия, напротив, снижаются кальция и магния. В меньших количествах встречаются хлоридные озера с относительно высокими содержаниями хлоридов, сульфатов, натрия, кальция и магния. Хлоридные озера менее щелочные и наиболее минерализованные, хотя среди них имеются солоноватые с минерализацией первые единицы г/л. Еще реже на

рассматриваемой территории присутствуют сульфатные озера, отличительной особенностью которых является относительно низкая соленость их вод. Усредненное относительное содержание сульфат-ионов здесь более чем в два раза выше по сравнению с содовыми и в четыре раза хлоридными типами, но сопоставимо с содовыми II подтипа.

2.3 Микрокомпонентный состав озер

Основной особенностью микрокомпонентного состава вод является избирательное концентрирование химических элементов в определенном типе озер. Так, группа транзитных элементов Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Si, Ni, Cu, Ti , Zn, Si, Al, отличающихся более высокой степенью подвижности (Скляров, 2001), в больших масштабах концентрируется в содовых озерах (табл. 2.1). В больших количествах в последних накапливаются также такие высокозарядные элементы как Zr, Y, Nb, Hf, Ta, W, Mo, Re, As, Th, U, РЗЭ. Напротив крупные литофилы, такие как Cs, Ba, Rb, B, Br, Se, Sr, Be и Li концентрируются в хлоридных озерах (рис. 2.10).

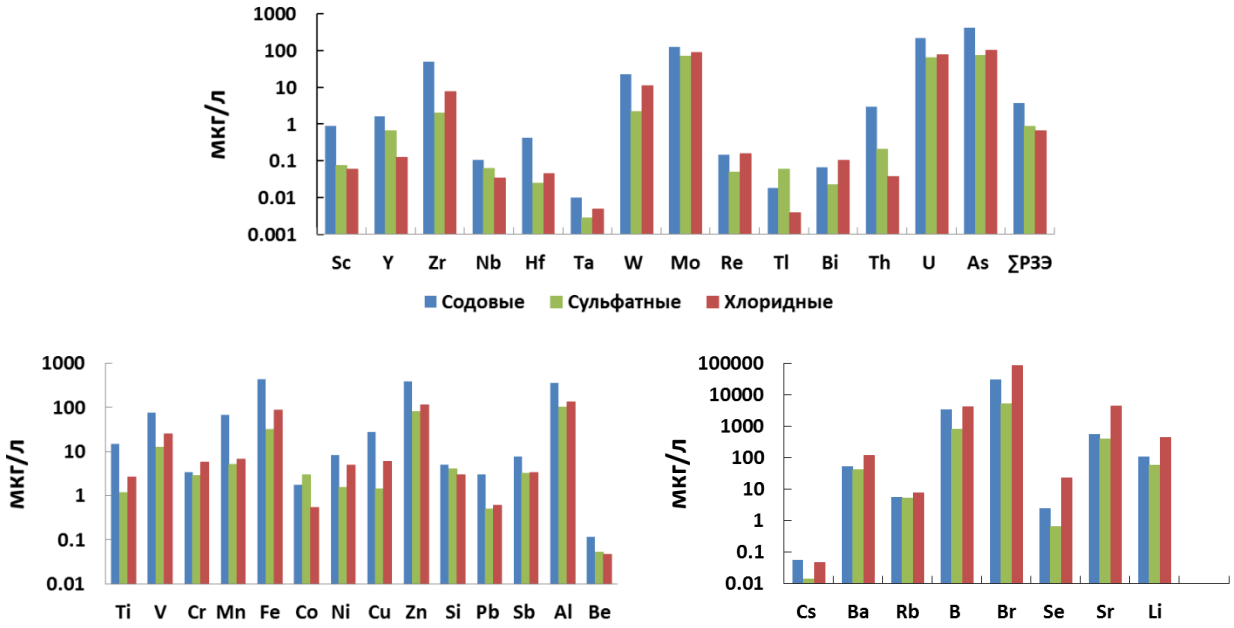


Рис. 2.10. Распределение средних содержаний микроэлементов в различных типах озер по выделенным типам.

Разберем более подробно поведение некоторых представителей выше перечисленных групп в выделенных типах озер.

2.3.1. Кремний и алюминий

В целом по выборке содержания кремния варьируют от 3.37 в оз. Хилганта до 22.1 мг/л в содовом I подтипа озере (без названия) с шифром пробы 13-27. По средним значениям содержание Si выше в озерах содового типа (5.52 мг/), существенно ниже его содержание в хлоридных и сульфатных озерах (3.59 и 3.6 мг/л соответственно).

Корреляция между минерализацией, pH и содержанием в водах кремния отсутствует (рис. 2.11а). Как показали термодинамические расчеты, основными формами его миграции в озерах являются H_4SiO_4 и $H_3SiO_4^-$, активность которых по мере изменения pH вод меняется в противоположных направлениях. В большинстве случаев доминирует H_4SiO_4 (до 99.9 мол.%), в озерах с pH более 9.8 – $H_3SiO_4^-$, максимальная доля (89.0 мол.%) которого отмечена в оз. Куджертай с pH вод 10.7 (табл. 2.3 и рис. 2.11б).

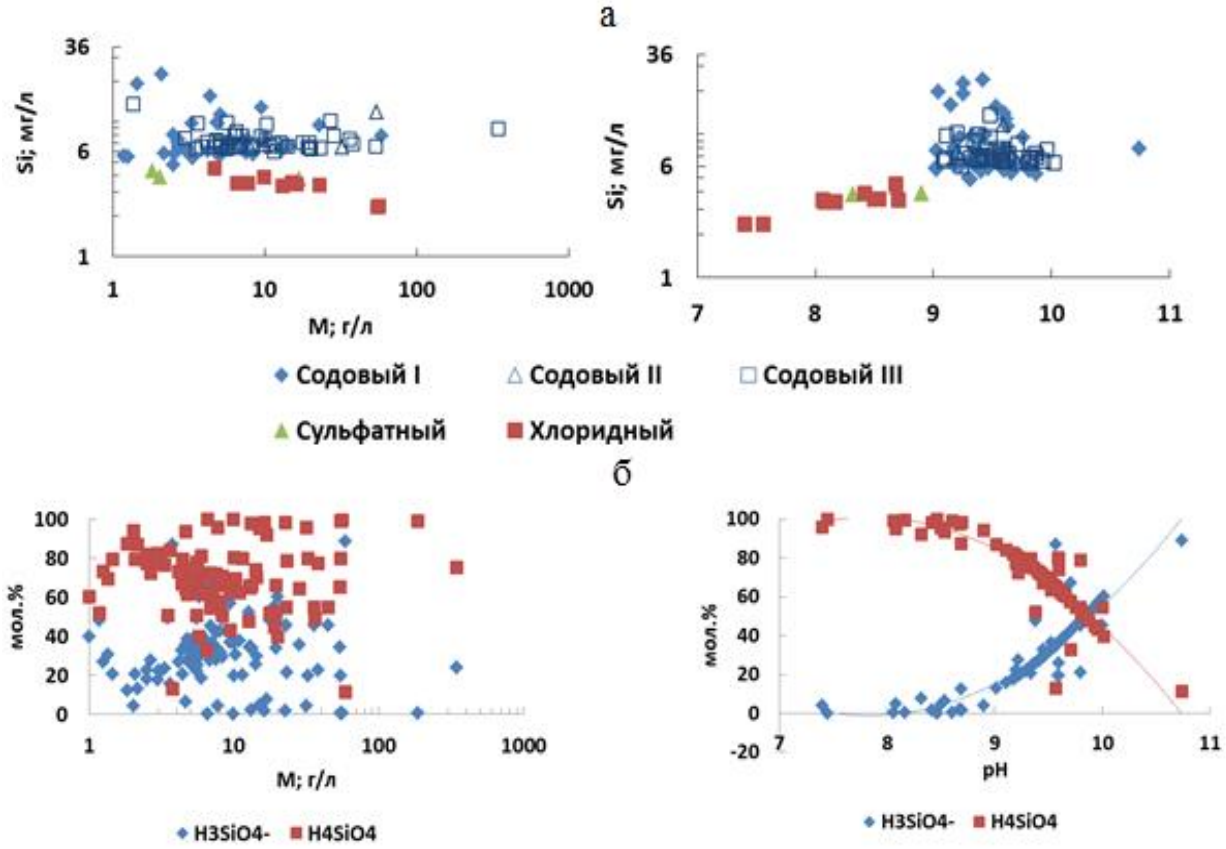


Рис.2.11. Распределение а) абсолютных содержаний Si и б) основных его форм миграции в зависимости от минерализации и pH вод.

Алюминий в больших масштабах накапливается также в содовых озерах (среднее значение 347.7 мкг/л), в сульфатном и хлоридном типах снижается до 202.9 и 133.3 мкг/л соответственно. Максимум (16955 мкг/л), как и по кремнию, определен в содовом озере I подтипа. Зависимости между распределением Al относительно pH и минерализацией отсутствуют (рис. 2.12а), что главным образом объясняется непрерывным растворением алюмосиликатов, с другой стороны относительно низкая миграционная способность алюминия, как и кремния, приводит к тому, что они связываются вторичной минеральной фазой. Механизм этого взаимодействия будет рассмотрен ниже.

Высокая щелочность вод содовых озер обуславливает поведение Al, мигрирующего более чем на 90% в форме $Al(OH)_4^-$ и только в хлоридных и сульфатных озерах на уровне первых процентов появляется $Al(OH)_3(aq)$ (рис.2.12б).

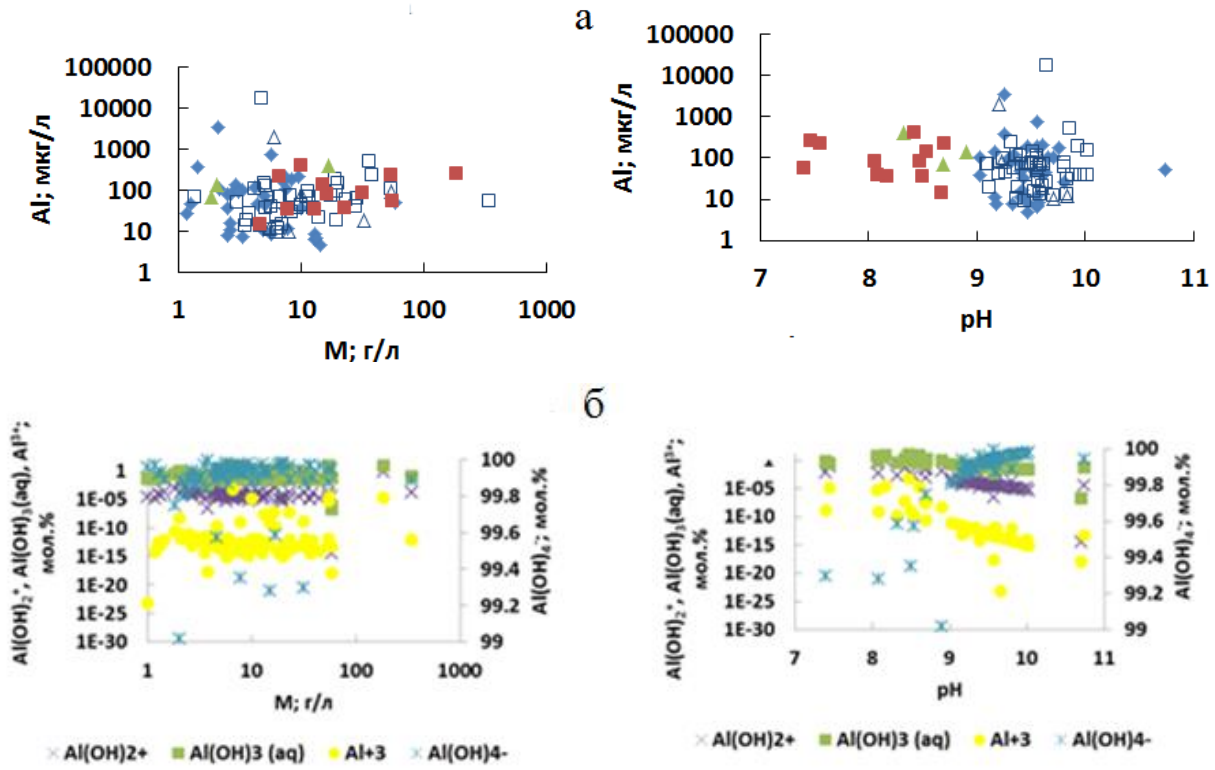


Рис. 2.12. Распределение а) содержаний Al (условные обозначения согласно рис. 2.11) и б) основных его форм миграции в зависимости от минерализации M и pH вод.

2.3.2. Уран, торий и мышьяк

Концентрации урана в водах минеральных озер охватывают диапазон в несколько математических порядков – от 2.55 до 10855 мкг/л. Более высокие его содержания отмечаются в озерах содового типа, чаще в области повышенных значений pH и минерализации вод (рис. 2.13а, в).

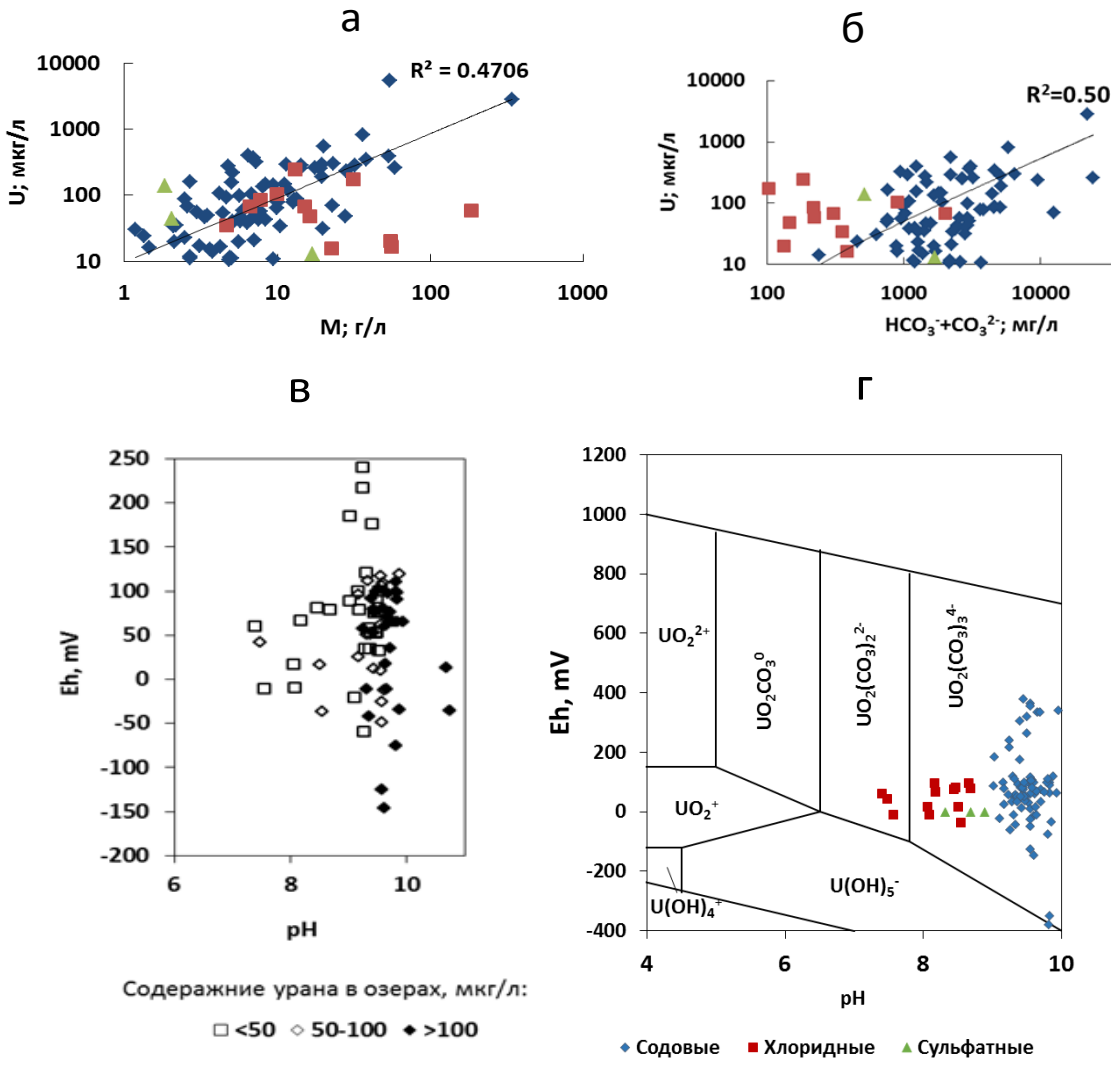


Рис. 2.13. Зависимость содержаний U от а) минерализации M, б) содержаний $HCO_3^-+CO_3^{2-}$, в) Na^+, г) pH и Eh. д) Основные формы миграции U в зависимости от pH и Eh.

В целом в содовых озерах уран проявляет себя как элемент, накапливающийся в водах с ростом содержаний карбонат- и гидрокарбонат-ионов и натрия (Исупов и др., 2016) (рис. 2.13 б). Отсюда можно заключить, что накопление урана в содовых озерах региона не связано с рудной минерализацией. В то же время нельзя исключить возможность такой связи. Так, по одному из озер

Северо-Западной Монголии концентрация U в 1.1 мг/л рассматривается как показатель урановосности пород (Исупов и др., 2011, Шварцев и др., 2012). Так, по графику А.И. Германова (Основные…, 1963) воды с концентрациями U более 100 мкг/л при общей минерализации 10 г/л попадают в поле вод урановых месторождений в окислительной обстановке. По полученным результатам особого внимания заслуживает район оз. Гришкино и оз. Зандай, в водах которых содержание урана (5370 и 10850 мкг/л) близко к принятому минимальному (10000 мкг/л) при гидрометаллургическом способе его добычи (Основные…, 2013). Немногим ниже (2800 мкг/л) уран обнаружен в водах оз. Борзинское.

В водных растворах уран, согласно (Лисицын, 1962, Рихванов и др., 2007) и другим источникам, может находиться в виде аква-уранила $[UO_2(H_2O)_6]^{2+}$, при наличии других лиганд – в виде комплексов с ними, в частности, при высоком значении pH в форме гидрокси-уранилов, а в случае карбонатных ионов – в форме карбонат-уранилов. Из последних в водной среде устойчивы трикарбонат-уранил $[UO_2(CO_3)_3]^{4-}$ и дикарбонат-уранил $[UO_2(CO_3)_2]^{2-}$ (рис. 2.13г). Трикарбонатный комплекс становится преобладающим при концентрации карбонат-иона $10^{-4.5}$ моль/л, при концентрации карбоната более $10^{-3.0}$ моль/л доля данного комплекса приближается к 100 %. Содержания карбонатного иона в озерах варьируют от 16 до 18600 мг/л ($2.7*10^{-4}$–$3.1*10^{-1}$ моль/л), что указывает на возможность образования в озерных водах карбонат-ураниловых ионов.

В ряде случаев в содовых озерах отмечается падение концентраций U при высоком содержании CO_3^{2-}, что происходит в восстановительной обстановке и вызвано, очевидно, переходом U^{6+} в U^{4+} с дальнейшим выпадением его в осадок в форме гидрозакиси $U(OH)_4$, произведение растворимости (ПР) которой, приведенное в (Основные…, 2013), равно $1.1*10^{-52}$, или оксида UO_2. Осаждение оксида четырехвалентного урана возможно в результате разрушения карбонатных комплексов и в зависимости от общей минерализации и состава воды, величины pH, содержания карбоната начинается при понижении Eh до диапазона от 0 до –0.2 мВ. По шестивалентному урану озерные воды равновесны с натриевым ураноспинитом $NaUO_2AsO_4$, ПР которого $1.33*10^{-22}$ (значение из работы (Белова,

1975)) (рис. 2.14а). По расчету насыщение по отениту $Ca(UO_2)_2(PO_4)_2$ не достигается (ПР $5.5*10^{-46}$) (рис. 2.14б).

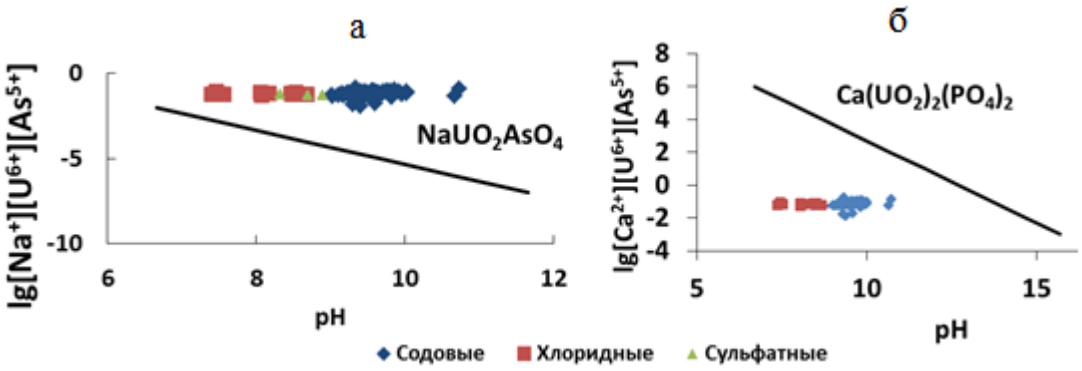


Рис. 2.14. Диаграммы равновесия воды с а) натриевым ураноспинитом б) отенитом относительно pH с нанесением данных lg произведения активностей элементов, составляющих эти минералы в выделенных типах озер.

Концентрации *тория* в водах озер составляют от 0.0003 до 209 мкг/л. При более широком по сравнению с ураном диапазоне (7 порядков), торий характеризуется меньшими концентрациями (Замана, Борзенко, 2016) Это соответствует установленным более слабым водно-миграционным свойствам Th, растворимость в воде по U^{6+} и Th^{4+} различается на 3 порядка (Щербина, 1957). Анализ поведения тория в озерах показал менее выраженную связь между содержанием тория и минерализацией воды в содовых озерах по сравнению с ураном (рис. 2.15а). Слабее она и относительно pH, хотя максимальные значения фиксируются в области повышенных ее значений (рис. 2.15б). Одновременно проявляется большая зависимость от содержания в водах углекислотных производных (рис. 2.15в).

Торий-урановые отношения в водах содовых озер находятся в диапазоне 0.000018-0.091, что обусловлено выведением тория в осадки, в которых оно по данным (Страховенко и др. 2010) равно около 1.0 и более того это свидетельствует о большей подвижности урана в сравнении с торием в этих типах природных вод. Отсюда напрашивается вывод об определяющей роли карбонатных комплексов в накоплении тория в озерных водах. Согласно термодинамическим расчетам превалирующей формой является $Th(CO_3)_2(OH)_2^{2-}$,

на долю которого приходится до 80 мол.%, в хлоридных озерах доля его снижается (рис. 2.15г), но при этом остается доминирующей. Вторым по значимости выступает $Th(OH)_3CO_3^-$, доля которого, напротив, растет. Не исключено нахождение тория в форме $Th(OH)_4$, так как даже при содержании Th в сотые доли мкг/л по этому гидроксиду воды насыщены (ПР равно $2.0*10^{-50}$ по (Лурье, 1989)).

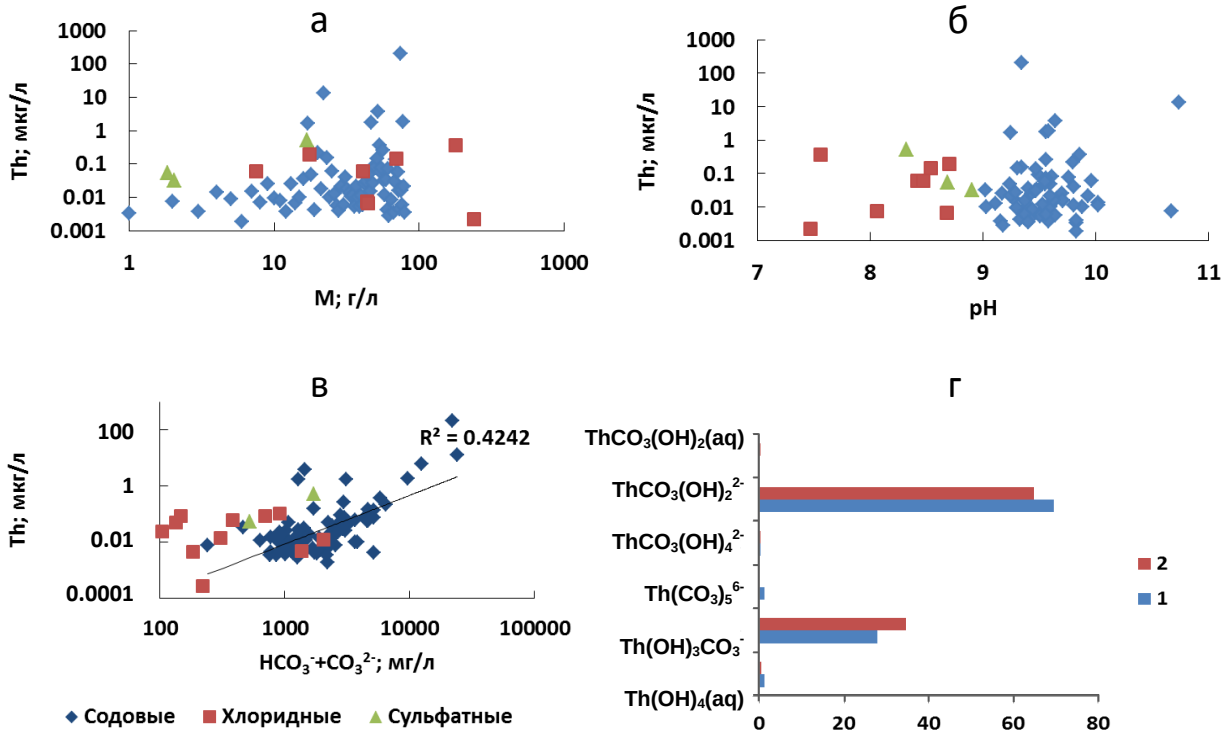


Рис. 2.15. Распределение содержаний тория относительно а) минерализации, б) pH, в) содержания углекислотных производных, г) основные формы миграции тория (1 –содовых и 2 хлоридных озерах (по средним оценкам).

Аналогично урану и торию ведет себя мышьяк (Гаськова и др., 2015), при том, что мигрирует он в обоих типах вод преимущественно в одной форме $HAsO_4^{2-}$, за исключением озер с сероводородной обстановкой водной толщи, где мышьяк восстанавливается до As^{3+} и присутствует уже в форме $H_2AsO_3^-$ (рис. 2.16а). Диапазон варьирования мышьяка в озерах составляет от 0.21 до 6007 мкг/л, максимум определен в содовом I подтипа оз. Куджертай. Как правило, концентрации мышьяка в сероводородной обстановке не превышают первые

десятки мкг/л. Связь мышьяка с геохимической средой проявляется через высокий коэффициент корреляции As с CO_3^{2-}+HCO_3^- (R^2=0.52) (рис. 2.16б). Проявляется единая направленность в распределении урана и мышьяка в содовых озерах, возможно обусловленная формированием совместных минералов, например, наиболее распространённого натриевого ураноспинита $NaUO_2AsO_4$ (Борзенко и др., 2017).

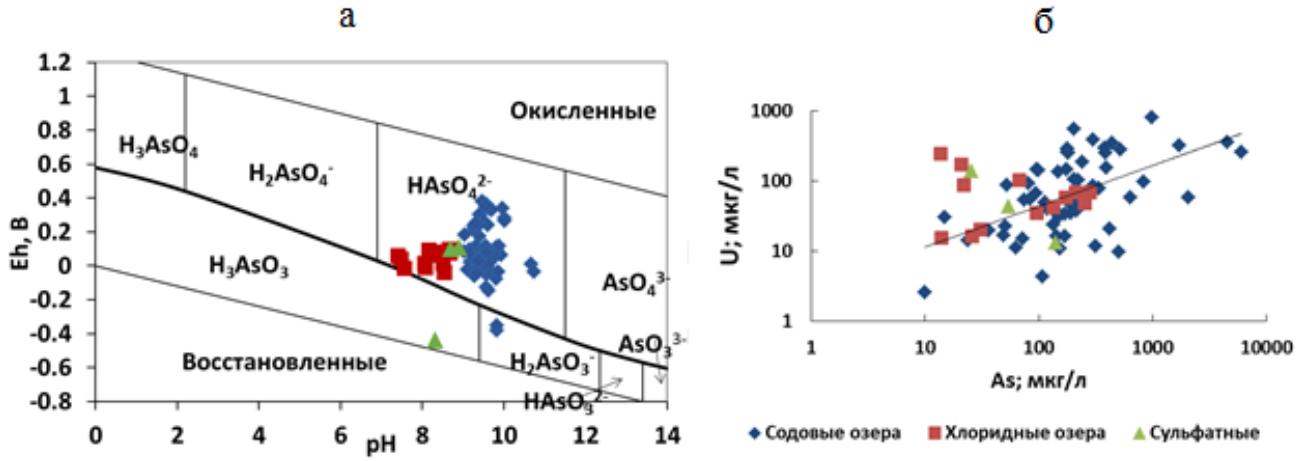


Рис. 2.16. Распределение а) основные формы миграции As в координатах pH – Eh, б) содержание As относительно U.

Известно, что мышьяк является элементом с широким геохимическим диапазоном водной миграции, поэтому зачастую его аномалии не связаны с рудными месторождениями. В связи с этим минерализованные воды содового типа, особенно формирующиеся в осадочных породах, имеют более высокие его содержания (до 10^{-3} %) и зачастую не уступают водам рудных месторождений (Крайнов и др., 2004).

2.3.3. Бериллий, цирконий, скандий и галлий

В больших количествах в содовых озерах накапливаются бериллий, цирконий, скандий, галлий, достигая по максимальным оценкам Be – 4.62 (оз. Жилино), Sc – 51.5, Zr – 1104 (оз. Борзинское), Ga – 3.74 мкг/л (оз. Дунда-Нуур) и, превышая тем самым по цирконию на три, по скандию на два, бериллию и галлию на один математических порядков максимумы их содержаний в сульфатных и хлоридных озерах. Согласно термодинамическим расчетам их основными

формами миграций являются соответствующие гидроксиды: $Be(OH)_2$ (aq), $Sc(OH)_4^-$, $Zr(OH)_5^-$ и $Zr(OH)_4$(aq), $Ga(OH)_4$ (рис. 2.17).

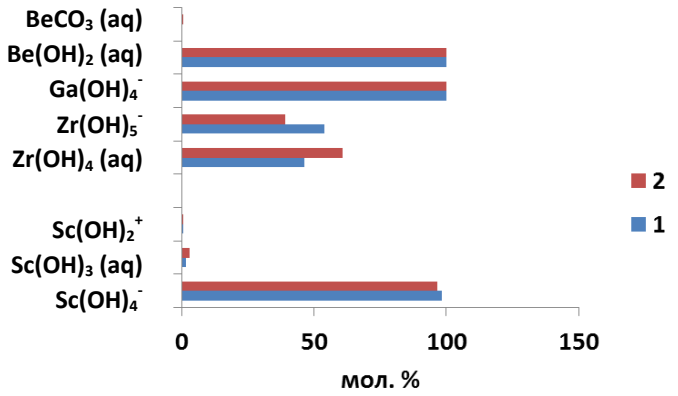


Рис. 2.17. Основные формы миграции циркония Zr, скандия Sc, бериллия Be, галлия Ga (по усредненным данным). 1 – содовые и 2- хлоридные озера.

Связь с геохимической средой этих элементов проявляется через линейную зависимость с относительно высоким значением величины аппроксимации R^2 их содержаний от концентрации углекислотных производных преимущественно в содовых озерах, например Zr и Sc (рис. 2.18).

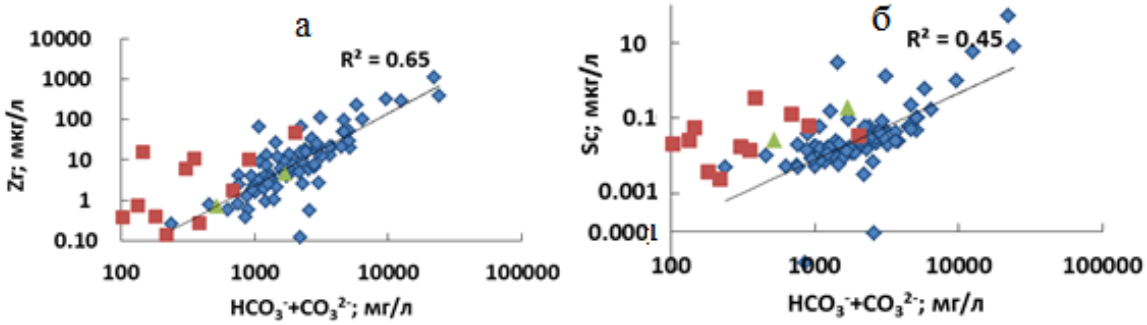


Рис. 2.18. Зависимость содержаний а) циркония, б) скандия от карбонатного комплекса в озерах по выделенным типам.

Источниками этих элементов являются преимущественно силикатные и алюмосиликатные минералы, в частности для циркония – циркон $ZrSiO_4$, в составе которого всегда присутствует в виде изоморфной примеси иттрий Y и гафний Hf (Юргенсон, 2008), отсюда согласованность в распределениях их содержаний максимально выраженная в содовых озерах (рис. 2.19).

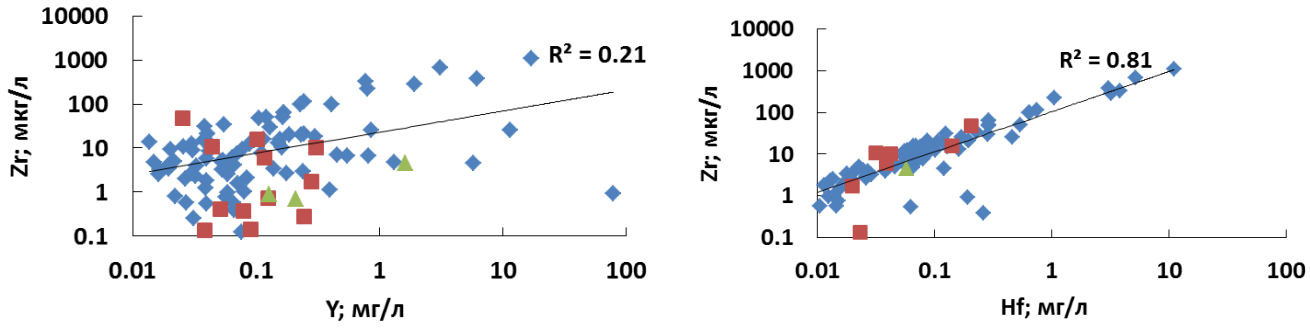


Рис. 2.19. Распределение содержаний циркония относительно содержаний иттрия и гафния в выделенных типах озер.

Проявления бериллия чаще связано с гранитными пегматитами или апогранитными грейзенами. Основными его минералами являются силикаты и алюмосиликаты (берилл $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$ и др.). Встречается он также в составе сульфидов (даналит $Fe_8[Be_6Si_6O_{24}]S_2$ и др.) (Минеральное…, 1998). Наличие зависимостей между содержаниями бериллия, алюминия и железа может свидетельствовать об их общих источниках (рис. 2.20).

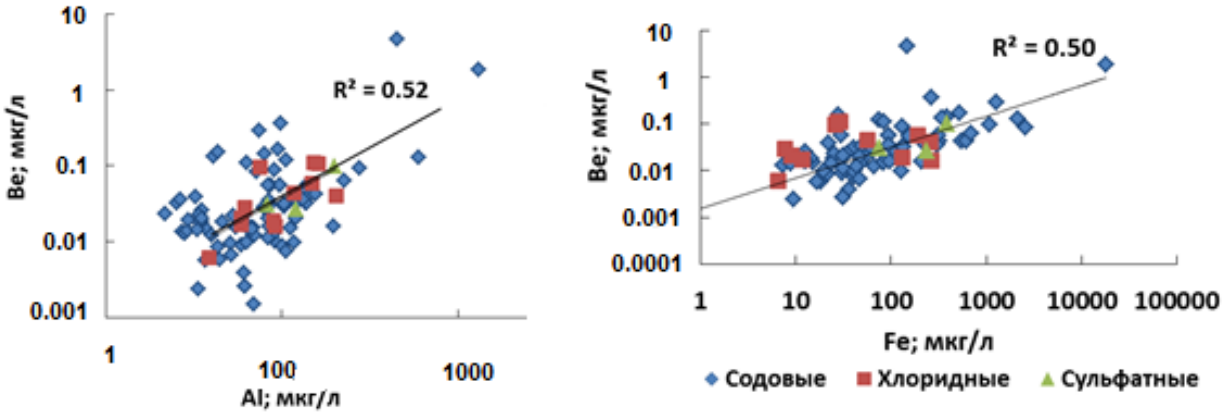


Рис. 2.20. Зависимость содержаний бериллия от содержаний алюминия и железа по выделенным типам озер.

Относительно тесные парные связи скандия с титаном Ti, ниобием Nb, цирконием Zr, гафнием Hf и вольфрамом W с высокими значениями коэффициентов аппроксимации, присущих содовым озерам, могут объясняться растворением скандийсодержащих ильменита, рутила, колумбита, вольфрамита и др. минералов (Гурвич, Болотов, 1968), в составе которых присутствуют все перечисленные химические элементы (рис. 2.21).

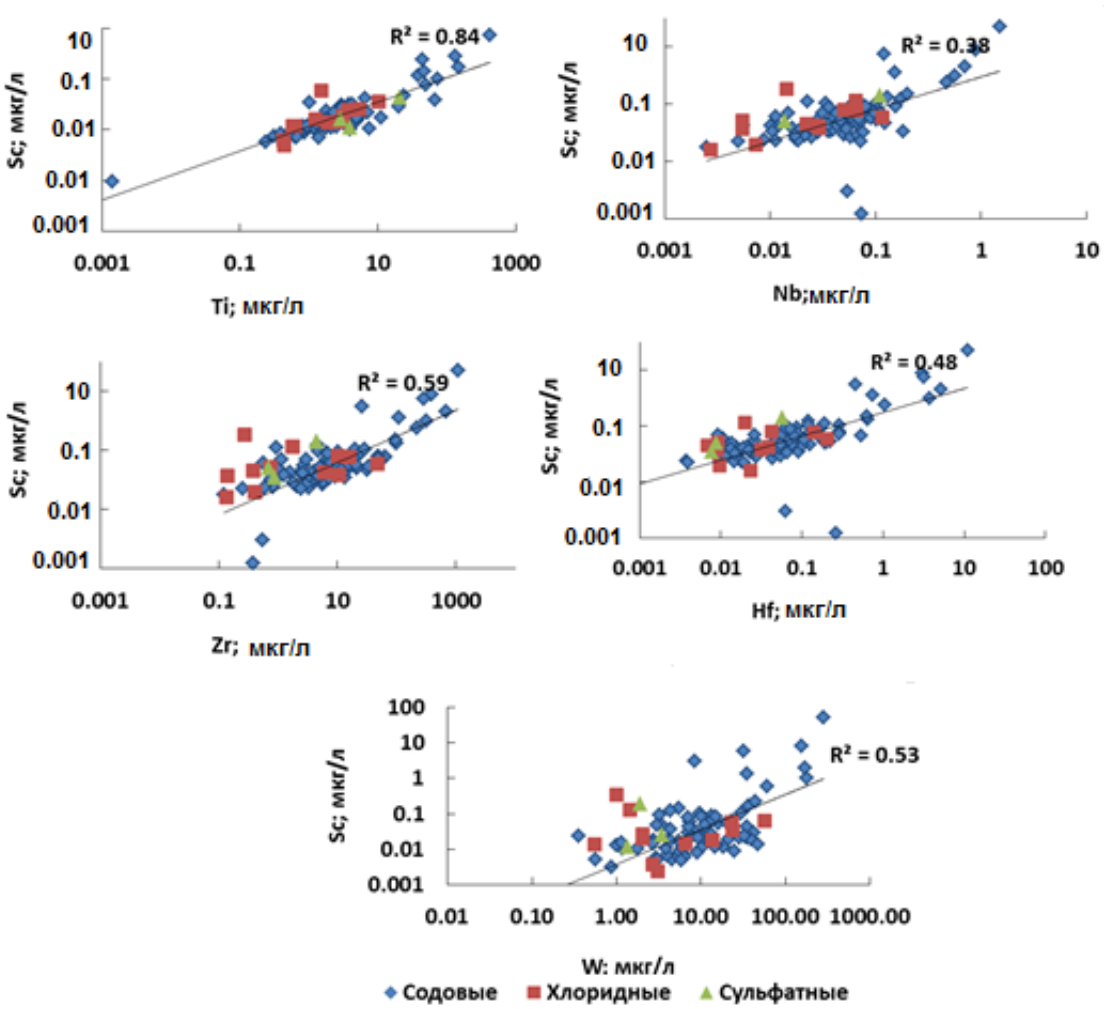


Рис. 2.21. Зависимость содержаний скандия от содержаний титана, ниобия, циркония, гафния и вольфрама в выделенных типах озер.

По данным (Юргенсон, 2008) среди галлий содержащих минералов наибольшим распространением пользуются сульфиды (пирит, арсенопирит, галенит), отсюда тесные зависимости галлия с железом, но исключительно в содовых озерах (рис. 2.22).

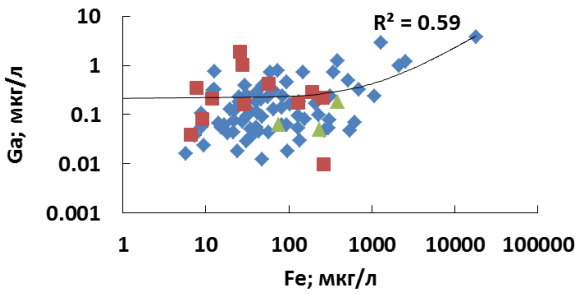


Рис. 2.22. Распределение содержания галлия относительно содержаний железа в выделенных типах озер.

2.3.4. Редкоземельные элементы

В настоящее время редкоземельные элементы РЗЭ рассматривают как маркеры геохимических процессов при взаимодействии воды с горной породой (Балашов, 1976; McArthur, 1984; Bax и др., 2013). Поэтому более детально рассмотрено поведение этих элементов в выделенных типах озер.

Для выявления основных форм миграции РЗЭ помимо фильтрации вод через фильтр 0.45 мкм, дополнительно вода пропускалась через фильтр «синяя лента» с диаметром пор 2-3 мкм. В этих пробах определялось валовое содержание металлов, включающее тонкодисперсную взвешенную (коллоидную) и истинно растворенную формы. По разности определяли количество взвешенной формы. Далее под взвешенной формой понимается разность между валовым содержанием элементов и их растворенной частью.

В озерах содержание ∑РЗЭ варьируют в широком диапазоне от 0.05 до 155.3 мкг/л (табл. 2.2). Максимум ∑РЗЭ определен во взвешенной части фильтрата содового оз. Дунда-Нуур, выделяющегося повышенными концентрациями Al (17 мг/л), Fe (18 мг/л), Mn (0.8 мг/л) и, как следствие, взвешенного вещества (11.5 г/л), представленного в основном глинистыми минералами (монмориллонит, гидрослюда) с примесью оксидов, гидроксидов, органического вещества и карбонатов. Сравнение взвешенной, растворенной фракций и донных осадков показало, что во взвеси отношение La_n/Yb_n составляет 3.93, а в донных отложениях и растворенной части снижается до 1.30 и 0.39 соответственно. Объясняют такие различия обменом между растворенным и сорбированным комплексами, частичным отложением и перераспределением уже в донных илистых осадках (Fagel et al., 1977; Elderfield, Paggett, 1986; De Baar et al., 1988, Borzenko, 2017). Инверсионный характер распределения подгруппы легкой ЛРЗЭ между растворенной и взвешенной формами и илами отмечается во всех изученных озерах (Дубинин, 2004; Борзенко и др., 2015).

По мере роста минерализации вод содовых озер концентрации в них РЗЭ растворенной фракции в основном растут (2.23а, б), растут они и в донных осадках.

Таблица 2.2. Содержания РЗЭ в донных отложениях (г/т), взвешенной и растворенной фракциях (мкг/л) некоторых соленых озер и подземных водах Юго-Восточного Забайкалья

№ пробы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	∑РЗЭ	La_n/Yb_n	Ce_{an}
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Содовый тип Взвесь																	
14-01	0.130	0.23	0.024	0.126	0.019	0.004	0.022	0.014	0.003	0.015	0.005	0.010	0.001	0.009	0.61	8.74	0.11
14-02	0.360	0.71	0.076	0.328	0.059	0.018	0.062	0.064	0.010	0.047	0.016	0.027	0.005	0.028	1.81	7.02	0.10
14-03	0.205	0.64	0.054	0.427	0.062	0.013	0.068	0.010	0.072	0.013	0.041	0.005	0.025	0.003	1.68	0.95	0.08
14-08	0.200	0.51	0.054	0.339	0.058	0.017	0.086	0.013	0.084	0.015	0.051	0.008	0.044	0.006	1.48	0.43	0.08
14-09	34.5	66.5	6.99	30.5	4.55	1.06	4.20	0.62	3.95	0.51	1.21	0.15	0.63	0.065	155.3	5.28	0.10
14-10	0.720	1.84	0.164	1.198	0.183	0.043	0.292	0.043	0.285	0.044	0.135	0.021	0.106	0.014	5.08	0.65	0.08
14-11	0.250	0.64	0.055	0.286	0.041	0.011	0.067	0.007	0.049	0.010	0.031	0.005	0.020	0.002	1.47	1.19	0.08
14-12	0.220	0.71	0.052	0.270	0.039	0.010	0.065	0.008	0.050	0.010	0.030	0.004	0.020	0.002	1.48	1.06	0.06
14-13	3.00	6.65	0.699	3.048	0.455	0.116	0.420	0.062	0.395	0.051	0.121	0.015	0.063	0.006	15.1	4.60	0.09
14-14	0.140	0.22	0.023	0.085	0.017	0.004	0.016	0.007	0.002	0.011	0.004	0.005	0.001	0.004	0.54	17.4	0.12
14-15	0.220	0.39	0.041	0.169	0.031	0.007	0.014	0.032	0.003	0.022	0.008	0.011	0.001	0.008	0.95	15.5	0.10
14-16	0.075	0.12	0.013	0.053	0.011	0.002	0.005	0.013	0.002	0.009	0.006	0.007	0.001	0.006	0.32	11.2	0.12
Среднее (n=13)	3.33	6.59	0.69	3.07	0.46	0.11	0.44	0.07	0.41	0.06	0.14	0.02	0.08	0.01	15.5	5.45	0.22
Донные отложения																	
14-08	35.0	82.2	7.42	33.1	5.30	1.15	4.57	0.68	3.93	0.73	2.20	0.32	1.65	0.21	158.0	2.05	1.11
14-09	25.0	57.5	5.65	26.1	4.42	0.92	3.89	0.57	3.44	0.67	2.32	0.31	1.63	0.21	124.9	1.49	1.05
14-10	28.8	78.5	6.48	29.6	4.85	1.00	4.30	0.63	3.82	0.72	2.31	0.34	1.77	0.23	138.9	1.58	1.25
14-12	21.1	47.5	4.20	19.4	4.50	0.91	3.50	0.54	2.80	0.60	1.80	0.30	1.70	0.18	109.0	1.20	1.09
14-13	30.4	77.7	6.87	32.1	5.39	1.16	4.81	0.70	4.23	0.80	2.50	0.38	2.02	0.27	152.3	1.46	1.17

Продолжение таблицы 2.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
14-14	15.3	39.0	3.60	14.7	3.40	0.66	2.70	0.47	2.40	0.55	1.70	0.30	1.60	0.18	86.6	0.93	1.14
14-15	17.3	39.5	4.05	16.9	4.10	0.80	2.90	0.45	2.40	0.53	1.60	0.30	1.40	0.16	92.4	1.20	1.03
14-16	13.3	28.6	2.90	12.7	2.90	0.62	2.20	0.50	1.85	0.50	1.15	0.30	1.20	0.12	68.8	1.07	1.00
14-16к	28.9	30.8	5.70	16.6	5.50	1.00	4.50	0.70	3.80	0.74	2.30	0.35	2.20	0.25	112.3	1.27	0.52
Среднее (n=8)	23.46	50.08	5.00	21.91	4.27	0.86	3.52	0.56	3.01	0.62	1.89	0.31	1.62	0.19	115.0	1.41	1.01
Растворенная форма																	
14-01	0.009	0.020	0.001	0.020	0.005	0.000	0.003	0.001	0.002	0.003	0.004	0.001	0.003	0.001	0.07	0.34	1.21
14-02	0.009	0.030	0.003	0.033	0.012	0.003	0.003	0.001	0.002	0.003	0.003	0.000	0.002	0.001	0.10	0.44	1.30
14-03	0.016	0.060	0.006	0.068	0.011	0.003	0.009	0.002	0.022	0.004	0.015	0.002	0.013	0.002	0.23	0.12	1.35
14-08	0.025	0.052	0.013	0.196	0.028	0.005	0.029	0.005	0.066	0.012	0.032	0.005	0.034	0.006	0.51	0.07	0.57
14-09	0.243	0.394	0.057	0.256	0.039	0.009	0.037	0.006	0.038	0.008	0.025	0.004	0.023	0.004	1.14	1.01	0.73
14-10	0.048	0.118	0.017	0.264	0.063	0.009	0.041	0.006	0.097	0.020	0.062	0.007	0.044	0.009	0.80	0.11	0.89
14-11	0.025	0.048	0.007	0.058	0.010	0.002	0.008	0.001	0.009	0.002	0.007	0.001	0.007	0.001	0.19	0.33	0.77
14-12	0.015	0.026	0.005	0.038	0.007	0.001	0.005	0.001	0.007	0.001	0.005	0.001	0.005	0.001	0.12	0.29	0.64
14-13	0.021	0.050	0.009	0.065	0.014	0.003	0.010	0.002	0.016	0.004	0.013	0.002	0.016	0.003	0.23	0.13	0.77
14-14	0.010	0.015	0.001	0.007	0.003	0.001	0.004	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.04	1.58	0.84
14-15	0.009	0.014	0.001	0.018	0.006	0.001	0.002	0.001	0.001	0.002	0.004	0.001	0.001	0.001	0.06	1.62	0.92
14-16	0.006	0.018	0.002	0.011	0.009	0.001	0.003	0.001	0.002	0.003	0.005	0.001	0.004	0.001	0.07	0.15	1.03
13-27	10.29	21.89	2.58	10.96	1.993	0.426	1.755	0.292	1.787	0.243	0.541	0.089	0.523	0.085	53.46	1.91	0.94
13-33	0.058	0.150	0.019	0.080	0.013	0.008	0.036	0.006	0.042	0.013	0.042	0.009	0.055	0.009	0.54	0.10	1.00
13-35	0.179	6.831	0.093	0.695	0.283	0.070	0.168	0.087	0.533	0.167	0.854	0.162	1.211	0.187	11.52	0.02	1.10
13-34	0.038	0.054	0.008	0.048	0.055	0.004	0.005	0.002	0.010	0.003	0.011	0.002	0.023	0.013	0.28	0.29	0.69
13-37	0.010	0.066	0.003	0.013	0.005	0.001	0.003	0.001	0.008	0.002	0.010	0.001	0.009	0.002	0.14	0.10	1.00
13-63	0.080	0.151	0.020	0.107	0.016	0.004	0.014	0.003	0.013	0.004	0.012	0.002	0.014	0.002	0.44	0.60	0.84
13-64	0.116	0.304	0.025	0.135	0.019	0.005	0.019	0.004	0.022	0.006	0.023	0.004	0.025	0.004	0.71	0.67	1.24
Среднее (n=59)	0.59	1.268	0.146	0.732	0.156	0.034	0.112	0.024	0.122	0.039	0.092	0.011	0.082	0.016	3.24	0.25	0.88

Продолжение таблицы 2.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Хлоридный тип Взвесь																	
14-06	0.287	0.397	0.079	0.324	0.127	0.289	0.150	0.028	0.166	0.031	0.073	0.009	0.058	0.009	2.03	0.48	0.91
14-07	1.779	4.121	0.495	1.896	0.413	0.977	0.423	0.068	0.352	0.062	0.130	0.018	0.101	0.018	10.85	1.71	0.95
Среднее (n=4)	1.03	2.26	0.29	1.11	0.27	0.63	0.29	0.05	0.26	0.05	0.10	0.01	0.08	0.01	6.44	1.31	0.93
Донные отложения																	
14-06	21.3	47.2	5.15	20.1	3.75	0.88	3.70	0.60	3.06	0.66	1.90	0.30	1.70	0.20	111.5	1.21	0.98
14-07	21.8	49.2	4.90	19.6	4.2	0.71	3.00	0.50	2.60	0.50	1.60	0.30	1.50	0.16	110.6	1.41	1.04
Среднее (n=2)	21.55	48.2	5.025	19.85	3.975	0.795	3.35	0.55	2.83	0.58	1.75	0.3	1.6	0.18	111.05	1.15	1.01
Растворенная форма																	
14-06	0.009	0.010	0.002	0.010	0.005	0.012	0.007	0.001	0.007	0.001	0.005	0.002	0.010	0.002	0.08	0.09	0.49
14-07	0.251	0.124	0.024	0.269	0.061	0.148	0.064	0.010	0.052	0.012	0.034	0.006	0.039	0.006	1.10	0.63	0.31
Среднее (n=31)	0.115	0.206	0.025	0.155	0.128	0.021	0.018	0.005	0.02	0.014	0.031	0.002	0.014	0.003	0.76	0.74	0.67

Причем, накапливаются в донных осадках преимущественно легкие ЛРЗЭ, что хорошо прослеживается по распределениям абсолютных концентраций (рис. 2.23в) и отношениям нормализованных значений La_n/Yb_n, которые увеличиваются с ростом солености вод от 0.94 в солоноватом (2.2 г/л) оз. Безымянном до 1.65 в соленом(42.9 г/л) оз. Гэзэгэй-Нуур.

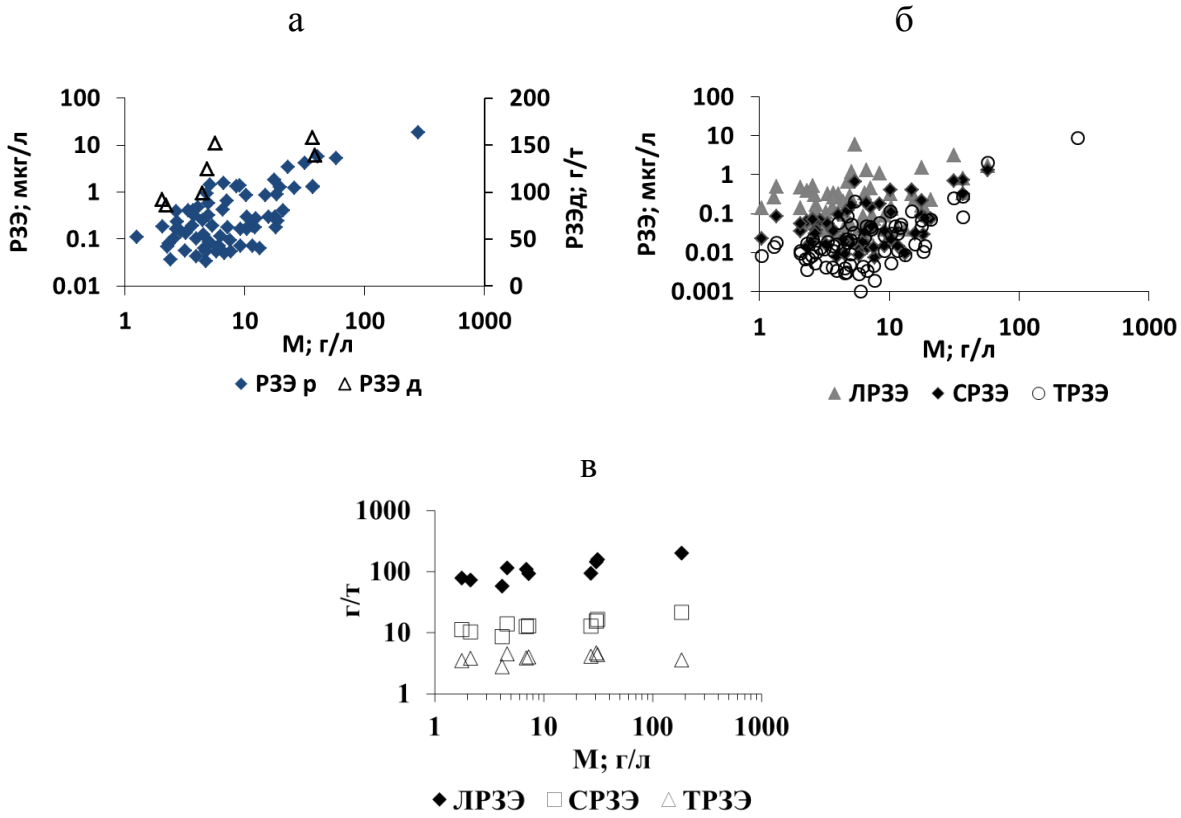


Рис. 2.23. Зависимость содержания РЗЭ в содовых озерах от минерализации М воды а) растворенных $РЗЭ_р$, взвешенных $РЗЭ_в$, $РЗЭ_д$ донных осадках, б) растворенных РЗЭ, в) легких ЛРЗЭ, средних СРЗЭ и тяжелых ТРЗЭ в донных осадках.

В содовых озерах с минерализацией вод более 30 г/л, с относительно высоким содержанием карбонатов и восстановительной обстановкой (Куджертай, Малые Якши, Доронинское и др.) в составе растворенной фракции РЗЭ в абсолютных концентрациях преобладают средние СРЗЭ (Sm-Ho) и тяжелые ТРЗЭ (Er-Lu). Отношения растворенных La_n/Yb_n снижаются до 0.02 (оз. Куджертай), а во взвеси и донных отложениях возрастают до 1.64 (оз. Гэзэгэй-Нуур) и 17.4

(оз. Безымянное), что хорошо прослеживается в распределениях их нормированных содержаний в разных фракциях (рис. 2.24).

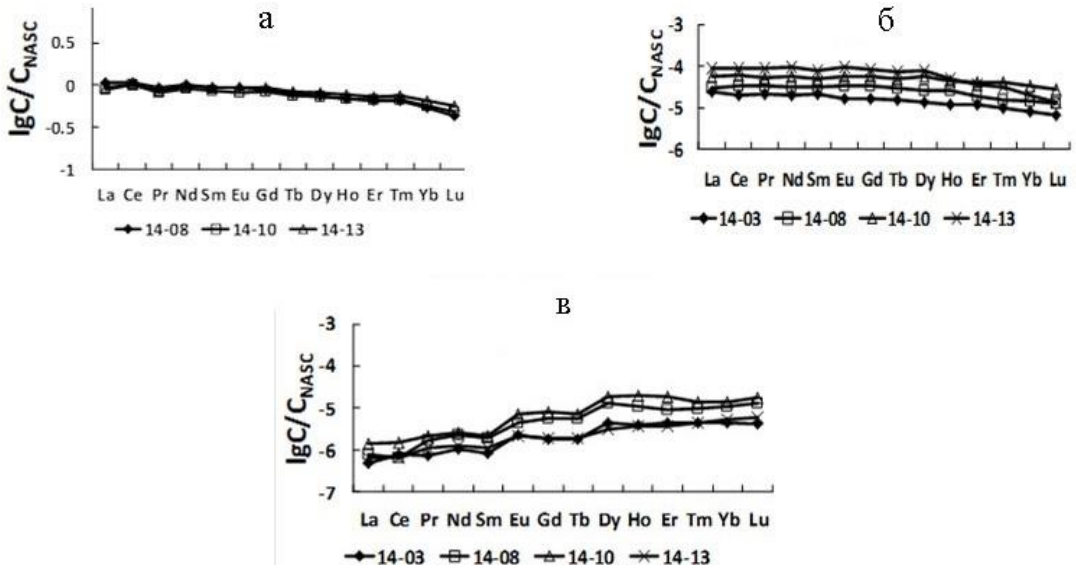


Рис. 2.24. Спектры РЗЭ. Содовые озера с восстановительной обстановкой водной толщи. а) донные осадки, б) взвесь, в) растворенные формы.

В хлоридных озерах, в сравнении с содовыми, среднее содержание ΣРЗЭ растворенной фракции существенно ниже. На графиках нормализованных значений в большинстве озер (рис. 2.25) видно, что дифференциация элементов выражена слабо, отношение La_n/Yb_n=0.74 в среднем выше, чем для содовых озер (La_n/Yb_n=0.25).

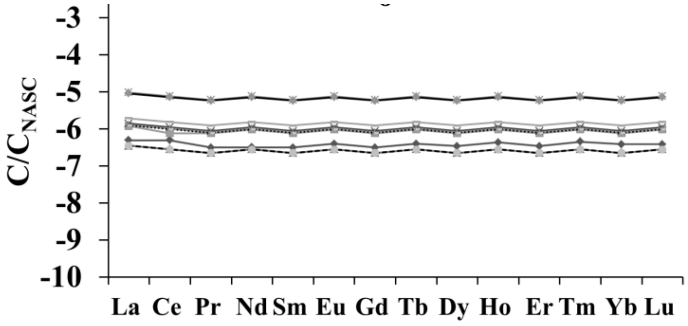


Рис. 2.25. Спектры РЗЭ, нормализованные на сланец, в хлоридных озерах.

В донных отложениях хлоридных озер содержания РЗЭ выше, чем в водных фильтратах, но по сравнению с содовыми озерами накопление их в обеих средах в среднем происходит в меньших масштабах. Средние значения La_n/Yb_n в донных

осадках и взвеси составляют 1.31 и 1.15 соответственно. Очевидно, что фракционирование в системе вода-взвесь-донные отложения не настолько велико, чтобы при переходе во взвесь здесь накапливались с большим преимуществом ЛРЗЭ. В общей выборке растворенных РЗЭ в хлоридных озерах взаимосвязи с элементами–гидролизатами Al, Fe и Mn становятся незначимыми ($r<0.50$).

Определяющая роль геохимической среды в накоплении и фракционировании РЗЭ проявляется через согласованность в распределении растворенных ТРЗЭ и основного диссоциата угольной кислоты — карбонат-иона CO_3^{2-} в содовых озерах (рис. 2.26). В озерах с относительно низким содержанием карбонатов фракционирование РЗЭ менее значительно, поэтому в водах хлоридных озер разделение РЗЭ не отмечается.

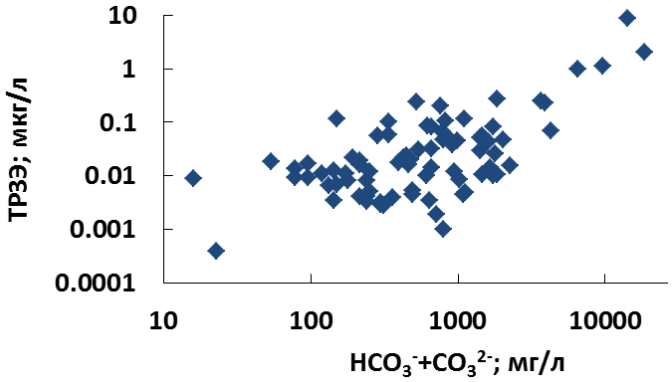


Рис. 2.26. Зависимость содержаний тяжелых ТРЗЭ в содовых озерах от суммы карбонат-ионов.

В рассматриваемых типах озер лантаноиды присутствуют преимущественно в форме карбонатного иона $(LnCO_3)^+$ и оксигидроксокомплексов LnO_2H, LnO^+, $(LnO_2)^-$, в ряду от лантана La к лютецию Lu доля первых уменьшается, а вторых – растет (табл. 2.3). В содовых озерах доля карбонатных ионов лютеция существенно снижается, но увеличивается доля оксигидроксо (в сумме 27.3 %) и ацетатных (7.80 %), тогда как в хлоридных озерах содержание $(LnCO_3)^+$ остается относительно высоким (более 80%).

Проведенные исследования показали, что редкоземельные элементы накапливаются в содовых озерах в больших масштабах, чем хлоридных. С повышением солености воды общее содержание в них РЗЭ в растворенной форме растет с постепенным накоплением ТРЗЭ. Одновременно увеличивается и в

донных осадках, но в большей степени содержания ЛРЗЭ. Такое поведение РЗЭ обусловлено как сорбцией преимущественно ЛРЗЭ, так и образованием собственных фторкарбонатных минералов (Gysi, Williams-Jones, 2015; Борзенко и др., 2017; Gaskova et al., 2017). При этом, как показали термодинамические расчеты, степень насыщения вод содовых озер (по паризиту равно 10^{-36} и по бастнезиту – 10^{-16}) на несколько порядков выше, чем хлоридных (соответственно 10^{-43} и 10^{-19}), отсюда РЗЭ в большей степени накапливаются в донных отложениях первых.

Таблица 2.3. Основные формы миграции РЗЭ в водах (мольные %, расчет по HG32) в озерах содового (1) и хлоридного (2) типов

Комплексы	La		Ce		Gd		Yb		Lu	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Ln^{3+}	0.05	0.55	0.03	0.31	0.04	7.90	0.01	7.90	0.06	1.64
$(LnHCO_3)^{2+}$	0.01	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
$(LnCO_3)^{+}$	99.8	98.7	99.6	98.7	95.8	90.2	98.5	90.2	64.8	81.4
$(LnSO_4)^{+}$	0.02	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17
$(LnCH_3COO)_2^{+}$	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
$(Ln(CH_3COO)_2)^{+}$	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
$Ln(CH_3COO)_3$	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.80	0.30
$(LnF)^{2+}$	0.02	0.26	0.02	0.31	0.06	0.65	0.03	0.65	0.00	0.00
$(LnF2)^{+}$	0.00	0.01	0.00	0.03	0.02	0.03	0.01	0.03	0.00	0.00
$(LnOH)^{2+}$	0.04	0.21	0.03	0.18	0.09	0.77	0.05	0.77	0.02	0.24
LnO_2H	0.00	0.00	0.28	0.03	0.74	0.07	0.36	0.07	0.70	0.03
$(LnO_2)^{-}$	0.00	0.00	0.00	0.00	2.90	0.07	0.89	0.07	26.4	16.05
LnO^{+}	0.01	0.01	0.08	0.34	0.31	0.21	0.19	0.21	0.15	0.14

Возможность осаждения карбонатов лантаноидов подтверждается данными по свежевыпавшим карбонатным коркам, отобранным в прибрежье содового оз. Цаган-Нор, в которых содержание ∑РЗЭ на порядок выше, чем в илах того же озера. При этом в сформировавшемся карбонатном осадке мольные доли лантаноидов, за исключением церия, по отношению к общему содержанию близки паризиту: Ce – 0.75, La – 0.71, Nd – 0.40, Pr – 0.14.

Очевидно, что накопление РЗЭ в содовых озерах обусловлено более длительным взаимодействием в системе вода-горная порода.

2.3.5. Бор, литий, рубидий, цезий, стронций и бром

Соленые озера региона выделяются повышенными содержаниями в водах бора, содержание которого варьирует по средним оценкам от 786.3 в сульфатных и 3384 в содовых до максимальных значений 4023 мкг/л в хлоридных типах озер. Максимальное значение (34722 мкг/л) определено в оз. Борзинское. Значительная растворимость соединений бора определяет его способность накапливаться в озерах по мере роста минерализации воды (рис. 2.27).

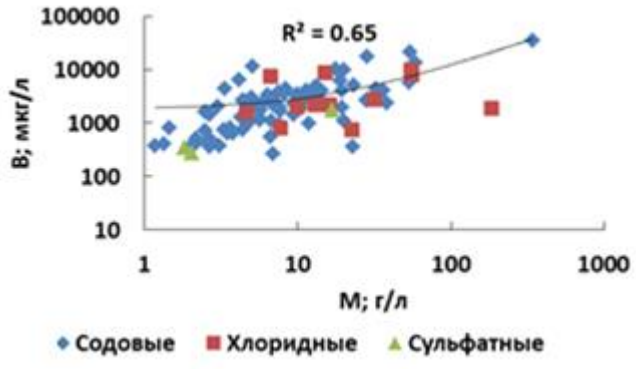


Рис. 2.27. Зависимость содержаний бора от минерализации в выделенных типах озер региона.

Источником бора могут выступать эффузивные и интрузивные породы, в которых он присутствует как в рассеянном состоянии, так и в виде примесей сульфидов. Так повышенные его содержания обнаружены в эффузивах Кулусутаевского вулканического массива и приторейском мелкосопочнике, (Юргенсон, 2008) в пределах которых расположена значительная часть озер, отсюда повышенные его содержания в солоноватых озерах может объясняться растворение водовмещающих горных пород.

По средним оценкам содержание лития Li в хлоридных озерах составляет 269 мкг/л, в то время как в содовых и сульфатных 107.0 и 156.7 мкг/л соответственно. Максимум (1470 мкг/л) определен в наиболее минерализованном хлоридном оз. Горбунка. В водах литий мигрирует преимущественно в форме собственного иона Li^+, вторым по значимости в хлоридных озерах выступает LiCl (табл. 2.4 и рис. 2.28).

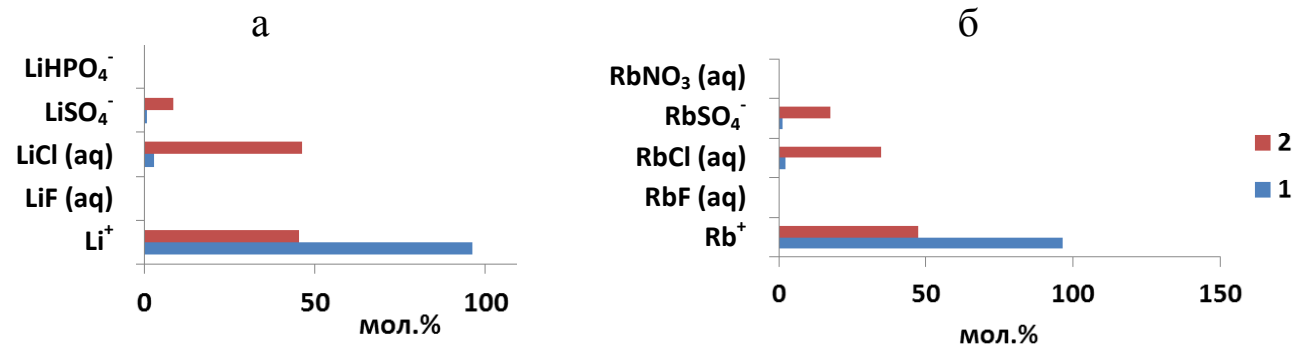


Рис. 2.28. Распределение основных форм миграции а) лития и б) рубидия в озерах (1 – содовые, 2 – хлоридные).

Таблица 2.4. Основные формы миграции микроэлементов в озерах (по усредненным данным)

Химический тип / Компонент	Содовый	Хлоридный	Сульфатный
	мол. %		
$H_3SiO_4^-$	15.0	2.23	5.91
H_4SiO_4	84.9	97.6	93.2
$H_4SiO_4SO_4^{-2}$	0.07	0.14	0.89
$Al(OH)_2^+$	–	0.39	0.005
$Al(OH)_3(aq)$	0.08	3.17	0.55
$Al(OH)_4^-$	99.9	85.2	99.4
$[UO_2(CO_3)_3]^{4-}$	99.9	97.9	99.5
$[UO_2(CO_3)_2]^{2-}$	0.05	2.13	0.42
$Th(CO_3)_2(OH)_2^{2-}$	70.3	64.4	65.0
$Th(CO_3)_5^{6-}$	1.30	–	–
$Th(OH)_3CO_3^-$	27.0	35.1	33.8
$Th(OH)_4(aq)$	1.25	0.06	0.08
H_3AsO_3	–	–	0.92
$H_2AsO_3^-$	10.6	–	–
$HAsO_4^{2-}$	89.4	99.9	99.1
$BeCO_3(aq)$	0.08	0.30	0.11
$Be(OH)_2(aq)$	99.9	99.7	99.8
$Zr(OH)_5^-$	51.9	45.6	42.5
$Zr(OH)_4(aq)$	47.9	54.0	50.3
$Ga(OH)_4^-$	99.9	99.9	99.5
$Sc(OH)_2^+$	0.29	0.40	0.45
$Sc(OH)_3(aq)$	0.95	1.65	1.62
$Sc(OH)_4^-$	98.6	97.9	97.5
Li^+	97.0	46.0	48.0
$LiCl(aq)$	2.46	46.7	46.3
$LiSO_4^-$	0.89	7.20	7.00
Rb^+	98.0	49.0	49.5
$RbCl(aq)$	1.29	38.0	38.2
$RbSO_4^-$	0.71	16.7	15.3
Sr^{2+}	39.2	82.4	58.7
$SrCl_2$	0.21	12.5	0.45
$SrSO_4^-$	0.09	3.89	2.75
$SrCO_3$	7.92	0.68	29.8
$(Sr(CO_3)_2)^{2-}$	52.1	0.52	7.65
Br^-	100	100	100

Ввиду высокой величины произведения растворимости солей лития – хлорида LiCl и карбоната Li_2CO_3 (цзабуелит), насыщение воды этими солями не отмечается (рис. 2.29а). В то же время отсутствие равновесия воды со сподуменом $LiAl[Si_2O_6]$ и эвкриптитом $LiAl[SiO_4]$, основными литиевыми алюмосиликатными минералами в составе пегматитов ((Минеральное…, 1999), говорит о том, что они могут являться источниками этих химических элементов (рис. 2.29б).

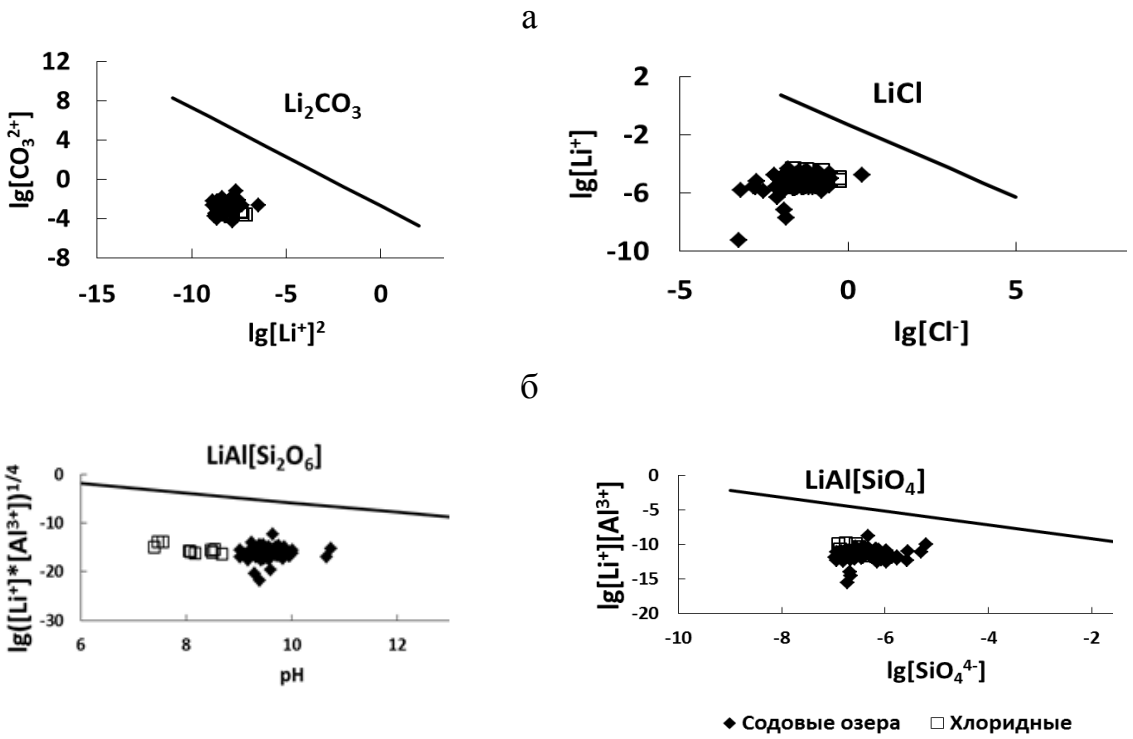


Рис. 2.29. Равновесие вод по отношению к а) цзабуелиту Li_2CO_3 и LiCl, б) сподумену $LiAl[Si_2O_6]$ и эвкриптиту $LiAl[SiO_4]$.

Очевидно, что отсутствие геохимических барьеров позволяет литию, как и хлору, концентрироваться в растворах (Владимиров и др., 2011; Исупов и др., 2012; Zheng, 2014; Шварцев и др., 2015). Отсюда отмечается единая направленность в распределениях содержаний Cl и Li, которая фиксируется исключительно в хлоридных озерах (рис. 2.30а). Аналогичная ситуация прослеживается с рубидием Rb и цезием Cs (рис. 2.30б, в), содержания которых по средним оценкам выше Rb (7.52 мкг/л) и Cs (0.13 мкг/л), чем в содовых и сульфатных озерах.

Источниками рубидия и цезия, как и в случае с литием, являются силикатные и алюмосиликатные минералы (Минеральное…, 1999). Повышенными содержаниями этих элементов отличаются также мусковит, микроклин, ортоклаз, циннвальдит и др. В водах рубидий и цезий могут концентрироваться до сильвинитовой и карналлитовой стадий, на которых они соосаждаются с калийными солями (Крайнов и др., 2004). На рассматриваемом этапе развития озер не отмечается садки этих минералов, поэтому они беспрепятственно могут концентрироваться в растворе.

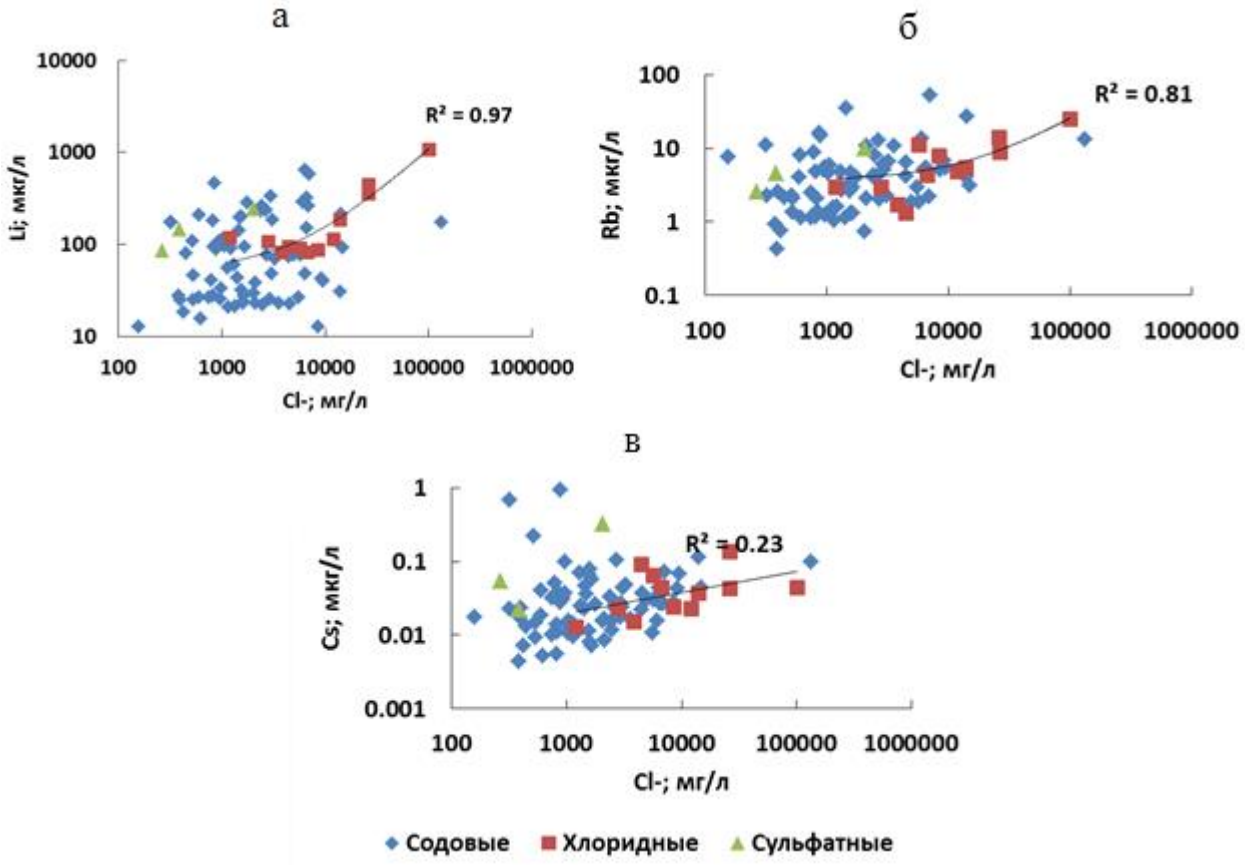


Рис. 2.30. Распределение содержаний а) лития, б) рубидия, в) цезия относительно Cl^- в выделенных типах озер.

Стронций входит в состав хемогенных минералов, чаще всего он присутствует как примесь в различных кальциевых минералах (Крайнов и др., 2004). Тесная парагенетическая связь с кальцием (рис. 2.31а) указывает на общий источник поступления этих элементов в озерах.

По полученным данным в меньших количествах стронций присутствует в содовых и сульфатных озерах, где усредненные его концентрации равны 553.4 и 586.7 мкг/л соответственно. В хлоридных как по средним, так и максимальным оценкам, его количество на порядок выше и составляет 4397 и 18506 мкг/л, последнее значение определено в хлоридном оз. Горбунка. К примеру, в содовом более соленом оз. Борзинское концентрация Sr на два математических порядка ниже (174 мкг/л).

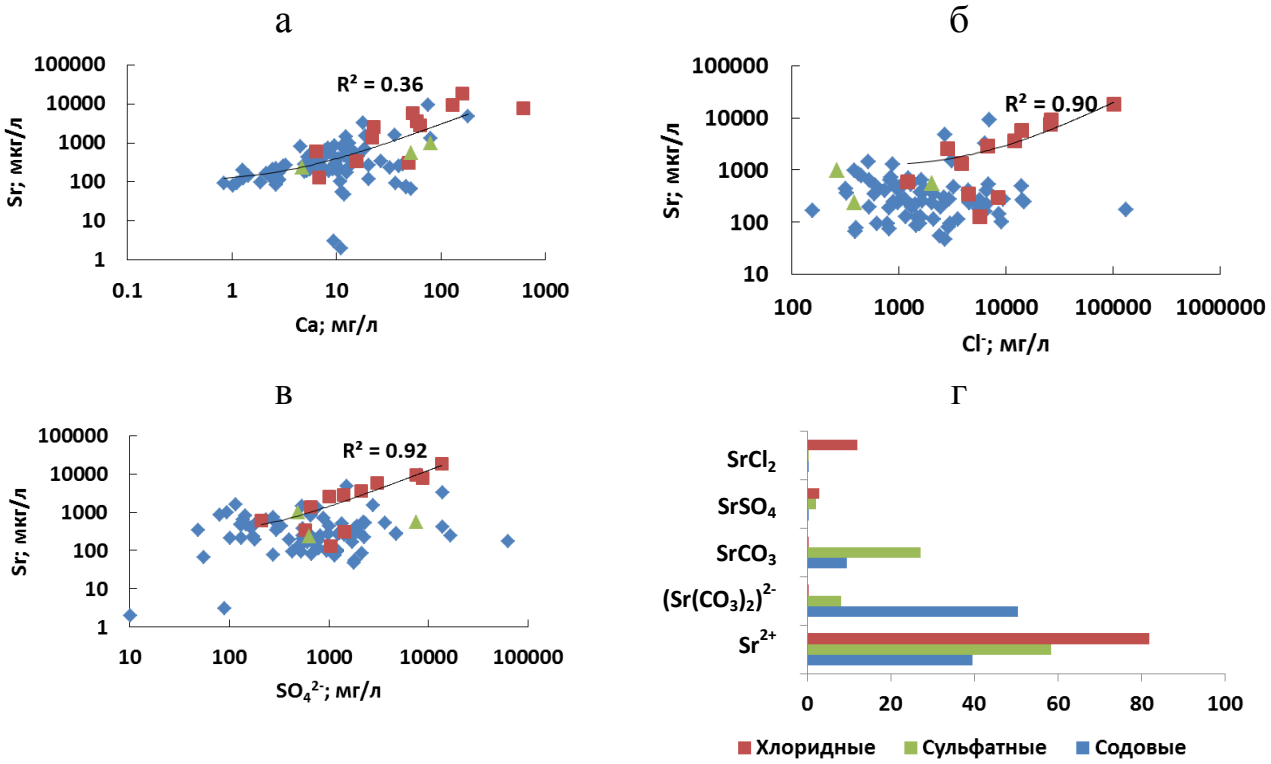


Рис. 2.31. Зависимость содержаний стронция от а) кальция, б) хлорид-, в) сульфат-ионов. г) Основные формы миграции стронция в выделенных типах озер.

Это связано с тем, что в хлоридных озерах стронций мигрирует наряду с простым ионом Sr^{2+} в формах $SrCl_2$ и $SrSO_4^-$, отсюда прослеживается линейная связь Sr с Cl^- и Sr с SO_4^{2-} (рис. 2.31б, в). В содовых озерах он находится преимущественно в виде $SrCO_3$ и $(Sr(CO_3)_2)^{2-}$ (рис. 2.31г), подвижность которых ограничивается образованием стронцианита $SrCO_3$, возможность его формирования подтверждена термодинамическими расчетами (глава 4).

Бром в природных водах встречается в форме бромид-ионов, который по миграционной способности превосходит даже хлорид-ионы (Крайнов и др., 2004). Содержание брома по средним оценкам в 3 раза выше в хлоридных озерах (83.5 мг/л), чем в содовых и в 17 раз в сравнении с сульфатными. Учитывая тот факт, что Br^- концентрируется в растворе параллельно с Cl^- (рис. 2.32), то отсюда максимальное его содержание определено в самом минерализованном оз. Борзинское и составляет 624.3 г/л. В обычных условиях бром не образует собственных минералов, поэтому способен концентрироваться в больших масштабах. В маломинерализованных водах он может связываться элементами комплексообразователями (Cu, Zn, Pb, Co и др.) (Крайнов и др., 2004)

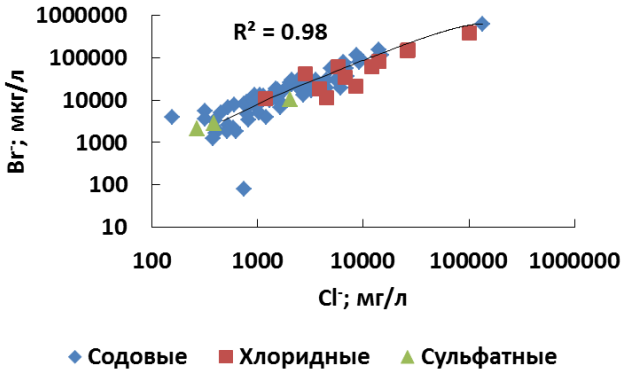


Рис. 2.32. Зависимость содержаний Br^- от Cl^- в выделенных типах озер.

Бром-хлорное отношение (Cl/Br) в озерах в среднем равно для содового 285, а сульфатного и хлоридного типов 350 и 460 соответственно, что свидетельствует о большей степени метаморфизации последних.

Анализ распределений концентраций лития, брома, бора, урана и мышьяка показал, что содержания этих элементов в озерах Восточного Забайкалья достигают нескольких миллиграмм на литр раствора и близки к промышленным концентрациям для их извлечения.

Таким образом, в распределении содержаний микроэлементов по типам озер обозначается следующая закономерность. В более минерализованных хлоридных озерах накапливаются в больших количествах литий, рубидий, цезий, стронций, бром и бор. В содовых, более щелочных, кремний, уран, торий,

редкоземельные элементы, мышьяк, цирконий, галий, скандий и др. Сульфатные озера отличаются низкими содержаниями всех микроэлементов. Внутри содового типа можно выделить содовые озера II подтипа, выделяющегося относительно высокими концентрациями сидерофильных и халькофильных элементов.

Существенные вариации концентраций этих элементов в выделенных типах озер свидетельствуют о значимой роли гидрогеохимической среды в их накоплении. Отсутствие специализаций по большинству водосборных территорий озер исключает возможность считать ее основной причиной повышенных содержаний изученных элементов. В качестве источников этих элементов могут выступать любые горные породы как с повышенными так и с кларковыми их содержаниями, поскольку все эти элементы проявляют себя как накапливающиеся в озерах с ростом содержаний основных анионов, для содовых – карбонатной составляющей, а для хлоридных – хлорид-ионов. Следовательно, ведущую роль в поведении таких элементов определяет среда, а не тип горных пород.

.

Глава 3
СТЕПЕНЬ ИСПАРЕНИЯ И ИСТОЧНИКИ ГЛАВНЫХ ИОНОВ ОЗЕР

3.1. Оценка степени испарительного концентрирования озерных вод

Все рассматриваемые озера локализованы в зоне засушливого климата, поэтому испарение играет важную роль в формировании солености озерных вод и их химического состава (Замана, Борзенко, 2010). Отсюда важным вопросом становится степень испарения их вод и связанное с этим накопление или рассеивание части химических элементов. Если сравнивать процессы, участвующие в формировании химического состава озерных и подземных вод, то принципиальной разницы не существует, за исключением того, что подземные воды не подвержены в такой степени как поверхностные испарению, поэтому испарительное концентрирование химических элементов здесь ниже. Отсюда масштабы изменения озерных вод всегда значительнее, чем подземных, что выражается в более высокой их солености, значениях pH, содержаниях подвижных элементов и т.д. Поэтому подземные воды могут служить своего рода точкой отсчета, относительно которой исследуется влияние испарения на химический состав и соленость озерных вод.

В качестве показателя степени испарения мы использовали Cl как наиболее консервативный компонент, не вступающий в реакции взаимодействия с образованием вторичных минералов в исследованном диапазоне солености воды, а также не принимающий участие в сорбционных и биохимических процессах. По среднему его содержанию в грунтовых водах определенного бассейна (р. Ингоды или р. Онон или внутреннего стока) и его концентрации в конкретном озере того же бассейна была рассчитана степень испарения озерных вод.

Принадлежность озер к определенному речному бассейну или к бессточной области изображено на рис. 3.1.

Согласно расчетам значение степени испарения озерных вод изменяется от 2 до 3744, определенных в солоноватых содовых озерах: Баян-Булак, Хойто-Торум, Лебединское и в рассоле хлоридного оз. Горбунка соответственно, при среднем значении 280 (приложение 4).

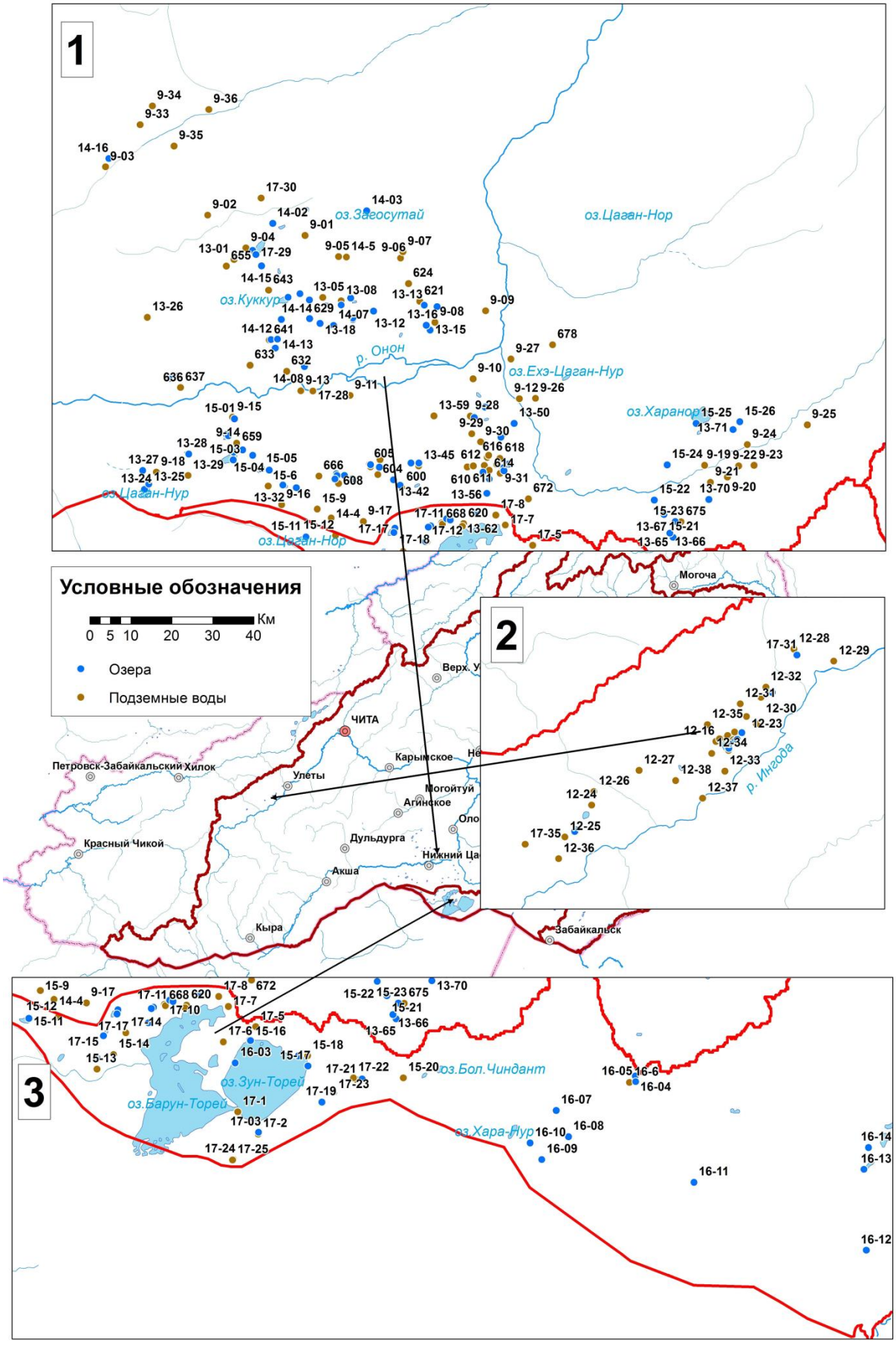


Рис. 3.1. Бассейны рек 1 – Онон, 2- Ингода, 3– бассейн внутреннего стока с нанесением номеров проб озер и водопунктов подземных вод.

Согласно расчетам значение степени испарения озерных вод изменяется от 2 до 3744, определенных в солоноватых содовых озерах: Баян-Булак, Хойто-Торум, Лебединское и в рассоле хлоридного оз. Горбунка соответственно, при среднем значении 280 (приложение 4).

В содовых озерах эта величина варьирует в пределах четырех математических порядков с ее постепенным увеличением от I к III подтипу. Для содовых озер I подгруппы диапазон варьирования составляет от 2 (выше перечисленные озера) до 487 (оз. Куджертай), во II – от 5 (оз. Жилино) до 105 (оз. Гришкино) и в III подтипе от 12 (17-19) до 2218 (оз. Борзинское). В больших масштабах сконцентрированы воды хлоридных озер (от 44 до 3744 раз) с минимумом для оз. Укшинда и максимумом для оз. Горбунка.

Границы этого показателя для сульфатных озер меньше и не выходят за пределы 4-33, первое относится к солоноватому оз. Кука-Азырга, а второе к более минерализованному оз. Барун-Шивертуй.

Как по максимальным, так и средним оценкам, испарительному процессу в большей степени подвергнуты более минерализованные хлоридные озера, средняя степень испарения вод которых равна 722. Ближе к хлоридным содовые озера III подтипа со степенью испарения равной 202. В меньшей мере этот процесс затрагивает сульфатные и содовые озера I и II подтипов, усредненные значения показателя которых равны 18, 45 и 55 соответственно.

3.2 Источники макрокомпонентов озер

Водное и солевое питание изученных озер осуществляется атмосферными осадками, выпадающими на зеркало, временными дождевыми потоками и подземными водами (Львович, 1971). Питание озер небольшими реками и ручьями присуще единичным озерам, но даже в этом случае реки и ручьи существуют периодически во время большого количества атмосферных осадков. Поэтому их доля совместно с ливневым стоком в водно-солевом балансе не превышает 10 % (Иванов, Трофимова, 1982). В структуре водно-солевого питания

рассматриваемых озер отсутствуют талые снеговые воды, т.к. на период таяния льда они испаряются.

Нами на основе морфологических и гидроклиматических характеристик проведены расчеты объемов поступающей с водосборных площадей озер Vz и испарившейся воды Vx в озерах за год. При этом объем испарения с водной поверхности озера определялся исходя из его площади (приложение 2) и величины испарения (Географический …, 1985). Допуская отсутствие подземного стока из озер, поскольку они являются местным базисом разгрузки подземных вод, расходные статьи представлены только испарением с их водной поверхности. Объем подземного стока рассчитан по модулю речного стока определенного района (Обязов, 2002) и площади водосбора озера согласно формуле:

$$Vz=Q_{ср.}\cdot t \text{ (Пособие…, 1984),}$$

где $Q_{ср.}$ – модуль стока, t – время (с).

Поверхностный приток в виде ручья (Калитиха) имеется только для оз. Доронинское с расходом 0.5 л/с (Борзенко, 2012), исходя из этого значения, рассчитан объем поступающей воды в озеро.

Как показали расчеты, которые проведены для шести содовых и четырех хлоридных озер (табл. 3.1), величина испарения из-за большего объема поступающей воды с водосборных площадей в содовые озера меньше, т.е. расходная часть воды озера выше, чем приходная. Но в содовых озерах эта разница меньше: отношение приходной части к расходной равно 0.60–0.99, а в хлоридных озерах оно составляет 0.46–0.52. Все эти расчеты являются подтверждением выше приведенному заключению о большей степени испарения для хлоридных озер.

Соотношения количеств солевых компонентов, поступающих в озера, определяется исходя из минерализации и химического состава питающих вод и долей последних в водном питании озер. Наименьшей минерализацией обладают воды атмосферных осадков, отсюда их доля в привносе веществ в рассматриваемые озера составляет в среднем всего 2-3% (Гидрохимия…, 1977). По данным тех же авторов основное солевое питание озера получают за счет

подземных вод. Наши данные по водно-солевому балансу, выполненному для оз. Доронинское, это подтверждают (Борзенко, 2012).

Таблица. 3.1. Основные гидроклиматические характеристики

Название	Атмосферные осадки на поверхность озера	Испарение с водной поверхности	Суммарный подземный и поверхностный приток с водосбора	Разница между суммарным притоком и оттоком
	Vx; тыс. $м^3$	Ve; тыс. $м^3$	Vz; тыс. $м^3$	Vx + Vz/ Ve
Содовый тип				
Зун-Торей	67600	231400	153973	0.96
Доронинское	1632	2352	613	0.95
Бальзой	272	392	122	0.99
Байн-Цаган	874	1982	399	0.64
Баян-Булак	385	873	337	0.83
Ножий	3198	7257	1052	0.60
Хлоридныйтип				
Хилганта	161	366	7	0.46
Горбунка	247	561	10	0.46
Бильчир-Нуур	169	384	24	0.50
Дабаса-Нор	143	325	24	0.52

В большинстве случаев рассматриваемые озера расположены в контурах мезо-кайнозойских впадин и возвышенностей, которые выполнены преимущественно эффузивно-осадочными или осадочными породами. Растворяясь, породы становятся основными источниками химических компонентов, которые начинают цикл своих геохимических превращений в подземных водах и заканчивают его в бессточных межгорных впадинах. При этом значительная часть химических элементов, поступающих в раствор за счет инконгруэнтного растворения первичных водовмещающих минералов, связывается вновь формирующимися минералами (вторичными), а другая часть концентрируется в растворе.

Роль горных пород в накоплении в озерах натрия подтверждается опережающим его ростом по сравнению с хлором по большинству озер с

максимальной разницей значения отношения Na/Cl[3] для менее минерализованных содовых (рис. 3.2а). Значения этого показателя в этом типе изменяется в диапазоне от 10 (оз. Цаган-Нор (Урда-Агинский) I подтипа) до 1.09 в оз. Зырде-Зырге (III подтип) (таблица приложения 4). По усредненным данным в содовых озерах I и II подтипов Na/Cl варьирует от 4.3 и 4.1 соответственно, далее по мере испарения вод оно постепенно снижается и уже в сульфатном типе составляет 2.9, а в содовом III подтипа – 1.7, минимальное значение фиксируется в хлоридном типе – 1.2. Необходимо заметить, что диапазон варьирования Na/Cl в сульфатных и в большинстве содовых озер I и II выше границы среднего значения этого отношения для подземных вод районов исследований (Na/Cl=4.6), т.е. в озерах имеет место дополнительный источник натрия.

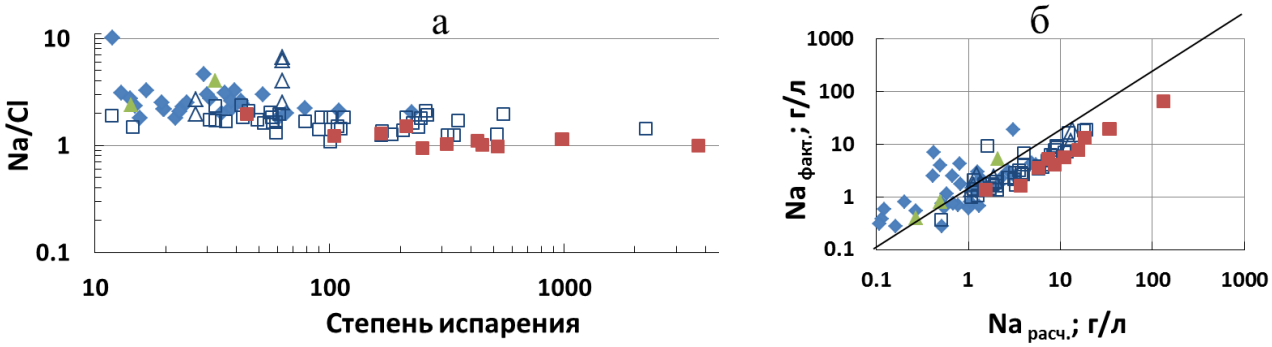


Рис. 3.2. Распределение а) значений Na/Cl от степени испарения вод, б) фактических и расчетных содержаний натрия в выделенных типах и подтипах озер.

Между тем часть натрия может накапливаться в озерах за счет испарения. Отсюда необходимо определить его количество, образующегося за счет этого процесса. Для расчета используем степень испарения конкретного озера и среднюю концентрацию натрия в грунтовых водах, одного с озером речного бассейна или территории внутреннего стока. В приложении 4 представлены результаты расчетов.

По средним оценкам за счет испарения накапливается натрия – 31% в содовых озерах I подтипа, 41 % во II подтипе, 48% в III, 76% сульфатных и 99% в

[3] Na и Cl в мг-экв.

хлоридных озерах. Если сравнивать расчетное значение $Na_{расч.}$ с фактическим его содержанием $Na_{факт.}$, то превышение значения $Na_{расч.}$ над $Na_{факт.}$ указывает на его незначительные потери в озерах (рис. 3.2б), что возможно связано с вторичным минералообразованием.

Высокая дисперсия прослеживается в распределении значения SO_4/Cl [4] от степени испарения вод (рис. 3.3а), варьируя в хлоридных озерах в пределах одного математического порядка, составляя в среднем 0.16, с минимумом (0.13) для оз. Холбо-2 и максимумом (0.36) оз. Бабье.

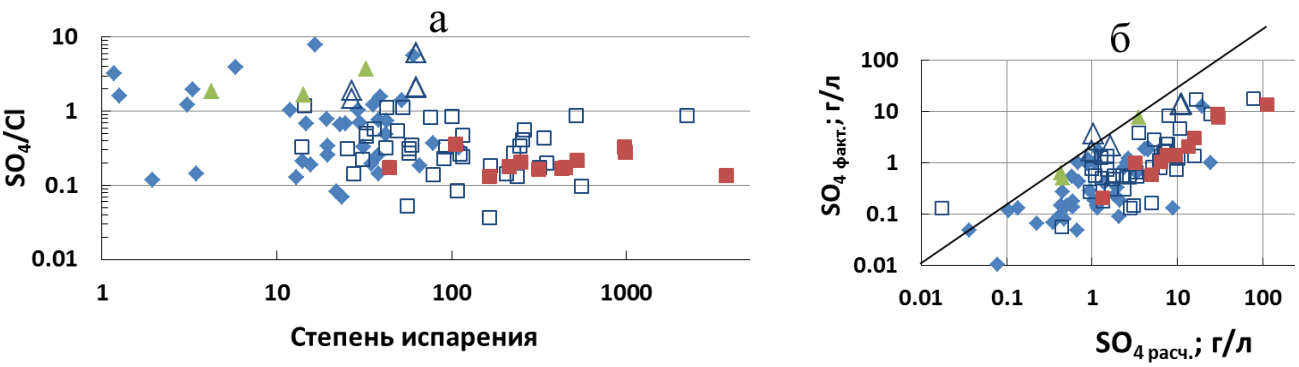


Рис. 3.3. Распределение а) значений отношения SO_4/Cl в зависимости от степени испарения озерных вод, б) фактических и расчетных содержаний сульфат-ионов в выделенных типах и подтипах озер (условные обозначения согласно рис. 3.2).

Еще ниже значение этого отношения (менее 0.1) для ряда содовых озер I и III подтипов. Однако в нескольких случаях отмечается превышение содержаний сульфат-над хлорид-ионами, со значением отношения $SO_4/Cl>1$.

Несоответствие между природной системой $SO_{4факт.}$ и данными расчетов $SO_{4расч.}$ отмечается во всех хлоридных, содовых III и большинстве озер I подтипа, с максимальными потерями ($SO_{4факт.}<SO_{4испар.}$) для оз. Доронинское (97.9 %) (приложение 4, рис. 3.3б). Сопоставимые потери (более 90 %) наблюдаются в озерах: Бальзой, Баин-Цаган, Куджертай, Ходатуй, Большие Якши, Василь Торм-1, Гэзэгэй-Нуур и др.

В то же время в нескольких озерах I подтипа зафиксирован избыток сульфат-ионов ($SO_{4факт}<SO_{4расч.}$) (Кудук, Засулан, Баян-Булак, Бусутуй-Нуур,

[4] мг-экв/л

Цаган-Нур (Урда-Агинский), Галутай, Ножий, Лебединское) и двух III подтипа Харанор и Хара-Торум. Аналогичная ситуация просматривается по всем сульфатным и содовым озерам II подтипа с максимальным превышением для оз. Барун-Шивертуй и оз. Жилино. Очевидно, что имеет место дополнительный источник сульфатов.

За исключением нескольких содовых озер значение отношения HCO_3+CO_3/Cl[5] для большинства водоемов меньше, чем для подземных вод (среднее 7.4), что указывает на потери карбонатов в озерах (рис. 3.4а).

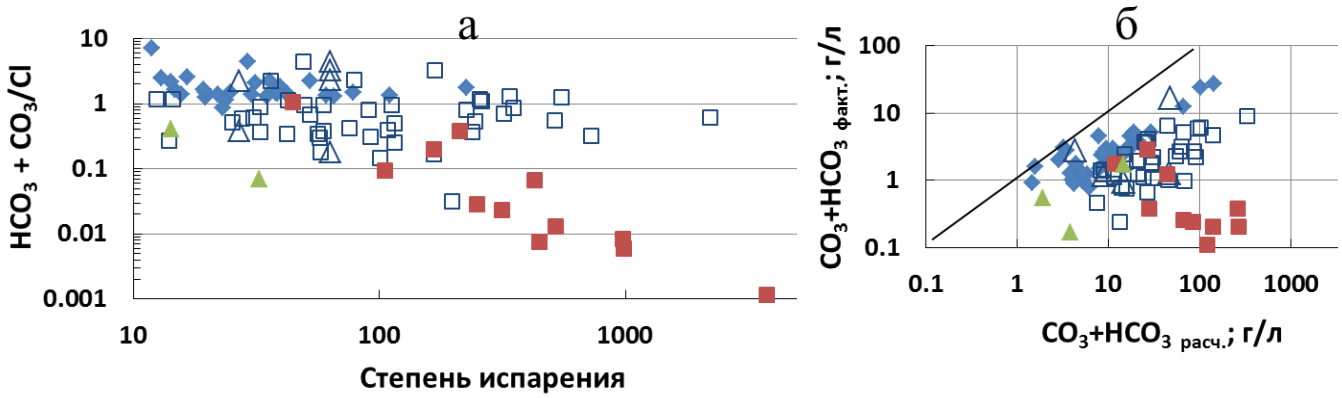


Рис. 3.4. Распределение а) значений HCO_3+CO_3/Cl от степени испарения озерных вод, б) расчетных и фактических содержаний карбонатов в выделенных типах и подтипах озер (условные обозначения согласно рис. 3.2).

Максимальные потери характерны для хлоридного типа. Однако для большинства содовых озер по мере испарения вод значение отношения HCO_3+CO_3/Cl остается относительно стабильным, т.е. в меньшей степени зависит от этого процесса. Более того, как показали расчеты (рис. 3.4б), такого масштаба потерь карбонатов в содовых озерах по сравнению с сульфатными и хлоридными типами не отмечается. А это значит, что для первых существует постоянный источник карбонатов.

Наиболее резкие изменения произошли в озерах в сравнении с грунтовыми водами в эквивалентных соотношениях Ca+Mg/Na. Если в химическом составе подземных вод чаще превалировали Ca и Mg, и это видно из значения этого

[5] мг-экв/л

отношения равного в среднем 5.62 (гл. 1 табл. 1.6), то в озерах ситуация меняется уже в сторону существенного преобладания Na по мере испарения вод (рис. 3.5а).

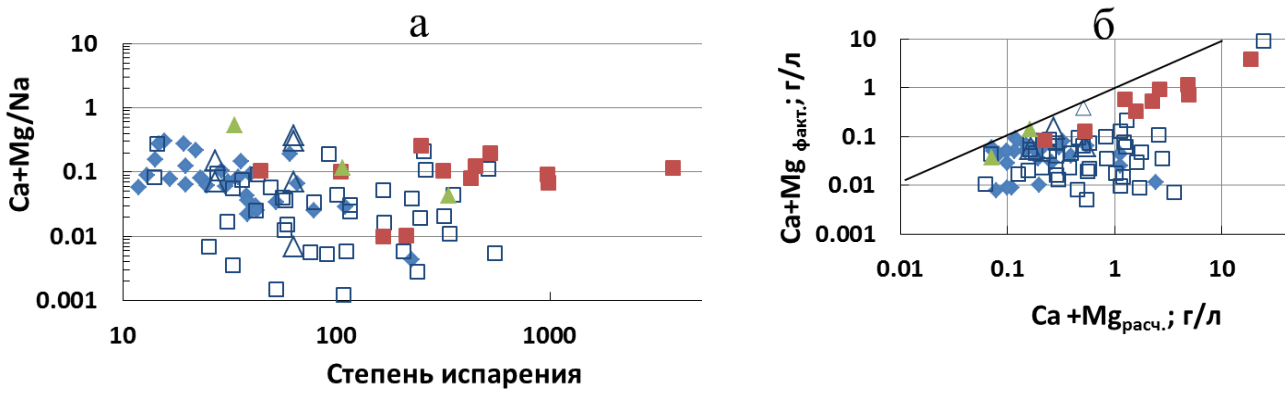


Рис. 3.5. Распределение а) значений отношения Ca+Mg/Na в зависимости от степени испарения озерных вод, б) расчетных и фактических содержаний суммы кальция и магния в выделенных типах и подтипах озер (условные обозначения согласно рис. 3.2).

В содовых озерах диапазон варьирования значений этого отношения находится в рамках 1.13-0.0001 (первое – озеро без названия с шифром 14-14, второе – оз. Борзинское) при среднем значении равном 0.09. По большинству хлоридных озер значение Ca+Mg/Na изменяется в относительно узком диапазоне (0.26-0.01) с минимумом для двух озер Большая Булугунда и Холбо-2. Если сравнивать фактическое суммарное содержание $(Ca+Mg)_{факт.}$ с расчетным $(Ca+Mg)_{расч.}$ (рис. 3.5б), то наибольшие потери отмечаются в содовых озерах. В хлоридных и сульфатных типах они постепенно накапливаются, но при этом их содержания остаются ниже расчетных.

Таким образом, согласно расчетам испарительному процессу в большей степени подвергнуты хлоридные озера. Относительно высокое значение степени испарения характерно и для содовых озер III подтипа. В меньшей мере этот процесс затрагивает сульфатные и содовые озера I и II подтипов.

За счет испарения в озерах накапливается преимущественно хлор и натрий, но при этом рост содержаний натрия опережает рост хлора. Несоответствие

между природной системой и расчетными содержаниями натрия проявляется во всех типах и подтипах озер. Это значит, что имеется дополнительный его источник, в качестве которого выступают горные породы ложа и берегов озер, с которыми вода непрерывно взаимодействует и их растворяет.

При этом по мере испарения вод рост натрия существенно опережает также рост кальция и магния. Что касается сульфатов, то избыток их определен в нескольких содовых I и III, во всех сульфатных и содовых озерах II подтипа, в остальных отмечаются их потери. В отношении карбонат- и гидрокарбонат-ионов зависимости неоднозначные, в содовых озерах их концентрации остаются относительно высокими на всем диапазоне испарения вод, а в хлоридных и сульфатных озерах по мере испарения их содержания неуклонно снижаются.

Глава 4
РАВНОВЕСИЕ ОЗЕРНЫХ ВОД С ОСНОВНЫМИ МИНЕРАЛАМИ ПОРОД

Современное понимание взаимодействия воды с горной породой объясняет механизм формирования определенного химического состава вод, если это взаимодействие рассматривать с позиции этапного развития системы вода − порода и ее равновесно-неравновесного состояния. Вода непрерывно растворяет одни минералы и также непрерывно формирует другие, таким образом, в системе обеспечивается процесс избирательного концентрирования одних элементов и связывания других. Сопровождающие это явление обеспечивает образование новых вторичных минералов и определенных геохимических типов воды (Шварцев и др., 2004).

4.1. Формы миграций основных ионов озер

Для решения гидрогеохимических задач невозможно обойтись без детальных исследований особенностей миграции и оценки основных форм элементов в различных геохимических обстановках, т.к. пренебрегая комплексообразованием, нельзя правильно оценить степень насыщения воды по отношению к тем или иным минералам, дать точный расчет растворимости данного минерала в природных водах и т.д. (Крайнов и др., 2004). Применение компьютерной программы HG позволило нам рассчитать основные формы миграции и их соотношения в разных типах озер. Результаты расчётов приведены в таблице 4.1.

Согласно расчетам натрий и калий мигрируют в форме акваионов Na^+ и K^+, доля которых уменьшается по мере роста минерализации и в рассолах в равных долях с ними присутствуют их хлоридные ассоциаты: NaCl(aq) и KCl(aq). В то же время, в рассоле содового I подтипа оз. Куджертай (pH 10.7) отмечается высокая доля карбонатного иона $NaCO_3^-$ (61.4 мол. %) (табл.4.1 и рис. 4.1).

Таблица 4.1. Мольные доли (мол. %) основных ионов в различных типах соленых озер Восточного Забайкалья

Форма миграции	Содовый I			Содовый II			Содовый III			Сульфатный			Хлоридный		
Мол. %	Сред.	Мин.	Макс.	Сред.	Мин.	Макс.	Сред.	Мин.	Макс.	Сред.	Мин.	Макс.	Сред.	Мин.	Макс.
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кальций															
Ca^{+2}	39.1	0.31	84.5	20.2	5.26	37.4	34.7	0.21	92.7	44.0	18.33	57.9	42.5	12.5	69.6
$CaCl^{+}$	1.80	<0.01	4.57	1.77	0.43	3.90	6.91	<0.01	54.4	1.34	0.88	1.85	19.8	4.65	64.8
$CaCO_3$ (aq)	42.8	0.73	81.7	35.6	0.59	64.0	34.3	3.50	91.2	6.57	2.50	12.1	2.00	0.03	10.1
$CaSO_4$ (aq)	12.7	0.01	18.9	39.4	7.91	71.8	17.1	<0.01	66.1	45.1	27.2	70.5	34.1	11.6	50.6
Калий															
K^{+}	95.3	0.23	99.9	90.5	81.1	98.0	73.7	0.34	97.3	94.5	87.8	98.2	86.0	51.0	98.1
KCl (aq)	1.14	0.04	3.57	2.21	0.33	5.01	3.06	0.11	10.9	0.84	0.31	1.77	11.1	1.31	44.7
KSO_4^{-}	0.95	0.00	4.36	7.19	0.96	14.0	1.64	0.33	13.8	4.62	1.49	10.4	2.81	0.51	6.30
Магний															
Mg^{+2}	49.8	17.2	90.4	26.4	8.03	41.5	43.0	0.23	95.9	49.2	22.1	63.1	41.5	9.97	72.0
$MgCO_3$ (aq)	30.6	2.74	70.0	25.7	0.33	47.5	21.0	1.01	84.3	3.77	1.35	6.85	1.01	0.01	5.28
$MgCl^{+}$	3.80	0.21	9.76	3.60	0.90	7.51	9.58	0.25	35.2	2.45	1.58	3.54	29.2	7.65	69.4
$MgSO_4$ (aq)	11.1	0.00	31.6	40.2	9.30	69.3	13.6	0.33	36.2	41.3	24.5	67.2	26.3	9.61	51.6
Натрий															
Na^{+}	96.5	89.8	99.8	89.4	76.2	95.6	89.4	0.36	100	95.3	89.6	98.3	86.5	51.5	98.1
NaCl (aq)	1.12	0.04	3.36	2.17	0.33	5.01	4.36	0.71	46.5	0.85	0.31	1.81	11.2	1.31	45.2
$NaCO_3^{-}$	1.70	0.07	7.20	2.91	0.02	9.70	3.48	109	61.4	0.19	0.05	0.28	0.04	0.00	0.23
$NaSO_4^{-}$	0.72	0.03	2.38	5.50	0.73	11.1	2.78	0.21	38.2	3.64	1.15	8.25	2.21	0.40	4.97
Карбонаты и гидрокарбонаты															
$CO_3^{-2}+HCO_3^{-}$	82.4	60.4	96.0	74.7	60.7	84.2	69.3	12.4	97.7	93.1	91.0	95.0	81.0	52.4	92.1
H_2CO_3* (aq)	0.17	0.02	4.37	0.04	0.01	0.08	0.33	<0.01	4.36	0.40	0.21	0.66	3.52	0.30	14.0

Продолжение таблицы 4.1

Форма миграции	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
$MgCO_3$ (aq)	4.09	0.03	15.0	5.84	0.37	11.3	1.70	0.36	8.18	0.99	0.27	1.51	0.92	0.03	3.58
$MgHCO_3^+$	0.49	0.01	2.79	0.84	0.09	1.70	2.32	0.91	74.7	0.64	0.47	0.97	2.60	0.09	8.99
$CaHCO_3^+$	0.18	0.02	2.19	0.11	0.02	0.30	3.88	0.47	43.5	0.35	0.05	0.82	0.43	0.04	2.20
$CaCO_3$ (aq)	4.61	0.29	36.2	9.64	0.15	31.9	7.47	0.02	57.9	0.81	0.17	2.06	0.17	0.04	0.28
$NaCO_3^-$	7.21	0.04	31.1	7.30	0.94	22.9	15.6	0.02	74.5	1.61	0.54	2.48	2.13	0.05	7.01
$NaHCO_3$ (aq)	4.51	0.02	68.7	1.69	0.03	5.07	2.45	0.01	13.1	2.10	0.54	4.71	7.93	2.26	29.1
$Mg_2CO_3^{+2}$	7.48	0.01	87.0	0.17	0.14	0.22	0.17	0.01	1.42	0.01	0.01	0.01	0.12	0.02	0.43
Сульфаты															
SO_4^{-2}	81.4	60.6	91.8	71.9	50.4	84.1	72.7	2.85	98.0	80.5	72.7	87.4	59.2	7.99	78.5
$MgSO_4$ (aq)	4.93	0.01	23.9	6.06	0.42	12.1	1.55	0.02	7.49	4.61	1.94	7.91	7.85	0.48	15.5
$CaSO_4$ (aq)	1.20	0.04	5.63	0.13	0.03	0.23	4.34	0.01	97.0	2.66	0.41	6.82	1.22	0.18	5.56
$NaSO_4^-$	11.9	0.08	37.6	21.7	9.22	48.8	21.4	0.03	53.5	12.1	3.84	24.4	31.2	10.6	75.7
KSO_4^-	0.49	0.01	11.5	0.22	0.19	0.25	0.58	0.02	11.1	0.10	0.05	0.15	0.18	0.03	0.35
Хлориды															
Cl^-	97.6	90.9	99.7	94.7	88.0	97.8	93.5	47.4	99.9	97.4	94.7	98.8	89.8	61.5	97.6
$CaCl^+$	0.03	0.01	0.12	0.46	0.01	0.88	0.03	0.01	0.08	0.08	0.01	0.18	0.09	0.01	0.48
$MgCl^+$	0.29	0.03	1.37	0.14	0.02	0.65	0.13	0.01	0.45	0.27	0.20	0.41	1.15	0.04	4.10
KCl (aq)	0.03	0.01	0.12	0.04	0.04	0.05	0.05	0.01	0.21	0.02	0.01	0.02	0.04	0.01	0.08
NaCl (aq)	2.13	0.01	8.92	4.71	1.66	11.9	6.47	1.35	52.6	2.26	0.59	5.02	8.89	1.82	34.2
Фториды															
F^-	90.7	77.2	97.9	82.8	74.8	92.1	86.5	30.1	98.4	90.2	86.5	93.8	71.1	27.7	87.9
MgF^+	5.16	0.49	21.55	8.61	1.05	14.8	2.40	0.20	8.15	5.01	3.67	7.52	12.4	0.51	29.5
CaF^+	0.28	0.01	5.88	0.03	0.01	0.05	2.41	0.01	23.7	0.38	0.06	0.90	0.61	0.05	2.46
NaF (aq)	3.82	0.02	16.57	8.49	2.93	21.7	8.77	0.03	69.8	4.35	1.13	9.59	10.3	0.16	21.4

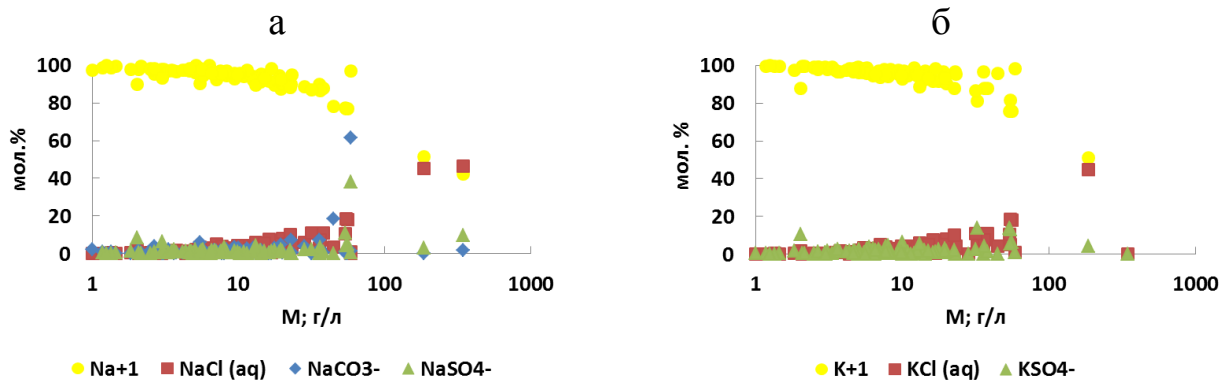


Рис. 4.1. Основные формы миграции а) натрия и б) калия в зависимости от минерализации вод, aq – аквакомплекс.

По средним оценкам установлено снижение количества простых ионов Na^+ и K^+ от содового типа I подтипа к III, параллельно накапливаются $NaCO_3^-$ и NaCl с максимальной долей последнего в хлоридных озерах. Относительно высокие содержания $NaSO_4^-$ (3.64 и 5.5 мол. %) отмечаются в сульфатных озерах и содовых II подтипа.

Кальций и магний присутствуют в растворе как в виде Ca^{2+} и Mg^{2+}, так и различных комплексных ионов, содержания которых находятся в зависимости от pH и минерализации воды (рис. 4.2). По мере роста солености вод увеличиваются преимущественно относительные содержания наиболее устойчивого ассоциата $CaCl^+$, достигая максимальных значений в рассолах хлоридного оз. Горбунка (54.8 мол.%) и содового оз. Борзинское (54.4 мол.%). По средним оценкам в содовых озерах на долю карбонатных комплексов $CaCO_3$(aq) и $MgCO_3$(aq) приходится 41 мол.%. Относительно высокие их содержания отмечаются в наиболее щелочных (pH>9.5) и минерализованных (M>30 г/л) озерах. В сульфатных и содовых озерах II подтипа наряду с простыми ионами в значимых количествах присутствуют $CaSO_4$(aq) и $MgSO_4$(aq), относительные содержания которых в среднем составляют здесь 40 мол.%.

Поведение основных анионов, так же как и катионов, определяется соленостью и pH вод. В солоноватых озерах они мигрируют преимущественно

в формах: HCO_3^-, CO_3^{2-}, SO_4^{2-} и Cl^-. По мере роста солености и pH вод увеличиваются доли карбонатных ассоциатов: CO_3^{2-}, $NaCO_3^-$ и $MgCO_3(aq)+CaCO_3(aq)$, напротив, доля HCO_3^- снижается.

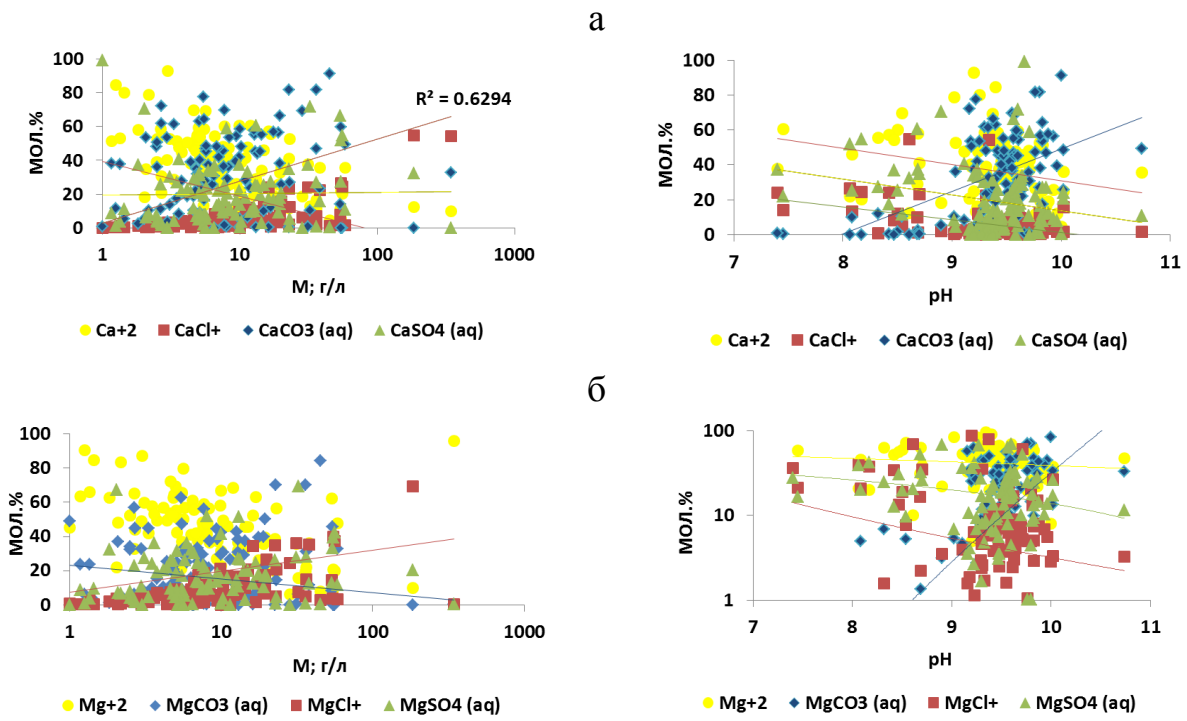


Рис. 4.2. Зависимость содержаний основных форм миграции а) кальция и б) магния от минерализации и pH воды.

Содержание SO_4^{2-} в большей степени определяется соленостью вод, по мере роста которой накапливаются преимущественно его ассоциаты с основными катионами (рис. 4.3). Хлор мигрирует преимущественно в виде Cl^- и только в рассолах в сопоставимых количествах присутствует NaCl(aq).

По средним оценкам относительных содержаний основных форм миграции рассматриваемых анионов очевидна закономерность, проявляющаяся в снижении доли CO_3^{2-} от содового типа через сульфатный к хлоридному с содержанием в последнем всего 1.4 мол, %, при том, что мол. доля $H_2CO_3(aq)$ увеличивается до 3.5 мол. %. Что касается сульфатных и хлоридных комплексов, то рост минерализации вод приводит к увеличению доли $NaSO_4^-$ до 31.4 мол. % и NaCl(aq) до 9 мол.%.

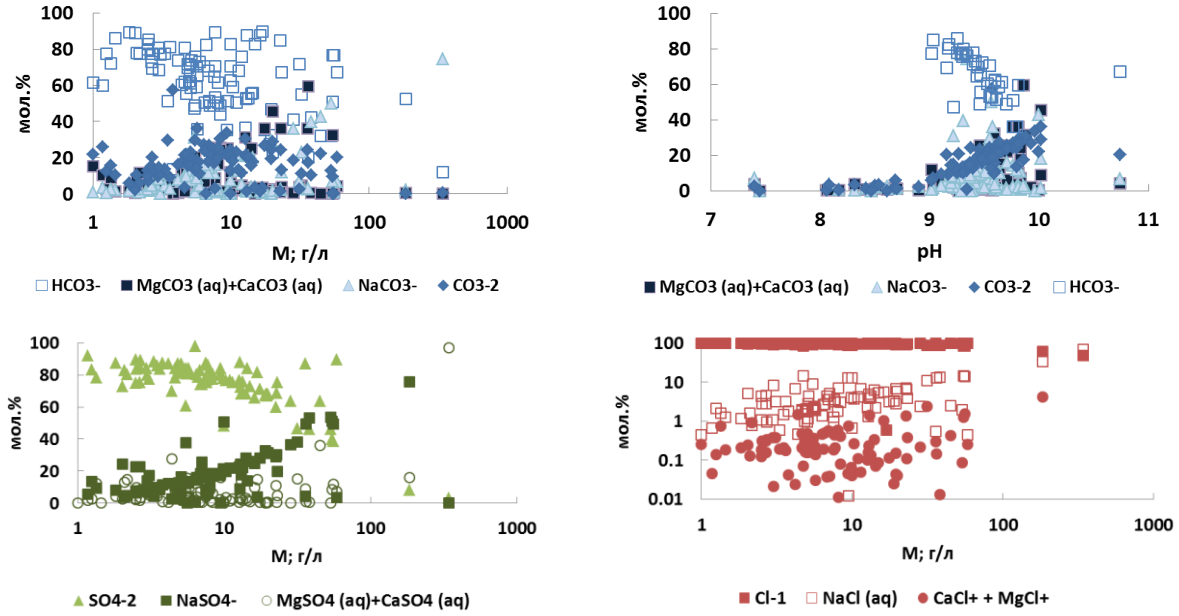


Рис. 4.3. Распределение основных форм миграции анионов в озерах в зависимости от минерализации и pH вод.

Таким образом, кальций и магний мигрируют преимущественно в формах простых ионов Me^{2+} с относительно высокой их долей в сульфатных и хлоридных озерах. По мере роста минерализации в содовых озерах растет доля карбонатных ассоциатов $MeCO_3(aq)$, а в сульфатных и хлоридных $MeSO_4(aq)$ и $MeCl^+$ соответственно. Относительно высокий процент $MeSO_4(aq)$ наряду с озерами сульфатного типа отмечается в содовых озерах II подтипа. Низкая устойчивость комплексных соединений натрия и калия с лигандами основных анионов определяет их миграционные способности, поэтому во всех типах они находятся в растворе преимущественно в виде Me^+. За исключением содового оз. Борзинское и хлоридного оз. Горбунка, в которых в равных количествах с простыми ионами присутствуют их хлоридные комплексы $MeCl^+$. Основным отличием в распределении основных форм миграции производных угольной кислоты в рассолах является превалирование в сумме ее диссоциатов в содовых озерах $NaCO_3^-$, а в хлоридных HCO_3^-.

4.2. Равновесие вод с основными минералами

На основе полученных данных вод был выполнен анализ с позиции современных представлений о системе вода-горная порода (Шварцев, 1998). Для этого использовались диаграммы термодинамических равновесий водных растворов с различными минералами и программный комплекс HG32. В термодинамическую модель были включены основные формы миграции, образуемые химическими элементами (H, C, O, S, Cl, Na, Ca, Mg, Si, K, Fe, Al, F, P, Pb, Cu, Sr, Mn, Zn, U, Th, As, Zr, Sc, Rb, РЗЭ и др.), а также потенциальные минералы (оксиды, гидроксиды, карбонаты, сульфаты, сульфиды, хлориды силикаты, алюмосиликаты и др.).

На диаграммах и в термодинамических расчетах приведено относительно большое количество минералов, равновесия воды с которыми наиболее очевидны в силу химического состава вод и алюмосиликатов, входящих в состав водовмещающих пород и донных отложений озер.

В первую очередь рассматривалось равновесие вод с кальцитом, основному минералу, контролирующему, по С.Л. Шварцеву, в природных водах начальный процесс содообразования (табл. 4.2 и рис. 4.4).

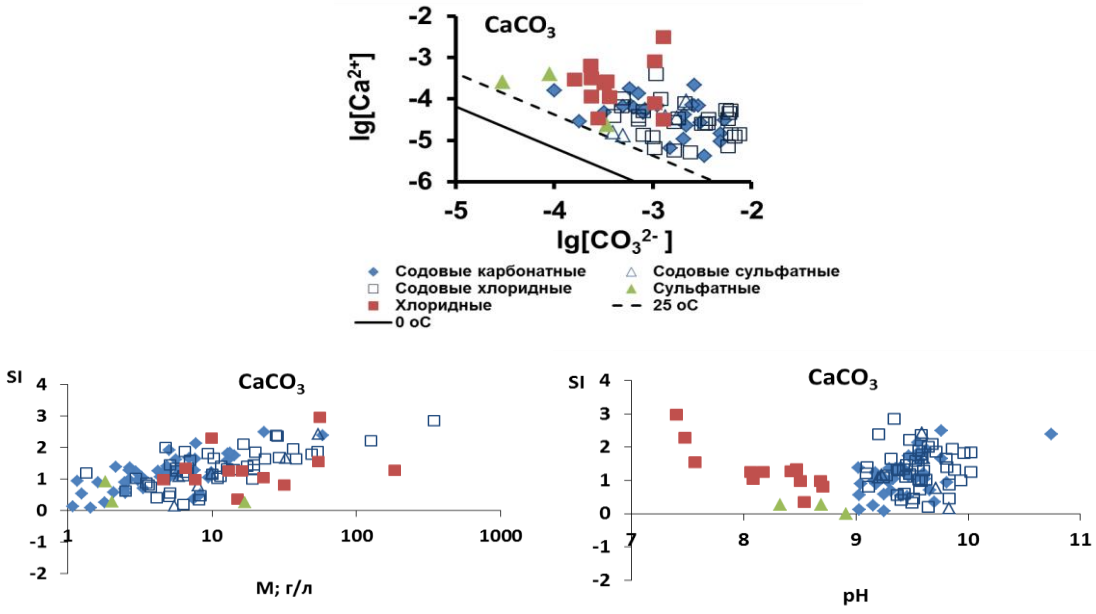


Рис.4.4. Равновесие вод с кальцитом в выделенных типах и подтипах озер (SI – индекс насыщения).

Таблица. 4.2. Состав и индекс насыщения (SI=lgПР – lgПА) озерных вод вторичными минералами по выделенным типам и подтипам минеральных озер (расчет по HG32)

Формула минерала	Название минерала	Типы и подтипы озер															Грунтовые воды		
		Содовый I			Содовый II			Содовый III			Сульфатный			Хлоридный					
		Сред.	Мин.	Мак.	Сред.	Мин.	Мак.	Сред.	Мин.	Мак.	Сред.	Мин.	Мак.	Сред.	Мин.	Мак.	Сред	Мин	Мак
		1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
AlO(OH)	Бемит	1.9	0.92	2.7	2.1	0.72	3.4	2.7	2.3	4.0	0.45	0.06	1.1	1.2	0.61	5.0	1.6	0.78	2.3
$Al(OH)_3$	Гиббсит	1.0	0.09	3.5	1.9	0.84	2.9	1.1	0.49	3.8	1.3	0.90	2.0	2.0	0.22	5.8	0.88	0.08	3.0
$Al_2Si_2O_5(OH)_4$	Каолинит	0.63	-3.5	5.6	2.1	-4.6	3.4	1.3	-6.2	6.4	2.5	0.93	5.6	2.8	-0.10	11	0.54	-2.9	4.8
$Ca(Si_4Al_2)O_{12}·4H_2O$	Ломонтит	5.1	-2.8	8.7	5.7	-0.41	8.7	5.3	-1.8	7.5	-2.2	-2.2	-2.5	-2.7	-3.8	-2.9	4.3	-2.3	7.4
$CaHPO_4;2H_2O(s)$	Бернессит	15	-13	40	6.6	-18	16	14	9.2	22	-3.7	-35	12	5.9	1.7	9.1	13	-11	34
$Ca_{10}(PO_4)_6(OH)_2$	Гидроксиапатит	7.8	1.1	13	0.41	-16	4.0	6.9	2.3	16	6.2	3.6	9.2	1.6	-3.0	5.6	6.7	0.94	11
$CaCO_3$	Кальцит	1.1	-0.12	2.2	0.52	-1.4	1.3	0.73	-0.08	1.7	0.33	-0.48	1.5	-0.42	-1.7	0.17	0.96	-1.1	1.9
$CaMg(CO_3)_2$	Доломит	3.3	-0.02	4.9	2.1	-1.4	4.0	2.4	1.0	3.8	2.0	0.26	3.2	0.20	-2.4	1.8	2.8	-0.20	4.2
CaF_2	Флюорит	-1.0	-4.9	0.95	-2.2	-3.6	0.48	-0.63	-2.8	1.4	-2.0	-2.6	-1.2	-1.5	-3.2	0.29	-0.86	-4.1	0.81
$CaSO_4·2H_2O$	Гипс	-2.6	-3.7	-1.4	-2.0	-3.1	-0.81	-2.6	-4.1	-0.79	-1.5	-2.3	-0.95	-1.5	-2.8	0.01	-2.2	-3.1	-1.1
$CaCO_3$	Ватерит	0.56	-0.68	1.6	0.26	-1.9	1.8	0.16	-0.65	1.1	0.07	-1.1	0.89	-1.0	-2.3	-0.39	0.48	-0.50	1.4
$Mg_2(CO_3)(OH)_2·3H_2O$	Артинит	-0.44	-3.9	1.1	-0.93	-5.0	0.72	-0.89	-4.7	2.1	-2.8	-3.3	-2.1	-4.5	-9.3	-2.0	-0.37	-3.2	0.92
$Mg(OH)_2$	Брусит	-1.5	-2.8	-0.63	-1.9	-5	-0.52	-1.5	-4.0	0.48	-3.0	-3.7	-2.6	-4.0	-7.1	-2.4	-1.3	-2.3	-0.5
$Mg_3Si_2O_5(OH)_4$	Хризотил	6.1	2.6	9.6	4.8	0.46	7.2	5.2	-0.37	11	2.0	1.5	2.3	-2.3	-11	2.5	5.2	2.1	8.1
$MgSO_4·7H_2O$	Эпсомит	-4.2	-5.6	-3.2	-3.0	-4.0	-2.3	-4.2	-6.4	-2.9	-3.4	-3.7	-3.0	-3.1	-4.7	-1.8	-3.6	-4.7	-2.7
$CaMg_3(CO_3)_4$	Гунтит	3.2	-4.3	6.3	3.2	-3.4	5.7	1.5	-1.8	5.0	0.34	-2.6	2.3	-2.9	-9.0	0.72	2.7	-3.6	5.4
$MgAl_2O_4$	Шпинель	-5.8	-7.8	-1.6	-2.3	-7.0	-1.0	-5.5	-8.0	-1.1	-4.7	-5.2	-4.1	-4.2	-8.8	-3.5	-5.0	-6.6	-1.3
$Mg_5(CO_3)_4(OH)_2·4H_2O$	Гидромагнезит	-1.5	-11	2.1	-1.0	-6.1	2.1	-3.3	-11	2.8	-6.2	-8.2	-4.3	-10	-20	-4.7	-1.3	-9.5	1.8
$MgFe_2^{3+}O_4$	Магнезиоферрит	13	6.0	17	12	4.6	15	13	11	18	14	13	14	11	7.0	19	11	5.1	14
$MgCO_3$	Магнезит	1.0	-1.1	1.8	1.8	-0.39	5.1	0.54	-0.70	1.6	0.20	-0.41	0.60	-0.53	-2.3	0.48	0.85	-0.90	1.5

Продолжение таблицы 4.2

Формула минерала	Название минерала	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
$Mg_4Si_6O_{15}(OH)_2 \cdot 6H_2O$	Сепиолит	2.4	0.52	6.0	1.5	0.85	2.3	1.3	1.1	4.3	0.25	-0.36	1.4	-3.7	-9.2	0.21	2.0	0.40	5.1
$Fe_{26}O_4$	Магнетит	8.0	0.83	11	7.5	5.9	10	7.6	5.5	13	10	9.4	11	8.5	4.8	15	6.8	0.70	9.6
$Fe^{2+}Fe_2^{3+}O_4$	Магнезит	23	12	28	18	-0.94	23	23	19	31	23	23	24	21	14	32	19	10	23
$Fe^{2+}Al_2O_4$	Герцинит	4.2	-2.9	12	2.9	2.0	3.8	5.2	0.95	13	5.0	4.5	5.3	5.8	3.2	12	3.6	-2.4	10
MnO_2	Пиролюзит	-6.9	-62	9.7	-6.1	-8.1	-2.1	-8.8	-16	3.4	-6.8	-	-5.5	-16	-21	-12	-5.0	-53	8.2
$NaAl_2[AlSi_3O_{10}](OH,F)_2$	Парагонит	4.4	3.9	4.5	3.8	-0.81	4.1	4.2	3.6	4.3	3.4	3.8	3.4	3.4	2.2	3.1	3.7	3.3	3.8
$Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$ м	Монтмориллонит	3.8	1.6	3.5	3.6	1.7	5.7	3.4	1.4	4.3	1.4	-1.2	1.5	2.6	-2.2	5.0	3.2	1.3	2.9
$Na[AlSi_2O_6] \cdot H_2O$	Анальцим	2.3	0.60	7.1	3.0	1.8	8.5	2.3	2.0	8.1	1.0	0.01	7.8	0.20	-0.4	0.50	1.9	0.50	6.0
$Na[AlSi_3O_8]$	Альбит	2.3	-5.0	7.0	3.0	-1.8	8.4	2.3	-2.0	8.0	-1.8	-5.0	-0.90	-2.8	-5.2	-0.90	1.9	-4.2	5.9
Na_2SO_4	Тенардит	-6.2	-10	-4.5	-4.3	-5.8	-2.7	-5.1	-18.0	-0.65	-5.5	-6.7	-3.7	-4.2	-6.1	-1.8	-5.0	-8.5	-3.0
$MgSO_4 \cdot 7H_2O$	Эпсомит	-5.3	-9.0	-2.2	-4.4	-10	-6.2	-2.0	-8.4	-2.5	-6.3	-10	-8.0	-4.3	-11	-2.3	-4.0	-7.6	-1.0
$Fe(OH)_2$ (am)	-	-1.8	-7.3	0.20	-2.8	-3.7	-1.3	-1.1	-4.0	1.6	-3.6	-4.7	-2.9	-4.4	-6.9	0.49	-1.0	-6.2	0.1
$FeS \cdot 2H_2O$	Гидротроилит	-1.9	-11	2.2	-2.2	-11	-0.23	-3.1	-12	3.4	-5.1	-12	-1.7	-5.4	-13	-0.36	-1.0	-9.3	1.8
FeO(OH)	Гетит	6.7	3.1	8.5	0.03	-0.90	1.8	6.5	5.5	9.0	7.8	7.4	8.1	7.0	5.1	10	5.7	2.6	7.2
Fe_2S_4	Greigite	4.6	-33	27	0.15	3.9	8.2	-2.5	-34	18	-0.03	-28	6.8	-0.81	-28	18	3.9	-28	22
Fe_2O_3	Гематит	16	8.6	19	13	2.7	18	15	13	20	18	17	19	16	13	23	13	7.3	16
$Fe^{3+}O(OH)$	Лепидокрокит	5.8	2.2	7.6	6.0	4.8	7.4	5.6	4.6	8.1	6.9	6.5	7.2	6.1	4.2	9.5	4.9	1.9	6.4
$(Fe,Ni)_{1+x}S$ (x = 0-0.07)	Макинавит	-1.3	-10	2.8	-8.7	-42	0.40	-2.5	-11	4.0	-4.4	-11	-1.0	-4.7	-12	0.30	-1.0	-8.5	2.3
FeS_2	Пирит	22	-31	44	1.8	-1.8	21	16	-0.30	30	-16	-69	20	10	-6.4	20	18	-26	37
$FeCO_3$	Сидерит	0.20	-5.1	2.3	-2.4	-11	0.30	0.40	-2.1	2.8	-0.90	-1.2	-0.5	-1.4	-3.8	3.2	0.10	-4.3	1.9
$Mn^{2+}Mn_2^{3+}O_4$	Гаусманнит	-7.2	-62	10	-14	-21	-4.2	-7.5	-18	10	-45	-11	-10	-21	-28	-14	-6.0	-52	8.5
$Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$	Мирабилит	-4.8	-8.6	-3.0	-2.8	-4.4	-1.4	-3.7	-17	0.30	-4.0	-5.3	-2.3	-2.8	-4.7	0.60	-4.0	-7.3	-2.0
$Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$	Натрон	-4.7	-9.6	-2.3	-3.8	-6.4	-1.7	-4.1	-17	0.70	-5.6	-6.4	-4.1	-5.4	-7.4	-4.2	-4.0	-8.0	-1.0
$Na_2Mg(SO_4)_2 \cdot 4H_2O$	Бледит	-6.2	-10	-4.5	-4.3	-5.8	-2.7	-5.1	-18	-0.60	-5.5	-6.7	-3.7	-4.2	-6.1	-1.8	-5.0	-8.5	-3.0
$Na_2Ca(SO_4)_2$	Глауберит	-2.5	-10	-1.3	-1.8	-6.3	–1.1	-2.0	-11	-0.70	-2.1	-12	-1.5	-1.3	-7.0	-0.90	-2.0	-8.5	-1.0

Продолжение таблицы 4.2

Формула минерала	Название минерала	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
$Na_2CO_3 \cdot H_2O$	Термонатрит	-6.6	-12	-4.2	-5.7	-8.3	-3.6	-6.0	-19	-2.3	-7.5	-8.3	-6.0	-7.3	-9.3	-6.0	-5.6	-10	-3.5
NaCl	Галит	-4.8	-7.0	-3.2	-3.9	-4.6	-2.8	-4.1	-17	-0.6	-4.8	-5.6	-3.8	-3.0	-4.5	-0.70	-4.0	-6.0	-2.7
SiO_2	Кварц	-0.3	-1.2	0.7	-1.5	-5.1	0.20	-0.7	-1.7	0.20	-0.10	-0.55	0.8	-0.6	-0.80	-0.30	-0.2	-1.0	0.60
$SrCO_3$	Стронцианит	1.0	0.5	2.1	1.0	0.20	2.0	1.1	0.30	2.1	-0.80	-2.1	-0.5	0.2	-0.50	2.2	0.80	0.43	1.7
S	Сера	11	-44	30	0.7	-12	8.8	5.7	-3.5	17	-25	-81	8.5	1.9	-7.3	8.0	9.3	-37	25
Mg_2SiO_4	Форстерит	-2.8	-12	-2.7	-2.1	-9.7	-1.3	-2.7	-8.8	-1.9	-4.4	-12	-1.1	-3.2	-11	-3.0	-2.3	-10	-2.3
Fe_2SiO_4	Фаялит	-5.0	-10	-3.5	-3.8	-11	-2.1	-4.1	-10	-3.7	-6.2	-13	-1.9	-12	-12	-5.8	-4.2	-8.5	-3.0
$KAlSi_3O_8$	К-полевые шпаты	-2.1	-10	-1.0	-3.7	-12	-2.8	-5.7	-14	-1.7	-12	-21	-8.5	-4.9	-7.3	-2.0	-2.0	-8.5	-1.0
$Ca(Al_2Si_2O_8)$	Анорлит	-1.8	-7.3	-1.2	-2.8	-3.7	-1.3	-1.1	-4.0	-1.6	-3.6	-4.7	-2.9	-4.4	-6.9	-2.5	-1.0	-6.2	-1.0
$CaMg(Si_2O_6)$	Диопсид	-4.0	-10	-1.5	-2.7	-12	-1.5	-2.0	-13	-1.6	-7.1	-14	-5.2	-6.0	-12	-7.6	-3.0	-8.5	-1.0
$(Mn^{2+})CO_3$	Родохрозит	0.20	-0.7	0.40	0.20	-0.70	0.40	0.20	-0.7	0.40	0.20	-0.70	0.40	0.20	-0.70	0.40	0.10	-0.4	0.20
$(Mn^{2+})S$	Алабандин	0.20	-0.5	0.60	0.20	-0.50	0.60	0.20	-0.50	0.60	0.20	-0.50	0.60	0.20	-0.50	0.60	0.10	-0.3	0.30
$PbCO_3$	Церуссит	0.10	-0.2	0.50	0.10	-0.20	0.50	0.10	-0.20	0.50	0.10	-0.20	0.50	0.10	-0.20	0.50	0.10	-0.1	0.30
PbS	Галенит	0.50	-1.2	0.80	0.50	-1.2	0.80	0.50	-1.2	0.80	0.50	-1.2	0.80	0.50	-1.2	0.80	0.30	-0.6	0.40
ZnS	Сфалерит	0.20	-2.0	1.5	0.50	-2.0	1.5	0.50	-2.0	1.5	0.50	-2.0	1.5	0.50	-2.0	1.5	0.30	-1.0	0.80
$CuFeS_2$	Халькопирит	0.30	-1.5	2.1	0.30	-1.5	2.1	0.30	-1.5	2.1	0.30	-1.5	2.1	0.30	-1.5	2.1	0.20	-0.8	1.1
$Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$	Азурит	1.0	-0.8	3.3	1.0	-0.80	3.3	1.0	-0.80	3.3	1.0	-0.80	3.3	1.0	-0.80	3.3	0.50	-0.4	1.7

Согласно расчетам, все без исключения озерные воды независимо от pH и минерализации равновесны с кальцитом $CaCO_3$.

Среди других карбонатных минералов, с которыми озерная вода находится в равновесии, магнезит $MgCO_3$ и стронцианит $SrCO_3$. Однако с последним не равновесны воды озер с содержанием $CO_3^{2-}+HCO_3^-$ менее 0.2 г/л. В этот диапазон концентраций попали четыре наиболее минерализованные хлоридные озера: Холво-Торум-1, Бильчир-Нуур, Укшинда и Горбунка и все сульфатные озера (рис. 4.5а, б). Очевидно, что низкие активности карбонат- и гидрокарбонат-ионов в этих озерах не позволяют формироваться этому минералу.

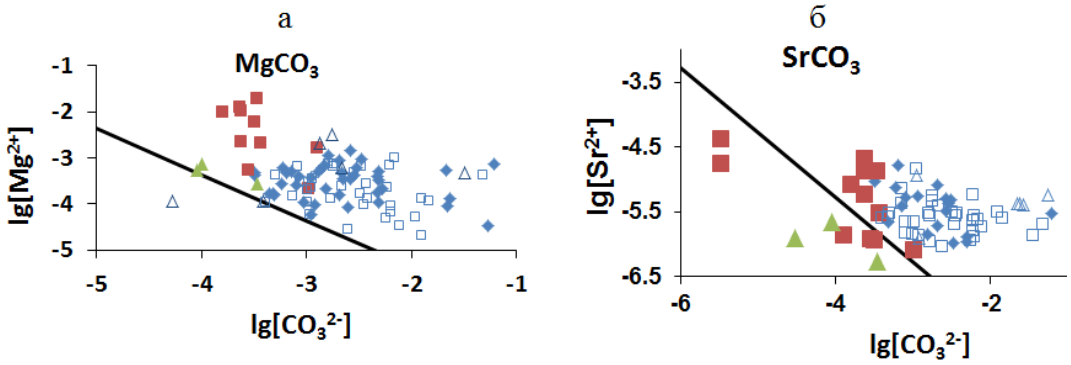


Рис. 4.5. Равновесие вод с а) магнезитом, б) стронцианитом в выделенных типах и подтипах озер (условные обозначения согласно рис. 4.4).

Большинство озерных вод равновесны с доломитом $CaMg(CO_3)_2$, за исключением сульфатного оз. Барун-Шивертуй, отличающегося относительно низким содержанием здесь карбонат-иона$^-$ (9 мг/л), значением pH, но высокой в пределах выборки этого типа озер минерализацией воды (16.9 г/л) (рис. 4.6). Ниже линии равновесия находятся также несколько наименее минерализованных (менее 2.5 г/л) и щелочных и (pH менее 9.15) содовых озер: I подтипа – Баян-Булак, Монгу-Туй, Батуй и одного III – безымянного озера с шифром 17-19.

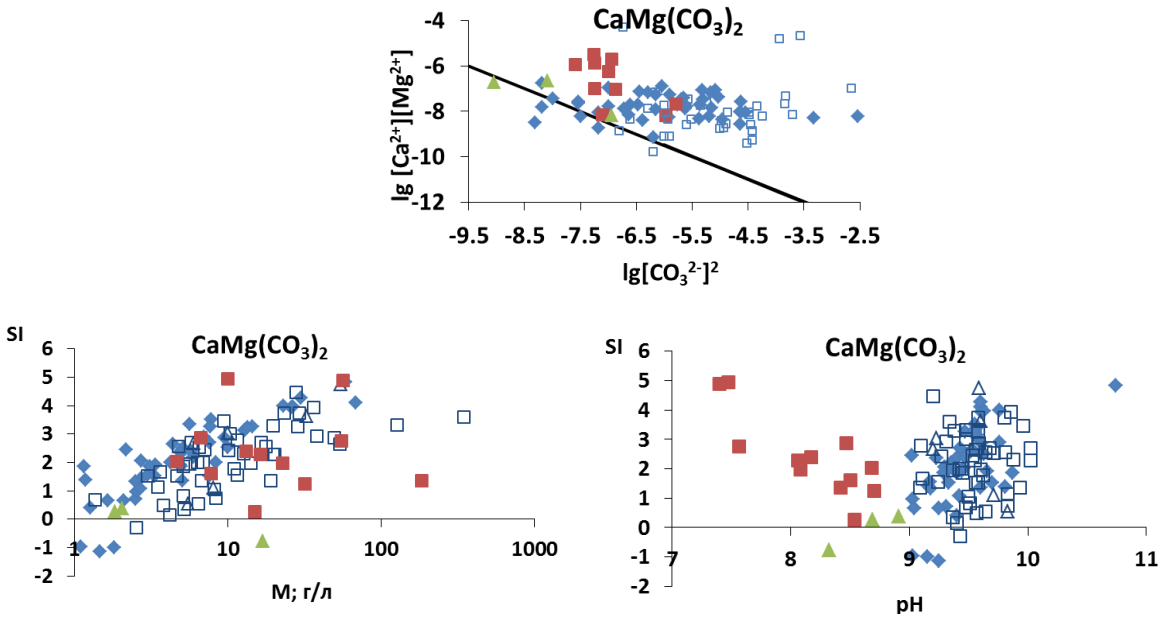


Рис. 4.6. Равновесие вод с доломитом в выделенных типах и подтипах озер (условные обозначения согласно рис. 4.4).

В поле равновесия гейлюссита $Na_2Ca(CO_3)_2\ 5H_2O$ попадают преимущественно воды содовых озер различных подтипов (рис.4.7) с pH >9.0, минерализацией от 7.6 г/л и содержанием основных ионов свыше: натрия 2.5 г/л, кальция 0.014 г/л и карбонатных компонентов 2.9 г/л. Ниже линии насыщения остались все хлоридные, сульфатные и часть менее минерализованных содовых озер.

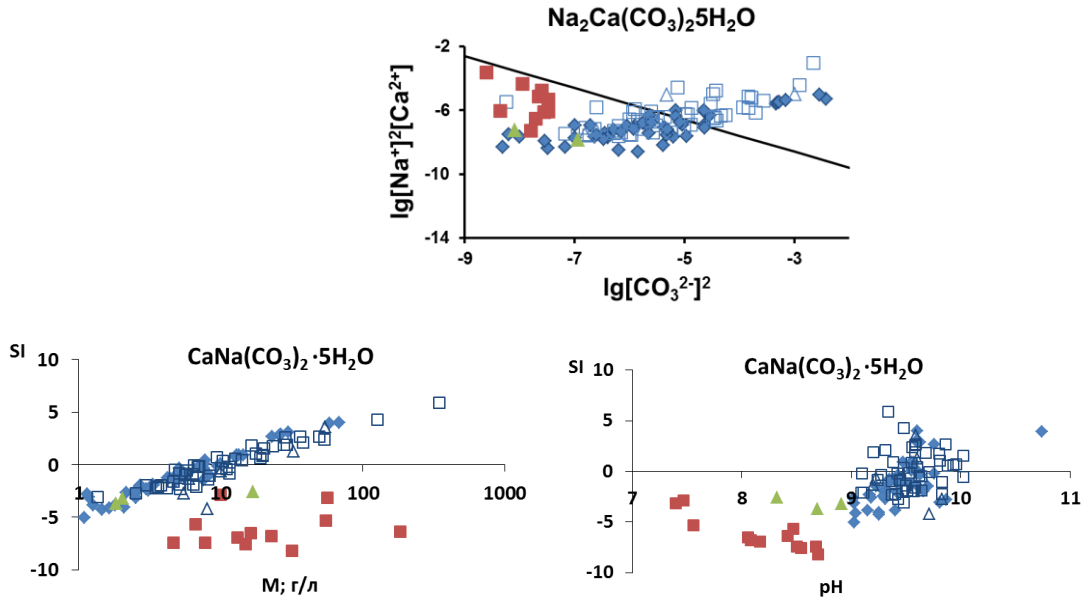


Рис. 4.7. Равновесие вод с гейлюсситом (условные обозначения согласно рис.4.4.)

Насыщение вод натроном Na_2CO_3 $10H_2O$ (рис. 4.8) достигается в самых соленых содовых озерах Борзинское (343 г/л) и Зандай (126.5 г/л) с содержанием Na свыше 125, а свыше $HCO_3^-+CO_3^{2-}$ 22.1 г/л

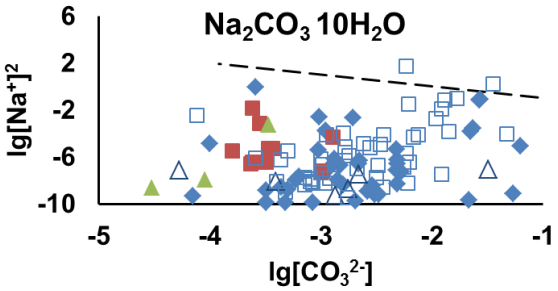


Рис. 4.8. Равновесие вод с натроном (условные обозначения согласно рис.4.4.)

Согласно расчетам образуются роазличные карбонаты меди (азурит), свинца (церуссит) и марганца (родохрозит).

Возможность формирования сульфатных минералов, в частности гипса $CaSO_4$ $2H_2O$, отмечается в единственном хлоридном оз. Бильчир-Нуур (рис. 4.9а) с концентрацией сульфат-иона 8.8 г/л и кальция (0.6 г/л). С мирабилитом Na_2SO_4 $10H_2O$ достигается равновесие в оз. Борзинское с содержанием сульфат-иона 62 и натрия 125 г/л и выше (рис. 4.9б). Не насыщены воды бледитом $Na_2Mg(SO_4)_2$ $4H_2O$ и глауберитом $Na_2Ca(SO_4)_2$.

а б

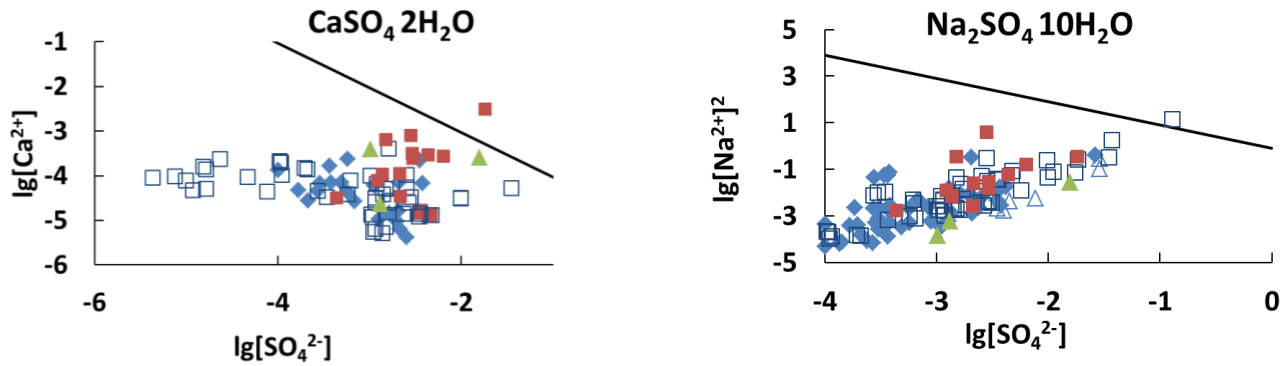


Рис. 4.9. Равновесие вод с а) гипсом, б) мирабилитом (условные обозначения согласно рис. 4.4.).

Наличие в озерах сероводорода способствует формированию различных сульфидов в особенности железа: гидротроилита FeS H_2O, пирита FeS_2, грегита Fe_2S_4 (табл. 4.2). В то же время железо в восстановительной обстановке может

связываться сидеритом $FeCO_3$. Свинец, цинк и медь могут связываться галенитом, сфалеритом и халькопиритом соответственно. В окислительных обстановках озер термодинамически выгодно образование элементной серы S и широкого ряда различных гидроксидов и оксидов железа и марганца.

В поле равновесия флюорита попадают воды некоторых содовых озер (Шелуту, Гришкино, Ганга-Нур, Ходатуй, ряда безымянных озер с шифрами отобранных из них проб 13-27, 14-14, 17-19, Зандай, Дурбачи и др.) и одного хлоридного оз. Большая Булугунда с повышенными концентрациями фтора (более 20 мг/л) и произведением активностей $[Ca^{2+}][F^-]^2 > 10^{-11}$ (рис. 4.10).

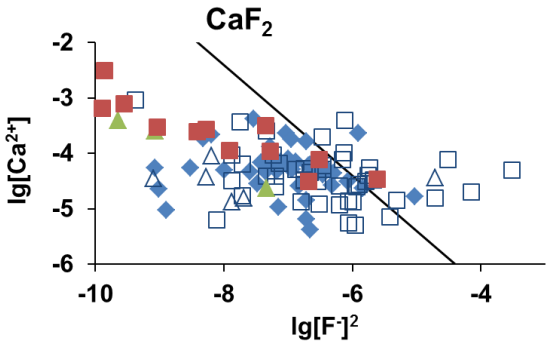


Рис. 4.10. Равновесие вод с флюоритом в выделенных типах и подтипах озер (условные обозначения согласно рис. 4.4.).

Ввиду относительно низкой минерализации вод равновесие с хлоридными солями, в частности с галитом NaCl и гидрогалитом $NaCl\ 2H_2O$, не достигается.

Помимо рассмотренных выше вторичных образований было изучено равновесие вод с силикатными и алюмосиликатными первичными и вторичными минералами (рис. 4.11). Для этих целей использовали диаграммы полей устойчивости алюмосиликатных минералов. Анализ таких диаграмм, на которые нанесены данные по химическому составу озерных вод, показал большой спектр минералов, с которыми эти воды равновесны или не равновесны.

Согласно расчетам все озерные воды насыщены с гиббситом, каолинитом Na-Mg-Ca монтмориллонитами, иллитом, т.е. с минералами, которые развиваются преимущественно в коре выветривания. Равновесие вод с нетипичными для зоны гипергенеза аутигенными минералами альбитом, Mg-хлоритом, мусковитом, пренитом характерно для содовых озер и реже для хлоридных и сульфатных. С

ломонтитом и альбитом равновесны исключительно воды содовых озер с pH более 9.5 и минерализацией более 10-15 г/л.

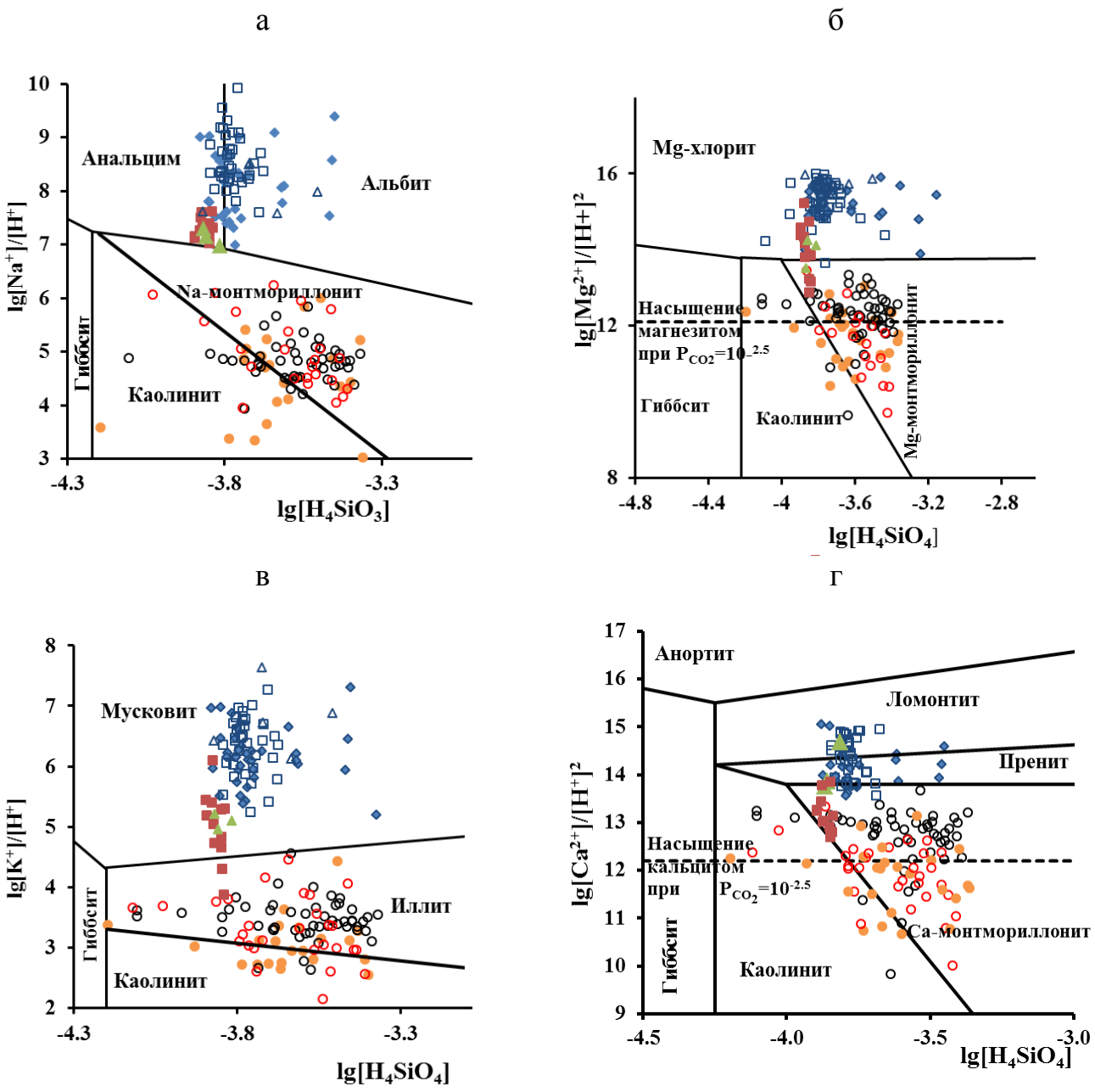


Рис. 4.11. Системы: а) H_2O-Al_2O_3-Na_2O-CO_2-SiO_2;б) H_2O-Al_2O_3-MgO-CO_2-SiO_2; в) H_2O-Al_2O_3-K_2O-CO_2-SiO_2; г) H_2O-Al_2O_3-CaO-CO_2-SiO_2 (при 25°C) с нанесением данных по составам вод района исследований по выделенным типам озер и группам подземных вод.

Наиболее минерализованные воды хлоридных озер Горбунка и Бильчир-Нуур с минерализацией более 56 г/л и pH менее 7.5 не равновесны с мусковитом. Они же и еще одно хлоридное оз. Дабаса-Нор и сульфатное наиболее соленое

Барун-Шивертуй (55 и 17 г/л и pH 7.6 и 8.4 соответственно) не попадают в поле устойчивости Mg-хлорита. Ниже границы формирования пренита ложатся точки, относящиеся к хлоридным озерам, сульфатному Барун-Шивертуй, а также содовым озерам с pH менее 9.4. В отличие от содовых, в хлоридных и сульфатных озерах не достигаются равновесия с последними тремя минералами.

На рис. 4.11 видно, что подземные воды района исследований также не равновесны с первичными алюмосиликатами, но насыщены гиббситом, каолинитом, большая часть иллитом, монтмориллонитами различного состава, наиболее минерализованные (выше 0.8 г/л) и щелочные воды (pH выше 7.6) находятся в поле равновесия с кальцитом и магнезитом.

Различия в равновесиях между подземными и озерными водами объясняется тем, что соленость последних значительно выше и содержания многих химических элементов в них существенно больше, чем в подземных водах. Поэтому равновесие носит своеобразный характер.

Между тем, все подземные и озерные воды, включая рассолы, остаются не равновесны к большой группе первичных алюмосиликатных минералов, особенно Ca и Mg разностям (анортит, диопсид, форстерит, фаялит, пренит, и др.), границы формирования которых на графиках расположены выше. А это значит, что они могут растворяться и являться источниками химических элементов и основой для вновь сформированных вторичных минералов.

Следовательно, система озерная вода-горная порода является равновесно-неравновесной, поскольку вода растворяет минералы, с которыми она не равновесна, но формирует те, с которыми она равновесна, т.е. в озерах идут те же процессы растворения и осаждения минералов, что и на водосборной территории. В то же время имеются и существенные отличия. Причина этого состоит в том, что со временем, по мере взаимодействия воды с горной породой донных отложений, чем дольше вода ее растворяет, тем больше образуется новых вторичных минералов, которые меняют соотношение элементов в растворе.

4.3. Минералогический состав озер

Озерные осадки – это сложные полигенные образования, в их составе кроме терригенной присутствует также аутигенная составляющая. Понятно, что вторичные аутигенные минералы в донных осадках озер накапливаются в небольшом объеме. Детально охарактеризовать природу каждого минерала в донных осадках в данной работе не представляется возможным, этот вопрос требует специальных исследований. Поэтому ограничимся списком минералов определенных методом РФА в поверхностном слое донных отложений 30 озер (табл. 4.3).

В составе донных осадков обнаружены полевые шпаты (преимущественно альбит, ортоклаз и микроклин), кварц, кальцит, доломит, глинистые минералы. Во всех пробах отмечается рентгеноаморфная фаза, состоящая из органических соединений, окислов. Значительная часть алюмосиликатной составляющей представлена глинистым материалом – гидрослюдой с разбухающими смектитовыми пакетами, несовершенным смектитом, смешанослойными минералами (хлорит и смектит), на долю которых приходится в среднем 30% от общей массы донных осадков.

По средним оценкам в содовых озерах по сравнению с хлоридными в общей массе минералов выше доля кварца (46 % – в содовых и 15 % – в хлоридных) и альбита (40 и 35 % соответственно). Карбонатные минералы кальцит и доломит присутствуют повсеместно в объеме до 20 % кальцита (содовое оз. Гришкино) и 15 % доломита (хлоридное оз. Бабье и содовое III подтипа оз. Холза-Нор). В среднем в содовых озерах доля кальцита больше 15%, в то время как в хлоридных составляет всего 4 %. Доломит в обоих типах присутствует в приблизительно равных соотношениях (6%).

Наличие солей галита и мирабилита определено в донных осадках самого минерализованного содового оз. Борзинское (рис. 4.12)

Рентгенограммы полученных образцов из седиментационных ловушек, установленных в водной толще оз. Доронинское в период ледостава, подтверждают термодинамические расчеты (табл.4.4), согласно которым воды

оз. Доронинское пересыщены кальцитом $CaCO_3$, ватеритом $CaCO_3$, моногидрокальцитом $CaCO_3 \cdot H_2O$, доломитом $CaMg(CO_3)_2$, несквегонитом $MgCO_3 \cdot (H_2O)_3$, гейлюсситом $Na_2Ca(CO_3)_2 \cdot 5H_2O$ (Борзенко, 2012, 2014). Доломит и несквегонит формировались в придонном слое.

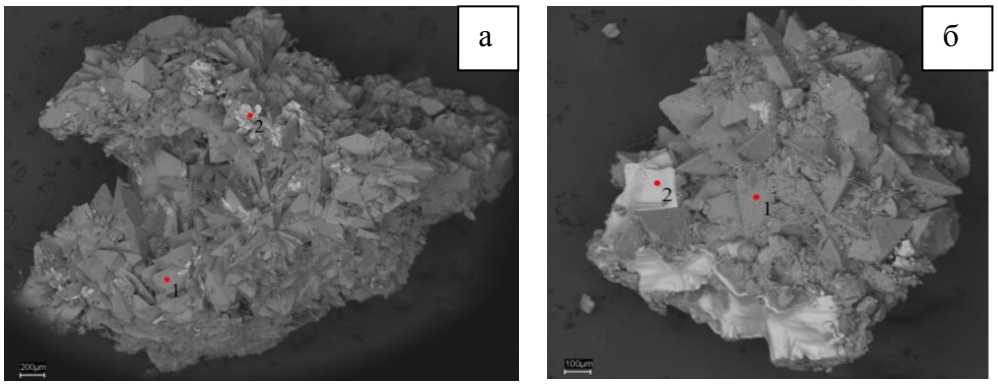


Рис.4.12. Друза мирабилита с натроном с примесью доломита (1) и пирита (2) из донных отложений оз. Борзинское.

В массе обнаруженных в седиментационных ловушках минералов в период 2013-2014 гг. на долю кальцита приходилось до 80%. В меньших количествах выявлены разновидности карбонатов кальция: ватерит и моногидрокальцит. Оксиды и оксигидроксиды железа: маггемит Fe_2O_3, лепидокрокит FeO(OH), гётит FeO(OH) установлены в обеих зонах в период смены сероводородной на глеевую обстановку 0<Eh<100 мВ). Среди алюмосиликатных минералов почти повсеместно в ловушках обнаруживался альбит и кварц, а в 2016 определен и мусковит.

Таким образом, представленные результаты анализа донных отложений и минералов из ловушек в целом согласуются с термодинамическими расчетами, согласно которым все озерные воды пересыщены кальцитом, в отдельных случаях доломитом, более весомая доля первого отмечается в составе донных отложений содовых озер. В больших количествах в последних присутствуют альбит и кварц. Повсеместно наличествует тонкодисперсный материал, состав которого представлен органическим веществом, глинами, гидрослюдами, окислами и гидроксидами, преимущественно железа.

Таблица 4.3 Содержания основных минералов донных осадков озер (%), определенных методом РФА

Минерал	Хлоридный					Содовый I							Содовый II				Содовый III													
	Шифр пробы согласно табл.																													
	13-7	13-9	13-10	13-11	13-28	13-21	13-60	14-11	14-13	14-14	14-16	15-15	13-13	16-4	16-9	16-10	13-32	13-33	13-39	13-44	13-47	13-54	13-70	14-9	14-15	15-21	15-23	16-10	16-8	16-13
Альбит, ортоклаз, микроклин	35	30	32	35	35	45	60	45	35	40	31	35	31	25	35	35		43	30	32	57		35	40	50	45	40	25	25	35
Кварц	15	19	14	16	14	35	20	35	45	40	25	40	24	50	40	40		40	55	55	27		30	35	30	35	20	35	55	40
Кальцит	2	8	2	4	3	12	18	10	16	15	18	13	18	15	15	14		14	12	12	11		17	15	15	15	14	20	12	13
Доломит	8	5	4	3	9	6	+	+	2	3	11	2	10	5	5	4			+		5		15	5	3	2	2	10	+	+
Каолинит	20	27	33	31	19	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Смектит	20	11	15	11	21	+	10	10	2	2	15	10	17	5	5	7		2	+				3	5	2	+	2	9	3	9
Хлорит	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+	+
Галит	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	20	-	-	-
Тенардит	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	28	-	-	-

+ - присутствуют следовые количества минерала, - не обнаружены. 13-7 и др. - шифр пробы согласно таблице приложения 2.

Таблица 4.4 Основные физико-химические параметры оз. Доронинское и равновесные минералы, рассчитанные по HG32 и обнаруженные в ловушках методом РФА (%) в период ледостава 2013-2016 г.

Шифр	T	Eh,	pH	$CO_3^{2-}+HCO_3^-$	SO_4^{2-}	Cl^-	F^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K+	M
	°C	мВ		мг/л								
ДО-13-2	-1.8	115	10.5	16079	174.2	4273	15.1	11.0	11.2	12261	125.7	32950
ДО-13-5	1.0	-486	10.6	16866	128.0	4139	17.9	12.7	8.10	12615	94.0	33881
ДО-14-2	-2.0	70.7	9.68	16887	185.1	4260	15.0	19.5	5.81	9118	194.9	30685
ДО-14-5	1.1	-423	9.66	18588	46.4	4438	15.8	16.5	6.23	9819	176.2	33106
ДО-15-2	-1.9	100	9.74	19361	136.0	4411	14.7	5.19	44.7	10132	130.2	34235
ДО-15-5	0.5	0	9.75	19544	167.0	4529	14.4	4.70	40.9	10275	173.5	34749
ДО-16-2	-2.0	-235	9.73	19478	175.0	4345	15.8	8.52	12.3	10203	191.4	34429
ДО-16-5	0.1	-223	9.77	19828	172.5	4332	15.1	7.52	10.6	10321	185.7	34872

Равновесные минералы по РФА и по HG32

	Кальцит		Ватерит		Моногидрокальцит		Доломит		Кварц		Альбит		Галит		Слюда		Термонатрит		Матемит		Лепидокрокит		Гетит		Несквегонит	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
ДО-13-2	62	+	-	+	16	+	-	+	6	+	6	+	-	-	-	+	10	+	-	+	-	+	-	+	-	-
ДО-13-5	95	+	-	+	-	+	4	+	1	+	-	+	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ДО-14-2	90	+	10	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	-	-	+	-	-	-	+	-	+	-	+	-	-
ДО-14-5	95	+	4	+	-	+	-	+	1	+	-	+	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ДО-15-2	-	+	-	+	-	+	-	+	41	+	25	+	-	-	-	+	-	-	14-	+	9	+	11	+	-	-
ДО-15-5	7	+	-	+	-	+	-	+	16	+	20	+	-	-	-	+	-	-	10-	+	16	+	13	+	18	-
ДО-16-2	4	+	-	+	-	+	-	+	48	+	42	+	4	-	2	+	-	-	-	+	-	+	-	+	-	-
ДО-16-5	5	+	-	+	-	+	-	+	40	+	45	+	-	-	10	+	-	-	-	-	-	-	-	-		-

ДО-13-2 – ДО – оз. Доронинское, 13- 2013, 2- подледный слой, 5- придонный слой. 1 – РФА,2– HG32, + - равновесные по HG; 62 и др. – определены методом РФА в объеме 62% от массы всех присутствующих в ловушке минералов, - отсутствуют и неравновесные

Глава 5
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ СЕРЫ В ОЗЕРАХ

Сера составляет 0.026 % всего количества элементов на Земле и 0.0885 % элементов в морской воде (Перельман, 1972; Секи, 1986). Она является обязательным элементом живых существ, т.к. входит в состав аминокислот цистеина и метионина белков. Ее доля достигает 1.5 % зоо- и микробной биомассы, из которой 80 % приходится на органическую серу (Неретин и др., 1996). В природных условиях в зависимости от окислительно-восстановительной обстановки она может присутствовать в различных степенях окисления и формах (Стащук, 1968; Плотникова, 1981). Прежде всего, это относится к обогащенным органическим веществом современным донным осадкам водоемов. В таких водоемах обнаруживается вся гамма восстановленных соединений серы, т.е. сульфиды железа, элементная сера, тиосульфаты и др., а также остаточные сульфаты (Baas-Becking, 1956; Кузнецов, 1970; Miao et al., 2012).

Природа их обязана двум процессам: первый – химическое и бактериальное окисление сульфидов и второй сульфатредукция (Глобальный…, 1983). В свою очередь сульфатредукция разделяется на ассимиляторную и диссимиляторную (Borkenstein, 2006). В первом случае сульфат-ион восстанавливается до SH-групп серосодержащих аминокислот, т.е. сера включается в состав органических соединений, поэтому сероводород не накапливается в среде. Энергетика этого процесса у гетеротрофных организмов обеспечивается дыхательными процессами, а у растений для этих целей используется энергия фотосинтеза.

Второй путь восстановления сульфатов — диссимиляционный. Этот процесс, как более продуктивный по сравнению с ассимиляцией (таким путем перерабатывается в 100 − 1000 раз больше серы), играет важную роль в биогеохимических циклах серы. Протекает этот процесс при участии микроорганизмов-десульфуризаторов. После проникновения сульфат-иона в клетку микроорганизма первым продуктом восстановления является сульфит-ион. Наименее энергоемкими для СРБ являются соединения серы с более низкой

валентностью, чем у сульфата, поскольку для тиосульфата, полисульфида, элементной серы не требуется стадия активации межклеточного фермента АТФ-сульфурилазы. Однако концентрации альтернативных сульфату соединений в озерах низкие, поэтому сульфат чаще используется соответствующими бактериями (Postgate, 1951; Widdel, Pfennig, 1977; Кузнецов и др., 1985).

Процесс восстановления сульфатов схематически представляют в виде (Глобальный…, 1983):

$$S0_4^{2-} \longrightarrow SO_3^{2} \longrightarrow S_3O_6^{2} \longrightarrow S_2O_3^{2-} \longrightarrow S^{2-}.$$

Процесс микробной сульфатредукции является окислительно-восстановительным процессом, в котором сульфат-ион используется в качестве акцептора электронов при анаэробном окислении органических веществ или водорода. Верхняя граница протекания активного процесса сульфатредукции может подниматься до +100 мВ (Vainshtein, Gogotova, 1987). Хотя ранее считалось, что сульфатредуцирующие бактерии являются облигатными анаэробами, чья способность к сульфатредукции не наблюдается в присутствии кислорода (Nicholas, 1967). Современными исследованиями доказано, что СРБ выживают в аэробных условиях и потребляют O_2 для дыхания (Marschall et al, 1993; Sass et al, 1997; Eschemann et al, 1999 и др.), т.е. существуют механизмы, позволяющие избежать негативное влияние молекулярного кислорода.

Противоположный восстановлению процесс окисления сульфидной серы до сульфат-иона протекает с образованием всех перечисленных форм серы, что и при восстановлении сульфатов, включая в список отсутствующую в первой схеме элементную серу S^0. Поэтому в ряду переходных состояний серы в водных растворах элементная форма занимает особое место, поскольку образуется она исключительно в цепи окислительных реакций при бактериальном или химическом окислении сероводорода или сульфидов. Отсюда очевидна индикаторная роль S^0 в протекающих процессах. Наиболее благоприятные условия для ее образования складываются там, где возможен приток кислорода и присутствует еще сульфидная сера (Xijun Xu et al., 2013, Poser A., 2013), т.е. на

контакте анаэробных и аэробных условий. Анаэробное окисление происходит исключительно при наличии фототрофных серобактерий, для которых необходимы свет и углекислый газ, а для тионовых анаэробов – нитрат-ионы, как источник кислорода (Глобальный…, 1983; Medová, 2011). Несмотря на относительно низкие содержания элементной серы в водоемах, значение ее в природных процессах превращения серы велико, поскольку она принимает участие также в процессах образования органически связанной серы и полисульфидов железа (пирита, грейгита, марказита и др.) (Юшкин, 1968; Замана, Борзенко, 2010, Борзенко, Замана, 2011).

Большинство донных осадков исследованных озер представлено черными маслянистыми илами с ярко выраженным запахом сероводорода. Такую окраску илам придает коллоидный моносульфид железа – гидротроилит $FeS_n \cdot H_2O$. Он окрашивает осадки в темно-серый цвет при содержании $S_{сульфид}$ >0.05% и черный – при 0.08 % и более (Chen, 2008; Остроумов, 1953). Поэтому осадки, обогащенные гидротроилитом, надежно идентифицируются при визуальном описании проб. Мощность илов варьирует от нескольких десятков см до 7.5 м в центральной части оз. Доронинское.

Уже в прибрежной части во многих озерах мощность сероводородных илов была более 0.5 м (табл. 5.1). Среднее содержание сульфидной серы (сероводород и кислород, растворимые сульфиды) в озерных илах составляет 260.0 мг/100г осадка, с максимальным значением 1550 мг/100 г в оз. Доронинское (табл. 5.3). Относительно высокие его содержания отмечаются в озерах: Горбунка, Хилганта, Ходатуй, Барун-Шивертуй, Шихалин-Нуур и др., т.е. в озерах с более мощными донными илистыми отложениями.

Скорость сульфатредукции в илах соленых озер Восточного Забайкалья с минерализацией до 30 г/л в среднем составляет 69.04 мгS/ кг сут., при численности сульфатредуцирующих бактерий 10^4 – 10^5 кл/мл. (Солоноватые.., 2009). С ростом солености снижается и в высокоминерализованных озерах составляет уже десятые мгS/кг сут. Так, в содовом оз. Борзинское, измеренная скорость сульфатредукции равна 886 мгS/кг сут.

Таблица 5.1. Мощность иловых отложений, содержание S^{2-} в донных отложениях (S^{2-}д) и бактериальных матах (S^{2-}м) в некоторых соленых озерах Восточного Забайкалья (в мг/100 г)

N п/п	Шифр пробы	Мощность илов, м	$S^{2-}_{д}$	N п/п	Шифр пробы	Мощность илов, м	$S^{2-}_{д}$	N п/п	Шифр пробы	Мощность илов, м	$S^{2-}_{д}$	$S^{2-}_{м}$
1	14-01	0.3	32.5	15	15-01	0.1	27	29	13-34	> 1.0	580	н.о.
2	14-02	0.7	205	16	15-02	0.3	285.7	30	13-35	1.2	845	650
3	14-03	0.9	938.3	17	15-03	0.3	120.0	31	16-04	0.5	165	14.5
4	14-06	0.5	1153	18	15-04	0.3	114.5	32	16-05	0.4	191	-
5	14-07	0.8	1241	19	15-05	0.4	250.0	33	16-07	0.6	380	658.8
6	14-08	0.2	8.49	20	15-07	> 1.0	398.6	34	16-08	0.5	317.7	27.5
7	14-09	0.1	0.62	21	15-8-7.5	> 1.0	180.0	35	16-09	0.7	397	167.5
8	14-10	0.1	1.00	22	15-11	0.3	230	36	16-10	> 1.0	544	49.3
9	14-11	0.1	1.27	23	15-15	0.2	111	37	16-11	0.3	400	176.7
10	14-12	0.5	147.8	24	15-21	0.6	890	38	13-35	> 1.0	320	274.4
11	14-13	0.3	98.0	25	15-22	0.2	55	39	13-37	> 1.0	272	236.8
12	14-14	0.2	102.4	26	15-23	1.5	777	40	13-41	0.5	198	60.2
13	14-15	0.1	1.71	27	15-26	0.1	120	41	13-56	0.8	1250	172.2
14	14-16	0.8	408	28	16-13	0.2	160	42	12-07	7.5	1550	130.0

Интенсивно эти процессы протекают как в летний период, так и в период ледостава (Борзенко, 2013, 2015, Zamana, Borzenko, 2014). По данным (Солоноватые.., 2009) в этот период активизируется психрофильное галоалкалофильное сообщество, участвующее в разложении органического вещества ОВ даже при отрицательной температуре воды, которая может достигать в рассолах –2 – –8 ºС.

Наличие анаэробной обстановки и относительно высоких содержаний органического вещества $C_{орг.}$ (приложение 3) в озерах способствует активному процессу сульфатредукции. В рассматриваемых озерах концентрация $C_{орг}$ варьирует от 8.24 мг/л (Цаган-Нор, 13-12) до максимального значения 7.61 г/л зафиксированного в оз. Загдеутай. Сотни мг/л $C_{орг.}$ определены в содовых озерах: Куджертай (475 мг/л), Борзинское (373.4 мг/л), Гришкино (322.4 мг/л), Бусутуй-Нур (113.6 мг/л), Малые Якши (137.4 мг/л), Большие Якши (192.2 мг/л), Зун-Нур (224.5 мг/л), Шварцивское (130.9 мг/л) и в двух хлоридных: Горбунка (368 мг/л) и Булугунда (101.8 мг/л).

Присутствующее в озерах органическое вещество на 30-60% состоит из целлюлозы, оставшаяся масса представлена преимущественно белками и углеводами (Кулырова, 1999). Целлюлоза поступает в водоемы с терригенной составляющей, т.к. является результатом распада высшей растительности, которая из-за высоких значений pH в рассматриваемых озерах не развивается, а минерализации подвергается незначительная ее часть, поэтому зачастую она отлагается и преобразуется уже в донных осадках. Автохтонное вещество, продуцируемое гидробионтами в самом водоеме, как правило, легко минерализуемое. Главным его источником является фито– и бактерио– планктон, а также бактериальные маты активно развивающиеся в летний период.

В период созревания маты представляют собой многослойный пирог, состоящий из разноцветных слоев. Верхний слой зеленого цвета состоит из эукаритических водорослей (Chorella minitisima), цианобактерии (видов Microcoleus chthonoplastes, Aphanothece salina, Promidium и др.), осуществляющих оксигенный фотосинтез. Средний слой рыжего или пурпурного цвета это зона

аноксигенного фотосинтеза, который осуществляет группа пурпурных бактерий (окисляющих сероводород) преимущественно родов Chromatium Ectothiorodospera и нижний слой черного цвета – зона сульфатредукции, представленная преимущественно сульфат- и сероредуцирующими бактериями, участвующими в разложении полимеров и продуктов брожения (жирные кислоты, спирты, альдегиды и др.) (Абидуева и др., 2006). По нашим наблюдениям толщина таких обрастаний может достигать несколько сантиметров, а величина Eh изменяться от +400 мВ в зеленых матах до -380 мВ в красных и черных.

Содержание сероводорода в 100 г. бактериальных матов по нашим данным доходит до 236.8 мг (оз. Шварцивское). На поверхности таких обрастаний часто отмечается присутствие элементной серы (рис. 5.5а, б), наличие которой подтверждено химическим анализом субстрата с поверхности мата оз. Куджертай и оз. Доронинское (82 и 178 мг S^0 в 100 г бело-серого субстрата, соответственно).

По данным (Солоноватые…, 2009) скорость сульфатредукции в пурпурных матах, населенных преимущественного аноксигенными бактериями серного цикла, содового оз. Барун-Торей достигает 12 мг S/л в день$^{-1}$, а в более минерализованном хлоридном оз. Горбунка 1.34 мг S/л в день$^{-1}$.

Активно этот процесс идет и в водной толще озер. В водах сероводород находится в молекулярной форме, а также в виде гидросульфид- и сульфид-ионов, устойчивость которых определяется pH воды. В содовых озерах сероводород мигрирует преимущественно в форме HS- (более 90%), а в хлоридных и сульфатных озерах он представлен в относительно равных пропорциях молекулярной H_2S и ионной HS^- формами. В обоих случаях сера имеет степень окисления 2-, поэтому во всех формах выражается нами через восстановленную серу S^{2-} (Борзенко, 2009).

При наличии бактериальных обрастаний в водах отмечаются повышенные содержания восстановленной серы, достигающие относительно высоких значений в озерах: Доронинское, Ходатуй, Куджертай, Мал. Якша, Нарым-Булак, Цаган-Торум, Шварцивское, Большая Булугунда. Высокая численность микроорганизмов, участвующих в серном цикле, приводит к тому, что вода в

озерах приобретает ярко красный оттенок (рис. 5.1), который придают ей колонии пурпурных бактерий, использующие сероводород в качестве акцептора электронов для окисления органического вещества.

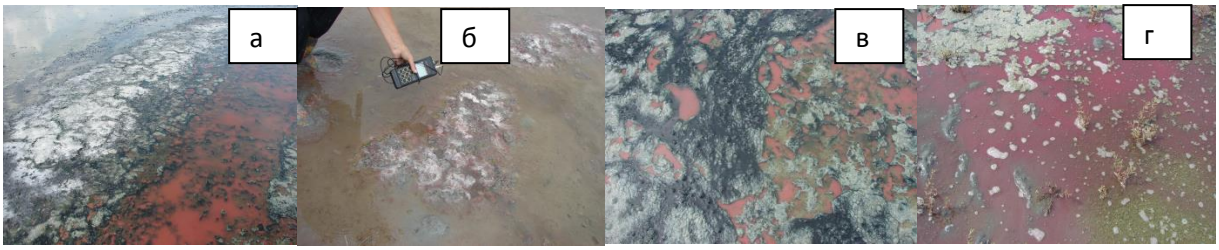


Рис. 5.1. Бактериальные обрастания на озерах а) Ходатуй, б) Куджертай, в) Нарым-Булак, г) Цаган-Торум.

Согласованность в распределениях между содержаниями S^{2-} в водах, донных отложениях и бактериальных матах проявляется по большинству озер, являясь доказательством того, что последние вносят существенный вклад в общий баланс сероводорода в озерах (рис. 5.2).

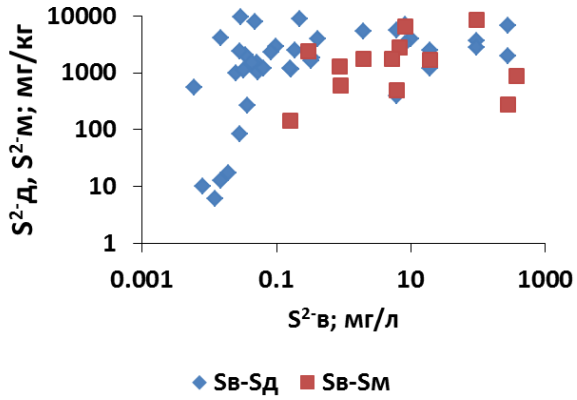


Рис. 5.2. Зависимость распределения содержаний в воде ($S^{2-}_{в}$), донных отложениях ($S^{2-}_{д}$) и бактериальных матах ($S^{2-}_{м}$).

Как правило, повышенные содержания сероводорода фиксируются в озерах с относительно низкими концентрациями растворенного кислорода (или его полного отсутствия) и относительно низкими значениями Eh (рис. 5.3). Согласно (Vainshtein, Gogotova, 1987) максимальное значение укладывается в границы жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий, варьируя от минусовых значений до 100 мВ.

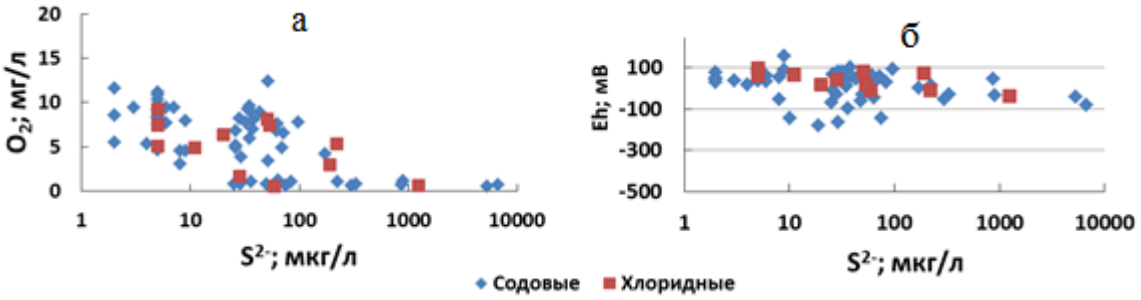


Рис. 5.3. Зависимость содержаний в воде сульфидной серы S^{2-} от а) содержаний растворенного O_2 и б) значений окислительно-восстановительного потенциала водной толщи Eh.

В содовых озерах содержание сероводорода изменяется от предела обнаружения (5 мкг/л) до 370 мг/л при среднем значении 508.7 мкг/л. В сульфатных озерах максимальная его концентрация определена в оз. Барун-Шивертуй (279 мкг/л) при среднем значении всего 19.0 мкг/л. В хлоридном типе наиболее продуктивно он образуется в оз. Большая Булугунда (1250 мкг/л) при среднем 469.3 мкг/л. В сопоставимых количествах с сульфатными озерами сероводород отмечается в содовых озерах II подтипа с максимальным значением в оз. Жилино (96.3 мкг/л), со средним 6.75 мкг/л.

Помимо сероводорода в озерных водах были определены элементная S^0 и тиосульфатная $S^{0;4+}$ формы серы, которые являются промежуточным звеном в цепи биогеохимических преобразований серы в озерах.

Диапазон варьирования концентраций S^0 в водах составляет от полного ее отсутствия до максимального значения 3800 мкг/л, определенного в оз. Малые Якши, при среднем значении 208.9 мкг/л. Как по максимальным, так и по средним оценкам, ее содержания выше в содовых озерах (228.8 мкг/л), в сульфатных и хлоридных они равны 148.8 и 116 мкг/л соответственно. В сумме восстановленной серы $\Sigma S_{восст.}$ она является преобладающей формой, составляя в среднем 47.7%, второй по значимости выступает S^{2-} (31.3%), на долю $S^{0;4+}$ приходится всего 21 %.

Как видно из приведенных в приложении 5 данных зачастую измеренные содержания S^0 выше порога ее растворимости (6 мкг/л), что указывает на

различные формы ее нахождения в водах. Сера в озерах может находиться в виде истинно-растворенной, входящей в состав полисульфид-ионов (SS_n^{2-}), а также взвеси и коллоидном состоянии. Наличие элементной серы в виде мельчайших взвешенных частичек, конденсирующихся на поверхности бактериальных обрастаний и непосредственно на водной глади, наблюдалось по ряду озер (Куджертай, Ходатуй, Малые и Большие Якши, Доронинское и др.). Присутствие ее в форме полисульфидов, образующихся в щелочных условиях по реакции (Волков, 1990):

$$(n\text{-}1)\ S^0 + 2HS^- = SS^{2-}_n + 2H^+$$

подтверждается согласованностью распределения S^0 и S^{2-} в области их повышенных концентраций (рис. 5.4а), приходящихся на содовые озера: Цаган-Нор, Байн-Цаган, Худуктуй, Хара-Торум, а также сульфатные Барун-Шивертуй и Цаган-Тором.

Другой возможный вариант образования S^0 может быть связан с взаимодействием сероводорода с окисным железом, при котором на одной из стадий образуется S^0, а конечным продуктом могут быть сульфиды железа (Юшкин, 1968). Но одно ее присутствие является свидетельством того, что сероводород в водах окисляется, растворенным кислородом и (или) при участии бактерий.

Концентрация тиосульфатной серы изменяется от предела обнаружения до 630 мкг/л, установленной в оз. Мал. Якши. По усредненным данным максимум приходится на содовые озера (119.7 мкг/л), в сульфатных и хлоридных они ниже (20.9 и 52.0 мкг/л соответственно). Хаотичность в распределении S^0S^{4+} относительно S^{2-} объясняется двойственным характером тиосульфатов, т.к. они являются промежуточным продуктом анаэробного восстановления сульфатов до сероводорода или окисления последнего (Волков, 2007; Горленко, 2010; Борзенко, Замана, 2011, Борзенко, 2013).

В распределении содержаний всех восстановленных форм серы отсутствуют закономерности, что объясняется наличием в озерах двух

противоположно направленных процесса восстановления сульфатов и окисления, образующегося сероводорода (рис. 5.4б, в).

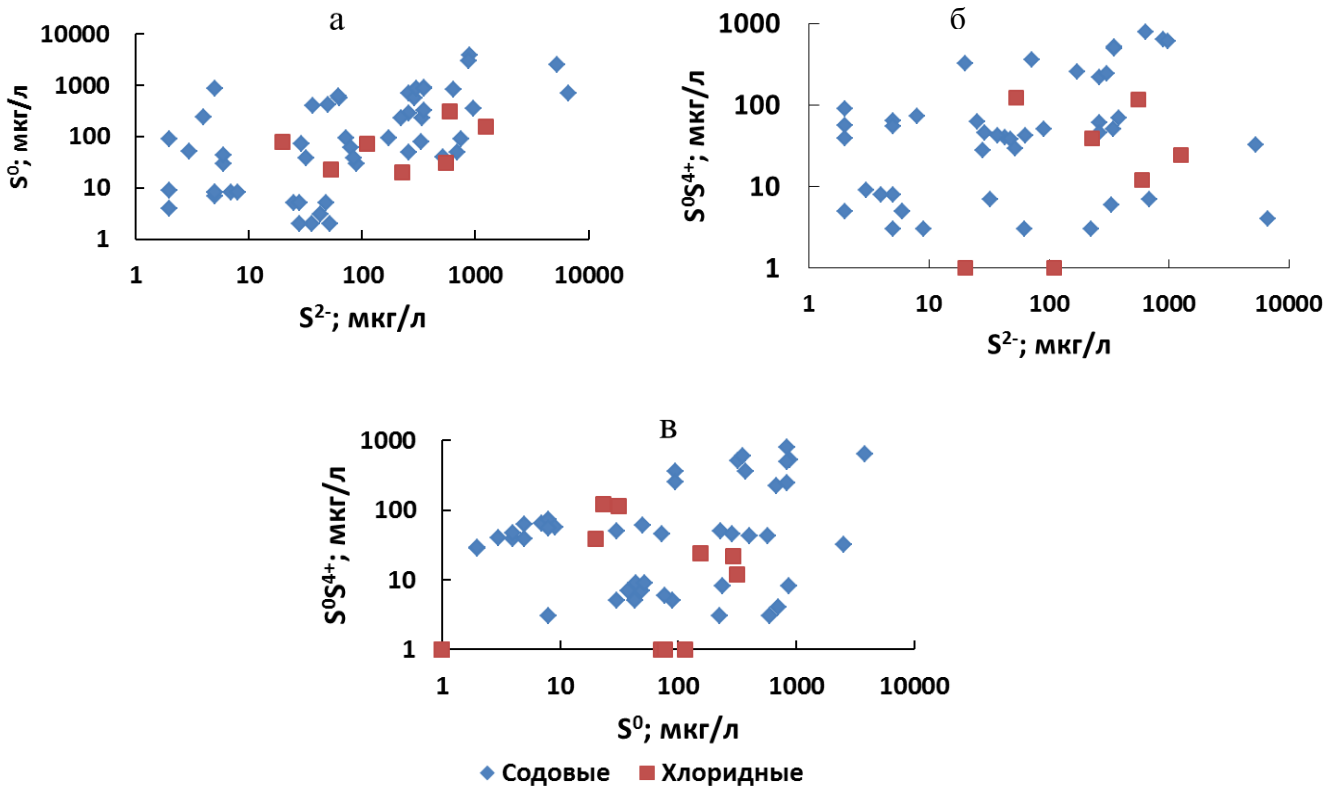


Рис. 5.4. Распределение содержаний а) серы элементной S^0 от сульфидной S^{2-}, б) серы тиосульфатной S^0S^{4+} от S^{2-} и в) S^0S^{4+} от S^0.

В то же время в поведении всех восстановленных форм серы с глубиной в озерах имеет место строго определенная закономерность – снижение содержаний кислорода, сульфат-ионов, переход окислительно-восстановительного потенциала Eh в область отрицательных значений и рост концентраций сероводорода ко дну. Более подробно поведение серы в толще воды изучено в наиболее глубоких содовых озерах Баин-Цаган и Доронинское (табл. 5.2). По своим гидрохимическим параметрам они относятся к меромиктическим водоемам с ярко выраженным в них процессом бактериальной редукции сульфатов. В таких озерах по мере роста концентраций сероводорода к придонным слоям отмечается снижение содержаний кислорода, сульфат-ионов и переход Eh в область отрицательных значений (Борзенко, Замана, 2008).

Согласно данным в придонных бескислородных слоях этих озер в сумме $\Sigma S_{восст}$ превалирует S^{2-}, содержание которой к поверхности постепенно снижается, одновременно растут содержания более окисленной S^0, окисление которой в области перехода восстановительной в окислительную обстановку приводит к накоплению и S^0S^{4+} (рис. 5.5).

Таблица. 5.2. Содержания различных форм серы, растворенного кислорода и значений Eh по глубине озер (период опробования 27 августа 2015 г.).

Глубина	Eh	O_2	S^{2-}	S^0	S^0S^{4+}	$\Sigma S_{восст}$	SO_4^{2-}
м	мВ	мг/л	мкг/л				г/л
оз. Баин-Цаган							
0	81	8.41	6	30	5	41	0.15
3	79	6.56	72	95	354	521	0.15
5	21	4.16	172	95	254	521	0.15
7.5	-10	0.78	333	77	6	416	0.13
оз. Доронинское							
0	165	2.68	<0.05	12	<0.05	14	0.18
1	165	2	<0.05	9	<0.05	11	0.14
2	165	2.08	50	27	49	126	0.12
3	-105	0.24	73	7	1	81	0.12
4	-235	<0.05	89	8	28	125	0.12
5	-245	<0.05	14700	28	23	14751	0.10

а б

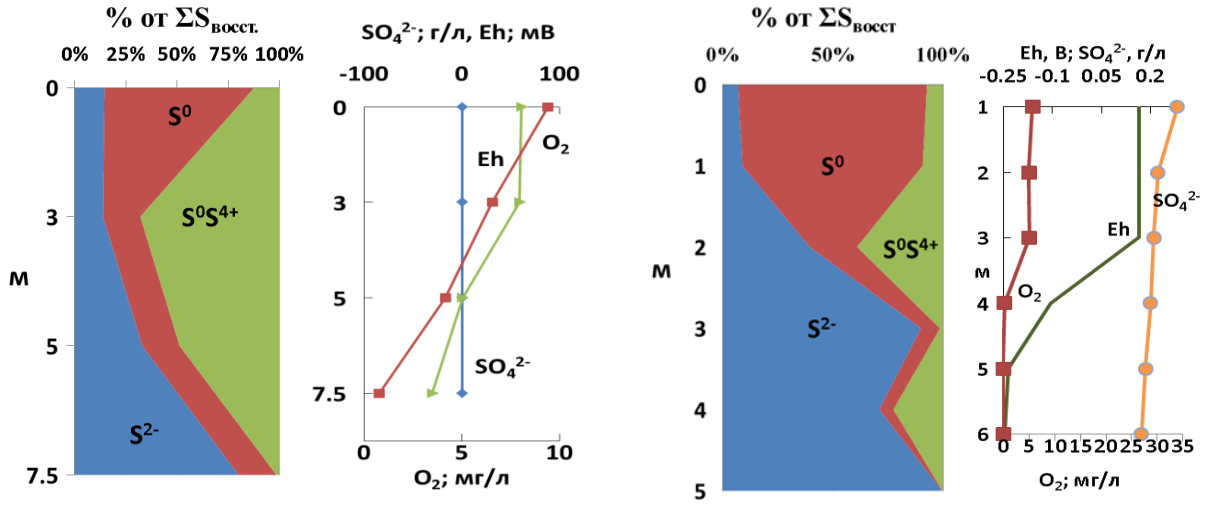


Рис. 5.5. Распределение содержаний восстановленных форм серы, кислорода, сульфат-ионов и значений Eh по глубине а) оз. Доронинское и б) оз. Баин-Цаган.

Как показали многолетние сезонные исследования оз. Доронинского (табл. 5.3), активно сульфатредукция протекает не только летом, но также и в период ледостава на фоне снижения и даже полного исчезновения в водной толще растворенного кислорода (Замана, Борзенко, 2007; Борзенко, 2014). В этот период отмечается рост содержаний сероводорода при синхронном снижении содержаний сульфатов (рис. 5.6).

Таблица. 5.3. Содержания кислорода, сульфат-ионов и восстановленных форм серы, $\delta^{34}S^{2-}$ и $\delta^{34}S^{6+}$, значение Eh в оз. Доронинское в разные периоды опробования

Глубина	$\delta^{34}S^{2-}_{CDT}$	$\delta^{34}S^{6+}_{CDT}$	Eh	O_2	S^{2-}	S^0	S^0S^{4+}	SO_4^{2-}
м	‰		мВ	мг/л	мкг/л			мг/л
25.01.2013								
1	13	17.7	113	2.1	<5.00	34	<5.00	218.5
2	12	18	109	0.81	<5.00	46	12	136.5
3	11	19	100	0.65	<5.00	<5.00	150	146.0
4	5	19.5	101	0.33	370	160	<5.00	140.9
5	-4	27	0	<0.05	77000	160	760	113.1
27.03.2013								
0	12	19.1	24	<0.05	42	6	22	125.1
2	10	19.5	34	<0.05	35	16	40	126.2
3	-3	21.6	-183	<0.05	10300	1140	191	118.8
4	-4.8	21	-232	<0.05	24400	310	430	92.2
5	-4.8	23.9	-423	<0.05	370200	840	450	18.0
15.06.2013								
0	<0.1	18.4	144	5.68	<5.00	560	162	224.2
1		18.8	144	5.00	138	110	222	133.0
2		18.7	140	3.95	90	148	64	127.3
3		18.9	42	0.52	28	256	14	173.0
4		19.0	-13	<0.05	84	3960	418	180.1
6		19.2	-208	<0.05	2800	4300	1540	103.1
30.08.2013								
2		21.4	128.4	1.20	670	27	49	110.3
3		19	125.7	1.28	22	7	<5.00	136.8
4		19.6	-182.4	<0.05	670	8	28	105.0
6		19.5	-220.5	<0.05	810	28	23	102.0

По данным (Buryukhaev et al., 2014) численность сульфатредуцирующих бактерий в этот период составляет 100 кл/мл при скорости сульфатредукции до

29.8 мг S/дм^3 день$^{-1}$. В конце ледостава доля S^{2-} в $\sum S_{восст}$ возрастает уже до 50 %. Так, в марте 2013 г. был зафиксирован максимум концентраций S^{2-}, который составил 370.2 мг/л. Значение Eh опустилось до минимальной отметки -423 мВ. Напротив, содержание SO_4^{2-} снизилось до 28 мг/л.

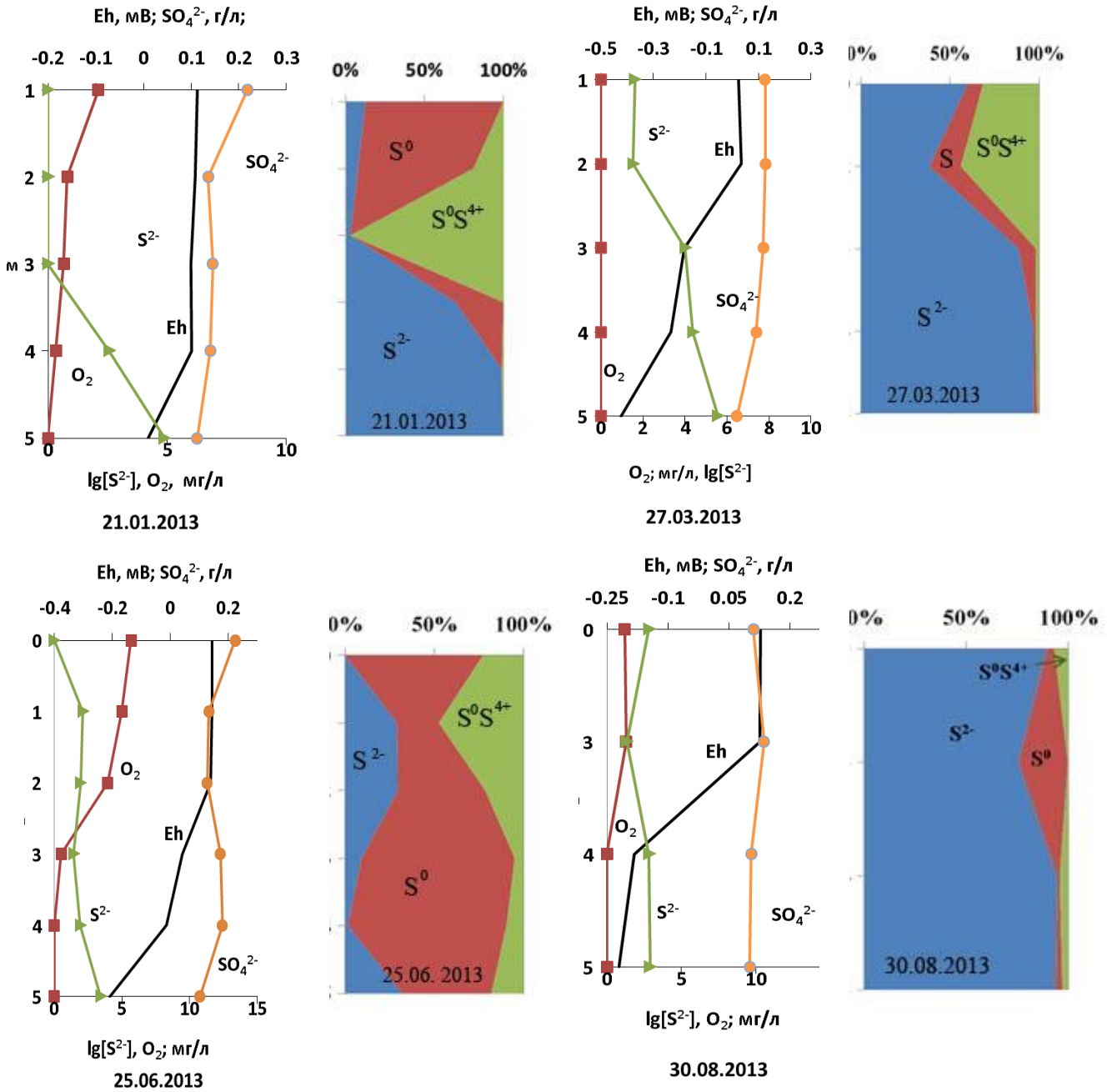


Рис. 5.6. Распределение содержаний кислорода, сульфат-и восстановленных форм серы, значений Eh в оз. Доронинское в разные периоды опробования.

В период разрушения льда (с появлением трещин) отмечается рост концентраций растворенного кислорода и одновременно более окисленных

соединений серы элементной (до 560 мкг/л) и сульфатной (до 290 мг/л), напротив, снижаются содержания сероводорода (<5 мкг/л). Летом с прогреванием воды формируются бактериальные маты, к осени они разлагаются, поэтому в этот период фиксируется следующий пик содержаний восстановленной серы. По наблюдениям в поверхностном слое содержание S^{2-} достигало 4.2 мг/л (Замана, Борзенко, 2010; Борзенко и др., 2014).

Учитывая, что большинство озер имеют глубины первые метры и меньше, то ледяной покров существенно сокращает объем озерной воды, соответственно, в единице объема резко увеличивается количество гидробионтов. Возрастают затраты кислорода на дыхание и на химическое окисление восстановленных химических элементов (серы, азота, железа и др.), что, в свою очередь, приводит к полному исчезновению в водной толще кислорода. Создавшиеся анаэробные условия способствуют развитию соответствующей микробиоты. Короткое и жаркое лето способствует быстрому прогреванию мелких озер и развитию в них бактериальных матов, являющихся дополнительным мощным источником легко минерализуемого ОВ, разложение которого приводит также к потреблению кислорода. Наличие восстановительной обстановки и продуктов биохимического разложения ОВ благоприятствуют развитию в озерах сульфатредуцирующих бактерий, разлагающих на терминальных этапах органику до CO_2, H_2S и CH_4 (Заварзин, Жилина, 1999).

Из выделенных доминирующими в рассматриваемых озерах были алкалофильные сульфатредуцирующие и бактерии *Desulfonatronum lacustre* (Солоноватые…, 2009), *Desulfonatronumaceae δ-подкласса Proteobacteria* (Захарюк, 2010; Дагурова, 2013), в качестве альтернативных акцепторов электронов использующие элементную, тиосульфатную и сульфитную серу.

Из проб поверхностного слоя озер выделены штаммы алкалофильных аэробных хемоорганотрофных бактерий рода *Halomonas,* которые способны окислять тиосульфат в присутствии органических субстратов, а также растущих анаэробно за счет денитрификации. Способность к хемолитогетеротрофному росту, сопряженному с окислением тиосульфата, обладают также обнаруженные в

аэробной зоне аэробные бактериохлорофилл *a*-содержащие бактерии (АБС) рода *Roseinatronobacter* (Болдырева, 2008). Основными оксигенными фототрофами в кислородной зоне являются нитчатые цианобактерии. В анаэробных условиях обнаружены окисляющие сульфид хемолитоавтотрофные микроаэробные тионовые бактерии *Thioalkalivibrio* и пурпурные серобактерии *Thioalkalicoccus limnaeus, Ectothiorhodospira variabilis, Ectothiorhodospira Magna* и *Ectothiorhodospira shaposhnikovii* (Солоноватые…, 2009; Горленко и др., 2010).

Таким образом, присутствие в озерах восстановленных форм серы является ярким свидетельством того, что процессы образования сероводорода опережают процесс окисления серы до самой устойчивой ее формы в воде – сульфатной. Сероводород, образующийся в озерах, дает начало целому ряду восстановленных соединений серы. Соотношения между сероводородом и продуктами его неполного окисления определяются множеством факторов: содержанием растворенного в воде кислорода, кинетическими параметрами каждой из стадий процесса, наличием органического вещества и сульфат-ионов в данных природных средах.

5.1 Изотопный состав серы

Для выделения основных механизмов, ответственных за формирование в озерах серы, привлечены изотопные соотношения $^{34}S/^{32}S$ растворенных сульфатной и сульфидной серы (приложение 5).

Изотопные определения серы сульфатов и сульфидов выполнены с использованием элементного анализатора Flash EA-1112 (Thermo Scientific, Germany) в конфигурации S по стандартному протоколу конвертирования серы сульфата и сульфида в SO_2. Измерение изотопных отношений $^{34}S/^{32}S$ проведено на масс-спектрометре MAT-253 (Thermo Scientific, Germany) в режиме непрерывного потока гелия. Измерения выполнены относительно лабораторного стандартного газа SO_2, калиброванного по международным стандартам IAEA-S-1, IAEA-S-2, IAEA-S-3 и NBS-127. Для калибровки аналитической системы в ходе выполнения анализов использовали вышеуказанные международные изотопные

стандарты. Результаты измерений представлены в общепринятой форме: δ^{34} S = ($R_{образец}/R_{стандарт} - 1$) и выражены в (‰), где $R_{образец}$ и $R_{стандарт}$ - отношение $^{34}S/^{32}S$ в образце и стандарте, соответственно. Воспроизводимость результатов $\delta^{34}S$ составляла ±0.1‰ (1σ) для стандартов (n=10) и образцов. Результаты измерений $\delta^{34}S$ даны в отношении к международному стандарту VCDT.

Известно, что широкие вариации в изотопном составе серы контролируются в континентальных водоемах преимущественно бактериальной редукцией сульфата, сопровождающейся существенным разделением изотопов серы крайних членов цепи ее превращения (Глобальный…, 2009). При этом остаток серы сульфатов накапливает тяжелый изотоп, а сульфидная сера, напротив, обогащается легким, при этом коэффициент фракционирования может достигать 1.06 ‰. Кроме этого, изотопный состав серы зависит от литологического состава горных пород, вклада серы подземного и поверхностного стоков, сульфатов атмосферных вод. Процессы кристаллизации сульфатов в виде гипса, ангидрида, мирабилита и др. эвапоритов приводят к слабому фракционированию порядка 1.3 ‰, поэтому обычно этим процессом пренебрегают, считая, что величина $\delta^{34}S$ эвапоритовых толщ приблизительно соответствует величине $\delta^{34}S$ сульфатного рассола, из которого кристаллизуются минералы. Химическое окисление сульфидов также не сопровождается фракционированием изотопов серы, при бактериальном окислении коэффициент разделения не превышает 1.7 ‰, что существенно не влияет на изотопные отношения серы (Гриненко и др., 1974).

Вариации изотопного состава серы растворенных сульфатов рассматриваемых озер укладываются в рамки содержаний ^{34}S, отмечаемых в водах континентальных водоемов (Эволюция…, 1989). Среднее содержание ^{34}S растворенных сульфатов равно 10 ‰, хотя диапазон значений варьирует от -8.4 до 27.4 ‰, определенных в первом случае в оз. Харанор, а во втором в оз. Ходатуй. Близкое значение к минимальному (-2.74 ‰) установлено в оз. Хара-Торум. В первом случае не обнаружено признаков сульфатредукции, а во втором содержание S^{2-} находится на пределе обнаружения (6 мкг/л).

По средним значениям $\delta^{34}S$ облегченный состав серы имеют сульфатные (7.7 ‰) и содовые озера II подтипа (4.3 ‰) с диапазоном вариаций от -0.9 ‰ в содовом II подтипа оз. Гришкино до 9.3 ‰ сульфатном оз. Барун-Шивертуй. Существенное утяжеление в последнем можно объяснить активно протекающей как в донных отложениях, так и в водной толще озера, сульфатредукцией с относительно высокой концентрацией S^{2-} в водах (288 мкг/л).

Очевидно, что сульфатредукция в данном случае имеет подчиненное значение, а облегченный изотопный состав серы сульфатов некоторых озер (Харанор, Хара-Торум, Ганга-Нур, Хараганаш и др.) наследуется водами, отражающими изотопный состав серы водовмещающих пород, а точнее изотопно-легких сульфидов. По данным А.П. Виноградова изотопный состав серы (1962) ультраосновных и основных пород аналогичен сере метеоритов (среднее 1.2 ‰), немногим тяжелее сера эффузивных образований (среднее 1.9 ‰). Отсюда озера, расположенные в пределах этих геологических образований, не только наследуют легкую серу, но и имеют повышенные содержания растворенных сульфатов.

Согласно геологии района сульфатные и содовые озера II подтипа расположены в пределах интрузивных образований шахтаминского комплекса, несущих сульфидную минерализацию. Окисление сульфидов, чаще всего пирита, приводит к росту содержаний в подземных водах, а далее и в озерах, концентраций сульфат-ионов. К примеру, на водосборе оз. Хараганаш (содовое II подтип) в родникой воде (шифр пробы 624, приложение 1) содержание сульфат-ионов более чем в полтора раза превышает содержания хлорид-ионов.

Озеро Ходатуй с самой тяжелой серой сульфат-иона отличается относительно высоким содержанием сероводорода (в водах 6.7 мг/л) и минимальным значением SO_4/Cl (0.025). Его максимальное содержание превышает не только значения для серы сульфата океанической воды (20.1 ± 0.8 ‰) и современных эвапоритов (24.3 ‰), но известный верхний предел диапазона для кислых пород (26.7 ‰), уступая только сульфатам соляных куполов (до 62 ‰ в отдельных образцах; все значения даны по (Гриненко и др., 1974)). Одного порядка $\delta^{34}S$ определено в содовых озерах I и III подтипов (Цаган-Нур,

Куджертай, Малые Якши, Гашкой, Зун-Торей), с высокими содержаниями в них сероводорода и низкими значениями $SO_4/Cl < 0.5$.

В пределах выборки содовых озер обозначается следующая закономерность, чем ниже значение коэффициента SO_4/Cl, тем больше здесь накапливаются S^{2-} и тяжелого изотопа серы сульфат-ионов $^{34}SO_4^{2-}$ (рис. 5.7).

На определенное влияние сульфатредукции в обогащении сульфатной серы тяжелым изотопом указывают данные, полученные по оз. Борзинское и самоизливающейся скважины (шифр пробы 15-20, приложение 1), находящейся под его берегом. Величина изотопного соотношения серы растворенных сульфатов воды из скважины равна –2.3 ‰, а значение $\delta^{34}S^{6+}$ атмосферных осадков аридных районов составляет в среднем 6.7 ‰ (Гриненко В.А., Гриненко Л.Н.; 1974). Получается, что при любых пропорциях смешивания атмосферных осадков с подземными водами растворенный сульфат не будет иметь измеренное значение $^{34}\delta S^{6+}$ равное 12 ‰. По нашим данным содержание S^{2-} в воде оз. Борзинское составляет 480 мкг/л, а $\delta^{34}S^{2-}$равно –28 ‰, т.е. коэффициент фракционирования равен 1.04 ‰. Такое разделение возможно исключительно при бактериальном восстановлении сульфатов.

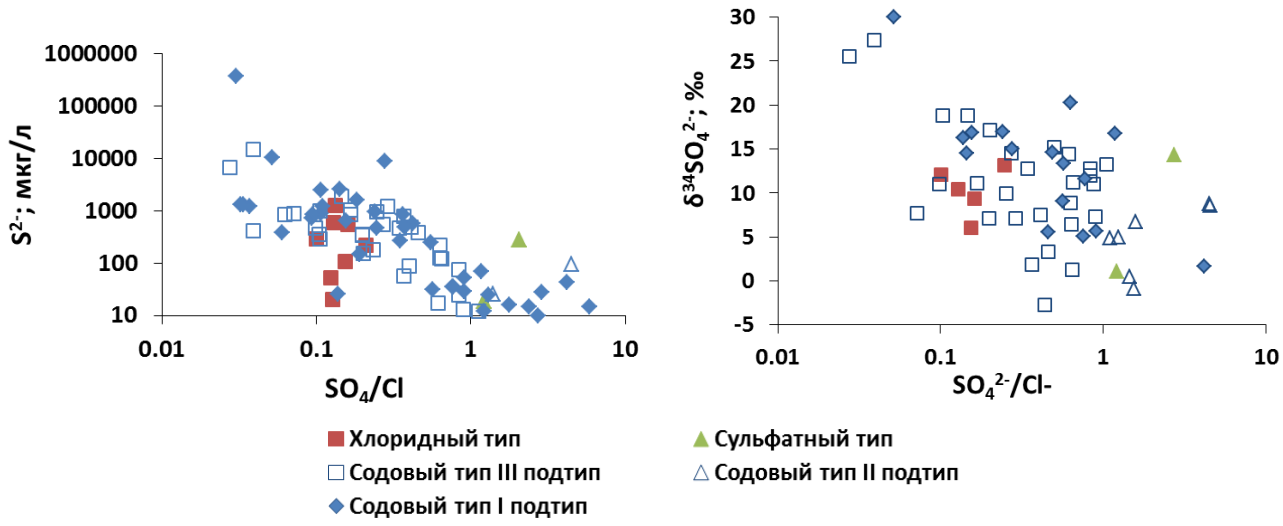


Рис.5.7. Зависимость SO_4/Cl от содержаний сульфидной серы S^{2-} и соотношения тяжелого изотопа серы растворенных сульфат-ионов $^{34}SO_4^{2-}$.

Существенное фракционирование изотопов серы отмечается по большинству озер с относительно высоким содержанием восстановленной серы. Изотопный состав серы S^{2-} здесь варьирует от 13 в оз. Доронинское до -30.8 ‰ оз. Мал. Якши. При этом максимальное фракционирование серы (К=1.0418 ‰) отмечено в оз. Шварцивское с относительно высоким содержанием здесь сероводорода и существенными потерями серы сульфатов по сравнению с хлором. Относительно низкое значение $\delta^{34}S^{2-}$ в оз. Ходатуй, скорее всего, является следствием многократно повторяющегося процесса восстановления, в результате которого S^{2-} постепенно обогащается тяжелым изотопом ^{34}S. С другой стороны утяжеление сульфидной серы может объясняться высокой скоростью сульфатредукции (Эволюция…, 1989).

Влияние процесса бактериальной редукции сульфатов на разделение изотопов серы особенно ярко выражено в сезонных и глубинных изменениях не только содержаний восстановленной серы, но и изотопных соотношений между сульфатной и сульфидной серой в оз. Доронинское (табл. 5.3). Диапазон варьирования изотопных плотностей растворенных сульфатов не выходит за границы 18-28.2 ‰ при среднем значении 20.3 ‰, а сероводорода от 13 до -7.4 ‰ при среднем 3.54 ‰. Максимально тяжелая сера сульфатов определена в период ледостава (коэффициент фракционирования составил в среднем 1.0356 ‰). С уменьшением содержаний сульфатов и ростом сероводорода по глубине сульфатная сера обогащается ^{34}S, напротив, сульфидная сера становится изотопно легче.

В период открытой воды на фоне роста содержаний кислорода, снижения сероводорода фиксируется облегчение серы сульфатов. С прогреванием воды и развитием бактериальных обрастаний на фоне роста содержаний сероводорода в поверхностных слоях фиксируется утяжеление серы сульфатов в этом слое. Таким образом, несмотря на то, что имеются доказательства окисления сероводорода, часть сульфатов восстанавливается до сероводорода необратимо, далее, соединяясь с железом, выводится из раствора в виде гидротроилита $FeS \cdot 2H_2O$, а при наличии элементной серы и в форме полисульфидов (марказит, пирит и др.).

Присутствие первых подтверждается визуально при обследовании донных отложений и термодинамическими расчетами. Согласно этим расчетам гипс формируется в единственном хлоридном озере Бильчир-Нуур, а мирабилит в оз. оз. Борзинское, в других озерах гипсовая, а тем более мирабилитовая стадии минерализации не достигаются.

Следовательно, накопление сульфатов не происходит главным образом в результате их бактериальной редукции. В озерах с относительно высоким содержанием сероводорода отмечается изотопно тяжелая сера сульфат-ионов. Напротив, слабо проявленные процессы бактериальной редукции не приводят к разделению изотопов серы. Относительно легкая сера сульфатов зафиксирована в сульфатных и содовых озерах II подтипа, что говорит о наличии источника, в качестве которого выступают сульфиды горных пород, обогащенные легкой серой.

Глава 6
ИСТОЧНИКИ ГИДРОКАРБОНАТ- И КАРБОНАТ-ИОНОВ В ОЗЕРАХ

Центральной проблемой формирования содовых вод остается выяснение источников углекислоты. Происхождение CO_2 при величине $–4 < \delta^{13}C < –8$ ‰ объясняют поступлением из магматических очагов по зонам тектонических разломов (Дегенс, 1967). Более легкий углерод ($–26$ ‰ $< \delta^{13}C < –12$ %) связывают с процессами биохимического преобразования органического вещества, а более тяжелый – с термометаморфизмом карбонатных толщ ($0 < \delta^{13}C < 2$%). В числе вероятных причин высоких значений $\delta^{13}C$ углекислого газа предполагается также низкотемпературное растворение осадочных карбонатов.

Геолого-структурные особенности Восточного Забайкалья, магматическая деятельность на территории которого завершилась в мезозое, и региональный характер распространения содовых озер исключают возможность термометаморфического и мантийного поступления углекислоты в озера. Насыщенность озерных вод кальцитом и др. карбонатными минералами также не позволяет расматривать процесс низкотемпературного растворения карбонатов. Для выяснения основной природы углекислотных ионов привлечен изотопный анализ растворенных в озерных водах карбонатных ионов.

6.1. Изотопный состав углерода растворенных в воде углекислотных производных

В представленных результатах использованы данные изотопных анализов карбонатных осадков 77 разовых определений по озерам, опробованным в 2013-2017 годы (табл. 6.1) и 21 по оз. Доронинскому, полученные за многолетний период (табл. 6.2).

Образцы готовили к анализу по стандартной методике разложения карбонатов в 100% фосфорной кислоте в вакуумных условиях при температуре 95°С. Выделенный CO_2 очищался методом криогенного разделения. Измерения произведены с использованием двойной системы напуска относительно лабораторного стандарта, калиброванного по международным стандартам NBS-

18, NBS-19 и IAEA-CO-8. Воспроизводимось результатов (1σ) составляла 0.1 ‰ для $\delta^{13}C$. Изотопные соотношения приведены по стандарту VPDB для $\delta^{13}C$.

Таблица 6.1. Изотопные характеристики (‰) растворенных в воде карбонатов и гидрокарбонатов в соленых озерах по выделенным типам и подтипам.

Шифр пробы	$\delta^{13}C_{PDB}$	$\delta^{18}O_{SMOW}$	Шифр пробы	$\delta^{13}C_{PDB}$	$\delta^{18}O_{SMOW}$	Шифр пробы	$\delta^{13}C_{PDB}$	$\delta^{18}O_{SMOW}$
Содовый тип I подтип			15-17	1.7	27.9	13-68	-2.6	20
13-16	-3.3	27.4	Содовый тип II подтип			14-10	-3.2	26
13-19	-3.9	23.6	14-02	1.1	28.6	14-8	-1.9	30.2
13-21	-1.1	28.1	13-13	-10.8	20.8	14-9	-3.9	26.5
13-23	1.1	26.1	13-14	3.5	22.1	15-21	-4.3	18.9
13-24	1	26.3	14-15	-4.5	27.2	15-22	-5.8	22.2
13-27	-5.4	24.5	16-04	-0.2	28.7	15-23	-1.4	23.6
13-35	-0.7	24.7	16-05	1.8	30.9	15-24	-3.3	23.1
13-36	3.8	30.0	Содовый тип III подтип			15-25	-0.5	25.1
13-37	-2	26.5	13-02	-2.5	25.2	15-26	-1.7	30.7
13-39	5.1	23.9	13-03	-10.2	25.1	15-05	0.7	27.3
13-49	-3.7	22.3	13-15	-3.1	26.3	15-07	1.7	28.2
13-64	1.2	23.6	13-22	1.8	28.3	16-08	0.1	28.8
14-01	-1.4	28.6	13-31	-4.9	26.8	16-11	-15	24.5
14-03	0.5	28.7	13-32	-4.7	25.2	Сульфатный тип		
14-11	-0.2	28.0	13-33	-2.3	25.8	16-07	-6.7	26.1
14-12	-4.6	29.6	13-34	3.9	29.2	14-15	-4.5	27.2
14-13	-1.6	31.9	13-42	-2.8	29.1	Хлоридный тип		
14-14	-1.1	28.7	13-44	-1.6	27.3	13-07	-4.6	27
14-16	0.2	29.6	13-46	-3.6	23.4	13-09	-11.2	26.2
15-02	-0.5	26.5	13-47	-2.3	23.8	13-10	-4.6	26.8
15-03	-6.6	16.9	13-50	-2.2	21.1	13-11	-9.4	26.1
15-04	0.4	26.7	13-52	-1.2	20.4	13-28	-3	26.8
15-08	0.3	27.0	13-56	-2.8	26.4	13-30	0.8	27.5
15-08-1	1.1	26.8	13-61	-4.8	21.4	13-70	-8.7	20.1
15-11	0.7	26.5	13-64	0.7	24.0	13-71	-4.9	18.8
15-15	2.3	29.8	13-65	-2.5	20.9	14-06	-12.5	28.2
15-16	1.8	27.8	13-66	-5.5	21.3	14-07	-11.5	28.7

Анализ углерода растворенных карбонатов показал, что они заметно обеднены тяжелым углеродом по отношению к атмосферному углекислому газу, хотя он является неисчерпаемым источником углерода для водных бассейнов. Значения $\delta^{13}C$ углекислотных компонентов, равновесные с атмосферным CO_2 при

изотопном составе его углерода от –5 до –8 ‰ и коэффициентах фракционирования в системах $CO_2 \rightarrow HCO_3^-$ и $CO_2 \rightarrow CO_3^{2-}$ соответственно 1.014 и 1.012 (Юдович, Кетрис, 2010), должны находиться в интервале 4–9 ‰. Фактически они не превышают 5.1 ‰, при этом большая часть изотопных данных попадает в отрицательную область значений.

Диапазон изотопного состава минерального углерода исследованных озерных вод перекрывает интервал гидрокарбонатов морской воды и осаждающихся из нее хемогенных карбонатов, соответственно 0±2 и от –3 до +1 ‰ (Talbot, 1990), а по минимальной величине практически соответствует морским карбонатам, равновесным с биогенным CO_2 (–12 ‰ по (Юдович, Кетрис, 2010))

Несмотря на большой разброс данных, прослеживается согласованность между значениями $\delta^{13}C$ и содержаниями в озерных водах карбонатных компонентов, между ними существует линейная зависимость (рис. 6.1) с коэффициентом 0.5, которая усиливается до 0.8 в хлоридных озерах. При этом заметно утяжеляется углерод с ростом абсолютного содержания в озерных водах карбонатных ионов: наиболее легкий состав углерода в озерах хлоридного типа, наиболее тяжелый – в содовых.

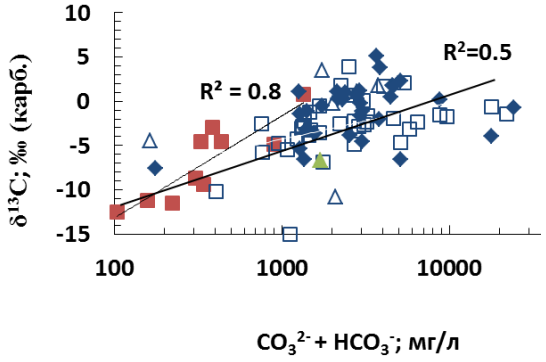


Рис. 6.1 Зависимость изотопного состава углерода от содержания растворенных гидрокарбонатов и карбонатов по выделенным типам соленых озер региона (условные обозначения по аналогии с рис. 5.7).

Как показано исследованиями (Пименов и др., 2003), новообразованное в процессе фотосинтеза органическое вещество активно минерализуется микробным сообществом с высвобождением изотопнолегкой углекислоты.

Последующая нейтрализация ее по схеме $CO_2 + OH^- \rightarrow HCO_3^-$ (Шварцев, 1998) дает облегченный изотопный состав углерода гидрокарбонатов, а в дальнейшем и карбонатов.

О значительных масштабах продуцирования органического углерода свидетельствуют данные по соленым озерам Забайкалья (Намсараев, Намсараев, 2007), согласно которым общий фотосинтез его в толще воды в сутки достигал в 11.0 мг/л, в микробных матах, развитых на мелководьях в прибрежьях – 3860 мг/л. Некоторый вклад в обогащение озерных вод легким углеродом может вносить водный сток в периоды дождей с прибрежных солончаков и засоленных окарбоначенных почв сопредельных ландшафтов, для которых характерны микробные процессы цикла углерода. Изотопно-геохимические исследования соровых солончаков и окружающих почв у оз. Белое в Западном Забайкалье показало уменьшение $\delta^{13}C$ почвенных карбонатов до –11.4 ‰ вследствие деятельности метаноокисляющих бактерий (Дамбаев и др., 2011).

Как было показано выше, скорости деструкции ОВ на терминальном этапе его разложения достигают десятки мг/л сут. Многочисленные реакции разложения ОВ сопровождаются образованием различных газов (CO_2, CH_4, H_2S, N_2, H_2 и др.). При этом основным газом донных осадков является метан, на долю которого приходится до 80% от суммы присутствующих газов (Намсараев, Намсараев, 2007). Его изотопный состав, по данным тех же авторов, в исследуемых озерах варьирует от –55 до –69‰, т.е. очевидна его бактериальная природа. Метан, образуемый в донных осадках оз. Доронинское имеет значение $\delta^{13}C$ –68.7‰, в то время как изотопный состав углерода растворенных углекислотных производных в озере существенно выше (табл. 5.2).

Интенсивность метаногенеза в донных отложениях иследуемых озер варьирует от 0.2 до 140 мклCH_4/кг. Максимальная скорость определена в содовом оз. Борзинское. В хлоридных озерах максимум установлен в оз Дабаса-Нор при этом он составил всего 3.7 мклCH_4/кг, в остальных озерах этого типа она существенно ниже (Солоноватые.., 2009).

Эти немногочисленные определения не позволяют установить зависимости между значениями $\delta^{13}C$ метана и углекислотных производных, но сам факт его присутствия свидетельствует о возможности обогащения карбонатов ^{13}C тяжелым изотопом углерода вследствии обменных изотопных реакций в системе $CO_2 \rightarrow CH_4$, в результате которых CO_2 обогащается ^{13}C, напротив CH_4 приобретает ^{12}C (Галимов, 1968; Zhu, 2013).

Таблица. 6.2. Изотопные соотношения растворенных карбонатов в оз. Доронинское в разные периоды опробования.

Шифр пробы	$\delta^{13}C_{PDB}$, ‰	$\delta^{18}O_{PDB}$, ‰	Шифр пробы	$\delta^{13}C_{PDB}$, ‰	$\delta^{18}O_{PDB}$, ‰
ДО-13-01-0	1.0	-4.85	ДО-13-03-5	0.64	-7.01
ДО-13-01-1	1.0	-4.59	ДО-13-06-1	1.47	-4.47
ДО-13-01-2	0.9	-5.05	ДО-13-06-2	1.10	-5
ДО-13-01-3	1.1	-4.67	ДО-13-06-3	1.07	-5.2
ДО-13-01-4	1.1	-5.83	ДО-13-06-4	1.38	-2.34
ДО-13-01-5	0.60	-4.96	ДО-13-06-5	1.23	-2.43
ДО-13-03-0	0.24	-6.44	ДО-13-08-3	0.23	-2.43
ДО-13-03-1	0.18	-6.57	ДО-13-08-4	0.12	-2.43
ДО-13-03-2	0.04	-7.03	ДО-13-08-5	-0.17	-2.53
ДО-13-03-3	0.52	-7.37	ДО-13-08-6	0.27	-3.5
ДО-13-03-4	0.75	-7.15			

ДО-09-09-1- ДО-оз. Доронинское, 09-2009, 09-сентябрь, 1-глубина1 м (от зеркала воды ко дну).

Очевидно, что в хлоридных озерах, основная масса растворенных карбонатов высажена в результате хемогенного минералообразования, поэтому доля растворенных карбонатов, образующихся за счет деструкции продуцируемого легкого органического углерода, в общей сумме их выше, чем содовых. Поскольку на терминальных этапах деструкции не весь восстановленный (органический) углерод минерализуется, переходит в окисленную карбонатную форму, часть его захороняется в донных осадках, то многократно повторяющиеся годовые циклы, в конечном счете, приводят к уменьшению доли формирующихся за счет первичного биогенного CO_2 карбонатных компонентов, изотопный состав углерода по мере накопления карбонатов утяжеляется. Коротко говоря, в хлоридных озерах соотношение

между образованием растворенных карбонатов за счет биогенного CO_2 и осаждением карбонатов с более тяжелым углеродом выше, чем в озерах содовых.

Скорости микробных процессов непостоянны во времени, особенно в годовом разрезе (Саввичев и др., 2005; Цыренов и др., 2009). Полученные нами изотопно-геохимические данные по оз. Доронинскому также свидетельствуют о значительной сезонной изменчивости изотопии углекислотных компонентов (Борзенко, 2012; Zamana, Borzenko, 2014). Если существенная разница в изотопном составе кислорода объясняется его фракционированием в связи с испарением, вторичным минералообразованием образованием и таянием льда, то колебания изотопного состава углерода карбонатов могут быть связаны с интенсивностью биохимических процессов, т.е. с образованием и потреблением углекислого газа CO_2 (рис. 6.2).

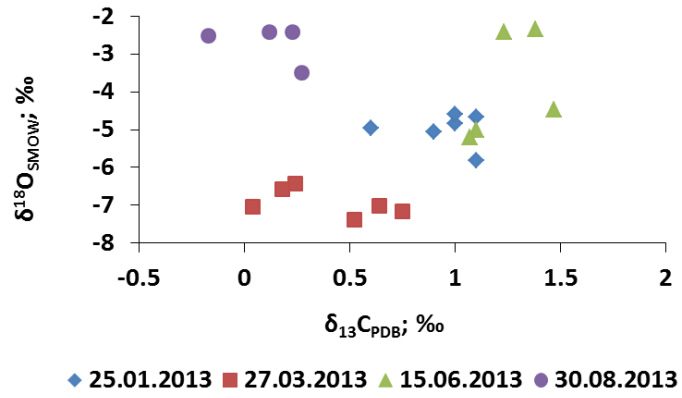


Рис. 6.2. Изменение изотопного состава карбонатов по сезонам года в оз. Доронинское.

Сезонные наблюдения показали, что максимальное обогащение углерода HCO_3^- тяжелым изотопом ^{13}C в июне вызвано высокой скоростью фото- и хемосинтеза (суммарная скорость аноксигенного и оксигенного фотосинтеза равна 0.8 мг С/л сут.) (Борзенко и др., 2014). В этот период интенсивность сульфатредукции была относительно низкой (48.0 мкг S/л сут. в водной толще и 85.6 мкг S/л сут. в донных осадках). К осени значимость деструкционных процессов становится весомее, ассимиляция CO_2 снижается до 0.4 мг С/л сут., при том что скорость сульфатредукции в водной толще увеличивается до 1.2, а донных отложениях до 28 мг S/л·сут. Полученные результаты по скоростям и

изотопным вариациям углерода, как было показано выше, хорошо согласуются с распределением различных форм серы, восстановленные состояния которых целиком определяются сульфатредукцией (Борзенко, Замана, 2011).

Таким образом, углерод растворенных карбонатных компонентов исследованных соленых озер имеет более легкий изотопный состав в сравнении с равновесным углеродом атмосферного углекислого газа. Полученные изотопно-геохимические данные показывают, что заметная роль в формировании составляющей карбонатной системы озер принадлежит внутриводоемным процессам. Одним из источников ОВ служит подвергающийся бактериальной деструкции детрит, который поступает с водосборов и продуцируется в самих водоемах сообществами микроорганизмов.

Глава 7
ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ВОДЫ

Изучение изотопного состава вод представляет исключительный интерес для понимания генезиса вод и их эволюции (Dansgaard, 1964; Seal and Shanks, 1998, Isotope, 2011 и др.). Огромное влияние в разделении изотопов в гидрологическом цикле гидросферы оказывают испарительные процессы и процессы взаимодействия в системе вода – горная порода – газ (Kloppmann et al., 2002). Трансформация количественного состава изотопов и их соотношения служит естественной меткой, позволяющей судить о степени того или иного процесса.

Фракционирование изотопов воды при ее испарении определяется преимущественно кинетическим изотопическим эффектом и изотопным обменом между жидкостью и паром атмосферной влаги. Реакции изотопного обмена лежат и в основе процессов взаимодействия воды с горной породой и газом. Обогащение воды ^{18}O происходит в результате обмена в системе вода-порода и снижается вследствие обмена воды с углекислотой (Никаноров, Тарасов, 1987)

Этот эффект описан для подземных вод и называется кислородным сдвигом. В реальных условиях величина кислородного сдвига в результате взаимодействия воды с водовмещающими основными (базальтовыми, $\delta^{18}O \approx 7$ ‰) и кислыми (гранитами, $\delta^{18}O \approx 10$ ‰) магматическими породами составляет от 3 до 5 ‰. Максимальный сдвиг отмечается при циркуляции подземных вод по карбонатным породам ($\delta^{18}O \approx 30$ ‰) (Ферронский, Поляков, 2009).

Настоящие изотопные исследования природной воды проведены в Аналитическом центре Дальневосточного геологического института ДВО РАН на масс-спектрометре Finnigan-MAT 252 (Германия). Рабочий внутрилабораторный стандарт калибровался по международным стандартам VSMOW, SLAP и GISP. Изотопный состав рассчитан по стандарту океанической воды (SMOW). Погрешность анализа 1σ по кислороду ±0.15 ‰ и по водороду ±1.2 ‰. Результаты представены в таблице 7.1.

Таблица 7.1. Гидроизотопные характеристики атмосферных осадков, подземных вод и озер (‰)

Шифр	$\delta^{18}O_{SMOW}$	δD_{SMOW}	Шифр	$\delta^{18}O_{SMOW}$	Сдвиг по $\delta^{18}O$	δD_{SMOW}	Шифр	$\delta^{18}O_{SMOW}$	Сдвиг по $\delta^{18}O$	δD_{SMOW}
Подземные воды			Содовый I подтип				Содовый III подтип			
16-12	-11.86	-101.1	12-08	-4.1	2.4	-48.9	15-05	-3.4	2.2	-41.6
16-06	-13.1	-96.1	15-02	-3.2	2.6	-43.5	15-07	-1.6	3.9	-40.8
15-06	-13.2	-98.4	15-04	-4.0	2.4	-48.3	13-21	-2.0	4.4	-47.9
15-09	-13.8	-92.4	8-01	-4.0	2.4	-48.3	15-25	-4.5	2.4	-51.7
15-11	-13.0	-95.6	15-8-7.5	-3.5	2.7	-46.0	15-26	0.0	4.1	-29.9
15-13	-9.3	-70.1	15-15	-0.6	3.0	-26.0	13-22	-3.2	2.7	-44.1
15-14	-14.4	-104.6	15-16	-2.5	2.3	-36.0	13-31	2.1	5.4	-31.4
15-22	-9.5	-80.6	15-17	-2.6	2.4	-36.9	13-32	-4.9	2.0	-60.2
15-18	-14.4	-104.6	15-24	-5.4	2.2	-57.4	13-33	-3.8	3.1	-51.7
15-20	-11.1	-87.0	13-35	-4.2	5.3	-48.6	13-34	-0.5	5.0	-44.4
17-01	-11.1	-85.0	13-36	-0.7	4.8	-41.3	13-39	-0.6	4.5	-37.9
17-02	-11.3	-89.0	15-11	-3.5	2.2	-42.5	13-47	-5.0	2.2	-54.5
17-05	-12.7	-95.0	17-13	-1.7	2.1	-48.0	16-08	-0.7	4.9	-41.7
17-06	-11.4	-88.0	17-15	-4.3	2.2	-49.0	16-13	-0.3	5.0	-40.9
17-07	-12.3	-92.0	17-31	-0.4	4.2	-31.0	17-17	-1.5	4.4	-44.0
17-10	-12.0	-95.0	17-32	-0.5	3.8	-44.0	17-18	-2.4	2.2	-34.0
17-11	-11.9	-90.0	13-64	-6.6	4.1	-66.3	17-19	1.5	4.6	-38.0
17-12	-11.9	-96.0	17-29	-1.5	2.1	-43.0	17-20	-1.4	2.9	-32.0
17-14	-11.9	-97.0	Среднее	-2.9	3.0	-43.1	17-23	-1.3	3.7	-37.0
17-16	-12.1	-95.0	Содовый II подтип				Среднее	-1.8	4.0	-42.3
17-21	-12.1	-96.0	13-14	-5.4	2.2	-57.4	Сульфатный			
17-22	-12.4	-98.0	16-4	-0.7	5.1	-43.4	16-07	-2.3	4.8	-45.4
17-28	-11.8	-99.0	16-9	0.5	5.0	-38.4	16-14	-4.8	2.8	-57.6
17-30	-11.3	-91.0	16-10	-0.2	5.0	-50.1	Среднее	0.3	3.8	-33.1
Среднее	-12.1	-93.2	Среднее	-1.4	4.4	-47.3				
Атмосферные осадки			Хлоридный							
ОС-15-1	-11.1	-78.6	13-7	-5.2	1.3	-48.8	13-10	-1.6	2.8	-32.4
ОС-13-4	-12.1	-89.8	13-9	-4.7	1.6	-47.7	13-11	-4.4	1.7	-53.6
ОС-17-1	-10.0	-73.0	14-6	-3.0	2.6	-41.6	14-07	-0.5	2.7	-23.4
ОС-17-2	-18.9	-136.0					Среднее	-2.7	2.1	-41.3

7.1. Изотопный состав вод района исследований

Анализ полученного материала показал, что наиболее тяжелая дождевая вода приходится на самую южную точку района исследований (п. Соловьевск), а легкая (снег) на западную часть района исследований – на территорию водосбора оз. Доронинского. Соотношение концентраций дейтерия и кислорода-18 атмосферных осадков региона, рассчитанных относительно стандарта океанической воды (SMOW), подчинено линейной зависимости, которая описывается уравнением: $\delta D = 7.49\delta^{18}O + 1.8$ (‰).

Изотопный состав грунтовых вод варьирует от -14.4 до -11.1 по кислороду и от -104.6 до -85 ‰ по дейтерию. Облегченный состав имели грунтовые воды, отобранные на анализ из скважины, расположенной на территории водосбора оз. Байн-Цаган (водосбор р. Онон), а наиболее тяжелый – из скважины на юго-западном берегу оз. Зун-Торей (Улдза-Торейская равнина). Среднее значение изотопного состава грунтовых вод составляет -12.1 для $\delta^{18}O$ и -93.2 ‰ для δD. Для большинства точек, относящихся к грунтовым водам, характерен правосторонний сдвиг по отношению к линии метеорных вод (разница до 1.4 ‰) (рис. 7.1). При этом значение кислородного сдвига имеет как положительное, так и отрицательное значение. Очевидно, что кислородный сдвиг обусловлен изотопным обменом воды с вмещающими породами и ее фракционированием в результате образования вторичных минералов, с которыми подземные воды равновесны. Левосторонний сдвиг отмечен в углекислом источнике, расположенном на территории водосбора оз. Зун-Торей. В данном случае обеднение воды тяжелым кислородом объясняют обменом с CO_2 (Ферронский и др., 1975).

Широкое варьирование химического состава и минерализации озерных вод предполагает существенные вариации их изотопного состава. Диапазон варьирования изотопных данных по содержаниям кислорода и дейтерия укладывается в рамки существующего ряда, определенного для континентальных бассейнов (Craig, 1961).

Наиболее легкий состав по обоим изотопам воды установлен в наиболее крупном содовом I подтипа оз. Зун-Торей (δD -66.3, $\delta^{18}O$ -6.6 ‰), самыми тяжелыми были воды по кислороду из той же подгруппы близкого по минерализации оз. Уту-Нуур ($\delta^{18}O$ 2.1 ‰). Максимальное содержание дейтерия определено в наиболее соленом хлоридном оз. Горбунка (δD -23.4 ‰). По средним оценкам относительно низкие содержания кислорода-18 приходятся на содовые озера, а внутри этого типа на II подтип. Дейтерий в больших масштабах накапливается в хлоридных озерах.

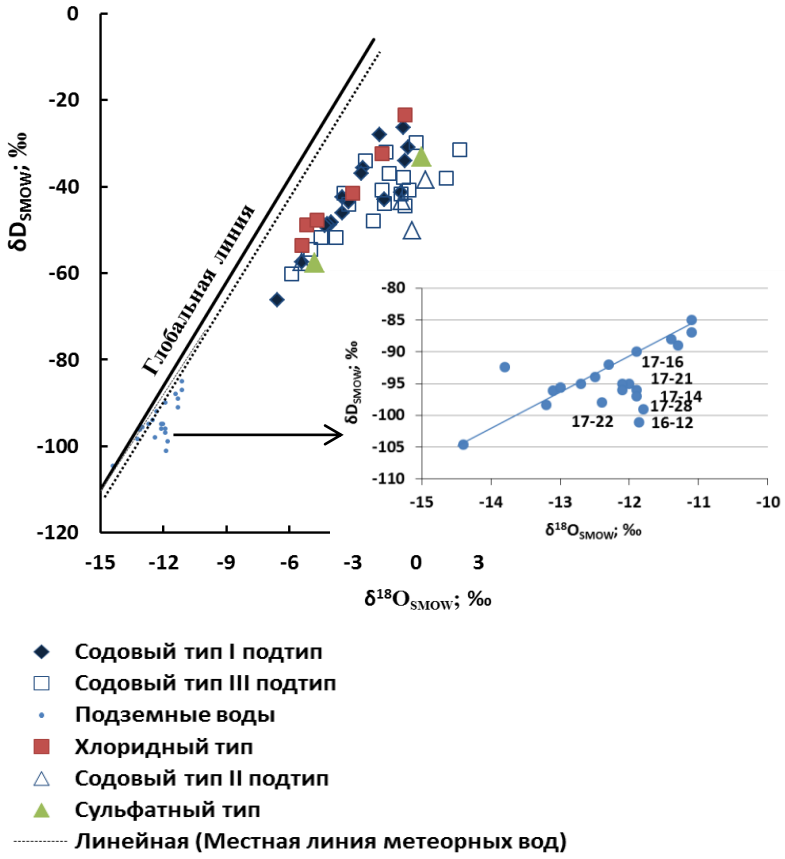


Рис. 7.1. Распределение содержаний δD и ^{18}O в подземных водах и озерах по выделенным типам (коэффициенты аппроксимации для всех типов вод R^2>0.9).

В поверхностных водоемах в результате процессов испарения содержания D и ^{18}O всегда превышают их концентрации в атмосферных осадках. Считается, что угловой коэффициент зависимости δD и $\delta^{18}O$ в водах, подвергшихся испарению, уменьшается до величины меньшей по сравнению с угловым коэффициентом локальной линии регрессии изотопного состава атмосферных осадков. В сравнении с подземными водами озера в большей степени подвергнуты

испарительному процессу, т.к. соответствующие точки (соотношений тяжелых изотопов озерных вод) расположены существенно правее линии метеорных вод.

Согласно графикам, отражающим распределение значений соотношений обоих изотопов озерной воды в зависимости от ее минерализации, видно, что в большинстве случаев менее минерализованные содовые озера и более соленые хлоридные имеют близкие величины соотношений изотопов (рис. 7.2).

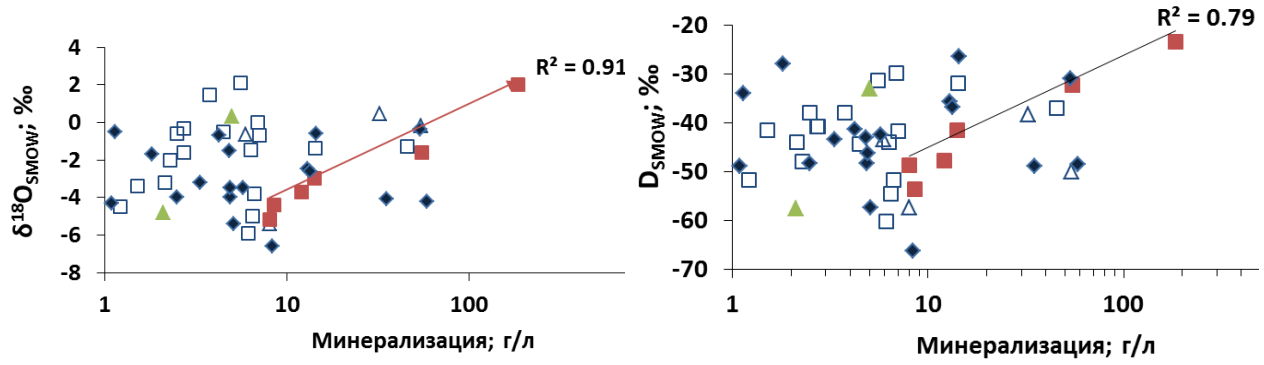


Рис. 7.2. Распределение значений степени испарения и содержания $\delta^{18}O$ и δD в выделенных типах и подтипах озер (условные обозначения см. рис. 7.1).

Проведенные многочисленные исследования показывают, что в природных условиях изотопный состав эвапоритовых бассейнов может колебаться в значительных пределах в зависимости от степени испарения их вод (Sofer, Gat. 1975; Гуцало, 1980). В рассматриваемом случае согласованность в распределении значений соотношений тяжелых изотопов воды и степени ее испарения имеет место для хлоридных и сульфатных озер и отсутствует для содовых (рис. 7.3), а это значит, что изотопный состав первых формируется преимущественно за счет испарительного концентрирования вод, а для вторых он более сложный.

Считается, что обогащение вод дейтерием поверхностных вод в большей степени обязано испарению, отсюда, приняв фактическое его значение соотношения в озерной воде, мы рассчитали по приведенному выше уравнению метеорных вод соответствующую величину, которая должна быть при испарении воды для кислорода-18. Величина изотопного сдвига была вычислена по разности между измеренными и рассчитанными значениями. При этом положительные числа указывают на обогащение воды тяжелым изотопом кислорода.

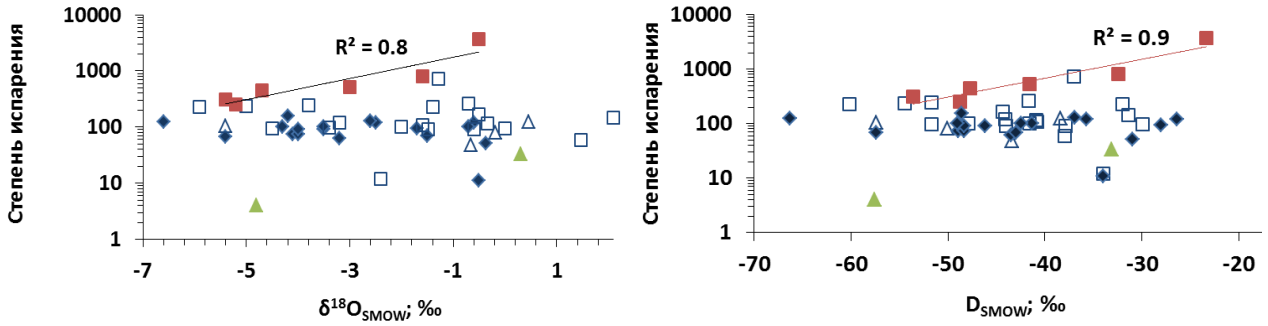


Рис.7.3. Распределение значений степени испарения и содержания $\delta^{18}O$ и δD в выделенных типах и подтипах озер (условные обозначения см. рис. 7.1).

Расчеты показали, что в среднем величина кислородного сдвига максимальна для содовых озер и минимальна для хлоридных. Причем относительно высокие его значения приходятся на озера с pH>9.5. Более того, в содовых озерах имеет место линейная зависимость между значениями кислородного сдвига и pH с величиной достоверной аппроксимации 0.62 (коэффициент корреляции равен 0.8), что косвенно указывает на возможность фракционирования кислорода воды в результате реакций гидролиза алюмосиликатов вмещающих пород, одним из продуктов которых является гидроксид-ион (Шварцев, 1998).

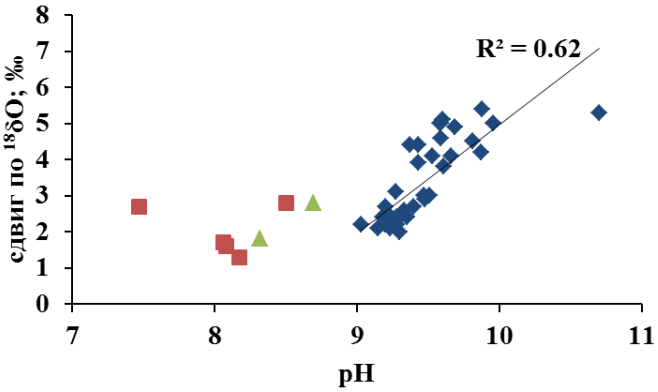


Рис.7.4 Связь значений pH с величиной кислородного сдвига.

Известно, что при растворении первичных минералов и образовании вторичных происходит фракционирование изотопов кислорода воды, участвующей в этих реакциях. Если растворяемые водой первичные породы имеют $\delta^{18}O$ 7–10 ‰, то образуемые ими аутигенные алюмосиликаты имеют уже более высокие значения (15–20 ‰) (Northrop, Clayton, 1966, Savin, Epstein, 1970,

Ферронский, Поляков, 2009). Поэтому при реакциях гидролиза отмечается обогащение изотопом ^{18}O не только вторичных минералов, но и воды.

На возможность разделения изотопов в результате взаимодействия воды с горной породой для содовых озер указывает утяжеление воды и по водороду (табл. 6.1) за счет перехода H^+ во вторичные минералы как более легкого изотопа за счет изотопного кинетического эффекта. Поэтому при относительно невысокой степени испарения вод содовых озер отмечается обогащение ее не только ^{18}O, но и D.

В то же время формирование карбонатных минералов, в частности кальцита, магнезита, доломита и др., приводит к еще большему разделению изотопов. Как показали многочисленные определения $\delta^{18}O$ растворенных в озерной воде карбонатов (таблицы 6.1 и рис. 7.5), вода по кислороду по всем озерам примерно на 30 ‰ легче карбонатов. Очевидно, что при формировании HCO_3^- и CO_3^{2-} происходит фракционирование кислорода с переходом тяжелого изотопа в карбонатные ионы. Учитывая, что все озерные воды равновесны с карбонатными минералами, т.е. карбонатообразование протекает во всех типах озер, отсюда этот процесс в равной степени влияет на изотопный состав их вод.

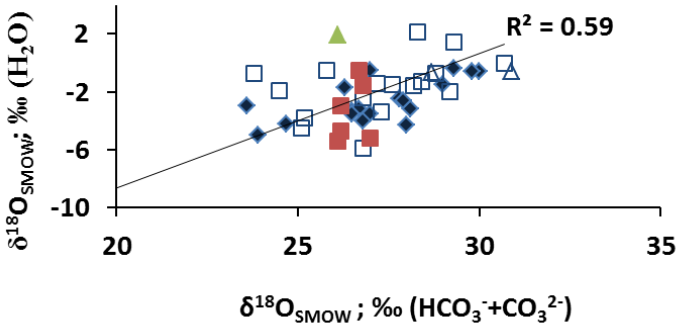


Рис. 7.5. Распределение $\delta^{18}O$ воды относительно $\delta^{18}O$ растворенных карбонатов.

Наиболее подробно был изучен изотопный состав воды оз. Доронинское по глубине и в разные сезоны года (табл. 7.2). Изотопные плотности воды в этом водоеме варьируют от -6.6 до -3.3 ‰ по кислороду-18 и от -64.6 до -45.8 ‰ по дейтерию. Если утяжеление изотопного состава в период открытой воды в поверхностном слое может объясняться испарением, а облегчение в зимний период – ледообразованием (Замана, 2009), то обогащение вод ^{18}O в придонном

слое воды стратифицированного по солености водоема косвенно указывает на обмен легкого изотопа воды на тяжелый изотоп подстилающих пород.

Таблица. 7.2. Гидроизотопные характеристики (‰) и минерализация вод (г/л) оз. Доронинского по глубине (м) и в разные сроки опробования

Шифр	Глубина	$\delta^{8}O_{SMOW}$	δD_{SMOW}	Минерализация
ДО-10-12-2-2	2	-5.5	-57.8	24.5
ДО-10-12-2-5	5	-3.3	-45.8	31.8
ДО-13-01 2-1	1	-4.9	-55.3	28.1
ДО-13-01-2-5	5	-4.8	-53.0	33.9
ДО-11-03-2-0	1	-6.6	-58.3	32.0
ДО-11-03-2-6	6	-4.1	-48.9	33.9
ДО-12-04-2-0	0	-6.0	-64.6	34.6
ДО-12-04-2-5	5	-5.3	-58.4	35.5
ДО-11-06-2-0	0	-5.5	-58.4	15.8
ДО-11-06-2-5	5	-4.4	-54.6	32.2
ДО-12-08-2-0	0	-4.6	-57.8	19.5
ДО-12-08-2-4	4	-4.4	-54.1	33.7

ДО-10-12-2-2 – ДО-оз. Доронинское, 10-2010 г., 12-декабрь, 2-центральная станция, 2-глубина отбора пробы воды.

В то же время синхронное изменение изотопной плотности водорода в придонном слое воды указывает на существование не только изотопного обмена кислорода с породой, но и фракционирования кислорода в процессе взаимодействия в системе «вода–горная порода». По данным (Matsuo et al., 1978) выпадение гейлюссита приводит к обогащению жидкой фазы дейтерием на 15 ‰. Наличие гейлюссита в донных отложениях содового оз. Доронинское (Юргенсон, Серебренникова, 2011) подтверждает возможность протекания такого процесса. Расчет равновесий показал, что исключительно содовые озера насыщены этим минералом. Существенное влияние на фракционирование водорода могут оказывать и бактериальные процессы путем избирательного поглощения микроорганизмами протия (Ферронский, Поляков, 2009).

Таким образом, по вариациям изотопных отношений воды все озера можно разделить на два типа, изотопный состав воды которых формируется преимущественно за счет испарения и за счет взаимодействия воды с горной породой.

ГЛАВА 8
ФОРМИРОВАНИЕ СОСТАВА СОЛЕНЫХ ОЗЕР

8.1. Основные факторы и процессы формирования озер

Анализ полученных данных показывает, что на относительно небольшой территории в близких климатических, ландшафтно-геоморфологических и геолого-геохимических условиях формируются различные геохимические типы озер: содовые, сульфатные и хлоридные и их многочисленные подтипы. По исторически устоявшимся представлениям формирование различных типов соленых озер объясняется испарительным концентрированием их вод (Курнаков, 1930, Валяшко, 1952, Посохов, 1946, 1955, 1969, 1975, 1981), в ходе которого происходит последовательное осаждение солей по мере насыщения ими озерных вод, сначала наименее растворимыми карбонатами кальция и магния, а затем сульфатов кальция, натрия и т.д., со сменой химического типа от карбонатного к сульфатному и далее к хлоридному. Такая последовательная смена химического типа озер по терминологии акад. Н.С. Курнакова со времени его работ на озерах Крыма в начале 20-го столетия получила название «прямой метаморфизации». Однако, как показали многочисленные исследования, выпариванием воды (пресной, соленой, морской и т.д.) не удается получить содовые воды (Жеребцова, Волкова, 1966; Harvie et al., 1980; McCaffrey et al.,1987; Warren, 1989).

Иную последовательность эволюции выстраивает О.А. Склярова с соавторами на примере минеральных озер Приольхонья (Склярова и др, 2002). Она отличается от представленных выше схем и происходит в виде двух альтернативных последовательностей:

(HCO_3)–(Ca, Mg, Na) → (HCO_3)–(Mg, Na) → (HCO_3)–(Na);

(HCO_3, SO_4)–(Ca, Mg, Na) → (HCO_3, SO_4)–(Mg, Na) → (SO_4, HCO_3)–(Mg, Na) → (SO_4, Cl)–(Mg, Na) → (Cl)–(Na).

Согласно этим двум схемам гидрокарбонатные воды при испарении преобразуются по содовому типу, гидрокарбонатно-сульфатные – по галитному типу.

Фактическое распределение химических компонентов в водах изученных озер Восточного Забайкалья отличается от указанных схем метаморфизации (глава 2). Только в наименее минерализованных озерах при солености до 2 г/л анионный состав воды был собственно гидрокарбонатным, в остальных преобладающим или вторым по значимости является ион хлора. По ряду озер хлор стал основным анионом уже на ранних этапах концентрирования воды. При этом концентрации сульфат-ионов по большинству озер существенно ниже, чем должно быть при испарении.

Если исходить из соотношения основных анионов в подземных водах зоны континентального засоления, обеспечивающих основную долю солевого питания озер, то после выпадения карбонатов преобладающим анионом должен быть хлорид, эквивалентные концентрации которого в среднем выше, чем сульфата – по С.Л. Шварцеву (Шварцев, 1998) соответственно 7.27 и 6.33 мг-экв. Следовательно, до стадии выпадения образуемых этими анионами солей накопление их должно происходить, по крайней мере, в одинаковой пропорции, и хлорид, даже при более низких весовых содержаниях, в эквивалентном отношении будет доминировать, т.е. Cl^- будет определяющим в наименовании химического типа воды. Очевидно, что формирование сульфатных вод в таком случае возможно при наличии особых условий – существовании дополнительных источников поступления в озера сульфатов (Дзюба и др., 1997).

Еще одну схему эволюции вод предложили американские ученые Л.А. Харди и Х.П. Эгстер (Hardie, L.A., Eugster, 1970). Она определяется исходным составом подземных вод, участвующих в солевом питании озер и протекает по двум направлениям: кальциевому (хлоридному) нейтральному пути, при котором pH испаряющейся озерной воды остаётся на уровне подземных вод (7-8), и содовому, при котором pH растет до 11. При этом для образования определенного типа озер должно соблюдаться неравенство:

$2m_{Ca}/m_{HCO3}+2m_{CO3}>1$ для хлоридных,

$2m_{Ca}/m_{HCO3}+2m_{CO3}<1$ для содовых.

Как показали многочисленные исследования, независимо от типа вод по мере взаимодействия их с вмещающей породой насыщение озерной воды кальцитом приведет к снижению содержания Ca в растворе, поэтому его концентрации будут относительно низкими во всех типах вод.

Среди изученных нами подземных вод широким распространением пользуются воды с повышенной соленостью и pH, с увеличенным содержанием в них Na^+ и CO_3^{2-} и HCO_3^-, т.е. содовые воды. Наиболее детально механизмы формирования содовых подземных вод рассмотрены (Шварцев 1991, 1998, 2007 и др.). Автором показано, что сода образуется повсеместно на определенной стадии взаимодействия воды с алюмосиликатами, которая наступает с момента достижения равновесия воды с кальцитом и наступает всегда, если вода не покидает горную породу раньше, чем наступит стадия содового взаимодействия. Наиболее благоприятная обстановка для формирования содовых вод складывается в лесостепных и степных ландшафтах, в которых доминирует подземный сток 0.1–0.3 л/с км^2. В этом случае время взаимодействия воды с горными породами достаточно для насыщения раствора кальцитом и, соответственно, образования соды. Такие условия характерны для рассматриваемого региона (глава 1), тем не менее, формируются разные типы озер, а не только содовые.

Формирование химического состава озер принципиально не отличается от процессов, протекающих на их водосборах, за исключением того, что масштаб испарения для озер больше, отсюда выше соленость. Подтверждением этому является также относительно высокие значения соотношений кислорода-18 и дейтерия, концентраций многих микро- и макрокомпонентов и др.

Анализ расчетного значения степени испарения вод относительно содержаний хлора в грунтовых водах одного с озерами бассейна показал (глава 3), что все озера подвергнуты испарению, но масштаб для каждого озера отличен. Отсюда разное содержание растворенного в водах NaCl, максимальное количество которого приходится на хлоридные озера (табл. 8.1). В разных долях присутствуют растворенные сульфатные соли и сода. Наибольшие их доли

приходятся на сульфатные и содовые озера соответственно. При этом максимальный масштаб накопления соды отмечается в менее минерализованных озерах, в меньшей степени подверженных испарительному процессу.

Таблица 8. 1. Содержание растворенных солей в разных типах озер (%)

Соли	Геохимические типы озер								
	Содовый			Сульфатный			Хлоридный		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Na_2CO_3	35.7	54.9	13.5	20.0	10.0	18.1	3.9	8.1	2.7
NaCl	43.0	33.8	60.3	19.9	33.0	18.3	81.2	78.9	86.1
(Na, Ca, Mg) SO_4	21.3	11.3	26.2	60.1	57.0	63.6	15.0	13.0	11.2

1- При средней, 2 – минимальной, 3 – максимальной солености озер.

Согласно (Шварцев и др., 2014) формирование содовых озер становится возможным, если испарение незначительное или компенсируется притоком в озеро дополнительных объемов поверхностных или подземных вод.

Рассчитать водные балансы всех озер не представляется возможным, это работа требует специальных исследований. Как показали балансовые расчеты десяти исследованных озер, величина испарения из-за большего объема поступающей воды с водосборных площадей в содовые озера меньше, т.е. расходная часть воды озера выше, чем приходная. Но в содовых озерах (Доронинское, Бальзой, Зун-Торей, Байн-Цаган, Баян-Булак, Ножий) эта разница меньше: отношение приходной части к расходной равно 0.60-0.99, а в хлоридных озерах (Горбунка, Хилганта, Бильчир-Нуур, Дабаса-Нор) оно составляет 0.48-0.52.

Если сравнить площади водосборов содовых и хлоридных озер к их площадям акваторий, то соотношение для содовых озер в среднем выше (25), чем хлоридных (8.8), что чаще связано с большей площадью водосбора для первых. Содовые озера, как правило, глубже и имеют больший объем озерной воды, отсюда в водном балансе доля испарения у них ниже.

В качестве доказательства меньшего влияния испарения на гидрологический режим содовых озер, чем хлоридных, сравнительному анализу были подвергнуты 17 водоемов, из которых – с площадью от 4 до 300 м^2 Зун-

Торей, Хара-Нуур и Цаган-Нур; менее 4 м^2 Ганга-Нур, Борзинское, Шварцивское, Доронинское и Шихалин-Нуур; менее 1 м^2 Хараганаш, Барун-Шивертуй, Бильчир-Нуур, Бабье, Куджертай, Большая Булугунда, Хилганта, Горбунка, Цаган-Тором.

За начальную точку отсчета изменения площадей акваторий принят 1989 г., который характеризует гидрологический режим озер в фазу нарастания увлажненности. Начало ее приходится на 1982 г. Данные за 1999-2016 г. относятся к фазе аридизации климатических условий. (Обязов, 2002). По нашим данным за это время произошло резкое усиление засушливости, которое привело к высыханию по состоянию уже на 2016 г. не менее трети от общего числа озер.

Анализ космических снимков (аппарат Landsat TM, ETM+ и OLI) показал, что за рассматриваемый период существенно изменились преимущественно площади зеркал малых водоемов, в числе которых в основном озера хлоридного и сульфатного типов (за исключением оз. Кука-Азырга), которые полностью высохли к 2016 г. (рис. 8.1).

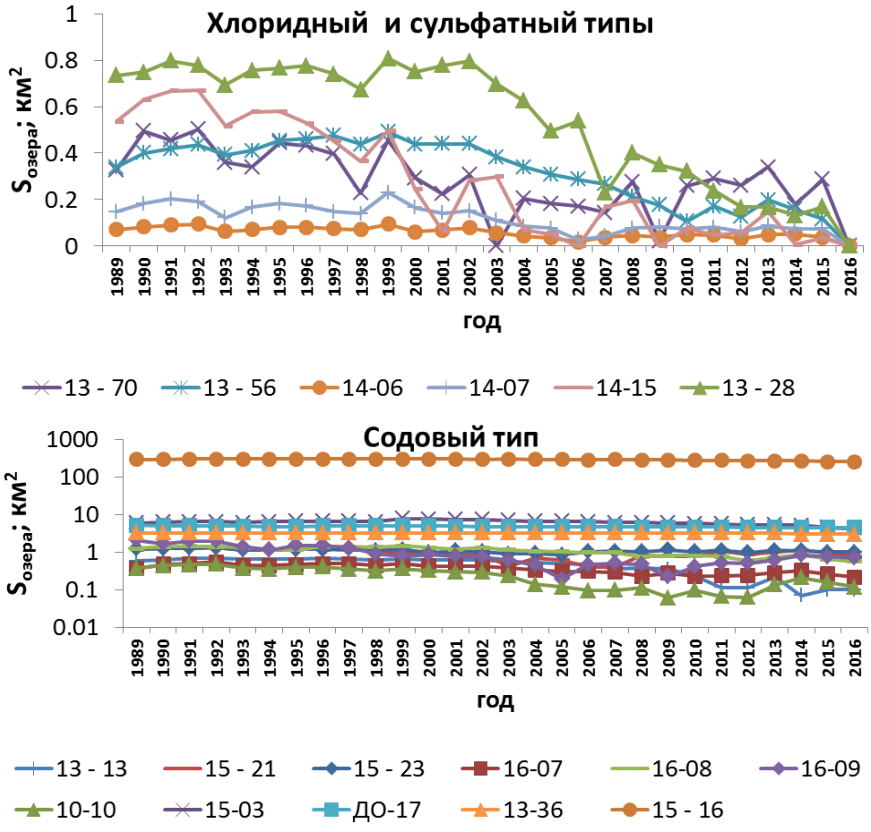


Рис. 8.1. Изменение площадей водных зеркал соленых озер Восточного Забайкалья по выделенным типам за период 1989-2016 г.

Согласно геоморфологии района наиболее крупные содовые озера локализованы в центральных частях депрессий или в пределах их бортов. Они чаще занимают более низкие абсолютные отметки. Так, абсолютные отметки уровней воды содовых озер (для бассейнов р. Онон и внутреннего стока) колеблются от 629 до 657м, а хлоридных – от 661 до 691 м. Это значит, что содовые озера расположены в зоне более интенсивного подземного питания и непосредственно связаны с грунтовыми и трещинно-пластовыми водами осадочных отложений, а в отдельных случаях трещинно-жильными водами разломов (Цыганок, Еникеев, 1969), поэтому они имеют достаточно стабильный режим.

Как видно из приведенных выше графиков, в меньшей степени изменения коснулись крупных содовых озер, отнесенных ранее нами к I подтипу оз. Зун-Торей, Цаган-Нур, Доронинское, Баин-Цаган, к III подтипу Хара-Нуур.

Наши многолетние наблюдения за гидрохимическим режимом соленых озер показывают, что во влажные периоды происходит разбавление воды, а в засушливые, напротив, ее концентрирование (Замана, Борзенко, 2010). В настоящую фазу аридизации климатических условий изменились не только морфометрические характеристики озер, но и существенно выросла соленость вод в сохранившихся озерах.

В качестве примера различных масштабов влияния морфометрических характеристик на соленость озер выбраны результаты гидрохимических исследований на озерах Онон-Борзинской группы, выполненных с разрывом более чем в 20 лет в разные фазы климатического увлажнения территории. В таблицу 8.2 включены озера, по которым имеются данные за разные сроки опробования.

Соленость воды в рассматриваемых озерах в первый срок варьировала в пределах 1.76-14.4 г/л и была существенно ниже, чем во второй – 2.17-42.4 г/л (по данным табл. 8.2). Сравнение результатов за разные периоды показало, что минерализация воды в хлоридных озерах может повышаться за короткий отрезок времени в несколько раз в зависимости от исходной ее величины и объема воды в конкретном водоеме. По средним оценкам соленость содовых озер более чем за 20 лет выросла всего в 2.5 раза, а хлоридных за 1-4 года изменилась в 7 раз.

Таблица 8.2. Химический состав озерных вод по данным исследований в 1987 и 2000-е годы (мг/л)

Nп/п	Озера	Дата отбора проб	pH	$CO_3^{2-}+HCO_3^-$	SO_4^{2-}	Cl^-	F^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	M
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Содовый тип												
1	Барон-Добор	12.07.87	9.60	702.4	80.0	467.4	12.6	45.8	41.4	478	19.0	1847
		09.08.06	9.65	5172	5172	2592	8.0	7.9	189.4	3660	103.0	16904
2	Засулан	12.07.87	9.13	2510	1530	4463	11.5	12.3	54.6	4427	69.0	13077
		11.08.06	9.62	7446	6200	13845	2.6	5.0	47.5	14491	314.5	42352
4	Дарбон-Торм	12.07.87	9.27	2127	750.0	3385	33.4	4.8	22.7	3292	99.0	9714
		09.08.06	9.54	4623	4623	3722	8.1	4.4	180.0	4169	90.0	17420
5	Барун-Торей	13.07.87	9.14	819.8	159.0	294.9	4.2	26.1	29.4	486	15.0	1834
		09.08.06	9.40	2989	2989	972.3	8.8	1.0	78.7	2150	28.7	9218
6	Нарым-Булак	13.07.87	9.03	657.7	252.0	2816	3.6	13.3	31.4	2113	16.9	5904
		15.08.13	9.11	3679	130.9	2488	11.1	9.2	64.8	2853	145.4	9381
7	Зун-Торей	14.07.87	9.70	3179	1185	2136	9.7	1.2	47.9	3056	27.8	9643
		15.08.15	9.60	4587	1806	2412	14.7	11.3	40.6	4425.0	81.9	13379
8	Балыктуй	20.08.87	9.07	1090	61.5	316.8	5.0	16.9	46.9	524	32.5	2094
		01.09.15	9.33	1734	145.6	447.4	7.7	11.4	31.8	924	16.0	3318
9	Хадатуй	20.08.87	9.45	2795	262.0	2128	19.0	7.7	83.3	2393	40.2	7728
		01.09.15	9.53	1818	665.4	2925	25.0	1.0	7.2	2840	83.4	8365
10	Байм-Булак	21.08.87	9.00	453.0	44.0	346.5	4.8	14.3	78.1	395	20.7	1356
		01.09.15	9.15	902.0	102.3	431.7	4.4	5.6	129	596	3.0	2174
11	Гашкой	11.08.87	9.13	3196	600.0	4704	8.3	3.1	132.8	4624	88.9	13357
		17.08.13	9.38	5145	1650	6103	13.1	2.5	127.3	6386	114.0	19541
12	Баин-Цаган	17.08.87	9.34	1715	183.3	939.1	6.6	14.0	43.9	1276	56.1	4234
		03.09.15	9.44	2146	147.8	1023.0	7.6	11.8	25.8	1472	23.3	4857
13	Ганга-Нор	14.08.13	9.37	767.0	676.5	1415	6.0	7.7	14.1	1489	10.5	4386
		04.09.14	9.71	1236	1416	1651	13.8	39.8	25.5	2100	4.7	6487
14	Харанор	13.08.87	9.40	1180	720.0	790.0	5.5	19.3	55.0	1176	9.9	3956
		06.09.15	9.37	1679	887.2	1216	5.7	18.8	36.0	1765	4.4	5612
15	Хараганаш	14.08.87	9.16	1547	1647	314.8	4.5	14.8	245.8	657	120.0	4551
		15.08.13	9.83	2192	1680.0	886.3	3.4	3.1	54.4	1496	306.3	6622

Продолжение таблицы 8.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Хлоридный тип												
16	Укшинда	12.08.09	8.90	1661	166.0	1030	9.5	9.7	94.9	1168	43.6	4183
		06.09.15	8.94	2468	299.1	1514	12.8	6.2	41.8	1945	21.4	6308
17	Горбунка	13.08.13	8.08	109.0	2100	12053	0.7	59.1	468	7830	103	22723
		20.08.14	7.47	177.8	13680	101088	0.4	160	3795	65000	237	184650
18	Дабаса-Нор	13.08.09	8.51	395.8	1710	3727	1.0	58.7	1279	2943	261.0	86193
		18.08.13	7.45	204.0	7500	26580	0.3	129.0	607.6	19475	177.2	54673
19	Бабье	13.08.09	8.88	598.8	1700	4153	4.4	93.1	1452	3184	215.3	1104
		18.08.13	8.70	377.0	1013	2836	2.6	22.6	104.3	2229	17.4	6602

М – минерализация.

Изменение химического состава вод при увеличении солености также различно. В случаях хлоридных озер происходит закономерный рост преимущественно относительного содержания хлоридов, а в содовых озерах карбонатные компоненты накапливаются более интенсивно.

Детальное изучение содового оз. Доронинское показало, что химический состав вод этого водоема существенно отличается от среднего состава вод[6], участвующих в его солевом питании (табл. 8.2 и приложение 1 (пробы 12-14 – 12-35).

Анализ поведения основных макрокомпонентов показал, что Cl и Na наиболее полно отражают процесс испарительной концентрации раствора, об этом свидетельствую близкие отношения Na/Cl (2.7 и 2.2) в озерных и водах, участвующих в его солевом питании. Превышение этого отношения в озерной воде указывает на дополнительный источник натрия с ростом минерализации воды. Карбонаты накапливаются в озере в меньших масштабах, чем хлор и натрий – соотношения $(HCO_3 + CO_3)/Cl$ и $(HCO_3 + CO_3)/Na$ в озерной воде 2.7 и 1.3, в исходном растворе 24 и 11, но при этом сохраняют за собой доминирующее положение. Наиболее резкие изменения отмечаются в соотношениях Ca^{2+} и Na^{+}. Если в водах, питающих озеро, превалировал кальций, и это видно из отношения Na/Ca (0.6), то в озерной воде ситуация меняется уже в сторону существенного превалирования натрия (1400). Похожая ситуация, но с другими отношениями (0.5 и 35 соответственно), отмечается между Cl^{-} и SO_4^{2-}.

Для объяснения причин диспропорций по программе HG были выполнены термодинамические расчеты изменения состава вод при испарении воды с учетом образования вторичных минеральных фаз. Для этого был взят средний химический состав вод, участвующих в солевом питании озера (табл. 8.2). В качестве показателя степени испарения использовался Cl.

---

[6] Соотношения количеств солевых компонентов, поступающих в озеро, определялось исходя из минерализации и химического состава питающих вод и долей последних в водном питании озера (табл. 3.1).

Таблица 8.2. Средний химический состав вод (мг/л), минерализация М (г/л), степень испарения и равновесные минералы

Показатели	pH	$CO_3^{2-} + HCO_3^-$	SO_4^{2-}	Cl^-	F	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	M
1	9.88	12952	133.4	4015	11.4	7.37	35.8	11809	127	28.2
2	6.90	19.6	1.55	0.81	0.02	3.15	1.67	1.83	0.25	0.029
3	5.6	16.6	1.2	2.4	0.05	2.1	1.2	3.3	1	0.03
4	7.62	418	36.3	12.5	0.2	74.1	41.3	20	4.2	0.61
5	6.45	9056	5417	4000	0.73	3E-5	0.60	10628	11	29.1
Равновесные минералы: кальцит; доломит; магнезит; гидромагнезит; гипс; флюорит; альбит; анальцим; мусковит; иллит; монтмориллонит.										

Примечание. Показатели: 1 – средний состав воды оз. Доронинское; 2 – расчетный состав; 3 – атмосферные осадки; 4 – руч. Калитиха; 5– остаточный модельный раствор.

Результаты термодинамического расчета показали, что весь хлор является результатом испарительной концентрации. Натрий тоже концентрируется в растворе, но в больших масштабах, чем хлор. Причины низких концентраций кальция и магния вытекают из расчета, где они связываются в основном карбонатными минералами и глинами. Что касается расчетного содержания сульфата, то оно выше, а суммы гидрокарбоната и карбоната – ниже, чем в воде озера. Существенно отличаются значения pH в модельного раствора и озерной воды.

Накопление карбонатов в озерах возможно за счет исходной концентрации в питающих водах при соблюдении неравенства $rHCO_3^- + rCO_3^{2-} > rCa^{2+} + rMg^{2+}$ (“r” обозначает эквивалентную форму концентрации). В рассматриваемом случае сумма карбонатных компонентов была немногим выше, чем суммы кальция с магнием, этим и объясняются высокие содержания карбонатов остаточного раствора. Однако фактическое их содержание выше, чем в результатах расчетов, что указывает на существование дополнительного источника карбонатов в озере, в качестве которого выступают многочисленные реакции разложения воды в результате взаимодействия ее с алюмосиликатными минералами донных отложений и деструкции органического вещества, в том числе сульфатредукции, активно протекающей как в донных отложениях, так и в водной толще озера (глава 5). Влияние этих процессов подтверждается изотопными характеристиками воды и углерода-13 растворенных карбонатов, присутствием восстановленных

форм серы и изотопным составом серы-34 сульфатов и сероводорода в рассмотренных выше главах. Последним процессом объясняются и существенные различия расчетных и фактических содержаний сульфатов. Очевидно, что избыточное количество Na поступает в озеро за счет растворения пород донных отложений.

По аналогии рассмотрим возможность формирования за счет испарения содового оз. Зун-Торей. Для этого также установим среднее содержание основных компонентов в грунтовых водах, отобранных на анализ из водопунктов на территории его водосбора (шифры проб: 17-01, 17-02, 17-04 – 17-06, 17-08 – 17-12, 17- 14, 17-16, 17-21, 17-22, 17-24 – 17-25, приложение 1), и атмосферных осадков с выделением долей каждого составляющего в солевом балансе (согласно данным табл. 3.1). Результаты расчетов представлены в таблице 8.3.

Таблица 8.3. Средний химический состав вод (мг/л), минерализация М (г/л) и равновесные минералы

Показатели	pH	$CO_3^{2-} + HCO_3^-$	SO_4^{2-}	Cl^-	F	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	M
1	9.6	2700	1038	1493	10.8	45.2	54.3	2398	21.5	7.72
2	7.1	257.0	62.5	46.3	1.2	23.0	35.4	68.3	4.4	0.50
3	5.7	15.6	2.2	2.4	0.05	2.2	1.1	3.5	0.9	0.03
4	6.1	1941	1906	1488	0.3	9.91	485	1876	96.6	7.80
Равновесные минералы: кальцит; доломит; магнезит; гидромагнезит; гипс; флюорит; альбит; анальцим; мусковит; иллит; монтмориллонит.										

Примечание. Показатели: 1 – средний состав воды оз. Зун-Торей; 2 – расчетный состав; 3 – атмосферные осадки; 4– остаточный модельный раствор.

Анализ химического состава грунтовых вод территории водосбора оз. Зун-Торей показал, что эти воды имеют повышенную минерализацию (0.55-3.22 среднее 1.17 г/л) и pH (8.01-9.02 среднее 8.57), с ростом значений которых происходит накопление SO_4 и Cl и смена химического типа с HCO_3–Na–Mg на SO_4–HCO_3–Cl–Na–Mg. При этом наиболее минерализованные воды отличаются повышенной концентрацией F (до 4.77 мг/л), а также некоторых микроэлементов: Fe (до 57.8, среднее 4.8 мг/л), Mn (до 2.3, среднее 0.5 мг/л), Sr (до 5.1, среднее 1.6 мг/л), Br (до 1.5, среднее 0.5 мг/л).

Сравнительный анализ показал, что значение соотношения Na/Cl в озерных водах оз. Зун-Торей немногим выше, чем в среднем составе вод его питающих (1.6 и 1.4 соответственно). Коэффициент отношения (HCO_3^- + CO_3^{2-})/Cl в первом случае равен 1.8 и 5.5 во втором. Изменения отмечаются и в соотношениях Ca^{2+} и Na^+ со значением Na/Ca=3 для питающих озеро вод и озерной воды – 53. Подобная ситуация, но с другими значениями (1.0 и 2.0 соответственно), имеет место между Cl^- и SO_4^{2-}. Очевидно, что и в этом случае испарительное концентрирование вод, участвующих в солевом питании озера, обеспечивает накопление исходных компонентов, но содержания большей части основных компонентов растут неравномерно.

Аналогичный прием был применен для хлоридного оз. Горбунка. Для расчетов солевого состава вод, участвующих в его питании, был взят химический состав подземных вод ближайшего водопункта, расположенного на его водосборной площади (проба 13-18, приложение 1) и состав атмосферных вод (табл. 8.4) с учетом их долей в солевом балансе. По химическому составу исходная подземная вода имела HCO_3–Ca–Mg–Na (по Щукареву), pH 7.55 и минерализацию 0.57 г/л.

Необходимо отметить, что по нашим наблюдениям за один год (с 2013 по 2014 гг.) площадь оз. Горбунка с 1.30 км^2 сократилась до размеров лужи (0.010 м^2) и из соленого (22.7 г/л) оно превратилось в рассольное (184.7 г/л). Выросли содержания всех основных ионов, за исключением гидрокарбонат- и карбонат-ионов, концентрации которых существенно уменьшились. Параллельно снизилось и pH воды (табл. 8.4).

Выполненный расчет показал, что при испарительном концентрировании изменение состава воды с учетом возможного образования вторичных минеральных фаз в целом соответствует направлению метаморфизации химического состава воды озера при ее испарении. При этом расчетные содержания основных ионов за исключением сульфатов и pH были ближе к фактическим количествам их в воде по двум срокам опробования озера (13-09 и 14-07), чем в случае с содовыми озерами Доронинское и Зун-Торей.

Таблица 8.4. Основные фактические и расчётные (Q_{13-09}, Q_{14-07}) параметры оз.Горбунка и подземной воды по мере испарения последней

Шифр пробы	pH	CO_3^{2-} + HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	M	Химическая формула
		мг/л							г/л	
13-09	8.18	109.0	2100	12053	59.1	468	7830	103	22.7	$\frac{Cl^-88.2\ SO_4^{2-}11.4}{Na + 88.4\ Mg2 + 11.4}$
14-07	7.50	689.3	13680	101088	160	3795	65000	237	184.7	$\frac{Cl^-90.6\ SO_4^{2-}9.1}{Na^+89.5\ Mg^{2+}10.0}$
1	6.7	18.0	4.0	2.0	4.4	1.2	2.3	0.5	0.03	$\frac{HCO_3^-73.8\ SO_4^{2-}22.5Cl^-\ 3.7}{Ca^{2+}48.9\ Mg^{2+}22.2Na^+22.2}$
2	7.10	10.5	1.3	2.3	4.8	2.5	1.3	0.1	0.02	$\frac{HCO_3^-62.0\ Cl^-\ 23.5\ SO_4^{2-}10}{Ca^{2+}47.3\ Mg^{2+}40.4Na^+11.2}$
Q_{13-09}	7.80	102.3	3976	12061	58.4	44.8	7804	132	24.2	$\frac{Cl^-91.0SO_4^{2-}5}{Na^+62.7\ Ca^{2+}24.7\ Mg^{2+}11.5}$
Q_{14-07}	5.32	263.3	14420	101000	172	3706	64800	174	185.0	$\frac{Cl^-90.6\ SO_4^{2-}9.3}{Na^+89.7\ Mg^{2+}10.2}$

M- минерализация воды. 1– атмосферные осадки; 2 – расчетный состав.

Согласно расчетам уже на ранних этапах концентрирования хлор был основным анионом вскоре после насыщения воды по карбонатам кальция на начальной стадии концентрирования природных вод. Вторыми по значимости были сульфаты. На первых стадиях испарения в составе равновесных фаз основными были монтмориллониты различного состава, кальцит, доломит, фторапатит. При минерализации более 20 г/л появился анальцим, мусковит, Mg-хлорит, свыше 40 г/л добавился гипс. Дальнейшее испарение вод до минерализации 185 г/л сохранило тот же набор вторичных минералов. Выросли содержания сульфатов, хлора и натрия, напротив, остальных макрокомпонентов и значение pH снизились. Очевидно, что процесс испарения в хлоридном озере в большей степени определяет поведение макрокомпонентов, чем в содовых озерах, но и в этом случае имеются отличия.

Аналогичный вывод можно сделать для таких подвижных микроэлементов как Br, Sr, Li и др., концентрации которых растут по мере испарения озерных вод с прямой зависимостью для хлоридных озер (рис. 8.2). Что касается Na, то в большинстве случаев его содержания выше, чем следовало бы ожидать при простом испарении воды (см. глава 3). Максимальная разница приходится на

менее минерализованные содовые озера, что указывает на наличие его дополнительного источника.

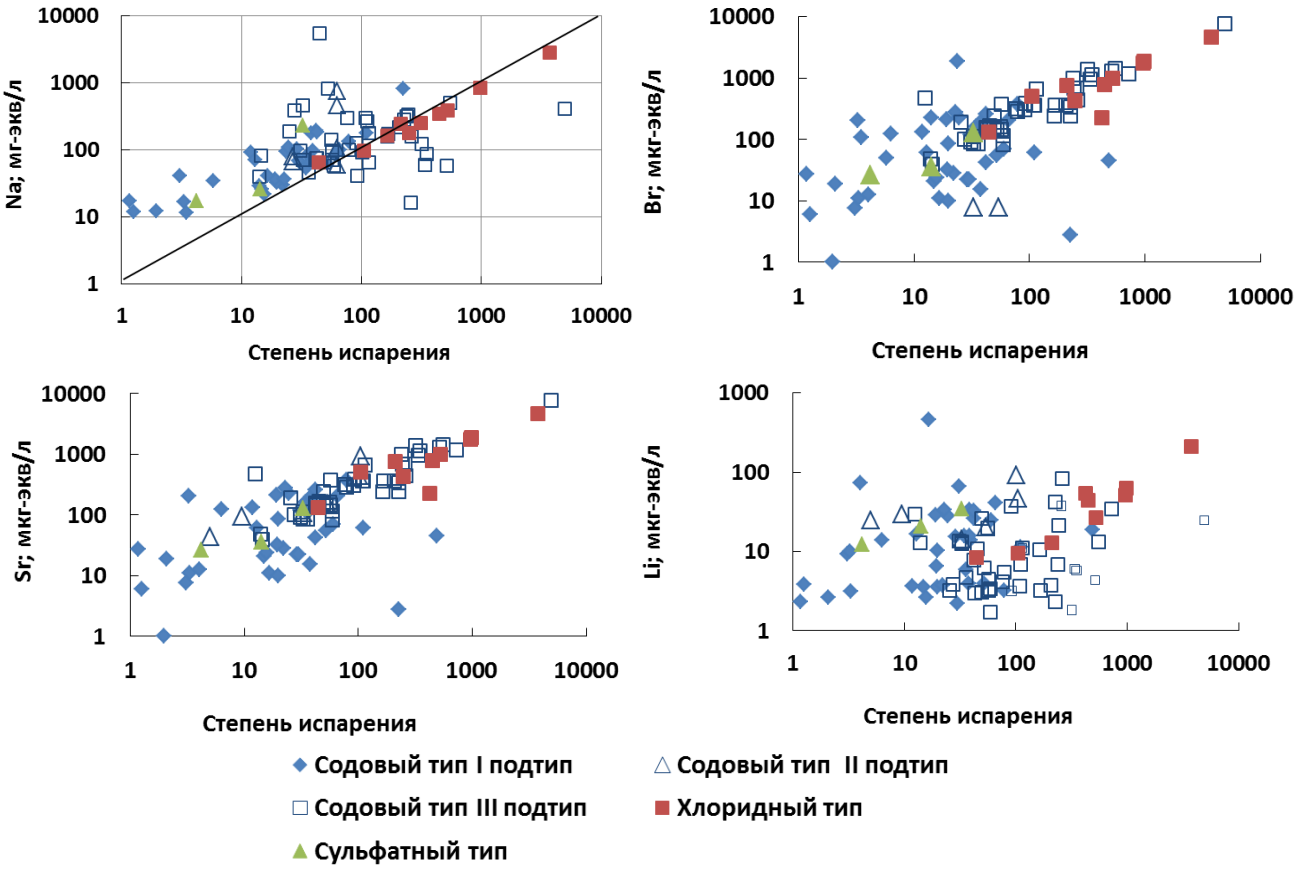


Рис. 8.2. Распределение содержаний натрия, брома, стронция, лития в зависимости от степени испарения вод по выделенным типам и подтипам озер.

В больших масштабах в содовых озерах по сравнению с хлоридными и сульфатными накапливаются также такие микроэлементы как U, V, Mo, Zr, РЗЭ и As. В самом соленом содовом оз. Борзинское отмечаются относительно высокие содержания As – 6 мг/л, U – 2.8 мг/л, в то же время, концентрация Li (173 мкг/л) лишь немногим превосходит среднее по всей выборке (123 мкг/л). Если сравнивать содержание урана и мышьяка в подземных водах, отобранных на анализ из самоизливающейся скважины на водосборной территории оз. Борзинское, то их концентрации равные 3.63 и 0.46 мкг/л соответственно, близки к среднему их содержанию в водах зоны гипергенеза (Шварцев, 1998).

Размах концентраций урана и мышьяка в содовых озерах свидетельствует об определяющей роли геохимических характеристик среды озер. Накопление урана на стадии содообразования подтверждается связью урана с натрием (глава 2), т.к. превалирование концентраций натрия по сравнению с остальными катионами (кальция, магния и калия) в водах начинается с момента осаждения карбонатных минералов (Шварцев, 2004).

Более того, содовые озера отличаются от хлоридных и сульфатных минеральным составом вторичных образований, а также более высоким содержанием тяжелых изотопов воды и углерода растворенных карбонатов. Все эти особенности невозможно объяснить исключительно испарительным концентрированием вод, но они объяснимы с позиции взаимодействия воды с алюмосиликатными минералами.

Таким образом, фактическое испарение озерных вод важный фактор их формирования, но далеко не единственный. Вторым важным фактором выступает процесс взаимодействия озерных вод с водовмещающими породами, который начинается еще на водосборной площади конкретного озера и продолжается непосредственно в озере, поскольку озерные воды независимо от их солености продолжают оставаться неравновесными ко многим минералам эндогенного генезиса.

Разберем подробно основные механизмы формирования различных типов озер.

8.2. Основные механизмы формирования соленых озер

Долгое время считалось, что любая природная вода приходит очень быстро в равновесие с алюмосиликатами, т.к. они отличаются относительно низкой растворимостью. Поэтому вторичные минералы наблюдаются в корах выветривания и др. средах, при этом их формирование объясняли твердофазными превращениями одного минерала в другой, катионным обменом, влиянием растворенных органических соединений на кинетику растворения алюмосиликатов, изменением pH и т.д. (Tyler et. all, 1985; Пиннекер, 1982). Но оказалось, что это не так. После появления книги «Растворы, минералы,

равновесия» американских ученых Р.М. Гаррелса, У.Л. Крайста на английском языке в 1965 г. и на русском в 1968 г. (Гаррелс, Крайст, 1968) картина постепенно стала меняться. Было установлено, что все природные воды не равновесны с теми или иными эндогенными минералами, которые они непрерывно растворяют, но равновесны ко многим вторичным минералам, которые они также непрерывно формируют.

Это происходит потому, что при растворении эндогенных алюмосиликатов образуются еще менее растворимые алюмосиликатные вторичные минералы (окислы и гидроксиды Fe, Al, глины, гидрослюды и т.д.), которые связывают своим составом многие ведущие химические элементы горных пород и тем самым выступают геохимическими барьерами на пути установления равновесия воды с эндогенными алюмосиликатами (Шварцев, 1998; Алексеев и др., 2007). Как известно, эндогенные алюмосиликаты растворяются по механизму гидролиза, общая реакция которых предложена У.Д. Келлером.

$$MeAlSiO_n + H_2O = Me^{n+} + OH^- + [Si(OH)_{0-4}] + [Al^o(OH)_6]]_n^{3-}, \quad (1)$$

где *n* относится к неопределенным атомным соотношениям, *o* и *t* – соответственно к октаэдрическим и тетраэдрическим координатам; Me – катионы металлов.

Как видно из реакции, в воде появляется OH^- в количествах эквивалентных положительно заряженным катионам (Me^{n+}), но в реальных природных условиях в воде всегда присутствует растворенный CO_2, который по реакции:

$$OH^- + CO_2 = HCO_3^- \text{ (Шварцев, 1978).} \quad (2)$$

образует ион HCO_3^-, что подтверждается конкретными данными составов подземных и озерных вод региона (приложение 1 и 3). В результате в системе имеет место два разнонаправленных процесса: по реакции 1 идет увеличение pH, а по реакции 2 его уменьшение. Если к этому прибавить, что при простом испарении в лабораторных условиях, т.е. когда отсутствует взаимодействие воды с горными породами, pH раствора уменьшается (McCaffrey et al., 1987), а окисление сульфидов имеет ту же направленность процесса, то становится понятным, почему зависимость значений pH озерных вод с их минерализацией носит сложный характер (рис. 8.3а), но растет с ростом суммы карбонатов (рис. 8.3б).

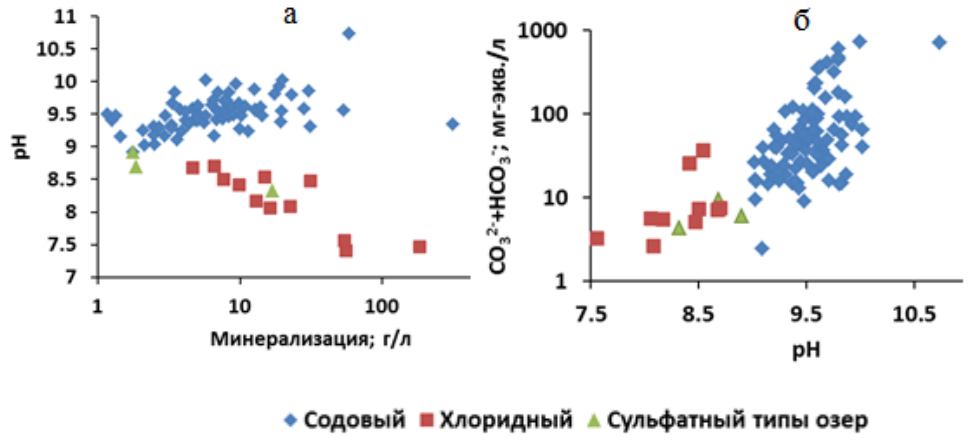


Рис. 8.3. Связь pH с а) минерализацией, б) суммой карбонатных ионов озерных вод исследуемого региона.

Образование вторичных минералов носит не хаотичный, а строго направленный характер, определяемый строгими законами термодинамики (Шварцев и др., 2007). Как видно из расчетов равновесий (глава 4), первым минералом, формирующимся в системе грунтовые воды–горная порода, является каолинит, образование которого протекает согласно следующей реакции:

$$2Al^{3+} + OH^- + 2H_4SiO_4 = Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 5H_2O.$$

Далее по мере взаимодействия образуется монтмориллонит:

$$0.167Ca^{2+} + 2.3Al^{3+} + 7.32OH^- + 3.67H_4SiO_4 = Ca_{0.167}Al_{2.33}O_{10}(OH)_2 + 10H_2O,$$

для образования этого минерала необходимы уже более высокие концентрации Si^{4+}, OH^- и Ca^{2+}. На следующем этапе формируются стронцианит, кальцит, магнезит, сидерит и доломит. Установление равновесия грунтовых вод с карбонатными и глинистыми минералами является существенным геохимическим барьером, который ограничивает концентрирование в них Ca, Mg, Fe, K, Sr, Al. Связывается и кремний, но поскольку в исходной растворяемой породе его содержание выше, чем во вторичных минералах, он продолжает накапливаться, параллельно концентрируются Na^+, OH^- и др. подвижные элементы.

В этих условиях вместо HCO_3–Ca формируются HCO_3–Na воды или содовые с несколько более высокой соленостью и значением pH. По мере продвижения подземных вод к местам разгрузки в сочетании с интенсивным

капиллярным испарением создаются дополнительные условия засоления вод, поэтому накапливаются Cl^- и SO_4^{2-}.

Попадая в озера, подземные воды оказываются в условиях, где степень испарения их возрастает, что сопровождается не только концентрированием в них анионов Cl и SO_4, но и всех других элементов, включая Na и многие микрокомпоненты. Наши исследования убедительно показывают, что в озерах идет не только испарение воды, но и продолжается взаимодействие с горными породами. Убедительным доказательством этого является рост в большинстве из них значений pH. Без взаимодействия с алюмосиликатами рост pH невозможен.
В нашем конкретном случае среда – это суммарный результат действия всех упомянутых выше факторов.

На рис. 8.4 показана зависимость степени насыщения озерных и подземных вод к некоторым минералам от значений pH водного раствора. Как видно из этого рисунка, с ростом pH природные воды постепенно насыщаются к большому количеству вторичных минералов, начиная с каолинита и заканчивая мирабилитом. При этом разные типы вод равновесны с разным набором вторичных минералов, что свидетельствует о разной степени интенсивности растворения вмещающих пород, поскольку геохимическая среда в каждом озере разная.

В целом с течением времени количество равновесных с водой минералов растет в соответствии с законами термодинамики в следующей последовательности: глины (каолинит, иллит, монтмориллонит); карбонаты (кальцит, доломит, магнезит, сидерит, и др.); слюды: (мусковит, биотит, флогопит и др.); гидротермальные минералы (флюорит, альбит, микроклин, пренит, анальцим, хлорит и др.), сульфаты (гипс, мирабилит), сода, хлориды.

Конечно, последовательность вторичного минералообразования в разных типах озер несколько меняется, и не во всех из них она достигает последних стадий. Например, к хлоридам равновесие не установлено ни в одном озере, к мирабилиту, гипсу, соде – только в одном, но разном. Но в целом направленность этого процесса сохраняется, и он служит важнейшим фактором, контролирующим способность химических элементов к концентрированию.

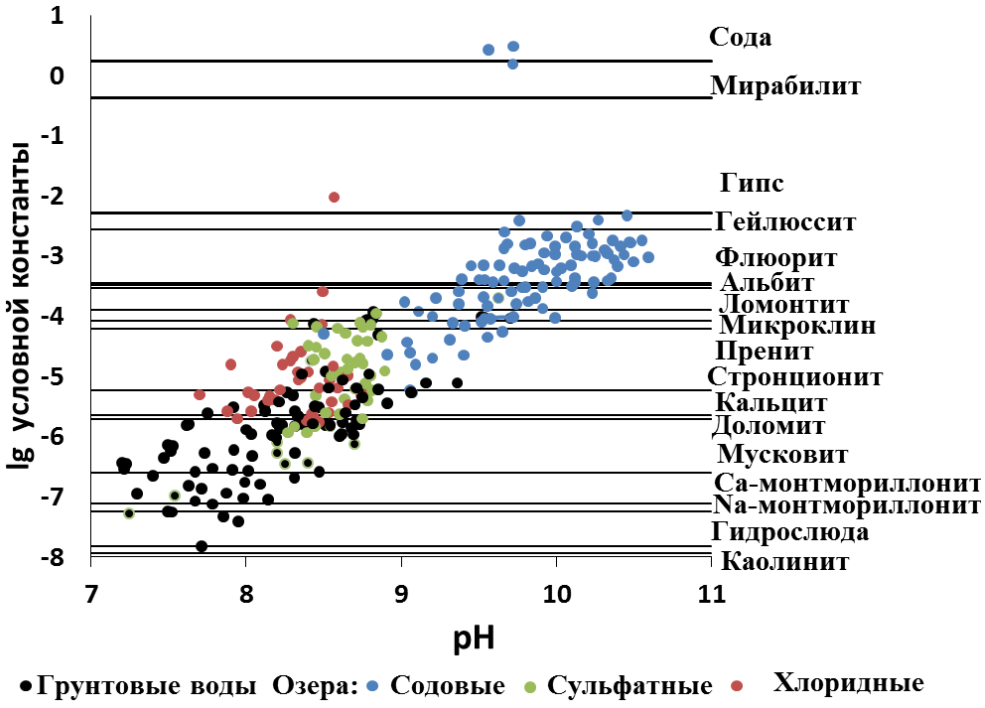


Рис. 8.4. Связь последовательности вторичного минералообразования с pH водного раствора (lg условной константы по (Геологическая…, 2007).

Формирование озер с доминированием сульфатов становится возможным исключительно при наличии дополнительного источника SO_4, в качестве которого выступают сульфиды, в основном пирит, окисление которого протекает согласно реакции:

$$FeS_2 + 3.5O_2 + H_2O = Fe^{2+} + 2SO_4^{2-} + 2H^+,$$

полнота этой реакции определяется соотношением поступающих в раствор кислот и щелочей. В случае преобладания кислот формируются сульфатные озера, а щелочей – содовые с относительно высоким содержанием в них сульфатов.

Очевидно, что именно в результате растворения одних минералов и осаждения других формируется содовый тип озер, а при наличии сульфидов в горных породах и окислительной среды – сульфатный тип озер.

Если же испарение продолжается, а рост количества карбонатных ионов в озере не растет или растет медленно из-за связывания их выпадающими карбонатными минералами, то содержание хлора становится более высоким, pH<9.0, а тип вод переходит в хлоридный. Понятно, что в хлоридных озерах вода испаряется быстрее, чем происходит концентрирование OH^-, поэтому растет

соленость и содержания подвижных элементов, накапливаются тяжелые изотопы воды, а количество карбонатов, фторидов, кремния и многих др. элементов остается относительно низким.

Выходит, что содовые озера в эволюции своего состава и связанного с этим вторичного минералообразования опережают хлоридные, хотя их соленость примерно в 2.5 раза ниже, чем хлоридных. Это противоречие объясняется тем, что первые содержат почти в 17 раз больше OH^-, чем вторые.

Третий основной процесс формирования озерных вод – это сульфат-редукция, которая описана выше. В результате окисления органического вещества на терминальном этапе его деструкции в озерах появляется H_2S, а при наличии метаногенеза и CH_4, что принципиально меняет характер геохимической среды из окислительной в восстановительную и приводит к изменению валентности многих элементов (S, C, N, Fe, Mn, As, U, Mo, Se и т.д.), меняя их миграционную способность в лучшую или худшую сторону, а значит и их способность к концентрированию или связыванию вторичными минералами.

Сформированная таким образом разная геохимическая среда в озерах разного типа способствует тому, что содержания только некоторых подвижных в этих условиях элементов растут и накапливаются до значительных концентраций. Так в содовых озерах охотно концентрируются F, U, Zr, As, Th, РЗЭ, реже Mn, Zn, Mo, Ni, Cu, в хлоридных – Br, Sr, Li, Rb, Ba, Se, в сульфатных – явно накапливающихся элементов не выявлено.

Непрерывное растворение одних минералов и осаждение других приводит и к фракционированию изотопов воды, т.к. при растворении первичных минералов и образовании вторичных происходит фракционирование изотопов кислорода воды, участвующей в этих реакциях с обогащением изотопом ^{18}O не только вторичных минералов, но и воды. Наличие в содовых озерах среди вторичных алюмосиликатов большего числа минералов обычно гидротермального генезиса, более высоких концентраций многих микроэлементов и значений pH является подтверждением тому, что время взаимодействия с породами донных отложений для них больше, чем хлоридных и сульфатных. А это значит, что содовые озера под действием обменных реакций с подстилающими породами в большей степени имеют возможность обогащаться кислородом-18.

Близкая картина характерна и для фракционирования изотопов углерода растворенных карбонатов. При окислении в CO_2 , который в дальнейшем по реакции (2) переходит в ионы HCO_3^- и CO_3^{2-}, концентрирующиеся преимущественно в содовых водах. Поэтому изотопный состав углерода по мере накопления в озерах растворенных форм карбонатных ионов постепенно утяжеляется.

Таким образом, формирование химического состава соленых озер исследуемого региона – многофакторный процесс, в котором наряду с испарительным концентрированием участвуют процессы растворения водой одних минералов и образования других, а также бактериального восстановления сульфатов и окисления сульфидов. Поэтому в каждом озере региона имеются продукты всех перечисленных процессов, а именно: растворенные сода, хлориды Na и сульфаты Na, Ca и Mg, но их соотношение в разных типах озер неодинаково (табл.8.1). Как видно из этой таблицы, в среднем хлориды Na преобладают не только в хлоридных озерах, что естественно, но и содовых. Все это отражает очевидный факт большой роли процессов испарения в формировании всех озер. Содержание соды в среднем немного ниже даже в содовых озерах, чем хлоридов Na, но если брать только с низкой соленостью озера, то в них значительно преобладает сода. Иначе говоря, процесс накопления соды на начальных стадиях испарения преобладает над концентрированием хлоридов, но на последних более высоких стадиях, когда переходит в осадок большое количество вторичных минералов, процесс концентрирования NaCl становится весомее. Сульфаты накапливаются в меньших масштабах, потому что их значительная доля восстанавливается до сероводорода.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В Восточном Забайкалье на относительно небольшой территории с близкими ландшафтно-климатическими условиями широко распространены разнообразные по составу, солености и морфометрическим характеристикам озера. Аридный климат района исследований определяет высокую степень их испарения. Проведенный нами расчет по содержанию хлора в подземных водах и озерах одного бассейна показал, что она колеблется от 2 до 3750 раз, среднее 280. При этом максимальное её значение характерно для хлоридных, в меньшей степени для содовых и минимально для сульфатных озер. Такая разная степень испарения озерных вод определяется размером озер, их глубиной и в меньшей мере колебаниями атмосферных осадков, определяемых характером рельефа и экспозицией склонов и возвышенностей, окружающих конкретное озеро.

Нами на большом фактическом материале впервые для этого региона установлено, что наряду с испарением огромную роль в формировании состава озер играет их взаимодействие с алюмосиликатами, поскольку характер равновесия озерной воды, как и других типов вод, носит равновесно-неравновесный характер. Со многими минералами магматических пород основного состава все озера не равновесны. С алюмосиликатными минералами кислых и средних пород равновесие наступает, только при относительно высокой минерализации и высоком значении pH.

Неравновесное состояние озерных вод со многими эндогенными минералами обеспечивает их непрерывное растворение и, соответственно, накопление подвижных элементов, т.е. тех, которые не связываются вторичными минералами, в озерных водах, что существенно меняет состав последних. Наиболее масштабно такие процессы проявлены в содовых озерах, что подтверждается наличием в них наиболее высоких значений pH, которые являются свидетельством максимального по масштабам взаимодействия таких вод с первичными алюмосиликатами, гидролиз этих минералов обеспечивает рост

pH и, соответственно, высокое содержание карбонатных ионов. Высокие значения pH и содержания ионов HCO_3^- и $CO_3^{2,}$,в свою очередь, приводят к максимальному выпадению карбонатов Ca, Mg, Fe и частично Na (гейлюссит, альбит, парагонит и др.). В то же время в этом типе озер активно концентрируются Na, U, Th, As, F, редкоземельные элементы и др., для которых щелочная среда благоприятна для их накопления. Естественно, что содовые озера содержат и высокие концентрации хлора, поскольку процесс испарения и в содовых озерах имеет место, хотя и не максимальный по масштабам.

Иное поведение характерно для сульфат – иона в озерных водах: его содержания в подавляющем числе случаев значительно ниже относительно рассчитанной степени испарения. Исключение составляют только несколько озер, в которых содержания сульфатов выше расчетного, т.е. имеются дополнительные источники этого иона. Это происходит потому, что во многих озерах активно протекают процессы микробиологического восстановления сульфатов. Наличие мощных иловых отложений (до 7.5 м) и органического вещества способствует формированию восстановительной геохимической среды с накоплением сероводорода. Масштабы таких процессов разные в каждом озере и доля восстановленных форм серы поэтому тоже разная. И только в редких случаях, когда в озере сульфатредукция проявлена слабо, а горные породы содержат сульфиды, развиваются противоположные геохимические процессы, а именно имеет место окисление сульфидов, содержание сульфатов в таком озере растет, а pH озерной воды уменьшается. Если при этом не достигается равновесия с гипсом и другими сульфатными минералами, а испарение незначительное, формируются озера сульфатного типа. Формирование хлоридных озер происходит в условиях относительно слабого водообмена в неглубоких озерах с высокой степенью испарения и наличии процессов сульфатредукции. Степень взаимодействия с алюмосиликатами относительно небольшая. Геохимическая среда в таких озерах способствует концентрированию наряду с Na и Cl, также Li, Br, Sr и др.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абидуева, Е.Ю. Функционирование микробных сообществ в содово-соленых озерах Онон-Керуленской группы (Забайкалье и Северо-Восточная Монголия) / Е.Ю. Абидуева, А.С. Сыренжапова, Б.Б. Намсараев // Сибирский экологический журнал. – 2006. – № 6. – С. 707-716.

2. Алекин, О.А. Основы гидрохимии / О.А. Алекин. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 443 с.

3. Амантов, В.А. Тектоника и формации Забайкалья и Северной Монголии / В.А. Амантов. – Л.: Недра, 1975. – 223 с.

4. Атлас Забайкалья. (Бурятская АССР и Читинская область) [Карты] / ред. коллегия: В.Б. Сочава (пред., гл. ред.) [и др.]. – М.; Иркутск: ГУГК, 1967. – 1 атл. (176 с.): цв., карты, текст; 25х34 см.

5. Баженова, О.И. Динамические фазы внутривековых циклов рельефообразования бессточных озерных бассейнов Даурии / О.И. Баженова, Д.В. Кобылкин // География и природные ресурсы. – 2014. – № 3. – С. 113-123.

6. Баженова, О.И. Современная динамика озерно-флювиальных систем Онон-Торейской высокой равнины (Южное Забайкалье) / О.И. Баженова // Вестн. Томского гос. ун-та. – 2013. – № 371. – С. 171-177.

7. Базилевич, Н.И. Геохимия почв содового засоления / Н.И. Базилевич. – М.: Наука, 1965. – 351 с.

8. Балашов, А.Ю. Геохимия редкоземельных элементов / А.Ю. Балашов. – М.: Наука, 1976. – 267 с.

9. Белова, В.А. История развития растительности котловин Байкальской рифтовой зоны / В.А. Белова. – М.: Наука, 1975. – 123 с.

10. Белова, Л.Н. Зоны окисления гидротермальных месторождений урана / Л.Н. Белова. – М.: Недра, 1975. – 158 с.

11. Болонева, М.В. Почвы автоморфных ландшафтов придельтовой части реки Селенги / М.В. Болонева, В.М. Корсун– Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2008. – 128 с.

12. Болдырева Е.Н. Аэробные аноксигенные фототрофные бактерии щелочных местообитаний // Автореф. дис. …к.б.н. – М. – 2008. – 26 с.

13. Борзенко, С.В. Роль вторичного минералообразования в формировании содовых вод озера Доронинское / С.В. Борзенко // Вестник ЧитГУ. – 2008. – № 3 (48). – С. 106-112.

14. Борзенко, С.В. Сульфатредукция как фактор формирования содовых вод озера Доронинское (Восточное Забайкалье) / С.В. Борзенко, Л.В. Замана // Вестн. Томск. гос. ун-та. – 2008. – № 312, июль. – С. 188-193.

15. Борзенко, С.В. Формы сероводорода в минеральных содовых водах озера Доронинское (Восточное Забайкалье) / С.В. Борзенко // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2009. – № 1. – Вып. 13. – С. 231-235.

16. Борзенко, С.В. Восстановленные формы серы в рапе содового озера Доронинское (Восточное Забайкалье) / С.В. Борзенко, Л.В. Замана // Геохимия. – 2011. – № 3.– С. 268-277.

17. Борзенко, С.В. Геохимия и формирование содовых вод озера Доронинское (Восточное Забайкалье): дис. …канд. геол.-мин. наук: 25.00.09 / Борзенко Светлана Владимировна. – Чита, 2012. – 151 с.

18. Борзенко, С.В. О совместном присутствии кислорода и сероводорода в воде оз. Доронинское / С.В. Борзенко // Вода: химия и экология. – 2013. – № 5. – С. 115-117.

19. Борзенко, С.В. Изотопный состав растворенных карбонатов как отражение абиогенных и биогенных процессов, протекающих в водной толще озера Доронинское / С.В. Борзенко, Л.В. Замана, С.П. Бурюхаев // Развитие жизни в процессе абиотических изменений на Земле. – 2014. – № 3. – С. 319-323.

20. Борзенко, С.В. Механизм и гидрогеохимические условия образования гейлюссита в озерах Доронинской группы (Восточное Забайкалье) / С.В. Борзенко // Геохимия. – 2014. – № 7. – С. 667-672.

21. Борзенко, С.В. Основные особенности формирования химического состава вод минеральных озер Читино-Ингодинской впадины (Восточное Забайкалье) / С.В. Борзенко // Известия РАН. Сер. географическая. – 2014. – № 4. –С. 95-101.

22. Борзенко, С.В. Изотопный состав растворенных карбонатов как отражение абиогенных и биогенных процессов, протекающих в водной толще озера Доронинское / С.В. Борзенко, Л.В. Замана, С.П. Бурюхаев // Развитие жизни в процессе абиотических изменений на Земле. – 2014. – № 3. – С. 319-323.

23. Борзенко, С.В. Меромиксия озера Доронинское (Восточное Забайкалье) / С.В. Борзенко, Л.В. Замана, Е.В. Носкова // Успехи современного естествознания. – 2015. – № 1-3. – С. 420-425.

24. Борзенко, С.В. Уран, литий и мышьяк в соленых озерах Восточного Забайкалья / С.В. Борзенко, Л.В. Замана, В.П. Исупов, С.С. Шацкая // Химия в интересах устойчивого развития. – 2017. – 25 (5). – С. 479-488.

25. Борзенко, С.В. Распределение редкоземельных элементов в водах и донных осадках минеральных озер Восточного Забайкалья (Россия) / С.В. Борзенко, Л.В. Замана, О.В. Зарубина // Литология и полезные ископаемые. – 2017. – № 4. – С. 306-321.

26. Букаты, М.Б. Разработка программного обеспечения в области нефтегазовой гидрогеологии / М.Б. Букаты // Разведка и охрана недр. – 1997. – № 2. – С. 37-39.

27. Валяшко, М.Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей / М.Г. Валяшко. – М.: Изд-во МГУ, 1962. – 397 с.

28. Валяшко, М.Г. Классификационные признаки соляных озер / М.Г. Валяшко // Труды ВНИИГ. – 1952. – Вып. 23. – С. 3-13.

29. Вах, Е.А. Содержания редкоземельных элементов в водах зоны гипергенеза сульфидных руд Березитового месторождения (Верхнее Приамурье) / Е.А. Вах, А.С. Вах, Н.А. Харитонова // Тихоокеанская геология. – 2013. – Т. 32. – № 1. – С. 105-115.

30. Виноградов, А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры / А.П. Виноградов // Геохимия. – 1962. – № 7. – С. 555-571.

31. Владимиров, А.Г. Литиевые месторождения сподуменовых пегматитов Сибири и инновационные технологии в электрохимической энергетике / А.Г.

Владимиров, Н.З. Ляхов, В.П. Исупов, В.Е. Загорский, Г.С. Гусев, И.М. Белозеров // Разведка и охрана недр. – 2011. – № 6. – С. 13-19.

32. Власов, Н.А. Минеральные озера / Н.А. Власов, Л.А. Чернышов, Л.И. Павлова // Минеральные воды южной части Восточной Сибири. В 2 т. Т. 1. Гидрогеология минеральных вод и их народнохозяйственное значение / АН СССР. Сиб. отд-ние Вост.-Сиб. геол. ин-т; под ред. В.Г. Ткачук, Н.И. Толстихина. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1961. – С. 189-245.

33. Власов Н.А, Трофимова Л.И. и др. Формирование и физико-химический режим природных вод Восточной Сибири и методы их анализа. – Иркутск. – 1974. – С. 3–28.

34. Водогрецкий, В.Е. Общий обзор водного режима рек / В.Е. Водогрецкий, Г.В. Голофаст // Водные ресурсы рек зоны БАМ. – Л.: Гидрометиоиздат, 1977. – С. 6-17.

35. Волков, И.И. Метод определения восстановленных соединений серы в морской воде / И.И. Волков, Н.Н. Жабина // Океанология. – 1990. – Т. 30. – Вып. 5. – С. 778-782.

36. Волков, И.И. Соединения восстановленной серы в воде Черного моря / И.И. Волков // ДАН. – 2007. – Т. 417. – № 2. – С. 232-235.

37. Волков, И.И. Элементарная сера в воде Черного моря / И.И. Волков // ДАН СССР. – 1990. – Т. 315. – № 1. – С. 201-205.

38. Галимов, Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода / Э.М. Галимов. – М.: Недра, 1968. – 226 с.

39. Гаррелс, Р.М. Растворы, минералы, равновесия / Р.М. Гаррелс, Ч.Л. Крайст. – М.: Мир, 1968. – 368 с.

40. Гаськова, О.Л. Термодинамическая модель поведения урана и мышьяка в минерализованном озере Шаазгай-Нуур (Северо-Западная Монголия) / О.Л. Гаськова, В.П. Исупов, А.Г. Владимиров, С.Л. Шварцев, М.Н. Колпакова // Докл. акад. наук. – 2015. – Т. 465. – № 2. – С. 203-207.

41. Географический анализ природных ресурсов Иркутской области / АН СССР, Сиб. отд-ние, Институт географии; отв. ред. А.Н. Антипов. – Иркутск, 1985. – 174 с.

42. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Восточно-Забайкальская. Лист М-50-VII. Объяснительная записка / Е.В. Барабашев, Н.А. Трущова. – М.: Недра, 1983. – 106 с.

43. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Восточно-Забайкальская. Лист М-50-XIII. Объяснительная записка / Н.Н. Чабан, Е.А. Беляков. – М.: Недра, 1974. – 51 с.

44. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 2 500 000. Объяснительная записка / Л.И. Красный [и др.]. – СПб; Благовещенск; Харбин, 1999. – 135 с.

45. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна нижнего течения р. Борзя. Отчет Ары-Булакской партии по геологической съёмке и глубинному геологическому картированию масштаба 1:50 000 за 1980-83 гг. / Жуликов В.В [и др.]; КГСЭ ЧТГУ. – Чита, 1983. – 622 с.

46. Геологическая эволюция и самоорганизация системы “вода–порода”. В 5 т. Т. 1. Система вода–порода в земной коре: взаимодействие, кинетика, равновесие, моделирование / Алексеев В.А. [и др.]; отв. ред. С.Л. Шварцев. – Новосибирск: СО РАН, 2005. – 244 с.

47. Геологическая эволюция и самоорганизация системы “вода–порода”. В 5 т. Т. 2. Система вода–порода в условиях зоны гипергенеза / Алексеев В.А. [и др.]; отв. ред. Б.Н. Рыженко. – Новосибирск: СО РАН, 2007. – 389 с.

48. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Онона и Хилы. Отчет Приононской партии по групповой геологической съемке и поискам масштаба 1 : 50 000 за 1975-1979 гг / Землянский Л.Н. [и др.]; КГСЭ ЧТГУ. – Чита, 1979. – 814 с.

49. Геоморфологические исследования: Опыт работ в Юго-Восточном Забайкалье, Восточной Фергане, Центральном Казахстане и Прикаспийской низменности / Под ред. С. С. Воскресенского. – М.: МГУ, 1965. – 275 с.

50. Гидрогеология СССР. В 45 т. Т. 21. Читинская область / под ред. Н.И. Толстихина. – М.: Недра, 1969. – 444 с.

51. Гидрохимия рек и озер в зоне резко континентального климата. / Под ред. А.В. Иванова. – Владивосток: ДВГУ, 1977. – 128 с.

52. Глобальный биогеохимический цикл серы и влияние на него деятельности человека / Под. ред. Г.К. Скрябина [и др.]. – М.: Наука, 1983. – 421 с.

53. Горленко, В.М. Микробные сообщества стратифицированного содового озера Доронинское (Забайкалье) / В.М. Горленко, С.П. Бурюхаев, Е.Б. Матюгина, С.В. Борзенко, З.Б. Намсараев, И.А. Брянцева, Е.Н. Болдарева, Д.Ю. Сорокин, Б.Б. Намсараев // Микробиология. – 2010. – Т. 79. – № 3. – С. 410-421.

54. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист М-50 – Борзя. Объяснительная записка / Е.А. Шивохин [и др.]; науч. ред. В.В. Старченко. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. – 553 с.

55. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист М-49 – Петровск-Забайкальский. Объяснительная записка / С.Н. Пехтерев [и др.]; науч. ред. В.В. Старченко. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. – 438

56. Гриненко, В.А. Геохимия изотопов серы / В.А. Гриненко, Л.Н. Гриненко. – М.: Наука, 1974. – 274 с.

57. Гурвич, С.И. Титано-циркониевые россыпи Русской платформы и вопросы поисков / С.И. Гурвич, А.М. Болотов. – М.: Недра, 1968. – 188 с.

58. Гуцало, Л.К. О закономерностях и факторах, определяющих изменение изотопного состава рассолов в процессе испарения (в связи с критериями генезиса подземных рассолов) / Л.К. Гуцало // Геохимия. – 1980. – № 11. – С. 1734-1746.

59. Дагурова, О.П. Биогеохимические процессы образования метана и сероводорода в прибрежных осадках озера Байкал / О.П. Дагурова, В.П. Гаранкина, В.Б. Дамбаев, Б.Б. Намсараев // Вестн. Бурятск. гос. ун-та. – 2013. – № 3. – С. 36-38.

60. Дамбаев, В.Б. Микробиологические и изотопно-геохимические исследования в сухостепных озерах и соровых солончаках Западного Забайкалья / В.Б. Дамбаев, Г.Г. Гончиков, С.П. Бурюхаев, Б.С. Цыренов, А.М. Зякун, Б.Б. Намсараев // Микробиология. – 2011. – Т. 80. – № 6. – С. 850-859.

61. Данилова, М.А. Малые озера Юго-восточного Забайкалья: Причины гидрохимического разнообразия / Данилова М.А., Склярова О.А., Скляров Е.В., Меньшагин Ю.В. // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии: Тр. IX Рос.-Монг. конф. «Солнечно-земная физика и сейсмогеодинамика Байкало-Монгольского региона» (Иркутск, 10-12 окт. 2011). – Вып. 7. – 2011. – С. 134-138.

62. Дзенс-Литовский, А.И. Минеральные озера СССР / А.И. Дзенс-Литовский // Проблемы физической географии. – 1951. – Вып. 17. – С. 3-10

63. Дзенс-Литовский, А.И. Соляные озера СССР и их минеральные богатства / А.И. Дзенс-Литовский. – Л.: Недра, 1968. – 120 с.

64. Дзюба, А.А. Распространение и химизм соленых озер Прибайкалья и Забайкалья / А.А. Дзюба, А.К. Тулохонов, Т.И. Абидуева, П.И. Гребнева // География и природные ресурсы. – 1997. – № 4. – С. 65-71.

65. Дегенс, Э.Т. Геохимия осадочных образований / Э.Т. Дегенс; под ред. Н.Б. Вассоевича, А.А. Карцева. – М.: Мир, 1967. – 300 с.

66. Дубинин, А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане / А.В. Дубинин // Литология и полезные ископаемые. – 2004. – № 4. – С. 339-358.

67. Духовский, А.А. Методическое пособие по изучению глубинного геологического строения складчатых областей для Государственной геологической карты России масштаба 1:1 000 000 / А.А. Духовский, Н.А. Артамонова, А.И. Атаков. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. – 135 с.

68. Егидарев, Е.Г. Оценка экологических последствий добычи россыпного золота в бассейне реки Амур / Е.Г. Егидарев, Е.А. Симонов // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. – 2014. – № 5. – С. 429-441.

69. Егоров, А.Н. Нетрадиционный метод использования энергетических ресурсов соленых озер / А.Н. Егоров // Региональная экология. – СПб.: ИСЭП РАН, 1998. – № 1. – С. 30-34.

70. Жеребцова, И.К. Экспериментальное изучение поведения микроэлементов в процессе естественного солнечного испарения воды Черного моря и рапы Сасык-Сивашского озера / И.К. Жеребцова, Н.Н. Волкова // Геохимия. – 1966. – № 7. – С. 832-845.

71. Заварзин, Г.А. Алкалофильное микробное сообщество и его функциональное разнообразие / Г.А. Заварзин, Т.Н. Жилина, В.В. Кевбрин // Микробиология. – 1999. – Т. 68. – № 5. – С. 579-600.

72. Заварзин, Г.А. Содовые озера – модель древней биосферы континентов / Г.А. Заварзин, Т.Н. Жилина // Природа. – 2000. – № 2. – С. 45-53.

73. Замана, Л.В. Сероводород и другие восстановленные формы серы в кислородной воде озера Доронинское (Восточное Забайкалье) / Л.В. Замана, С.В. Борзенко // Докл. АН. – 2007. – Т. 417. – № 2. – С. 232-235.

74. Замана Л.В. Изотопный состав жидкой и твердых фаз воды озера Доронинское (Восточное Забайкалье) в связи с образованием солей на его льду / Л.В. Замана // Успехи современного естествознания. – 2014. – №9. – С. 101-104.

75. Замана, Л.В. Гидрохимический режим соленых озер Юго-Восточного Забайкалья / Л.В. Замана, С.В. Борзенко // География и природные ресурсы. – 2010. – № 4. – С. 100-107.

76. Замана, Л.В. Элементная сера в рапе озера Доронинское (Восточное Забайкалье) / Л.В. Замана, С.В. Борзенко // Докл. АН. – 2011. – Т. 438. – № 4. – С. 515-518.

77. Замана, Л.В. Уран и торий в минеральных водах Восточного Забайкалья / Л.В. Замана, С.В. Борзенко // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека: Мат. V Междунар. конф. (Томск, 13-16 сент. 2016) – Томск: STT, 2016. – С. 247-251.

78. Захарюк, А.Г. Распространение и активность алкалофильных сульфат- и железоредуцирующих бактерий в содовых озерах Забайкалья: автореф. дис. …

канд. биол. наук: 03.00.16, 03.00.07 / Захарюк Анастасия Геннадьевна. – Улан-Удэ, 2010. – 22 с.

79. Иванов, А.В. Гидрохимия озер Центрального Забайкалья / А.В. Иванов, Л.Н. Трофимова. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. – 140 с.

80. Иванов, Н.Н. Показатель биологической эффективности климата / Н.Н. Иванов // Известия ВГО. – 1962. – Т. 94. – Вып. 1. – С. 65-70.

81. Интерпретация геохимических данных / Е.В. Скляров [и др.]; под ред. Е.В. Склярова. – М.: Интермет Инжиниринг, 2001. – 288 с.

82. Исупов, В.П. Гидроминеральные ресурсы соленых озер Западной Монголии / В.П. Исупов, С.Л. Шварцев, А.Г. Владимиров, М.Н. Колпакова, С. Ариунбилэг, С.С. Шацкая, Л.В. Куйбида // Интерэкспо Гео-Сибирь. – 2012. – Т. 1. – № 2. – С. 43-47.

83. Исупов, В.П. Уран в минерализованных озерах Алтайского края / В.П. Исупов, М.Н. Колпакова, С.В. Борзенко, С.С. Шацкая, С.Л. Шварцев, А.П. Долгушин, Г.М. Арзамасова, Н.З. Ляхов // Докл. акад. наук. – 2016. – Т. 470. – № 5. – С. 566-569.

84. Исупов, В.П. Ураноносность высокоминерализованных озер Северо-Западной Монголии / В.П. Исупов, А.Г. Владимиров, Н.З. Ляхов, С.Л. Шварцев, С. Ариунбилэг, М.Н. Колпакова, С.С. Щацкая, Л.Э. Чупахина, Л.В. Куйбида, Е.Н. Мороз // Докл. АН. – 2011. – Т. 437. – № 1. – С. 85-89.

85. Исупов, В.П. Химический состав и гидроминеральные ресурсы соленых озер Северо-Западной Монголии / В.П. Исупов, А.Г. Владимиров, С.Л. Шварцев, Н.З. Ляхов, С.С. Шацкая, Л.Э. Чупахина, Л.В. Куйбида, М.Н. Колпакова, С. Ариунбилэг, С.К. Кривоногов // Химия в интересах устойчивого развития. – 2011. – Т. 19. – № 2. – С. 141–150.

86. Клиге, Р.К. Влияние глобальных климатических изменений на водные ресурсы Волжского бассейна / Р.К. Клиге, В.С. Ковалевский, Е.А. Федорченко // Глобальные изменения природной среды (климат и водный режим). – М.: Науч. Мир, 2000. – С. 220-236.

87. Кольтгоф, И.М. Объемный анализ. В 3 т. Т. 1. / И.М. Кольтгоф, В.А. Стенгер. – М.: ГХИ, 1950. – 377 с.

88. Кольтгоф, И.М. Объемный анализ. В 3 т. Т. 2. / И.М. Кольтгоф, В.А. Стенгер. – М.: ГХИ, 1952. – 445 с.

89. Красный, Л.И. Тектонотип межблоковой (коллизионно-аккреционной) структуры: системы Монголо-Охотская и Циньлинская / Л.И. Красный // Тихоокеанская геология. – 1997. – Т. 16. – № 5. – С. 3–9.

90. Крайнов, С.Р. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты / С.Р. Крайнов, Б.Н. Рыженко, В.М. Швец; отв. ред. Н.П. Лаверов. – М.: Наука, 2004. – 677 с.

91. Кренделев, Ф.П. Периодичность наполнения и высыхания Торейских озер (Юго-Восточное Забайкалье) / Ф.П. Кренделев // Докл. АН СССР. – 1986. – Т. 287. – № 2. – С. 396-400.

92. Кузнецов, С.И. Микробиологические процессы круговорота углерода и азота в озерах / С.И. Кузнецов, А.И. Саралов, Т.Н. Назина. – М.: Наука, 1985. – 213 с.

93. Кузнецов, С.И. Микрофлора озер и ее геохимическая деятельность / С.И. Кузнецов. – Л.: Наука, 1970. – 440 с.

94. Кулырова, А.В. Влияние условий среды обитания на распространение и активность микроорганизмов содовых озер Южного Забайкалья: дис. …канд. биол. наук: 03.00.16 / Кулырова Анна Валеровна. – Улан-Удэ, 1999. – 181 с.

95. Курганович, Н.А. Мониторинг водного зеркала озер с использованием беспилотных летательных аппаратов / Н.А. Курганович, К.А. Курганович, М.А. Голятина // Кулагинские чтения: техника и технол. произв. проц.: сб. ст. XVI Междунар. науч.-практ. конф. – Чита: ЗабГУ, 2016. – С. 174-178.

96. Куриленко, В.В. Современные бассейны эвапоритовой седиментации / В.В. Куриленко. – СПб.: СПбГУ, 1997. – 256 с.

97. Курнаков, Н.И. Соляные равновесия при испарении морской воды / Н.И. Курнаков, В.И. Николаев // Изв. Инст. физ.-хим. анализа АН СССР. – 1930. – Т. 4. – Вып. 2. – С. 15-23.

98. Леонова, Г.А. Геохимическая характеристика современного состояния соляных озер Алтайского края / Г.А. Леонова, В.А. Бобров, А. А. Богуш, В.А. Бычинский, Г.Н. Аношин // Геохимия. – 2007. – № 10. – С. 1114-1128.

99. Лисицын, А.П. О формах нахождения урана в подземных водах и условиях осаждения его в виде UO_2 / А.П. Лисицын // Геохимия. – 1962. – № 9. – С. 763-769.

100. Лурье, Ю.Ю. Справочник по аналитической химии / Ю.Ю. Лурье. – 6-е изд., перераб. и доп. – М.: Химия, 1989. – 448 с.

101. Львович, М.И. Реки СССР / М.И. Львович. – М.: Мысль, 1971. – 348 с.

102. Мещерская, А.В. Изменение климата Забайкалья во второй половине XX века по данным наблюдений и ожидаемые его изменения в первой четверти XXI века / А.В. Мещерская, В.А. Обязов, Э.Г. Богданова, В.М. Мирвис, Б.М. Ильин, Н.И. Сницаренко, М.П. Голод, А.А. Смирнова, А.И. Обязова // Труды геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова / Под ред. В.М. Катцова, В.П. Мелешко. – СПб, 2009. – Вып. 559. – С. 32-56.

103. Минеральное сырье. Бериллий: справочник / И.И. Куприянова [и др.]; науч. ред. Л.Б. Зубков, П.Е. Остапенко. – М.: Геоинформмарк, 1998. – 43 с.

104. Минеральное сырье. Литий: справочник / А.А. Кременецкий [и др.]; науч. ред. В.С. Кудрин. – М.: Геоинформмарк, 1999. – 49 с.

105. Минеральное сырье. Рубидий и цезий: справочник / А.А. Кременецкий [и др.]; науч. ред. А.А. Кременецкий. – М.: Геоинформмарк, 1999. – 45 с.

106. Намсараев, Б.Б. Микробные процессы круговорота углерода и условия среды обитания в щелочных озерах Забайкалья и Монголии / Б.Б. Намсараев, З.Б. Намсараев // Труды Института микробиологии им. С.Н. Виноградского. Вып. XIV: Алкалофильные микробные сообщества / Отв. ред. В.Ф. Гальченко. – М.: Наука, 2007. – С. 299-322.

107. Напрасников, А.Т. Физико-географические закономерности формирования поверхностного стока горных ландшафтов (на примере Забайкалья) / А.Т. Напрасников, А.И. Сизиков // Вопросы гидрологии Забайкалья. Записки Забайкальского филиала Географического общества СССР: темат. сб. / Отв. ред. А.Т. Напрасников, А.И. Сизиков. – Чита, 1972. – Вып. 85. – С. 3-14.

108. Напрасникова, В.Т. Анализ составляющих водного баланса озер Забайкалья / В.Т. Напрасникова // Вопросы гидрологии Забайкалья. Записки Забайкальского филиала Географического общества СССР: темат. сб. / Отв. ред. А.Т. Напрасников, А.И. Сизиков. – Чита, 1972. – Вып. 85. – С. 17-25.

109. Напрасникова, В.Т. Зависимость гидрологического режима озерных водоемов от морфометрических параметров их водосборов / В.Т. Напрасникова, А.И. Сизиков, А.Т. Напрасников // Вопросы гидрологии Забайкалья. Записки Забайкальского филиала Географического общества СССР: темат. сб. / Отв. ред. А.Т. Напрасников, А.И. Сизиков. – Чита, 1972. – Вып. 85. – С. 31-41.

110. Неретин, Л.Н. Содержание неорганических восстановленных форм серы в воде Средиземного моря / Л.Н. Неретин, Н.Н. Жабина, Т.П. Демидова // Химия моря. Океанология. – 1996. – Т.36. – №1. – С.61-65.

111. Никаноров, А.М. Изотопно-геохимическая модель формирования атмосферных, поверхностных и подземных вод / А.М. Никаноров, М.Г. Тарасов // Водные ресурсы. – 1987. – № 3. – С. 147-153.

112. Николаенко, М.П. Отчет о результатах комплексных по исковых работ, проведенных в 1974-76 гг. в Шерловогорском рудном районе / М.П. Николаенко, Л.Л. Феоктистов; КГСЭ ЧТГУ. – Чита, 1977. – 405 с.

113. Новиков, Ю.В. Методы исследования качества воды водоемов / Ю.В. Новиков, К.О. Ласточкина, З.Н. Болдина. – М.: Медицина, 1990. – 400 с.

114. Обязов, В.А. Гидрография / В.А. Обязов // Энциклопедия Забайкалья. Читинская область. В 4 т. Т. 1: Общий очерк / гл. ред. Р.Ф. Гениатулин. – Новосибирск: Наука, 2002. – С. 41-43.

115. Обязов, В.А. Зависимость изменений химического состава воды рек Забайкальского края от величины речного стока / В.А. Обязов, Т.В. Жулдыбина // Вестн. Забайкал. гос. ун-та. – 2011. – № 8. – С. 97-103.

116. Обязов, В.А. Изменение температуры воздуха и увлажненности территории Забайкалья и приграничных районов Китая / В.А. Обязов // Природоохранное сотрудничество Читинской области (РФ) и Автономного района Внутренняя

Монголия (Китай) в трансграничных экологических районах: Мат. конф. / Забайкальский гос. гум.-пед. ун-т. – Чита, 2007. – С. 247-250.

117. Обязов, В.А. Ледовый режим рек Забайкалья в условиях изменяющегося климата / В.А. Обязов, В.К. Смахтин // Водные ресурсы. – 2014. – Т. 41. – № 3. – С. 227-234.

118. Обязов, В.А. Межгодовые изменения атмосферных осадков в Забайкалье / В.А. Обязов // Материалы XI Сибирского совещания по климато-экологическому мониторингу (Томск, 21–23 сент. 2015). – Томск.: ИМКЭС СО РАН, 2015. – С. 59-60.

119. Обязов, В.А. Пространственно-временная изменчивость атмосферных осадков в Юго-восточном Забайкалье / В.А. Обязов // Известия Русского географического общества. – 1996. – Т. 128. – № 2. – С. 73-80.

120. Огородников, В.Д. Отчет по теме: Обобщение и анализ материалов региональных геофизических работ для составления прогнозно-металлогенической карты Юго-Восточного Забайкалья масштаба 1:200 000 / В.Д. Огородников, Л.А. Мастюлин; КГСЭ ЧТГУ. – Чита, 1965. – 526 с.

121. Основные черты геохимии урана / В.Л. Барсуков [и др.]; АН СССР; под ред. А.П. Виноградова. – Москва: Изд-во АН СССР, 1963. – 352 с.

122. Основные черты геохимии урана / РАН; ТПУ; под ред. А.П. Виноградова. – 2-е изд., стер., испр. – Томск: STT, 2013. – 374 с.

123. Остроумов, Э.А. Метод определения восстановленной серы в отложениях Черного моря / Э.А. Остроумов // Труды Ин-та океанологии ФН СССР. – 1953. – Т.7 – С. 57-69.

124. Парфенов, Л.М. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса / Л.М. Парфенов, Л.И. Попеко, О. Томуртогоо // Тихоокеанская геология. – 1999. – Т. 18. – № 5. – С. 24-43.

125. Перельман, А.И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза / А.И. Перельман. – М.: Недра, 1972. – 287 с.

126. Пименов, Н.В. Микробные процессы циклов углерода и серы в озере Шира (Хакасия) / Н.В. Пименов, И.И. Русанов, О.В. Карначук, Д.Ю. Рогозин, И.А. Брянцева,

О.Н. Лунина, С.К. Юсупов, В.П. Парначев, М.В. Иванов // Микробиология. – 2003. – Т. 72. – № 2. – С. 259-267.

127. Пиннекер, Е.В. Основные гипотезы формирования состава концентрированных рассолов / Е.В. Пиннекер // Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия. – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 202-206.

128. Питцер, К.С. Термодинамическая модель плотных водных растворов / К.С. Питцер // Термодинамическое моделирование в геологии: минералы, флюиды, расплавы. – М.: Мир, 1992. С. 110-153.

129. Плотникова, Г.Н. Сероводородные воды СССР / Г.Н. Плотникова. – М.: Недра, 1981. – 132 с.

130. Попеко, В.А. Морфологические особенности палеозойских и раннемезозойских тектоно-магматических структур Восточного Забайкалья / В.А. Попеко // Стратиграфия и магматизм докембрия и палеозоя Забайкалья. Записки Забайкальск. филиала Геогр. общ-ва СССР, вып. 84. – Чита, 1972. – С. 34-52.

131. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. / А.В. Рождественский, А.Г. Лобанова; отв. ред. А.Г. Лобанова. – Ленинград: Гидрометеоиздат, 1984. – 447 с.

132. Посохов, Е.В. О распространении и происхождении содовых вод в Казахстане / Е.В. Посохов // Изв. АН. КазССР. – 1958. – Вып. 4. – С. 14-16.

133. Посохов, Е.В. Происхождение содовых вод в природе / Е.В. Посохов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1969. – 153 с.

134. Посохов, Е.В. Содовые озера Илийской впадины / Е.В. Посохов // Изв. Казахск. филиала АН СССР, серия геолог. – Алма-Ата. – 1946. – № 8. – С. 4-9.

135. Посохов, Е.В. Соленые озера Казахстана / Е.В. Посохов. – М: Изд-во АН СССР, 1955. – 187 с.

136. Посохов, Е.В. Химическая эволюция гидросферы / Е.В. Посохов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1981. – 359 с.

137. Посохов, Е.В. Общая гидрогеохимия / Е.В. Посохов. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1975. – 208 с.

138. Природные изотопы гидросферы / В.И. Ферронский [и др.]. – М.: Недра, 1975. – 280 с.

139. Природные условия и естественные ресурсы СССР. Предбайкалье и Забайкалье / Под ред. И.П. Герасимова. – М.: Наука, 1965. – 491 с.

140. Рихванов, Л.П. Радиоактивные элементы в окружающей среде / Л.П. Рихванов, С.И. Арбузов, Н.В. Барановская, А.В. Волостнов, Т.А. Архангельская, А.М. Межибор, В.В. Берчук, Л.В. Жорняк, Ю.Л. Замятина, А.Ю. Иванов, А.В. Таловская, С.С. Шатилова, Е.Г. Язиков // Изв. Томск. политех. ун-та. – 2007. – Т. 311. – № 1. – С. 125-133.

141. Руководство по химическому анализу поверхностных вод суши / Под ред. А.Д. Семенова. – Л.: Гидрометеоиздат, 1977. – 541 с.

142. Саввичев, А.С. Микробиологические и изотопно-геохимические исследования меромиктических озер Хакассии в зимний сезон / А.С. Саввичев, И.И. Русанов, Д.Ю. Рогозин, Е.Е. Захарова, О.Н. Лунина, И.А. Брянцева, С.К. Юсупов, Н.В. Пименов, А.Г. Дегерменджи, М.В. Иванов // Микробиология. – 2005. – Т. 74. – № 4. – С. 552-561.

143. Секи, Х. Органические вещества в водных экосистемах / Х. Секи. – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. – 196 с.

144. Симонов, Ю.Г. Региональный геоморфологический анализ / Ю.Г. Симонов. – М.: МГУ, 1972. – 250 с.

145. Скляров, Е.В. Минерализованные озера Забайкалья и северо-восточной Монголии: особенности распространения и рудогенерирующий потенциал / Скляров Е.В., Склярова О.А., Меньшагин Ю.В., Данилова М.А. // География и природные ресурсы. – 2011. – № 4. – С. 29-39.

146. Склярова, О.А. Структурно-геологический контроль размещения и состава родников и озер Приольхонья / О.А. Склярова, Е.В. Скляров, В.С. Федоровский // Геология и геофизика. – 2002. – Т.43. – № 8. – С. 732-755.

147. Склярова, О.А. Концентрирование микроэлементов в малых озерах Ингодинской впадины (Читинская область, Россия) / О.А. Склярова, Е.В.

Скляров, Ю.В. Меньшагин // Геология и геофизика. – 2012. – Т.53. – № 12. – С.1722—1734.

148. Словарь по геологии россыпей / Н.Н. Арманд [и др.]; под. ред. Н.А. Шило. – М.: Недра, 1985. – 197 с.

149. Смахтин, В.К. Влияние изменения климата на гидрологический режим рек Забайкалья: дис. … канд. геогр. наук: 25.00.27 / Смахтин Виталий Константинович. – Чита, 2015. – 131 с.

150. Смирнов, С.С. Зона окисления сульфидных месторождения / С.С. Смирнов. – М.: АН СССР, 1951. – 334 с.

151. Содовые озера Забайкалья. Экология и продуктивность / Л.И. Локоть [и др.]; АН СССР, Сиб.отд-ние, Читин. ин-т природ. ресурсов; отв. ред. А.Ф. Алимов. – Новосибирск: Наука СО, 1991. – 214 с.

152. Солоноватые и соленые озера Забайкалья: гидрохимия, биология / Отв. ред. Б.Б. Намсараев. – Улан-Удэ: Изд-во Бурятск. гос. ун-та, 2009. – 340 с.

153. Сонненфельд, П. Рассолы и эвапориты / П. Сонненфельд. – М.: Мир, 1988. – 480 с.

154. Стащук, М.Ф. Проблема окислительно-восстановительного потенциала / М.Ф. Стащук. – М.: Недра, 1968. – 209 с.

155. Степанов, В.М. Гидрогеологические структуры Забайкалья / В.М. Степанов. – М.: Недра, 1980. – 176 с.

156. Страхов, Н.М. Основы теории литогенеза / Н.М. Страхов. – М., 1960. – Т.1. – 212 с.

157. Страховенко, В.Д. Закономерности распределения радионуклидов и редкоземельных элементов в донных отложениях озер Сибири / В.Д. Страховенко, Б.Л. Щербов, И.Н. Маликова, Ю.С. Восель // Геология и геофизика. – 2010. –Т. 51. – № 11. – С. 1501-1514.

158. Ступак, Ф.М. Отчет об экспедиционных работах 2000 г., проведенных в районе Торейских озер / Ф.М. Ступак; ИПРЭК СО РАН. – Чита, 2001. – 18 с.

159. Тернова, В.В. Производство геологического доизучения площади в масштабе 1 : 200 000 и подготовка к изданию листов Государственной

геологической карты листов М-50-XV, XXI, XVI, XXII. Окончательный отчет по теме № 01423429/274 за 1992-1999 гг / В.В. Тернова, В.В. Павлова, М.Н. Афанасов; ВСЕГЕИ. – СПб, 1999. – 476 с.

160. Ферронский, В.И. Изотопия гидросферы Земли / В.И. Ферронский, В.А. Поляков. – М.: Научный мир, 2009. – 632 с.

161. Фомин, Г.С. Вода. Контроль химической, бактериальной и радиационной безопасности по международным стандартам / Г.С. Фомин. – 4-е изд., перераб. и доп. – М.: Протектор, 2010. – 1008 с.

162. Формирование химического состава природных вод Приамурья и Забайкалья: сборник / РАН, Дальневост. отд-ние, Тихоокеан. ин-т географии; отв. ред. А.В. Иванов. – Владивосток: [б. и.], 1978. – 101 с.

163. Франк-Каменецкий, А.Г. Промышленная эксплуатация Доронинского содового озера // Сибирский краевой промышленный съезд. Т. II. Доклады секции «Недра». – Новосибирск. – 1928. – С. 271–279.

164. Цыганок, В.И. Режим и формирование солевого состава озер Борзинского района / В.И. Цыганок, Ф.И. Еникеев // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья: сб. науч. тр. – Чита: Восточно-Сибирское изд-во, 1969. – Вып. 6. – Ч. 3. – С. 21-27.

165. Цыренов, Б.С. Изотопные вариации углерода карбонатов и органического вещества минеральных озер Забайкалья / Б.С. Цыренов, В.Б. Дамбаев, Г.Г. Гончиков, Б.Б. Намсараев // Вестн. Бурятск. гос. ун-та. – 2009. – № 3. – С. 22-25.

166. Цыцарин, Г.В. Отчет по теме: составление гидрохимической карты масштаба 1 : 500 000 Агинского озерного района Читинской области за 1965 / Г.В. Цыцарин, Н.А. Шмидерберг; МГУ. – Чита, 1965. – 215 с.

167. Чербянова, Л.Ф. Геологическое строение и полезные ископаемые района Торейских озер. Отчет по работам 1964-1965 гг. Цасучейской партии масштаба 1 : 200 000, лист М-50-XIV. Отчет ЧГУ / Л.Ф. Чербянова, М.Б. Звонкова. – Чита, 1966. – 278 с.

168. Шварцев, С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза / С.Л. Шварцев. – М.: Недра, 1978. – 287 с.

169. Шварцев, С.Л. Взаимодействие воды с алюмосиликатными горными породами: Обзор / С.Л. Шварцев // Геол. и геоф. – 1991. – № 12. – С. 16-50.

170. Шварцев, С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза / С.Л. Шварцев. – 2-е изд., испр. и доп. – М.: Недра, 1998. – 366 с.

171. Шварцев, С.Л. Содовые воды как зеркало противоречий в современной гидрогеохимии / С.Л. Шварцев // Фундаментальные проблемы гидрогеохимии: Тр. Междунар. конф., посв. 75-летнему юбилею гидрогеохимии (Томск, 4-8 окт. 2004) / ТПУ, РАН, Сиб. отд-е, Ин-т геол. нефти и газа; под ред. С.Л. Шварцева. – Томск: Изд. НТЛ. – 2004. – С. 70–75.

172. Шварцев, С.Л. Геохимия содовых вод межгорного бассейна Датун провинция Шаньси, Северо-Западный Китай / С.Л. Шварцев, Я. Ван // Геохимия. – 2006. – № 10. – С. 1097-1109

173. Шварцев, С.Л. Литий и уран в бессточных озерах Западной Монголии / С.Л. Шварцев, В.П. Исупов, А.Г. Владимиров, М.Н. Колпакова, С. Ариунбилэг, С.С. Шацкая, Е.Н. Мороз // Химия в интересах устойчивого развития. – 2012. – Т. 20. – № 1. – С. 43-48.

174. Шварцев, С.Л. Перспективы использования промышленных рассолов Сибирской платформы для извлечения лития и брома / С.Л. Шварцев, С.В. Алексеев, А.Г. Вахромеев, Л.П. Алексеева // Интерэкспо Гео-Сибирь. – 2012. – Т. 2.– № 1. – С. 30-34.

175. Шварцев, С.Л. Внутренняя эволюция геологической системы вода–порода / С.Л. Шварцев // Вестн. Рос. акад. наук. – 2012. – Т. 82. – № 3. – С. 242-251.

176. Шварцев, С. Л. Вода как главный фактор глобальной эволюции / С.Л. Шварцев // Вестн. Рос. академии наук. – 2013. – Т. 83. – № 2. – С. 124.

177. Шварцев, С. Л. Геохимия и формирование состава соленых озер Западной Монголии / С.Л. Шварцев, М.Н. Колпакова, В.П. Исупов, А.Г. Владимиров, С. Ариунбилэг // Геохимия. – 2014. – № 5. – С. 432-449.

178. Шварцев, С.Л. Основное противоречие, определившее механизмы и направленность глобальной эволюции / С.Л. Шварцев // Вестн. Рос. акад. наук. – 2015. – Т. 85. – № 7. – С. 632.

179. Шварцев, С.Л. Механизмы образования и усложнения минеральных и органических соединений в зоне гипергенеза/ С.Л. Шварцев // Отражение био-, гео- антропосферных взаимодействий в почвах и почвенном покрове: сб. мат. VI Всерос. конф. с междунар. участием, посв. 125-летию со дня рождения Р.С. Ильина. – 2016. – С. 113-119.

180. Шварцев, С.Л. Вода – созидатель окружающего мира / С.Л. Шварцев // Проблемы геологии и освоения недр: Тр. XXI Междунар. симп. им. акад. М.А. Усова студентов и молодых учёных, посв. 130-летию со дня рождения проф. М.И. Кучина. – 2017. – С. 514-516.

181. Щербина, В.В. Поведение урана и тория в условиях сульфатно-карбонатной и фосфатной среды в зоне гипергенеза / В.В. Щербина // Геохимия. – 1957. – № 6. – С. 493-507.

182. Эволюция глобального биогеохимического цикла серы / Под. общ. ред. М.В. Иванова. – М.: Наука, 1989. – 200 с.

183. Юдович, Я.Э. Соотношения изотопов углерода в стратисфере и биосфере: четыре сценария / Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис // Биосфера. – 2010. – Т. 2. – № 2. – С. 231-246.

184. Юшкин, Н.П. Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях / Н.П. Юшкин. – Л.: Наука. Ленинградское отделение, 1968. – 187 с.

185. Юргенсон, Г.А. Минеральное сырье Забайкалья: в 2 ч. Ч.1. Кн. 2. Редкие элементы / Г.А. Юргенсон. – Чита: Поиск, 2008. – 240 с.

186. Юргенсон, Г.А. Гейлюссит Доронинского содового озера, Восточное Забайкалье, Россия / Г.А. Юргенсон, Н.В. Серебренникова, Е.Н. Котова // Литосфера. – 2011. – № 2. – С. 128–134.

187. Ядрищенская, Н.Г. Новые данные в изучении Торейской впадины (Восточное Забайкалье) / Н.Г. Ядрищенская, А.В. Куриленко, Р.А. Коростовский, Н.И. Раитина // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Мат. Пятого Всерос. совещания / Под ред. Е.Ю. Барабошкина, И.В. Благовещенского. – Ульяновск: УлГУ, 2010. – С. 356-359.

188. Borkenstein, C.G. Untersuchungen zur bioverfügbarkeit von elementarschwefel und biogenem schwefel und zur biotexnologischen sulfidentfernung durch grüne- und purpurschwefelbakterien: Dissertation zur erlangung des grades eines doktors der naturwissenschaften / Clemens G. Borkenstein. – Graz, Österreich, 2006. – Ű. 150.

189. Borzenko, S.V. Basic formation mechanisms of the Lake Doroninskoye soda water (East Siberia, Russia) / S.V. Borzenko, L.V. Zamana, L.I. Usmanova // Acta Geochimica. – 2018. – V. 1. – Iss. 1. P. 1-11.

190. Borzenko, S.V. Thermodynamic Evaluation of Mineral Balance in Water Thickness of the Soda Lake Doroninskoe (Eastern Transbaikalia, Russia) / S.V. Borzenko, L.V. Zamana, D.S. Suvorova // Acta Geologica Sinica (English Edition). – 2014. – V. 88. – P. 123-124.

191. Buryukhaev, S.P. Microbial Processes of Carbon and Sulfur Cycles in Lake Doroninskoe (Transbaikalia) During Subglacial Period / S.P. Buryukhaev, S.V. Borzenko, V.B. Dambaev, E.B. Matyugina, T.G. Banzaraktsaeva // Microbial community of extreme environments: diversity, activity and biotechnological potential: materials to the workshop with international participation. – Ulan-Ude. – 2014. – P. 102-111.

192. Baas-Becking, L. Biological processes in the estuarine environment / L. Baas-Becking // Proc. Konikl. Neberl. Akad. Wet. – 1956. – № 3. – P. 181-189.

193. Chen, J. Sulphate reduction and sulfur cycling in lake sediments / J. Chen, F. Wang, G. Wan, D. Tang, D.D. Zang, R. Hunag, J. Li, T. Xiao // Acta Geologica Sinica. – 2008. – V. 82. – № 5. – P. 975-981.

194. Craig, H. Isotopic variations in meteoric waters / H. Craig // Science. – 1961. – V. 133. – P. 1702-1703.

195. Dansgaard, W. Stable isotopes in precipitation / W. Dansgaard // Tellus. – 1964. – V. 16 (4). – P. 436-468.

196. De Baar, H.J.W. Rare earth element distributions in anoxic waters of the Gariaco Trench / H.J.W. De Baar, C.R. German, H. Elderfield, P. van Gaans // Geochim. et Cosmochim. Acta. – 1988. – V. 52. – P. 1203-1219.

197. Elderfield, H. Rare earth elements in the pore waters of reducing near shore sediments / H. Elderfield, R. Paggett // Earth. Planet. Sci. Lett. – 1986. – V. 82. – P. 280-288.

198. Eschemann, A. Aerotaxis in Desulfovibrio / A. Eschemann, M Kühl, H. Cypionka // Environ. Microbiol. – 1999. – V. 1. – № 6. – P. 489 – 494.

199. Fagel, N. Multiple seawater-derived geochemical signatures in Indian oceanic pelagic clays / N. Fagel, L. Andre, P. Debraband // Geochim. et Cosmochim. Acta. – 1997. – V. 61. – № 5. – P. 989-1008.

200. Gaskova, O.L. REE distribution during sedimentation in soda Lake Doroninskoye (Eastern Transbaikalia) / O.L. Gaskova, S.V. Borzenko, G.P. Shironosova // Procedia Earth and Planetary Science. – 2017. – 17. – P. 694-697.

201. Gysi, A.P. The Thermodynamic properties of bastnäsite-(Ce) and parisite-(Ce) / A.P. Gysi, A.E. Williams-Jones // Chem. Geol. – 2015. – V. 392. – P. 87-101.

202. Hardie, L.A. The evolution of closed basin brines / L.A. Hardie, H.P. Eugster // Mineral. Soc. Am. – 1970. – V. 3. – P. 273-290.

203. Harvie, C.E. Evaporation of sea water: calculated mineral sequences / C.E. Harvie, J.H. Weare, L.A. Hardie, H.P. Eugster // Science. – 1980. – V. 208. – P. 498-500.

204. Isotope geochemistry / H.D. Holland, K.K. Turekian (eds). – Elsevier, Academic Press, 2011. – 739 p.

205. Kloppmann, W. Exotic isotope compositions of saline waters and brines from the crystalline basement / W. Kloppmann, J.-P. Girard, P. Negrel // Chemical Geology. – 2002. – V. 184. – Iss. 1-2. – P. 49-70.

206. Marschall, C. Influence of oxygen on sulfate reduction and growth of sulfate-reducing bacteria / C. Marschall, P. Frenzel, H. Cypionka // Arch.Microbiol. – 1993. – V. 159. – P. 168-173.

207. Matsuo, S. Mantle water based on the hydrogen isotope ratios of hydrouse silicates in the mantel / S. Matsuo, Y. Kuroda, T. Suzuoki [et al.] // Geol. Surv. Open-file Rep. – 1978. – V. 701. – P. 278-280.

208. McArthur, J.M. Rare-earth geochemistry of phosphorites / J.M. McArthur, J.N. Walsh // Chem. Geol. – 1984. – V. 47. – № 3/4. – P. 169-200.

209. McCaffrey, M.A. The evaporation path of seawater and the coprecipitation of Br^- and K^+ with halite / M.A. McCaffrey, B. Lazar, H.D. Holland // J. Sedim. Petrol. – 1987. – V. 57. – P. 928-937.

210. Medová, H., High abundances of aerobic anoxygenic phototrophs in saline steppe lakes / H. Medová, E.N. Boldareva, P. Hrouzek, M. Koblížek, S.V. Borzenko, Z.B. Namsaraev, V.M. Gorlenko, B.B. Namsaraev // FEMS Microbiology Ecology. – 2011. – V. 76. – Iss. 2. –P. 393-400.

211. Merkel, B.J. Groundwater Geochemistry: A Practical Guide to Modeling of Natural and Contaminated Aquatic Systems / B.J. Merkel, B. Planer-Friedrich; ed. by D.K. Nordstrom. – Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2005. – 230 p.

212. Miao, Z. Sulfate reduction in groundwater: characterization and applications for remediation / Z. Miao, M.L. Brusseau, K.C. Carroll, C. Carreon-Diazconti, B. Johnson // Environ Geochem. Health. – 2012. – 34. – P. 539-550.

213. Nicholas, D.J.D. Biological Sulphate Reduction / D.J.D. Nicholas // Mineralium Deposita. – 1967. – V. 2. – P. 169-180.

214. Northrop, D.A. Oxygen isotope fractionationin system containing dolomite / D.A. Northrop, R.N. Clayton // J. Geol. – 1966. – V. 74. – P. 174-196.

215. Poser, A. Disproportionation of elemental sulfur by haloalkaliphilic bacteria from soda lakes. / A. Poser, R. Lohmayer, C. Vogt, K. Knoeller, B. Planer-Friedrich, D. Sorokin, H.-H. Richnow, K. Finster // Extremophiles. – 2013. – 17 (6): P. 1003-1012.

216. Postgate, J.R. The reduction of sulfur compounds by sulfur compounds by Desulphovibrio desulphuricans / J.R. Postgate // J. Gen. Microbiol. – 1951. – V. 5. – № 4. – P. 725-738.

217. Reeves, C.C.J. Economic significance of playa lake deposits / C.C.J. Reeves // Spec. int. Ass. Sediment. – 1978. – 2. – P. 279-290.

218. Savin, S.M. The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of ocean sediments and shales / S.M. Savni, S. Epstein // Ibid. – 1970. – V. 34. – P. 43-63.

219. Sass, H. Vertical distribution of sulfate-reducing bacteria at the oxic-anoxic interface in sediments of the oligotrophic Lake Stechlin / H. Sass, H. Cypionka, H.-D. Babenzien // FEMS Microbiol. Ecol. – 1997. – V. 22. – P. 245-255.

220. Seal, R.R. Oxygen and hydrogen isotope systematics of Lake Baikal, Siberia: Implications for paleoclimate studies / R.R. Seal, W.C. Shanks // Lirnnol. Oceanogr. – 1998. – 43 (6). – P. 1251-1261.

221. Sofer, Z. Activities and concentration of oxygen-18 in concentrated aqueous salt solutions: analytical and geophysical implications / Z. Sofer, J.R. Gat // Earth and Planet. Sci. Lett. – 1975. – V. 26. – P. 179-186.

222. Surface and groundwater, weathering, and soils: Treatise on geochemistry / by ed. J.I. Drever. – 2005. – V.5. – 644 p.

223. Talbot, M.R. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotope ratios in primary lacustrine carbonates / M.R. Talbot // Chemical Geology (Isotope Geoscience Section). – 1990. – V. 80. – P. 261-279.

224. Vainshtein, M.B. Influence of redox environment on the intensity of formation of hydrogen sulfide by sulfate-reducing bacteria / M.B. Vainshtein, G.I. Gogotova // Mickrobiol. – 1987. – V. 56. – № 1. – C. 31-35.

225. Warren, J.K. Evaporite Sedimentology / Warren, J.K. // J. Sedimentology. – Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 1989. – № 29 (5). – P. 548-556.

226. Widdel, F. A new anaerobic, sporing, acelateoxidizing, sulphate-reducing bacterium Desulfotomaculum (emend.) acetoxidans / F. Widdel, N. Pfennig // Arch. Microbiol. – 1977. – V. 112. – P. 119-122.

227. Xu, X. Sulfate-reduction, sulfide-oxidation and elemental sulfur bioreduction process: Modeling and experimental validation / X. Xu, C. Chen, D.-J. Lee, A. Wang, W. Guo, X. Zhou, H. Guo, Y. Yuan, N. Ren, J.-S. Chang // Bioresource Technology. – 2013. – V. 147. – P. 202-211.

228. Zamana, L.V. Isotopic Composition of Dissolved Carbonates Meromictic Soda Lake Doroninskoe (Eastern Transbaikalia, Russia) / L.V. Zamana, S.V. Borzenko // Acta Geologica Sinica (English Edition). – 2014. – V. 88. – P. 395-397.

229. Zheng, M. Saline lakes and salt basin deposits in China / M. Zheng. – Beijing: Science Press, 2014. – 321 p.

230. Zhu, Z., Abnormal positive $\delta^{13}C$ values of carbonate in Lake Caohai, southwest China, and their possible relation to lower temperature / Z. Zhu, J. Chen, Y. Zeng // Quaternary International. – 2013. – V. 286. – P. 85-93

Приложение 1

Таблица Макрокомпонентный состав подземных вод

Шифр	Водопункт	Координаты		pH	CO_2	Содержание главных ионов, мг/л									SO_4^{2-}/Cl^-	M, г/л	Si, мг/л
		с.ш.	в.д.			CO_3^{2-}	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	F^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Бассейн р.Ингоды																	
12-14	Скважина	51° 14' 50.77"	112° 13' 24.75"	7.67	2.20	< 0.3	487.0	30.3	14.8	0.63	74.0	49.1	28.1	0.03	2.05	0.68	1.10
12-15	Скважина	51° 14' 39.53"	112° 15' 13.37"	7.60	4.62	< 0.3	86.2	20.1	13.2	0.11	20.8	9.60	7.05	0.08	1.52	0.16	1.79
12-16	Скважина	51° 14' 24.38"	112° 11' 36.06"	7.62	2.31	< 0.3	381.9	33.5	9.50	0.03	93.0	24.2	18.4	2.30	3.53	0.56	1.01
12-17	Скважина	51° 15' 17.40"	112° 13' 56.09"	7.07	2.30	< 0.3	115.8	11.2	9.00	0.44	30.9	9.00	2.71	0.24	1.24	0.18	3.29
12-18	Колодец	51° 13' 19.34"	112° 14' 22.03"	7.34	3.70	< 0.3	612.9	32.1	4.00	1.58	129.4	51.5	19.4	3.37	8.03	0.85	5.19
12-19	Скважина	51° 14' 47.54"	112° 15' 9.21"	7.58	2.30	< 0.3	594.3	37.2	25.6	0.42	120.1	59.7	27.2	0.05	1.45	0.87	6.06
12-20	Скважина	51° 14' 46.14"	112° 12' 17.77"	7.71	4.20	< 0.3	219.6	19.6	16.6	0.22	32.3	20.4	23.2	0.56	1.18	0.33	6.17
12-21	Скважина	51° 17' 3.26"	112° 19' 47.32"	7.72	4.20	< 0.3	304.8	16.5	11.8	0.07	46.7	24.6	23.5	3.17	1.40	0.43	5.97
12-22	Скважина	51° 15' 48.91"	112° 15' 21.61"	8.10	2.50	< 0.3	778.0	37.3	11.2	0.50	58.2	70.1	97.7	1.69	3.33	1.06	8.98
12-23	Колодец	51° 17' 55.36"	112° 17' 39.40"	7.48	3.52	< 0.3	540.0	443.0	14.1	0.30	155.0	97.8	77.2	8.24	31.4	1.34	8.00
12-24	Скважина	51° 4' 57.37"	111° 46' 34.97"	7.65	4.60	< 0.3	340.9	18.7	12.1	0.11	44.8	27.3	34.5	0.70	1.55	0.48	5.11
12-25	Скважина	51° 0' 31.63"	111° 41' 29.90"	7.72	3.70	< 0.3	347.1	11.5	11.4	0.12	54.6	26.2	32.4	0.45	1.01	0.48	5.82
12-26	Скважина	51° 6' 44.35"	111° 46' 51.43"	7.76	2.40	< 0.3	432.8	15.6	15.8	0.2	85.9	31.9	21.8	0.94	0.99	0.61	5.20
12-27	Скважина	51° 9' 55.68"	111° 55' 57.48"	7.32	2.50	< 0.3	290.8	14.4	6.36	0.13	55.9	20.8	17.4	0.86	2.26	0.41	11.2
12-28	Скважина	51° 27' 9.99"	112° 26' 43.19"	7.38	3.20	< 0.3	264.5	7.24	3.63	0.15	52.6	14.5	17.8	0.65	1.99	0.36	10.9
12-29	Колодец	51° 25' 53.93"	112° 35' 13.86"	7.61	1.85	< 0.3	318.1	21.0	16.6	0.22	76.3	18.4	18.8	1.03	1.27	0.47	9.81
12-30	Скважина	51° 20' 35.88"	112° 20' 24.73"	7.55	3.30	< 0.3	187.7	46.6	22.2	0.13	52.3	15.5	16.5	1.23	2.10	0.34	6.85
12-31	Родник	51° 19' 32.67"	112° 16' 9.82"	7.35	5.54	< 0.3	277.3	8.50	7.50	0.11	70.0	12.9	12.4	2.30	1.13	0.39	7.58
12-32	Колодец	51° 21' 56.03"	112° 21' 17.52"	7.28	5.10	< 0.3	59.6	24.7	15.1	0.09	14.6	11.3	3.52	1.09	1.64	0.13	5.55
12-33	Скважина	51° 10' 35.15"	112° 13' 50.76"	7.23	4.20	< 0.3	72.8	7.18	3.25	0.09	12.8	6.42	6.49	1.09	2.21	0.11	6.04
12-34	Скважина	51° 12' 47.73"	112° 10' 51.35"	7.45	2.50	< 0.3	88.1	7.25	1.45	0.15	12.7	6.88	10.4	1.00	5.00	0.13	7.08
12-35	Родник	51° 16' 32.23"	112° 9' 33.75"	7.53	4.62	< 0.3	141.1	16.0	3.69	0.12	24.3	14.5	8.20	1.20	4.34	0.21	6.53
12-36	Колодец	50° 57' 36.80"	111° 40' 32.68"	7.29	3.70	< 0.3	81.4	7.05	2.61	0.20	12.1	9.88	3.49	0.99	2.70	0.12	4.59
12-37	Скважина	51° 6' 50.38"	112° 9' 35.04"	7.56	2.30	< 0.3	111.6	43.5	29.4	0.28	38.3	19.8	4.22	1.02	1.48	0.25	10.4
12-38	Скважина	51° 8' 56.51"	112° 3' 44.84"	7.74	2.31	< 0.3	378.7	56.1	39.1	0.20	64.7	50.8	23.9	2.01	1.43	0.62	12.0
17-35	Скважина	50° 59' 11.26"	111° 33' 21.13"	7.33	26.0	< 0.3	398.0	80.4	52.4	-	122.1	39.4	10.1	2.79	1.53	0.71	12.0

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Бассейн р.Онон																	
655	Колодец	50° 47' 15.00"	114° 42' 3.00"	7.30	5.50	< 0.3	233.8	38.0	12.0	0.57	56.2	9.53	8.82	8.73	3.17	0.37	5.16
643	Родник	50°44'15.00"	114°50'57.00"	7.84	2.30	< 0.3	112.2	20.4	16.0	0.23	39.0	6.73	7.25	0.89	1.28	0.20	11.5
629	Родник	50° 40' 36.00"	114° 59' 34.00"	7.95	3.32	< 0.3	223.5	23.8	16.0	0.55	65.3	8.22	11.3	0.70	1.49	0.35	9.14
621	Родник	50° 43' 17.00"	115° 22' 20.00"	7.72	4.60	< 0.3	196.4	36.0	22.2	0.46	55.9	14.1	9.20	2.84	1.62	0.34	9.96
624	Родник	50° 45' 36.00"	115° 19' 55.00"	6.47	4.40	< 0.3	328.2	22.1	20.0	0.81	69.2	24.0	18.4	1.95	1.10	0.49	6.48
632	Родник	50° 33' 40.00"	114° 55' 10.00"	7.91	2.31	< 0.3	191.5	21.9	18.0	0.46	70.2	9.76	7.78	0.66	1.22	0.32	9.43
633	Колодец	50° 34' 20.00"	114° 47' 34.00"	7.66	2.20	< 0.3	264.7	24.2	38.0	0.52	71.6	13.8	15.5	1.29	0.64	0.43	7.72
641	Родник	50° 37' 42.00"	114° 51' 24.00"	7.82	2.35	< 0.3	367.0	21.9	50.0	1.03	69.4	30.2	24.8	3.77	0.44	0.57	9.65
636	Скважина	50°31'2.00"	114°33'20.00"	7.76	5.60	< 0.3	348.4	29.5	32.0	1.12	63.7	13.8	64.0	1.28	0.92	0.55	8.88
637	Колодец	50° 31' 6.00"	114° 33' 23.00"	8.40	< 0.4	2.40	324.5	31.3	38.0	1.00	64.7	13.3	56.2	3.32	0.82	0.53	8.20
9-01	Скважина	50° 51' 35.91"	114° 58' 12.61"	8.00	3.96	< 0.3	213.5	30.6	6.03	0.38	58.1	10.9	10.8	0.99	5.08	0.33	5.80
9-02	Скважина	50° 53' 52.07"	114° 37' 51.33"	7.96	0.88	< 0.3	231.8	13.0	5.50	0.35	54.1	12.2	12.6	0.83	2.36	0.33	5.70
9-03	Скважина	50° 59' 44.54"	114° 16' 13.10"	7.95	3.90	< 0.3	207.4	46.6	30.9	0.30	82.2	14.6	15.6	1.66	1.51	0.40	6.70
9-04	Скважина	50° 49' 44.19"	114° 45' 59.98"	8.01	2.50	< 0.3	131.2	20.4	2.49	0.23	34.1	8.51	7.06	0.83	8.20	0.21	7.40
9-05	Скважина	50° 48' 55.34"	115° 5' 16.99"	7.94	2.40	< 0.3	180.0	18.4	1.24	<0.2	40.1	11.6	7.79	0.66	14.9	0.26	6.90
9-06	Скважина	50° 48' 55.70"	115° 18' 9.31"	8.15	3.30	< 0.3	225.7	22.6	1.42	0.24	44.1	15.8	10.8	0.66	15.9	0.32	4.40
9-07	Скважина	50° 49' 45.49"	115° 18' 36.46"	8.02	2.50	< 0.3	237.9	16.8	10.9	0.37	54.1	13.4	12.6	1.83	1.55	0.35	8.40
9-08	Скважина	50° 40' 35.46"	115° 25' 36.27"	8.16	4.40	< 0.3	183.0	19.8	4.26	0.42	47.1	8.51	10.8	0.83	4.64	0.27	3.00
9-09	Скважина	50° 42' 14.02"	115° 36' 0.76"	8.17	2.35	< 0.3	219.6	17.3	11.2	0.43	52.1	9.73	12.6	0.99	1.54	0.32	4.00
9-10	Скважина	50° 33' 15.98"	115° 33' 42.17"	8.15	2.20	< 0.3	259.3	21.3	11.2	0.43	53.1	17.6	13.3	0.83	1.89	0.38	4.20
9-11	Скважина	50° 30' 41.93"	115° 8' 23.76"	8.03	5.85	< 0.3	125.1	20.7	15.1	0.19	57.1	5.47	8.19	1.16	1.37	0.23	4.00
9-12	Скважина	50° 30' 45.11"	115° 43' 18.60"	7.95	2.40	< 0.3	158.6	18.1	3.37	0.19	38.1	10.3	7.42	0.66	5.37	0.24	7.60
9-13	Скважина	50° 31' 8.11"	114° 58' 12.62"	8.02	3.30	< 0.3	180.0	22.4	24.3	0.30	61.1	11.6	11.9	0.99	0.92	0.31	5.70
9-14	Скважина	50° 24' 1.99"	114° 45' 19.02"	7.95	2.40	< 0.3	222.7	58.9	49.5	0.26	101.2	17.6	19.3	1.83	1.19	0.47	5.75
9-15	Скважина	50° 27' 25.60"	114° 44' 17.08"	7.75	4.62	< 0.3	103.7	12.5	3.73	<0.20	24.1	7.30	7.42	0.83	3.35	0.16	7.20
9-16	Скважина	50° 16' 6.55"	114° 54' 55.65"	8.13	2.20	< 0.3	204.4	41.2	11.7	0.45	60.1	9.73	11.5	1.16	3.51	0.34	2.20
9-17	Скважина	50° 14' 11.23"	115° 11' 45.36"	8.04	2.31	< 0.3	231.8	33.9	13.0	0.38	67.1	12.8	12.6	1.16	2.62	0.37	4.70
9-18	Скважина	50° 19' 52.25"	114° 28' 57.57"	8.02	2.30	< 0.3	225.7	26.2	44.4	0.38	66.1	17.0	13.4	1.66	0.59	0.39	5.15
9-19	Скважина	50° 22' 19.45"	116° 21' 42.24"	8.18	4.40	< 0.3	228.8	28.6	4.79	0.30	60.1	10.9	11.5	0.83	5.98	0.35	2.20
9-20	Скважина	50° 20' 46.20"	116° 26' 22.26"	7.56	3.35	< 0.3	115.9	16.5	2.36	0.28	29.1	6.08	9.27	0.83	6.97	0.18	7.90
9-21	Скважина	50° 20' 4.87"	116° 22' 55.45"	8.06	2.20	< 0.3	292.8	35.1	20.8	0.86	98.2	13.1	16.3	1.24	1.69	0.48	12.0

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
9-22	Скважина	50° 22' 16.74"	116° 28' 40.93"	7.96	2.40	< 0.3	219.6	38.0	23.5	0.23	92.2	13.4	15.6	1.16	1.62	0.40	11.1
9-23	Скважина	50° 22' 21.09"	116° 31' 51.06"	7.86	5.20	< 0.3	176.9	28.2	7.83	0.21	52.1	5.47	16.0	1.33	3.60	0.29	10.4
9-24	Скважина	50° 25' 4.61"	116° 30' 27.76"	7.94	2.40	< 0.3	164.7	26.8	8.79	0.23	54.1	7.30	12.2	1.16	3.05	0.28	11.0
9-25	Скважина	50° 27' 43.60"	116° 42' 46.20"	8.10	4.50	< 0.3	170.8	21.1	12.5	0.24	64.1	7.30	10.8	0.83	1.69	0.29	10.8
9-26	Скважина	50° 30' 49.33"	115° 46' 40.88"	7.96	2.40	< 0.3	176.9	33.9	15.3	0.23	76.2	9.73	13.0	0.83	2.21	0.33	8.70
9-27	Скважина	50° 35' 56.93"	115° 41' 27.33"	8.10	2.20	< 0.3	244.0	29.8	11.8	0.41	68.1	8.51	12.2	1.16	2.54	0.38	9.10
9-28	Скважина	50° 28' 21.33"	115° 33' 17.55"	7.86	2.35	< 0.3	231.8	28.3	12.1	0.31	62.1	14.6	14.8	1.66	2.33	0.37	10.0
9-29	Скважина	50° 26' 1.94"	115° 33' 39.20"	8.09	4.50	< 0.3	335.5	11.2	14.2	1.50	48.1	39.5	20.4	1.49	0.79	0.47	8.65
9-30	Скважина	50° 24' 58.97"	115° 35' 29.11"	7.85	4.62	< 0.3	402.6	33.3	102.2	0.76	160.3	63.2	34.1	2.24	0.33	0.80	9.00
9-31	Скважина	50° 20' 53.18"	115° 39' 38.49"	8.00	3.30	< 0.3	286.7	2.7	1.92	1.74	48.1	23.1	22.3	1.33	1.39	0.39	10.0
9-32	Скважина	50° 23' 14.41"	115° 37' 13.37"	8.02	2.40	< 0.3	320.3	34.1	12.9	2.10	52.1	26.8	28.2	1.66	2.65	0.48	7.20
9-33	Скважина	51° 5' 26.66"	114° 23' 8.44"	8.03	3.60	< 0.3	256.0	32.8	100.1	0.76	69.1	27.6	43.8	1.66	0.33	0.53	7.93
9-34	Скважина	51° 7' 58.74"	114° 25' 32.22"	8.11	4.50	< 0.3	329.4	13.5	32.0	1.80	56.1	37.7	19.7	1.33	0.42	0.49	6.50
9-35	Скважина	51° 2' 48.63"	114° 30' 22.41"	8.16	4.50	< 0.3	256.2	8.89	1.92	0.93	60.1	21.9	9.64	1.16	4.63	0.36	7.60
9-36	Скважина	51° 7' 45.08"	114° 37' 20.92"	8.20	1.76	< 0.3	488.0	33.9	3.51	1.80	50.1	40.1	60.8	2.66	9.66	0.68	6.50
13-01	Скважина	50° 48' 8.64"	114° 43' 37.20"	7.19	7.92	< 0.3	250.0	23.4	3.60	1.17	25.7	19.7	40.2	0.50	6.50	0.36	7.09
13-05	Скважина	50° 43' 29.28"	115° 2' 13.20"	8.42	< 0.4	4.40	354.0	16.4	11.2	2.50	27.1	48.2	24.2	1.48	1.46	0.49	5.94
13-08	Скважина	50° 43' 6.35"	115° 6' 5.90"	7.55	0.88	< 0.3	262.3	33.4	157.2	-	184.4	63.2	33.4	1.33	0.21	0.74	10.4
14-4	Скважина	50° 14' 33.11"	115° 5' 9.06"	7.80	3.96	< 0.3	330.6	18.7	2.08	1.38	69.3	18.1	22.0	0.78	8.99	0.46	1.10
14-5	Скважина	50° 48' 53.39"	115° 6' 55.62"	7.46	6.16	< 0.3	395.9	28.8	7.41	2.68	34.6	31.7	69.0	0.68	3.89	0.57	7.44
14-17	Скважина	-	-	7.67	5.72	< 0.3	201.9	59.1	36.90	0.21	73.9	8.86	26.0	0.57	1.60	0.41	1.99
17-28	Скважина	50° 31' 10.16"	115° 0' 43.56"	7.68	11.0	< 0.3	398.0	102.5	26.6	-	52.8	47.2	67.6	9.75	3.85	0.70	5.00
17-30	Родник	50° 56' 20.26"	114° 48' 49.86"	7.28	7.04	< 0.3	77.8	16.8	2.08	-	26.5	5.95	6.37	1.02	8.08	0.14	6.00
610	Колодец	50° 21' 39.00"	115° 32' 51.00"	7.50	3.50	< 0.3	364.5	86.0	100.0	0.87	87.8	38.2	75.0	1.50	0.86	0.75	8.94
611	Колодец	50°21'49.02"	115°34'6.76"	7.53	3.85	< 0.3	362.4	100.0	86.0	0.90	89.1	36.2	77.0	1.30	1.16	0.75	5.01
612	Скважина	50° 21' 54.00"	115° 36' 21.00"	7.84	2.30	< 0.3	208.9	4.00	10.0	0.82	37.4	14.7	16.0	1.20	0.40	0.29	8.45
614	Скважина	50°21'16.46"	115°37'24.94"	7.82	2.20	< 0.3	210.0	10.0	4.00	0.80	37.3	17.3	18.0	1.40	2.57	0.30	5.42
616	Колодец	50° 22' 58.00"	115° 36' 57.00"	6.96	3.52	< 0.3	341.6	16.0	17.0	0.93	72.4	21.3	21.0	8.10	0.96	0.50	5.08
618	Колодец	50° 22' 52.00"	115° 39' 34.00"	7.53	3.40	< 0.3	311.1	42.0	93.0	1.12	74.2	39.3	47.0	1.70	0.45	0.61	4.61
620	Колодец	50° 14' 11.00"	115° 32' 20.00"	7.90	3.15	< 0.3	567.5	39.0	80.0	0.88	14.2	16.2	232.0	2.50	0.49	0.95	7.79

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
672	Колодец	50° 17' 37.00"	115° 45' 34.00"	7.82	4.40	< 0.3	541.7	11.0	28.0	1.08	43.3	42.5	95.0	1.30	0.40	0.76	2.13
668	Родник	50° 14' 3.00"	115° 28' 0.00"	8.45	< 0.4	4.40	344.0	12.0	55.0	1.75	5.50	7.60	143.0	2.60	0.23	0.57	2.50
675	Скважина	50° 14' 51.00"	116° 16' 58.00"	8.09	2.20	< 0.3	481.9	57.0	120.0	1.14	35.5	19.6	197.0	1.70	0.48	0.91	2.63
678	Родник	50° 37' 55.00"	115° 50' 2.00"	7.73	4.40	< 0.3	311.1	4.00	38.0	0.68	75.8	15.2	24.0	1.50	0.11	0.47	4.81
15-20	Скважина	50° 5' 1.61"	116° 16' 58.08"	7.82	5.72	< 0.3	503.0	60.0	113.5	1.07	43.5	12.7	198.0	0.80	0.53	0.93	9.70
16-6	Родник	50° 4' 33.90"	117° 3' 12.90"	7.95	7.45	< 0.3	450.8	96.5	31.2	1.41	79.6	60.3	61.1	1.88	3.09	0.78	4.61
17-21	Скважина	50° 4' 43.90"	116° 7' 19.78"	7.64	14.1	< 0.3	414.8	163.0	80.6	-	72.8	64.4	98.1	2.15	2.02	0.90	4.61
17-22	Скважина	50° 4' 57.83"	116° 6' 45.58"	8.09	7.48	< 0.3	393.5	96.3	65.6	-	54.6	44.1	114.6	2.70	1.47	0.77	4.61
Область внутреннего стока																	
600	Родник	50° 18' 48.00"	115° 19' 29.00"	7.89	7.04	< 0.3	217.0	2.00	12.0	0.55	25.8	25.5	10.0	1.20	0.20	0.30	8.66
604	Скважина	50° 20' 24.00"	115° 14' 32.00"	7.92	4.20	< 0.3	264.0	3.00	10.0	0.71	36.2	23.6	19.0	1.10	0.30	0.36	-
605	Колодец	50° 21' 44.00"	115° 12' 45.00"	7.48	4.40	< 0.3	283.0	15.0	13.0	0.95	44.5	29.4	17.0	1.30	1.18	0.40	8.18
608	Родник	50° 19' 5.00"	115° 6' 28.00"	7.65	3.52	< 0.3	305.0	4.00	23.0	0.68	54.0	27.3	15.0	1.40	0.15	0.43	5.31
666	Колодец	50° 20' 0.00"	115° 2' 24.00"	7.73	3.96	< 0.3	219.0	7.00	16.0	0.52	35.7	24.3	13.0	1.10	0.43	0.32	4.50
659	Родник	50° 23' 29.00"	114° 45' 28.00"	7.23	4.40	< 0.3	250.0	62.0	110.0	0.26	100.6	55.4	40.0	0.90	0.56	0.62	8.11
13-26	Родник	50° 40' 11.14"	114° 26' 3.41"	7.65	3.52	< 0.3	195.0	6.30	4.73	1.44	12.3	15.7	35.2	0.30	1.33	0.27	10.3
13-29	Скважина	50° 19' 34.21"	114° 35' 32.28"	7.95	3.52	< 0.3	153.0	28.2	7.95	0.46	22.9	22.1	7.20	0.80	3.55	0.24	7.42
13-38	Колодец	50° 22' 21.47"	115° 14' 51.76"	8.48	< 0.4	4.40	354.0	30.4	50.1	2.08	11.1	42.3	84.8	3.20	0.61	0.58	4.17
13-40	Родник	50° 21' 23.87"	115° 12' 58.72"	7.71	5.28	< 0.3	183.0	12.1	5.63	0.50	13.9	9.32	44.1	0.80	2.15	0.27	6.90
13-45	Скважина	50° 21' 40.21"	115° 22' 53.72"	7.85	3.52	< 0.3	268.0	138.5	93.4	1.58	5.59	30.1	162.9	1.60	1.48	0.70	4.83
13-48	Колодец	50° 22' 3.04"	115° 38' 54.92"	8.26	5.28	< 0.3	261.0	95.2	51.7	1.90	51.0	39.6	42.2	1.30	1.84	0.54	3.84
13-59	Родник	50° 28' 16.36"	115° 25' 45.91"	7.74	5.28	< 0.3	305.0	29.5	22.4	1.44	15.8	18.9	88.5	1.20	1.32	0.48	7.10
13-62	Колодец	50° 13' 49.44"	115° 32' 3.12"	8.10	4.40	< 0.3	720.0	92.0	53.1	6.29	14.9	20.9	289.4	5.60	1.73	1.20	6.38
15-6	Колодец	50° 18' 29.99"	114° 52' 2.75"	7.05	2.64	< 0.3	176.9	13.1	7.82	0.36	38.5	9.92	20.8	8.90	1.68	0.28	10.1
15-9	Колодец	50° 15' 39.53"	115° 2' 15.07"	7.15	19.1	< 0.3	155.6	8.70	62.3	0.60	59.8	10.6	11.2	3.10	0.14	0.31	7.62
15-12	Скважина	50° 12' 14.65"	115° 6' 8.35"	7.34	737.0	< 0.3	799.1	22.7	144.2	0.56	170.0	50.7	137.7	2.50	0.16	1.33	10.6
15-13	Колодец	50° 5' 30.59"	115° 14' 15.47"	6.90	32.1	< 0.3	573.4	14.1	10.1	1.77	139.8	18.8	51.9	1.10	1.40	0.81	10.9
15-14	Родник	50° 7' 28.56"	115° 17' 37.03"	7.30	17.6	< 0.3	433.1	16.9	7.85	1.51	97.4	16.7	30.4	1.80	2.15	0.61	9.73
15-18	Скважина	50° 7' 48.11"	115° 57' 20.34"	7.12	32.1	< 0.3	714.0	47.7	29.8	2.08	125.5	24.5	110.1	1.20	1.60	1.06	8.59
17-1	Скважина	50° 0' 16.47"	115° 43' 13.26"	8.63	< 0.4	12.0	701.5	435.7	160.4	2.23	42.1	51.9	453.8	8.61	2.72	1.87	4.37
17-2	Скважина	49° 57' 24.73"	115° 47' 27.71"	8.79	< 0.4	12.0	823.5	450.3	343.4	4.77	40.3	75.6	548.1	14.5	1.31	2.31	4.27
17-5	Скважина	50° 11' 30.44"	115° 46' 34.61"	8.55	< 0.4	12.0	427.0	21.3	23.9	2.68	40.5	40.1	93.5	4.08	0.89	0.67	14.8

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
17-6	Скважина	50° 9' 26.86"	115° 40' 0.62"	8.76	< 0.4	36.0	719.8	342.7	207.4	4.35	27.5	38.9	478.6	14.8	1.65	1.87	15.2
17-7	Скважина	50° 14' 6.50"	115° 40' 55.60"	8.70	< 0.4	18.0	341.6	65.0	17.5	1.38	25.6	33.1	84.8	3.89	3.71	0.59	9.81
17-8	Ключи	50° 15' 24.73"	115° 38' 55.14"	8.69	< 0.4	18.0	341.6	20.6	10.1	3.08	14.0	36.4	60.0	11.7	2.04	0.52	7.39
17-10	Родник	50° 14' 13.85"	115° 27' 49.03"	8.66	< 0.4	18.0	305.0	62.5	21.9	2.23	36.1	25.0	134.3	7.66	2.85	0.61	14.8
17-11	Скважина	50° 14' 3.26"	115° 28' 0.26"	9.02	< 0.4	6.00	311.0	53.8	11.7	2.34	7.03	4.64	120.0	3.22	4.60	0.52	12.2
17-12	Скважина	50° 11' 44.45"	115° 24' 54.40"	8.20	21.1	< 0.3	787.0	1126	361.6	1.28	148.6	219.4	475.4	2.50	3.11	3.12	5.44
17-14	Скважина	50° 10' 21.54"	115° 20' 2.36"	8.65	< 0.4	15.0	452.9	32.6	21.3	-	26.9	34.1	105.4	2.74	1.53	0.69	5.31
17-24	Колодец	49° 54' 0.36"	115° 42' 28.12"	8.08	20.4	< 0.3	576.5	139.5	67.9	-	140.1	68.0	106.6	9.35	2.05	1.11	6.06
17-25	Скважина	49° 53' 55.32"	115° 42' 20.16"	8.78	< 0.4	15.8	478.9	151.5	71.0	-	120.6	64.3	126.1	57.9	2.13	1.07	6.51

Примечание – Прочерк – химический элемент не определялся

Таблица Микрокомпонентный состав подземных вод

Шифр	Li	Be	B	Al	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br
	мкг/л		мг/л	мкг/л			мг/л		мкг/л								мг/л
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Бассейн р. Ингоды																	
12-14	17.9	0.001	0.24	1.35	3.58	0.23	0.001	0.01	0.09	0.42	2.32	10.0	0.01	0.08	11.9	3.85	-
12-15	18.2	0.01	0.26	2.25	3.54	0.14	0.48	0.02	1.30	4.25	1.04	8.82	0.05	0.03	4.33	0.71	-
12-16	4.95	0.001	0.16	1.26	2.99	0.02	0.04	0.03	0.05	0.39	0.40	0.72	0.01	0.05	10.2	0.10	-
12-17	47.9	0.002	0.42	2.25	0.03	0.15	0.24	2.51	0.03	0.28	0.61	2.25	0.02	0.33	0.89	0.77	-
12-18	10.3	0.003	0.04	0.18	0.45	0.25	0.00	0.01	0.03	0.21	1.32	1.26	0.01	0.04	0.75	0.77	-
12-19	28.5	0.001	0.32	3.43	0.01	0.05	0.01	0.01	0.01	0.32	0.87	2.21	0.01	0.21	0.41	0.13	0.32
12-20	16.1	0.003	0.22	1.22	21.2	0.20	-	0.01	0.08	0.38	2.09	9.07	0.01	0.07	10.7	3.47	-
12-22	16.4	0.01	0.23	2.03	3.18	0.12	0.43	0.02	1.17	3.82	0.93	7.94	0.04	0.02	3.90	0.64	-
12-28	4.46	0.001	0.15	1.13	2.69	0.02	0.03	0.03	0.05	0.35	0.36	0.65	0.01	0.04	9.23	0.09	-
12-29	13.1	0.001	0.38	2.03	0.02	0.14	0.22	2.26	0.02	0.25	0.55	2.03	0.02	0.30	0.80	0.69	-
12-30	9.32	0.001	0.04	0.16	0.41	0.23	0.00	0.01	0.02	0.19	1.19	1.13	0.01	0.03	0.67	0.70	-
12-32	15.6	0.001	0.28	3.09	0.01	0.05	0.00	0.01	0.01	0.29	0.79	1.99	0.01	0.19	0.37	0.11	0.29
17-35	5.03	< ПО	0.008	2.15	0.10	2.27	0.016	0.14	0.46	2.25	1.46	23.7	0.003	0.003	0.34	0.077	0.069
Бассейн р. Онон																	
655	10.8	0.008	0.038	6.20	0.50	0.37	0.31	0.34	1.35	1.76	1.79	11.4	0.090	0.020	14.9	0.13	-
643	8.70	0.002	0.013	0.40	0.21	0.080	0.001	0.005	0.045	0.10	0.51	0.90	0.002	0.020	0.75	0.090	-
629	8.30	0.002	0.025	0.50	2.18	0.060	0.019	0.10	0.26	0.25	0.38	1.20	0.004	0.010	3.00	-	-
621	10.5	0.002	0.027	0.20	2.21	0.78	0.0004	0.002	0.060	0.21	1.33	1.20	0.002	0.020	16.2	0.51	-
624	44.4	0.045	0.057	4.80	1.01	0.35	0.0002	0.016	0.016	2.12	0.80	3.50	0.010	0.020	8.19	0.95	-
632	8.70	0.003	0.014	0.80	1.28	0.12	0.0004	0.002	0.074	0.28	0.72	2.10	0.005	0.010	3.51	-	-
633	11.7	0.003	0.028	1.70	0.27	0.13	0.21	0.013	0.31	0.46	0.98	70.4	0.020	0.020	1.36	0.68	-
641	30.8	0.004	0.10	2.10	3.54	0.070	0.003	0.018	0.22	1.27	1.19	1.00	0.010	0.010	25.1	0.46	-
636	44.9	0.002	0.082	3.30	2.97	0.22	0.001	0.018	0.28	1.25	1.75	5.00	0.010	0.030	7.67	0.34	-
637	37.6	0.002	0.082	2.00	4.41	0.15	0.014	0.007	0.24	0.97	2.68	12.0	0.010	0.030	9.17	0.31	-
13-01	18.9	0.003	0.017	6.54	0.030	0.98	0.002	0.006	0.020	1.39	2.94	56.7	0.004	0.020	0.21	4.20	0.041
13-05	12.8	0.002	0.099	24.8	1.17	0.80	0.0003	0.015	0.070	0.30	1.32	13.1	0.010	0.020	2.05	0.63	0.37
13-08	11.8	0.001	0.072	7.77	2.15	0.91	0.0003	0.008	0.11	0.48	1.80	5.87	0.010	0.030	1.82	0.65	1.02
14-4	13.9	0.020	0.043	27.1	0.22	0.70	0.012	0.13	0.13	4.15	2.64	53.3	0.010	0.020	1.81	0.65	0.16
14-5	18.0	0.010	0.067	22.8	0.20	1.00	0.004	0.14	0.060	1.76	1.85	39.3	0.010	0.040	0.52	0.61	0.088
14-17	62.0	0.013	0.019	17.0	0.18	0.69	0.24	0.53	0.054	2.78	1.52	29.0	0.008	0.28	4.11	0.23	0.14

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
17-28	19.0	0.005	0.089	11.0	0.20	1.60	0.13	2.30	0.064	0.27	2.00	3.30	0.008	0.073	0.32	0.86	0.19
17-30	7.00	< ПО	0.010	8.00	0.10	0.42	0.003	0.041	0.034	0.20	0.96	43.6	0.004	0.020	0.33	0.54	0.019
610	40.4	0.002	0.14	2.30	0.24	0.17	0.002	0.009	0.057	0.19	0.84	34.3	0.010	0.030	0.75	0.98	-
611	37.3	0.003	0.10	2.10	0.22	0.12	0.003	0.008	0.045	0.17	0.80	32.1	0.010	0.020	0.52	0.86	-
612	14.9	0.0004	0.054	0.50	2.03	0.37	0.007	0.13	0.044	0.22	0.96	2.10	0.010	0.070	4.49	0.60	-
614	11.6	0.0003	0.057	0.40	2.18	0.35	0.004	0.10	0.035	0.21	0.98	2.10	0.008	0.040	4.20	0.65	-
616	11.3	0.017	0.052	3.10	1.09	0.36	0.73	0.16	1.741	2.92	1.18	37.4	0.070	0.040	7.99	0.49	-
618	22.9	0.001	0.088	3.20	0.24	0.15	0.001	0.006	0.022	0.12	0.84	16.2	0.010	0.030	0.48	0.59	-
620	19.9	0.004	0.27	1.50	26.2	0.25	0.003	0.016	0.101	0.47	2.58	11.2	0.010	0.090	13.3	4.28	-
672	20.3	0.007	0.29	2.50	3.93	0.15	0.53	0.025	1.445	4.72	1.15	9.80	0.050	0.030	4.81	0.79	-
668	5.50	0.004	0.18	1.40	3.32	0.02	0.039	0.031	0.056	0.43	0.44	0.80	0.010	0.050	11.4	0.11	-
675	164.4	0.005	0.47	2.50	0.030	0.17	0.27	2.79	0.028	0.31	0.68	2.50	0.020	0.37	0.99	0.85	-
678	11.5	0.005	0.049	0.20	0.50	0.28	0.002	0.005	0.029	0.23	1.47	1.40	0.003	0.040	0.83	0.86	-
15-20	42.8	0.004	0.35	3.81	0.010	0.060	0.006	0.004	0.010	0.36	0.97	2.46	0.003	0.23	0.46	0.14	0.36
16-6	21.0	0.11	0.15	41.0	0.45	1.52	0.13	0.036	2.03	21.0	88.0	653.0	0.026	0.037	26.0	1.62	0.18
17-21	43.0	0.032	0.15	2.00	0.60	2.20	0.13	0.044	0.083	0.85	1.06	12.8	0.006	0.020	1.70	3.46	0.46
17-22	38.0	0.025	0.18	55.0	2.00	3.00	0.056	0.70	0.10	6.00	14.3	119.3	0.019	0.040	2.80	2.69	0.52
Область внутреннего стока																	
600	6.80	0.001	0.020	0.50	1.10	0.19	0.001	0.003	0.089	0.23	1.05	1.60	0.004	0.010	2.49	0.050	-
604	16.8	0.001	0.042	1.50	0.18	0.070	0.011	0.049	0.058	0.13	0.42	2.50	0.003	0.020	0.36	0.15	-
605	14.4	0.002	0.036	0.30	0.37	0.050	0.054	0.008	0.23	0.39	0.72	23.7	0.010	0.010	0.82	0.23	-
608	35.7	0.003	0.074	0.70	0.94	0.060	0.006	0.016	0.086	0.31	1.25	1.70	0.004	0.010	1.36	0.65	-
666	11.8	0.003	0.035	1.70	0.66	0.12	0.009	0.007	0.064	0.19	0.94	8.70	0.010	0.010	0.58	0.42	-
659	12.5	0.002	0.024	1.70	0.67	0.12	0.059	0.10	0.53	0.73	1.02	2.40	0.010	0.020	1.54	0.75	-
13-26	16.2	0.001	0.040	12.8	17.0	0.97	0.0002	0.006	0.040	0.28	0.60	16.1	0.004	0.040	2.45	0.23	0.054
13-29	23.0	0.003	0.17	9.27	0.56	1.09	0.0003	0.005	0.030	0.44	0.26	70.9	0.020	0.10	3.76	1.75	4.03
13-38	11.8	< ПО	0.12	13.0	2.54	1.00	0.0003	0.008	0.10	0.54	1.06	9.70	0.010	0.020	6.76	0.36	0.57
13-40	6.80	0.0005	0.028	5.24	1.03	0.97	0.0002	0.007	0.070	0.40	1.05	7.43	0.010	0.010	2.90	0.21	0.26
13-45	39.7	0.001	0.19	33.6	0.67	10.7	0.001	0.094	0.040	0.48	3.50	143.2	0.020	0.39	9.37	0.19	0.80
13-48	12.4	0.004	0.11	20.3	4.64	3.25	0.001	0.036	0.12	0.68	2.50	60.2	0.010	0.020	6.75	2.35	0.41
13-59	18.2	0.004	0.039	74.6	0.57	6.88	0.001	0.029	0.050	0.66	5.00	62.8	0.010	0.10	7.07	0.090	0.15
13-62	22.1	0.010	0.21	42.3	42.0	3.56	0.002	0.049	0.11	2.71	12.3	27.4	0.030	0.040	11.2	0.64	0.35
15-6	9.00	0.026	0.033	3.98	4.91	0.085	0.088	-	0.85	7.5	8.00	36.0	0.010	0.010	3.84	0.19	0.072

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
15-9	13.4	0.012	0.032	23.0	0.13	0.11	0.010	-	0.101	0.22	0.44	35.0	0.009	0.013	0.26	0.37	0.030
15-12	71.0	0.17	0.070	3.84	0.13	0.13	0.59	-	2.71	4.42	0.30	22.0	0.041	0.048	0.93	0.13	0.48
15-13	62.0	0.037	0.072	4.83	0.10	0.15	0.017	-	0.087	0.35	0.74	21.0	0.004	0.043	0.23	0.17	0.10
15-14	36.0	0.015	0.059	2.94	1.16	0.076	0.030	-	0.15	0.46	0.63	12.9	0.004	0.025	2.22	1.24	0.094
15-18	95.0	0.025	0.24	4.19	0.63	0.050	0.025	-	0.49	0.87	1.74	37.0	0.005	0.076	2.08	0.94	0.52
17-1	49.0	0.088	0.37	58.0	0.91	76.5	0.069	1.14	0.64	16.8	2.05	8.77	0.045	0.12	0.82	3.04	0.86
17-2	90.0	<0.02	0.61	69.0	2.75	76.0	0.008	0.55	1.28	19.8	12.6	13.7	0.026	0.040	3.48	6.84	1.45
17-5	25.0	< ПО	0.11	3.00	1.29	1.56	0.002	0.034	0.07	0.24	2.19	25.5	0.002	0.20	0.81	1.34	0.14
17-6	45.0	1.00	0.16	84.4	0.50	7.57	1.49	8.61	0.45	7.14	6.97	54.4	0.13	0.49	0.69	0.68	0.14
17-7	56.0	0.030	0.13	4.00	0.30	1.16	0.31	0.75	0.38	0.58	1.86	10.7	0.010	0.080	8.31	1.05	0.14
17-8	47.0	0.005	0.23	85.0	5.00	1.36	0.29	0.23	0.49	1.74	5.88	23.8	0.041	0.040	26.1	0.54	0.11
17-10	20.0	0.005	0.15	100.0	11.9	1.52	0.083	0.22	0.40	1.38	4.20	44.4	0.047	0.020	20.5	3.08	0.20
17-11	5.20	< ПО	0.13	4.00	2.54	0.52	0.042	0.038	0.04	0.67	0.85	10.4	0.004	0.030	10.0	0.15	0.10
17-12	40.0	< ПО	0.32	65.0	0.83	2.95	1.58	1.56	1.98	2.81	2.91	15.2	0.052	0.030	2.05	3.93	1.22
17-14	56.0	0.066	0.25	4.00	0.060	2.18	0.036	0.46	0.03	0.35	0.68	8.28	0.005	0.44	0.23	0.65	0.19
17-24	35.0	< ПО	0.13	11.0	0.55	3.09	0.050	0.15	0.18	1.65	3.40	35.4	0.007	0.010	3.19	0.88	0.19
17-25	45.0	0.005	0.14	11.0	1.12	2.51	0.41	0.072	0.33	2.98	3.21	10.3	0.012	0.004	2.77	1.22	0.25

Продолжение таблицы

Шифр	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Cd	Sb	Cs	Ba	∑РЗЭ	Hf	Ta	W	Pb	Th	U
	мкг/л	мг/л	мкг/л														
19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
Бассейн р. Ингоды																	
12-14	0.26	0.46	0.01	0.03	0.01	0.68	0.05	0.56	0.05	19.35	0.022	0.003	0.000	0.02	0.08	0.001	4.48
12-15	0.18	0.76	0.02	0.08	0.01	2.50	0.05	0.51	0.01	30.42	0.028	0.005	0.001	0.12	0.18	0.002	14.4
12-16	0.23	0.76	0.02	0.05	0.01	8.47	0.16	0.88	0.01	96.30	0.055	0.002	0.000	0.09	0.05	0.002	15.2
12-17	0.48	0.67	0.14	0.27	< ПО	2.23	0.41	2.44	0.04	7.53	0.243	0.002	0.000	0.15	1.01	0.015	6.23
12-18	0.22	0.99	0.13	0.07	< ПО	1.67	0.52	1.73	0.03	34.29	0.234	0.002	0.001	0.02	0.69	0.008	12.2
12-19	1.22	0.28	0.04	0.15	0.01	9.90	0.03	0.09	0.01	7.72	-	-	-	0.14	0.07	0.005	14.6
12-20	0.32	0.50	0.03	0.42	< ПО	4.54	0.03	0.27	0.01	19.98	-	-	-	0.32	0.10	0.006	19.8
12-22	1.50	0.08	0.01	0.02	< ПО	4.21	0.01	0.04	0.01	3.14	-		-	0.31	0.02	0.003	3.83
12-28	0.24	0.51	0.02	0.06	0.01	3.61	0.03	0.02	0.14	22.23	-	-	-	0.25	0.16	0.004	6.61
12-29	0.40	0.38	0.03	0.01	< ПО	3.15	0.03	0.06	0.01	6.21	-	-	-	0.01	0.03	0.001	8.58
12-30	0.40	0.46	0.01	0.00	< ПО	3.88	0.22	0.42	0.01	8.46	0.005	0.001	0.001	0.08		0.000	3.27
12-32	0.20	1.17	0.12	0.01	0.002	2.23	0.01	0.12	0.002	44.0				0.11	0.14	0.003	3.54
17-35	1.05	0.49	0.013	0.02	0.002	0.89	0.073	0.29	1.89	16.4	0.0003	0.001	< ПО	0.010	0.074	0.002	4.19
Бассейн р.Онон																	
655	2.14	0.38	0.23	0.25	0.009	1.98	0.026	0.60	0.39	89.3	-	-	-	0.11	0.19	0.044	3.02
643	0.25	0.26	0.011	0.002	0.002	0.51	0.004	0.18	0.087	94.5	-	-	-	-	0.030	0.001	0.34
629	0.12	0.41	0.015	0.030	0.002	1.73	0.008	0.36	0.36	18.2	-	-	-	0.094	0.040	0.002	2.63
621	1.05	0.39	0.042	0.005	0.001	25.1	0.10	28.4	0.22	7.41	-	-	-	0.42	0.030	0.001	10.5
624	0.10	0.73	0.23	0.033	0.002	1.07	0.019	0.37	0.027	23.2	-	-	-	0.019	0.080	0.010	4.24
632	0.04	0.51	0.051	0.016	0.002	0.87	0.014	0.36	0.32	17.0	-	-	-	0.057	0.050	0.001	2.00
633	0.13	1.01	0.091	0.027	0.001	1.08	0.026	0.048	0.002	4.59	-	-	-	0.012	0.54	0.001	4.05
641	0.55	0.96	0.065	0.15	0.003	3.30	0.015	1.12	0.30	74.1	-	-	-	0.015	0.050	0.009	7.80
636	0.14	1.57	0.041	0.054	0.003	4.44	0.028	3.52	0.004	50.1	-	-	-	0.11	0.18	0.004	9.38
637	0.33	1.22	0.044	0.10	0.003	3.71	0.025	3.23	0.035	56.3	-	-	-	0.17	0.050	0.006	8.92
13-01	0.29	0.51	0.010	0.030	0.001	0.75	0.060	0.62	0.060	21.5	0.024	0.003	0.0003	0.020	0.090	0.001	4.98
13-05	0.20	0.84	0.020	0.090	0.001	2.78	0.060	0.57	0.010	33.8	0.031	0.005	0.001	0.13	0.20	0.002	16.1
13-08	0.25	0.84	0.020	0.050	0.002	9.41	0.18	0.98	0.010	107.0	0.061	0.002	0.0003	0.10	0.060	0.002	16.9
14-4	0.53	0.74	0.15	0.30	< ПО	2.48	0.45	2.71	0.040	8.37	0.27	0.002	0.0003	0.17	1.12	0.017	6.92
14-5	0.24	1.10	0.14	0.080	< ПО	1.86	0.58	1.92	0.030	38.1	0.26	0.002	0.001	0.020	0.77	0.009	13.6
14-17	0.38	1.61	0.050	0.074	-	1.25	0.69	2.07	0.012	48.0	0.19	0.001	< ПО	0.053	0.50	0.006	0.84

Продолжение таблицы

19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
17-28	0.0004	1.24	0.031	0.054	0.006	1.68	0.30	0.19	0.12	32.2	0.0001	0.004	0.008	0.085	0.68	0.015	0.022
17-30	0.0001	0.26	0.023	0.007	< ПО	2.00	0.38	0.23	< ПО	12.6	0.0002	< ПО	< ПО	0.010	0.20	0.006	0.11
610	0.24	1.37	0.14	0.022	0.002	2.60	0.018	0.14	0.002	51.2	-	-	-	0.13	0.17	0.003	4.12
611	0.25	1.23	0.15	0.019	0.002	1.95	0.015	0.18	0.001	48.3	-	-	-	0.11	0.20	0.001	4.05
612	0.24	0.41	0.010	0.016	0.002	1.85	0.011	0.47	0.001	36.6	-	-	-	0.025	0.060	0.002	4.97
614	0.20	0.39	0.010	0.014	0.001	1.73	0.008	0.36	0.001	33.4	-	-	-	0.019	0.050	0.002	4.90
616	1.18	0.56	0.46	0.57	0.018	2.98	0.030	0.35	0.18	100.0	-	-	-	0.19	0.21	0.068	5.38
618	0.20	0.98	0.075	0.024	0.002	1.65	0.016	0.10	0.19	16.3	-	-	-	0.001	0.19	0.006	8.74
620	1.36	0.31	0.048	0.17	0.006	11.0	0.035	0.10	0.001	8.58	-	-	-	0.15	0.080	0.006	16.3
672	0.36	0.55	0.036	0.47	0.031	5.04	0.029	0.30	0.002	22.2	-	-	-	0.36	0.11	0.007	22.0
668	1.67	0.084	0.007	0.017	0.003	4.68	0.015	0.044	0.003	3.49	-	-	-	0.34	0.020	0.003	4.26
675	0.27	0.57	0.025	0.065	0.008	4.01	0.033	0.020	0.16	24.7	-	-	-	0.28	0.18	0.004	7.34
678	0.44	0.42	0.031	0.008	0.000	3.50	0.033	0.064	0.011	6.90	-	-	-	0.013	0.030	0.001	9.53
15-20	0.44	0.51	0.010	0.005	0.010	4.31	0.24	0.47	0.010	9.40	0.005	0.001	0.001	0.090	-	0.0001	3.63
16-6	2.64	0.61	1.22	0.046	0.003	3.20	21.0	0.33	0.88	18.0	1.30	0.005	0.022	0.073	1.15	0.004	9.30
17-21	0.002	1.04	0.070	0.27	< ПО	5.80	1.03	0.46	2.90	13.8	0.00002	0.002	0.007	0.091	0.14	0.014	22.0
17-22	0.002	0.65	0.070	0.49	0.003	8.70	1.79	0.37	3.88	24.2	0.0003	0.011	0.006	0.22	1.41	0.021	19.9
Область внутреннего стока																	
600	0.010	0.37	0.021	0.009	0.001	1.20	0.011	0.45	0.043	14.3	-	-	-	0.042	0.050	0.001	1.69
604	0.080	0.46	0.036	0.017	0.004	1.39	0.007	0.037	0.001	16.4	-	-	-	0.030	0.040	0.003	4.85
605	0.080	0.50	0.085	0.032	0.003	1.04	0.006	0.19	0.038	61.2	-	-	-	0.013	0.020	0.001	5.41
608	0.20	1.01	0.044	0.041	0.002	1.74	0.009	0.30	0.22	29.9	-	-	-	0.030	0.050	0.002	10.0
666	0.090	0.40	0.22	0.021	0.001	1.35	0.018	0.042	0.001	36.2	-	-	-	<ПО	0.37	0.023	3.78
659	0.25	1.11	0.050	0.041	0.006	0.47	0.012	0.23	0.002	110.9	-	-	-	0.20	0.10	0.004	14.7
13-26	0.37	0.35	0.030	0.040	0.001	2.04	0.04	0.93	0.010	21.4	0.078	0.007	0.001	0.060	0.070	0.002	3.95
13-29	0.63	0.83	0.020	0.040	0.002	1.94	0.05	0.62	0.010	22.2	0.052	0.001	0.001	0.060	0.060	0.003	2.24
13-38	0.56	0.72	0.010	0.35	0.003	3.71	0.05	1.10	0.003	44.2	0.030	0.006	0.001	0.65	0.050	0.004	27.9
13-40	0.17	0.44	0.010	0.090	0.001	1.13	0.02	0.94	0.002	19.4	0.037	0.004	0.000	0.30	0.060	0.001	1.88
13-45	1.01	0.64	0.020	0.30	0.004	5.94	0.12	6.35	0.010	17.6	0.083	0.005	0.001	0.19	0.61	0.005	1.20
13-48	0.24	0.98	0.040	0.22	0.004	3.14	0.07	2.37	0.010	109.6	0.11	0.007	0.001	0.23	1.43	0.005	19.3
13-59	0.39	0.75	0.010	0.21	0.004	2.45	0.12	7.05	0.005	61.8	0.073	0.006	0.001	0.080	0.92	0.003	6.86
13-62	3.10	0.32	0.030	0.58	0.007	22.1	0.34	8.48	0.010	44.1	0.16	0.008	0.002	0.12	1.07	0.009	36.2
15-6	0.082	0.33	0.11	0.24	0.002	1.27	24.0	0.79	0.001	62.0	0.39	0.002	-	-	0.050	0.002	0.47

Продолжение таблицы

19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
15-9	0.090	0.45	0.029	0.017	-	0.75	85.0	0.31	0.001	12.3	0.053	0.001	-	-	0.056	0.001	2.82
15-12	3.72	6.09	0.81	95.0	0.002	1.23	11.8	0.96	3.31	971.0	0.44	0.41	0.001	0.093	0.028	0.002	18.0
15-13	5.50	1.59	0.24	1.24	-	0.61	10.6	0.19	1.37	13.2	0.25	0.004	0.001	-	0.054	0.003	5.30
15-14	1.49	1.14	0.058	0.16	0.005	1.86	12.4	0.38	0.26	26.0	0.077	0.002	0.001	-	0.033	0.001	9.60
15-18	0.39	1.34	0.055	0.41	0.002	2.64	5.30	0.36	0.003	55.0	0.041	0.004	0.002	0.18	0.042	0.001	9.40
17-1	2.42	0.52	0.14	9.37	0.086	8.33	0.28	0.12	86.7	7.30	0.0002	0.029	0.002	0.34	0.14	0.014	4.15
17-2	0.99	0.69	0.068	0.34	0.055	16.1	0.23	0.75	79.5	28.2	0.0002	0.009	< ПО	0.011	0.31	0.014	154.8
17-5	4.49	0.69	0.009	0.039	0.007	2.94	0.55	0.24	0.080	26.5	0.00002	0.003	0.012	0.011	0.14	0.016	14.7
17-6	44.1	5.07	1.75	98.5	< ПО	0.28	2.77	0.41	17.5	323.0	0.002	0.31	< ПО	0.012	13.8	0.082	0.43
17-7	0.61	0.56	0.010	0.026	0.003	2.46	0.28	0.17	< ПО	33.7	0.0001	0.003	0.005	0.027	0.14	0.006	6.67
17-8	1.94	0.57	0.15	0.17	0.019	2.02	0.28	0.27	< ПО	36.1	0.001	0.007	0.004	0.071	0.40	0.035	0.76
17-10	2.83	0.36	0.23	0.30	0.032	4.26	4.00	0.30	< ПО	18.0	0.001	0.009	0.007	0.12	0.37	0.046	6.68
17-11	1.47	0.079	0.004	0.022	< ПО	3.60	0.51	0.10	< ПО	3.14	0.00002	0.003	0.002	0.23	0.074	0.001	2.62
17-12	0.37	2.93	0.12	0.24	0.006	8.51	0.35	0.16	2.17	16.8	0.0007	0.003	0.002	0.053	0.45	0.039	47.1
17-14	0.59	2.77	0.097	2.06	0.011	1.67	2.55	0.20	3.68	147.0	0.0001	0.012	0.015	0.028	0.18	0.024	3.95
17-24	0.59	1.45	0.066	0.13	0.005	1.36	0.33	0.25	1.26	87.7	0.0004	0.002	0.003	0.038	0.41	0.007	7.40
17-25	0.51	1.46	0.031	0.11	< ПО	5.51	0.67	0.31	1.41	101.9	0.0001	0.002	< ПО	0.040	0.24	< ПО	6.86

Примечания 1. Прочерк – химический элемент не определялся; 2. < ПО – меньше предела обнаружения

Приложение 2

Таблица Морфометрические характеристики озер выделенных лимнических систем

Шифр	Название озера	Координаты		Абсолютная высота, м	Площадь озера, км^2	Глубина, м	Объем воды в озере, км^3	Площадь водосбора, км^2
		с.ш.	в.д.					
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ингодинская система (бассейн р. Ингоды)								
12-01	Бальзой	51° 21' 18.65"	112° 22' 40.44"	780.0	0.80	5.00	0.004	20.0
12-04	Лебединское	51° 1' 33.49"	111° 43' 43.68"	860.0	0.32	2.50	0.001	8.00
17-32		51° 1' 20.28"	111° 43' 28.02"			2.80	0.001	
17-31	Хужарное	51° 26' 23.32"	112° 27' 24.34"	768.0	1.80	2.00	0.004	35.0
ДО-15	Доронинское	51° 13' 35.19"	112° 14' 21.38"	783.0	4.80	7.50	0.036	100.0
ДО-17		51° 14' 13.70"	112° 14' 23.21"					
Ч-09-1	Чепчек 1	51° 14' 37.97"	112° 15' 35.68"	787.0	0.30	0.50	0.001	10.0
Ч-09-2	Чепчек 2	51° 14' 51.09"	112° 16' 0.35"	788.0	0.40	0.50	0.001	10.0
Т-09	Тором	51° 15' 46.50"	112° 16' 53.65"	787.0	1.60	3.00	0.005	40.0
Онон-Борзинская система (бассейн р. Онон)								
13-12	Цаган-Нор	50° 41' 53.09"	115° 12' 48.06"	650.0	4.91	3.00	0.015	15.8
13-16	Шелуту	50° 40' 11.39"	115° 23' 48.77"	631.0	1.40	0.80	0.001	15.0
13-18	Алвахон	50° 40' 5.63"	115° 1' 48.76"	665.0	1.14	3.00	0.003	12.0
13-19	Кудук	50° 40' 40.69"	114° 59' 36.82"	663.0	1.13	1.00	0.001	15.0
13-20	Балыктуй	50° 25' 6.59"	114° 43' 9.35"	668.0	2.83	3.00	0.010	17.0
15-02		50°24'57.78"	114°43'32.09"		1.23	1.50	0.002	
13-21	Цаган-Нур	50°22' 50.77"	114° 44' 43.69"	648.0	5.50	2.00	0.011	56.0
15-03		50°21'48.67"	114°44'40.49"		4.90	1.60	0.008	
13-23	Байм-Булак	50° 22' 31.37"	114° 48' 39.60"	660.0	1.30	3.10	0.004	20.0
15-04		50°22'30.79"	114°48'39.89"		0.40	1.50		
13-24	Цаган-Нур	50° 17' 33.23"	114° 26' 40.75"	817.0	3.80	3.20	0.012	25.0
13-27	-	50° 20' 2.22"	114° 26' 11.51"	745.0	1.12	1.80	0.002	10.0
13-35	Куджертай	50° 20' 10.90"	115° 7' 38.71"	648.0	1.25	0.50	0.001	22.0
13-36	Байн-Цаган	50° 20' 21.41"	115° 6' 0.87"	656.0	3.36	8.00	0.027	65.0
15-08		50° 20' 9.67"	115° 6' 8.17"			7.50	0.025	
17-26		50° 19' 40.30"	115° 5' 44.88"			7.50	0.025	
13-37	Малые Якши	50° 21' 23.50"	115° 14' 48.47"	651.0	1.26	8.00	0.010	18.0
13-49	Засулан	50° 29' 33.49"	115° 36' 17.99"	643.0	0.98	7.50	0.007	9.00
13-55	Баян-Булак	50° 21' 1.40"	115° 36' 7.60"	629.0	1.48	7.50	0.011	35.0
15-22	Хара-Торум	50° 17' 40.20"	116° 11' 25.08"	642.5	1.11	8.00	0.009	15.0
15-24	Галутай	50° 22' 19.13"	116° 13' 58.08"	642.8	0.80	1.00	0.001	16.0
14-01	Ножий	50° 49' 25.43"	114° 47' 26.45"	657.0	12.3	5.50	0.068	171.5
17-29		50° 48' 52.45"	114° 48' 5.94"					
14-02	Улин	50°53'3.30"	114°51'24.23"	652.0	1.27	1.50	0.002	23.0
14-03	Загосутай	50°55'1.92"	115°10'54.01"	670.0	2.93	2.30	0.007	10.7
13-13	Хараганаш	50° 42' 47.95"	115° 23' 17.81"	672.0	1.42	3.00	0.004	14.3
13-14	Шулута	50° 42' 37.98"	115° 25' 55.99"	671.0	1.01	0.80	0.001	10.0
13-02	Барун-Холбо-1	50° 43' 54.00"	114° 57' 29.06"	625.0	1.92	1.50	0.003	56.0
13-03	Кункур	50° 43' 24.38"	114° 55' 4.30"	651.0	5.11	1.50	0.008	21.6
13-04	Кусочи	50° 43' 6.38"	114° 59' 28.03"	652.0	1.33	1.40	0.002	28.0
13-06	Зун-Холво	50° 43' 30.61"	115° 8' 1.14"	661.6	1.43	0.80	0.001	31.5
13-15	Цаган-Нор	50° 39' 34.21"	115° 24' 38.04"	627.8	1.68	1.00	0.002	50.0
13-22	Хадатуй	50° 23' 10.14"	114° 46' 36.23"	661.5	1.68	2.60	0.004	18.6
13-31	Уту-Нуур	50° 20' 37.36"	114° 52' 8.80"	670.0	1.12	0.80	0.001	13.8

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8	9
13-32	Гашкой	50° 18' 41.33"	114° 55' 3.97"	649.0	2.34	0.70	0.002	46.2
13-33	Хоточей	50° 18' 24.08"	114° 57' 48.82"	644.0	1.98	0.70	0.001	59.0
13-34	Ходатуй	50° 19' 47.73"	115° 9' 18.90"	643.0	1.35	2.40	0.003	70.1
15-07		50° 19' 46.09"	115° 9' 21.06"	643.0		0.80	0.001	
13-39	Большие Якши	50° 21' 40.36"	115° 12' 58.64"	657.0	1.34	0.80	0.001	22.0
13-41	Нарым-Булак	50° 19' 3.00"	115° 19' 10.13"	645.0	1.96	1.00	0.002	10.9
13-42	Цаган-Торум	50° 19' 44.65"	115° 17' 46.14"	641.0	1.23	1.00	0.001	8.00
13-43	Худуктуй	50° 22' 1.09"	115° 21' 16.09"	644.0	0.98	0.90	0.001	9.80
13-44	Василь Торм-1	50° 22' 3.07"	115° 22' 53.83"	640.0	1.06	0.70	0.001	13.0
13-46	Барон-Добор	50° 25' 37.45"	115° 39' 41.36"	628.0	1.16	0.70	0.001	18.0
13-47	Холза-Нор	50° 28' 10.67"	115° 34' 6.29"	623.0	0.97	0.60	0.001	8.00
13-50	Хан-Хоро-Нор	50° 27' 30.02"	115° 42' 21.64"	607.0	0.99	0.50	0.001	1.00
13-51	Адагай-Нор	50° 22' 7.07"	115° 41' 11.26"	619.0	0.99	1.00	0.001	1.00
13-52	Ехэ-Нор	50° 21' 40.68"	115° 40' 22.69"	611.0	1.32	0.90	0.001	26.0
13-53	Улан-Нор	50° 21' 15.88"	115° 40' 25.14"	614.0	1.23	0.70	0.001	22.0
13-65	Цаган-Нур	50° 12' 48.53"	116° 15' 20.45"	645.0	5.11	0.70	0.004	15.7
13-66	Хара-Торум	50° 13' 20.89"	116° 14' 41.71"	642.0	1.16	0.50	0.001	34.0
13-67	Ганга-Нур	50° 15' 47.77"	116° 13' 25.68"	633.0	1.35	2.10	0.003	35.0
13-68	Борзинское	50° 14' 52.19"	116° 15' 45.25"	644.0	1.60	0.70	0.001	40.0
15-23		50° 14' 52.19"	116° 15' 45.25"			0.10	0.002	
14-08	Гэзэгэй-Нуур	50° 34' 21.43"	114° 58' 49.37"	655.0	1.32	0.50	0.001	25.0
14-09	Дунда-Нуур	50° 32' 15.55"	114° 30' 59.71"	676.0	0.50	1.60	0.001	12.5
14-10	Зун-Нуур	50° 32' 34.01"	114° 32' 47.65"	657.0	1.28	0.50	0.001	28.0
14-11	Хапцагайтуй-Нуур	50°36'39.96"	114°52'41.70"	655.0	2.21	1.50	0.003	11.0
14-12	Бусутуй-Нуур	50°37'46.13"	114°51'45.97"	656.0	1.47	1.50	0.002	23.0
14-13	-	50°37'51.53"	114°53'5.17"	650.0	0.97	0.90	0.001	8.50
14-14	-	50°40'28.63"	114°53'44.45"	652.0	0.80	0.90	0.001	2.00
14-16	Цаган-Нур	51° 0'51.12"	114°16'51.53"	711.0	0.80	3.00	0.002	20.0
15-01	Цаган-Нуур	50° 27' 12.71"	114° 44' 42.43"	663.0	0.13	2.50	0.003	3.25
13-30	Укшинда	50° 20' 44.27"	114° 50' 35.20"	656.0	2.10	1.40	0.003	61.7
15-05		50° 20' 44.63"	114° 50' 33.18"	656.0		0.40	0.001	
15-21	Ганга-Нур	50° 15' 47.77"	116° 13' 25.68"	633.0	1.50	0.80	0.001	35.0
15-25	Харанор	50° 27' 49.43"	116° 19' 50.81"	650.0	13.3	5.20	0.069	62.5
13-71	Холбо-2	50° 27' 1.69"	116° 27' 27.29"	659.0	0.18	1.00	0.002	21.5
15-26	Холбо-3	50° 28' 4.08"	116° 28' 52.21"	658.0	0.30	1.10	0.003	26.0
16-08	Шварцивское	49° 57' 25.20"	116° 50' 44.28"	650.0	1.42	2.10	0.003	21.6
16-11	Зырде-Зырге	49° 51' 24.24"	117° 16' 19.92"	744.0	0.80	3.00	0.002	16.0
16-13	Хара-Нуур	49° 52' 55.68"	117° 50' 58.14"	640.0	4.60	2.00	0.009	15.0
14-15	Цаган -Тором	50° 47' 26.27"	114° 49' 21.43"	646.0	2.25	0.80	0.002	12.9
13-07	Хилганта	50° 42' 34.63"	115° 6' 6.19"	663.0	1.02	0.50	0.001	98.0
14-06		50° 42' 34.85"	115° 6' 5.94"					
13-09	Горбунка	50° 39' 50.76"	115° 4' 30.97"	661.0	1.30	0.20	0.0003	95.0
14-07		50° 39' 51.59"	115° 4' 36.55"					
13-10	Холво-Торум-2	50° 40' 43.52"	115° 8' 40.82"	655.0	0.15	1.50	0.0002	75.0
13-11	Холво-Торум-1	50° 40' 54.66"	115° 8' 34.91"	654.0	0.24	0.70	0.0002	67.0
13-28	Бильчир-Нуур	50° 22' 25.00"	114° 35' 32.14"	691.0	1.34	0.30	0.0004	68.0
13-54	Дабаса-Нор	50° 20' 7.04"	115° 37' 26.40"	672.0	0.15	0.30	0.0001	50.1
13-56	Бол. Булугунда	50° 18' 13.18"	115° 36' 58.68"	662.0	1.67	0.70	0.001	140.0
13-70	Бабье	50° 17' 49.49"	116° 22' 37.09"	667.0	0.34	1.90	0.001	61.8
Торейская система (область внутреннего стока)								
13-60	Хойто-Торум-1	50° 14' 47.65"	115° 28' 50.41"	642.0	1.03	1.00	0.001	12.0
13-61	Хойто-Торум-2	50° 14' 38.40"	115° 29' 33.11"	635.0	1.03	1.00	0.001	12.0

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8	9
13-63	Зун-Торей	50° 9' 44.53"	115° 45' 24.05"	596.0	260.0	4.00	1.04	25100
13-64		50° 7' 45.73"	115° 55' 24.71"					
15-16		50° 9' 40.57"	115° 45' 33.59"		240.0	0.80	0.19	
15-17		50° 6' 25.99"	115° 57' 25.45"					
17-03	Хара-Торум	49°57'38.38"	115°47'30.70"	607.0	0.15	3.00	0.001	3.00
15-11	Цаган-Нор	50° 11' 58.09"	115° 0' 5.47"	671.0	3.98	4.60	0.018	90.2
15-15	Ару-Торум	50° 13' 23.42"	115° 18' 17.67"	624.0	3.25	1.10	0.004	12.3
17-17		50° 12' 49.50"	115° 18' 5.18"					
16-04	Жилино	50° 5' 23.48"	117° 4' 24.29"	750.0	0.80	1.90	0.002	48.6
16-05		50° 4' 39.42"	117° 4' 29.28"					
16-09	Шихалин-Нуур	49° 54' 24.66"	116° 45' 20.16"	648.0	0.80	0.60	0.001	40.7
16-10	Гришкино	49° 56' 34.43"	116° 42' 56.79"	671.0	0.20	0.50	0.0001	9.40
13-57	Арегинское	50° 15' 40.18"	115° 34' 59.77"	643.0	1.00	0.70	0.001	10.0
13-58	Бабай	50° 13' 48.11"	115° 25' 36.37"	636.0	1.93	1.00	0.002	5.70
17-18		50° 13' 38.06"	115° 25' 7.97"					
17-19	-	50° 1' 43.93"	116° 0' 22.39"	633.5	0.44	1.00	0.0004	1.00
17-13	Монгу-Туй	50°11'44.05"	115°24'36.58"	644.0	0.17	1.20	0.001	4.30
17-15	Батуй	50° 9'55.12"	115°15'26.03"	650.0	0.80	2.10	0.001	16.0
17-20	Дурбачи	50° 4' 49.15"	116° 8' 32.32"	647.0	0.50	1.10	0.001	2.50
17-23	Зандай	50° 3' 0.94"	116° 2' 44.41"	628.0	1.06	1.20	0.001	21.2
16-07	Барун-Шивертуй	50° 0' 52.79"	116° 48' 14.86"	687.0	1.22	0.40	0.001	22.2
16-14	Кука-Азырга	49° 55' 49.26"	117° 51' 57.06"	644.0	3.80	3.20	0.012	18.0

Примечание – Прочерк – озеро без названия

Приложение 3

Таблица Макрокомпонентный состав озерных вод

Шифр	Название озера	Eh	pH	CO_2	Содержание главных ионов, мг/л								M, г/л	Si, мг/л
					$HCO_3^-+CO_3^{2-}$	SO_4^{2-}	Cl^-	F^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Ингодинская система (бассейн р. Ингоды)														
12-01	Бальзой	242	9.60	< 0.4	2585	89.6	750.0	3.80	9.50	19.8	1532	23.6	5.01	1.58
12-04	Лебединское	244	9.40	< 0.4	858.0	10.2	28.2	0.69	11.1	25.6	317.4	4.55	1.26	1.52
17-32		185	9.87	< 0.4	774.8	48.7	13.2	1.30	11.0	34.6	224.4	33.7	1.14	1.29
17-31	Хужарное	106	9.60	< 0.4	27181	12727	7232	28.8	4.71	6.89	20564	281.8	68.1	9.92
ДО-15	Доронинское	-	9.76	< 0.4	12519	132.5	3247	10.9	12.1	12.8	6869	138.4	22.9	5.42
ДО-17		-	9.61	< 0.4	14285	176.0	3545	11.5	11.5	11.6	7565	115.6	25.7	3.48
Ч-09-1	Чепчек 1	95	9.53	< 0.4	1004	23.6	178.0	4.60	10.6	24.6	493.9	10.6	1.80	1.80
Ч-09-2	Чепчек 2	-	9.59	< 0.4	9308	1690	6326	29.4	1.62	27.5	8647	37.4	26.2	2.10
Т-09	Тором	-	9.24	< 0.4	8627	3200	5390	39.7	17.8	166.3	8000	99.3	25.5	2.60
Онон-Борзинская система (бассейн р. Онон)														
13-12	Цаган-Нор	51	9.31	< 0.4	986.0	180.6	531.8	0.06	8.48	19.5	744.8	20.1	2.49	1.81
13-16	Шелуту	26	9.17	< 0.4	1023	275.3	399.3	8.29	46.6	58.1	738.6	35.0	2.97	2.16
13-18	Алвахон	120	9.30	< 0.4	1216	48.5	596.0	5.48	26.7	61.8	682.6	63.6	2.70	2.50
13-19	Кудук	62	9.55	< 0.4	2549	1694	1064	1.90	43.5	82.5	2226	56.8	7.72	3.31
13-20	Балыктуй	99	9.16	< 0.4	1180	136.6	531.2	6.01	13.6	41.1	746.9	24.4	2.68	3.38
15-02		112	9.33	< 0.4	1734	145.6	447.4	7.74	11.4	31.8	924.0	16.0	3.32	5.77
13-21	Цаган-Нур	12	9.43	< 0.4	3035	330.5	1770	16.5	5.35	74.8	2275	54.5	7.57	1.99
15-03		-25	9.56	< 0.4	5117	621.5	2967	21.8	6.22	57.3	4021	42.5	12.9	2.46
13-23	Байм-Булак	185	9.03	< 0.4	889.0	80.5	421.9	6.15	9.56	72.2	634.7	18.4	2.52	1.73
15-04		78	9.18	< 0.4	1272	94.6	382.2	7.06	13.3	47.4	668.0	8.47	2.49	4.02
13-24	Цаган-Нур	176	9.40	< 0.4	2393	275.5	841.9	14.1	8.38	48.9	1472	13.7	5.07	2.06
13-27	-	216	9.25	< 0.4	1281	175.3	89.2	10.4	32.6	102.6	380.3	17.9	2.09	18.7
13-35	Куджертай	-35	10.7	< 0.4	24212	990.5	14180	72.3	3.30	40.3	18567	440.8	58.5	3.94
13-36	Байн-Цаган	58	9.24	< 0.4	1715	183.3	939.1	6.59	14.0	43.9	1276	56.1	4.23	2.12
15-08		81	9.44	< 0.4	2146	147.8	1023	7.56	11.8	25.8	1472	23.3	4.86	5.86

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
17-26	Байн-Цаган	77	9.35	< 0.4	2600	185.5	1245	11.2	12.4	36.9	1725	79.5	5.93	3.79
13-37	Малые Якши	-12	9.60	< 0.4	3831	792.5	2120	10.4	2.87	38.3	3035	161.7	9.99	3.29
13-49	Засулан	334	9.66	< 0.4	1588	610.0	156.9	6.29	2.14	69.4	796.7	107.0	3.34	1.39
13-55	Баян-Булак	240	9.25	< 0.4	902.0	102.3	31.7	4.35	5.64	2.94	396.1	2.95	1.45	15.1
15-22	Хара-Торум	53	9.42	< 0.4	766.0	430.1	621.2	1.65	37.2	12.9	800.0	3.70	2.67	2.95
15-24	Галутай	18	9.23	< 0.4	1480	1148	812.3	26.3	46.3	21.8	1550	6.73	5.09	7.32
14-01	Ножий	34	9.29	< 0.4	1284	532.8	520.5	5.00	12.3	111.1	594.1	30.8	3.09	2.40
17-29		95	9.23	< 0.4	2023	1008	421.9	8.11	10.4	137.9	1174	96.0	4.84	1.98
14-02	Улин	53	9.49	< 0.4	2805	2208	1310	0.50	5.84	291.4	2347	57.6	9.03	1.71
14-03	Загосутай	-146	9.61	< 0.4	4465	960	785.5	0.85	1.90	128.4	3008	82.5	9.43	8.74
13-13	Хараганаш	90	9.83	< 0.4	1192	1680	886.3	3.38	3.10	54.4	1496	306.3	5.50	2.30
13-14	Шулута	77	9.51	< 0.4	943.0	2162	1462	2.75	2.64	146.0	2152	357.1	8.03	2.35
13-02	Барун-Холбо-1	99	9.83	< 0.4	754.0	570.0	974.8	6.44	13.1	33.6	1058	88.5	3.50	2.32
13-03	Кункур	13	9.57	< 0.4	240.4	550.0	1595	2.75	6.43	6.78	1343	42.6	3.79	2.58
13-04	Кусочи	109	9.58	< 0.4	1009	720.4	1330	14.1	10.3	39.4	1476	43.9	4.64	2.44
13-06	Зун-Холво	61	9.62	< 0.4	1883	825.8	4520	26.9	5.53	30.2	3846	60.0	11.0	2.62
13-15	Цаган-Нор	75	9.45	< 0.4	1238	487.5	1552	20.4	20.3	19.2	1651	41.9	5.11	3.05
13-22	Хадатуй	32	9.53	< 0.4	2258	297.5	2127	19.9	15.6	31.0	2282	29.5	7.06	3.91
13-31	Уту-Нуур	101	9.20	< 0.4	2704	792.1	5563	25.6	4.94	12.5	4958	37.0	14.1	2.62
13-32	Гашкой	92	9.38	< 0.4	5145	1650	6103	13.1	2.45	127.3	6386	114.0	19.6	2.53
13-33	Хоточей	100	9.80	< 0.4	6456	2280	6632	9.52	2.65	75.4	7646	96.2	23.2	2.40
13-34	Ходатуй	-59	9.27	< 0.4	2272	165.2	4473	9.97	6.68	93.7	3429	56.0	10.0	3.35
15-07		-	9.48	< 0.4	4064	143.5	2726	14.1	11.9	61.8	3221	43.1	10.3	5.55
13-39	Большие Якши	342	9.96	< 0.4	3679	130.9	2488	11.1	9.22	64.8	2852.6	145.4	9.38	3.78
13-41	Нарым-Булак	-21	9.11	< 0.4	1387	275.0	833.1	5.12	7.77	89.5	997.9	29.7	3.63	5.71
13-42	Цаган-Торум	-11	9.64	< 0.4	1105	550.0	2437	2.08	1.28	18.9	2189	58.5	6.36	2.61
13-43	Худуктуй	65	9.83	< 0.4	1818	665.4	2925	25.0	1.03	7.23	2840	83.4	8.37	2.70
13-44	Василь Торм-1	65	9.93	< 0.4	2679	725.0	8614	46.7	1.45	3.65	6912	49.5	19.0	2.49
13-46	Барон-Добор	322	9.50	< 0.4	1675	528.7	3013	22.3	1.12	29.0	2724	101.1	8.09	2.68
13-47	Холза-Нор	-75	9.81	< 0.4	3207	1720	6437	22.3	2.80	16.8	6134	82.5	17.6	2.94
13-50	Хан-Хоро-Нор	284	10.0	< 0.4	2217	1220	9146	32.3	10.9	4.34	7283	89.0	20.0	2.32

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
13-51	Адагай-Нор	306	9.40	< 0.4	1094	500.5	1152	23.9	2.72	6.07	1380	8.70	4.17	3.12
13-52	Ехэ-Нор	267	10.0	< 0.4	1465	1276	1134	6.01	4.98	80.3	1730	25.3	5.72	2.38
13-53	Улан-Нор	263	9.51	< 0.4	1215	516.3	1595	19.0	2.38	21.1	1689	15.4	5.07	2.61
13-65	Цаган-Нур	355	9.55	< 0.4	2226	4750	5743	9.97	6.49	16.5	6788	26.9	19.6	3.01
13-66	Хара-Торум	58	9.24	< 0.4	1077	1221	4963	н.о.	20.6	53.7	4060	35.5	11.4	2.00
13-67	Ганга-Нур	51	9.37	< 0.4	767.0	676.5	1415	6.01	7.69	14.1	1489	10.5	5.15	2.76
13-68	Борзинское	-125	9.56	< 0.4	3105	16750	14890	8.68	10.4	8.30	18795	55.9	53.6	2.54
15-23		-42	9.34	< 0.4	22130	62340	133740	3.32	12.7	1.08	124800	200.2	343.2	4.88
14-08	Гэзэгэй-Нуур	-11	9.31	< 0.4	4656	1344	13916	34.6	6.56	28.3	18036	34.6	38.1	2.86
14-09	Дунда-Нуур	71	9.64	< 0.4	1446	768.1	882.0	20.8	80.0	29.4	1404	132.3	4.76	3.34
14-10	Зун-Нуур	-34	9.86	< 0.4	5795	4700	9493	30.1	6.22	71.7	16158	8.38	36.3	3.37
14-11	Хапцагайтуй-Нуур	117	9.55	< 0.4	2939	1008	968.8	8.68	14.0	139.1	2518	38.7	7.63	3.42
14-12	Бусутуй-Нуур	65	9.76	< 0.4	3023	1815	321.7	4.66	13.6	54.5	1701	13.2	6.95	2.34
14-13	-	-49	9.56	< 0.4	2952	235.2	1638	7.22	14.3	182.8	585.0	20.1	5.64	2.82
14-14	-	88	9.02	< 0.4	1414	115.2	94.1	7.92	36.0	176.3	303.0	22.2	2.17	1.80
14-16	Цаган-Нур	100	9.53	< 0.4	2307	660.0	83.4	0.74	4.57	150.7	1157	24	4.39	11.5
15-01	Цаган-Нуур	92	9.48	< 0.4	462.0	55.7	390.9	5.11	51.8	10.2	371.0	2.30	1.35	9.55
13-30	Укшинда	79	8.68	< 0.4	738.0	209.8	1196	10.9	6.34	79.3	1348	44.2	4.63	2.51
15-05		-	8.94	< 0.4	2285	299.1	1697	12.8	6.20	41.8	1945	21.4	6.31	3.96
15-21	Ганга-Нур	35	9.71	< 0.4	1236	1416	1651	13.8	39.8	25.5	2100	4.71	6.49	4.52
15-25	Харанор	34	9.37	< 0.4	1679	887.2	1216	5.74	18.8	36.0	1765	4.43	5.61	5.88
13-71	Холбо-2	98	8.42	< 0.4	1215	583.2	4473	13.1	15.7	9.95	3596	7.47	9.91	1.87
15-26	Холбо-3	81	9.58	< 0.4	9634	2311	6920	131.4	15.4	5.32	9350	14.3	28.4	3.92
16-08	Шварцивское	45	9.20	< 0.4	3067	8307	7052	3.16	75.0	395.2	8765	179.4	27.8	6.15
16-11	Зырде-Зырге	80	9.09	< 0.4	122.8	1500	2707	0.49	182.1	160.7	1984	31.1	6.69	2.52
16-13	Хара-Нуур	120	9.10	< 0.4	2026	2753	3110	2.75	19.0	198.2	3687	25.6	11.5	2.85
14-15	Цаган -Тором	110	8.90	< 0.4	164.9	631.2	385.2	5.11	4.68	33.0	802.9	6.22	2.03	0.89
13-07	Хилганта	67	8.17	72.0	255.0	1400	6736	5.00	62.9	509.8	4047	60.1	13.1	1.37
14-06		81	8.47	< 0.4	205.7	3063	14089	1.73	54.1	895.3	13143	41.0	31.5	1.43
13-09	Горбунка	-10	8.08	48.0	109.0	2100	12053	0.72	59.1	468.1	7830	103.5	22.7	1.38
14-07		42	7.47	132.0	223.5	13680	101088	0.40	160.0	3795	65000	237.6	184.7	1.75

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
13-10	Холво-Торум-2	16	8.50	< 0.4	330.0	660.5	3855	5.48	21.8	102.2	2703	24.1	7.70	1.51
13-11	Холво-Торум-1	17	8.06	96.0	242.0	1419	8508	1.48	48.8	282.7	5660	43.6	16.2	1.47
13-28	Бильчир-Нуур	60	7.40	156.0	384.0	8750	26233	0.28	617.5	564.5	19427	92.3	55.9	1.37
13-54	Дабаса-Нор	-11	7.56	70.0	204.0	7500	26580	0.27	129.0	607.6	19475	177.2	54.7	1.35
13-56	Большая Булугунда	-36	8.54	< 0.4	2109	1034	5743	37.1	6.81	25.4	5204.1	69.8	14.2	1.56
13-70	Бабье	96	8.70	< 0.4	377.0	1013	2836	2.62	22.6	104.3	1649	17.4	6.60	1.48
Торейская система (область внутреннего стока)														
13-60	Хойто-Торум-1	111	9.81	< 0.4	630.0	130.1	79.5	5.00	9.28	31.7	272.0	16.1	1.17	1.59
13-61	Хойто-Торум-2	365	9.56	< 0.4	960.0	308.8	744.5	9.97	10.5	33.8	910.7	10.7	2.99	3.52
13-63	Зун-Торей	334	9.70	< 0.4	2451	1012	1490	10.4	1.29	88.5	2428	38.4	7.52	1.94
13-64		381	9.46	< 0.4	2924	1210	1560	11.2	0.84	82.4	2527	23.5	8.34	1.75
15-16		106	9.27	< 0.4	4587	1806	2412	14.7	11.3	40.6	4053	18.9	12.9	2.15
15-17		10	9.55	< 0.4	4648	1767	2672	13.8	12.0	48.5	4200	21.5	13.4	2.66
17-03	Хара-Торум	40	9.04	< 0.4	905.5	68.7	205.6	4.06	84.2	63.3	277.0	20.0	1.63	15.7
15-11	Цаган-Нор	52	9.27	< 0.4	2805	403.0	816.7	9.09	5.21	72.52	1595	27.1	5.73	2.45
15-15	Ару-Торум	100	9.47	< 0.4	5124	2018	2651	2.39	9.85	62.1	4425	81.9	14.4	2.56
17-17		-30	9.58	< 0.4	8449	5385	5672	н.о.	3.40	85.3	9002	500.0	29.1	3.15
16-04	Жилино	124	9.20	< 0.4	2019	1927	317.6	1.73	7.61	257.5	1365	47.2	5.90	3.54
16-05		105	9.23	< 0.4	2783	3686	601.8	0.67	7.05	379.7	2423	85.2	10.0	2.78
16-09	Шихалин-Нуур	51	9.60	< 0.4	1270	13760	6405	1.90	18.0	374.8	10440	84.5	32.4	2.50
16-10	Гришкино	45	9.59	< 0.4	16539	13790	6600	104.7	7.31	57.4	17126	106.6	54.3	7.75
13-57	Арегинское	119	9.88	< 0.4	3653	1120	3590	52.3	2.85	13.9	4165	96.1	12.7	2.98
13-58	Бабай	80	9.42	< 0.4	1910	550.5	2046	19.0	5.10	11.5	2284	6.85	6.83	2.91
17-18		75	9.43	< 0.4	650.6	176.2	780.2	31.5	8.01	2.67	840.0	4.52	2.50	2.30
17-19	-	-69	9.68	< 0.4	6015	1371	3735	414.0	10.0	3.34	5706	44.7	16.5	7.59
17-13	Монгу-Туй	84	9.15	< 0.4	830.0	145.0	253.2	16.9	8.84	2.99	536.8	6.13	1.81	11.9
17-15	Батуй	94	9.03	< 0.4	550.1	65.7	130.8	5.48	16.0	10.2	258.5	48.5	1.09	3.75
17-20	Дурбачи	15	9.59	< 0.4	9066	8811	14214	104.4	3.12	6.60	16504	255.4	49.1	3.12
17-23	Зандай	55	9.48	< 0.4	17880	17916	45650	199.9	4.05	3.09	44123	299.0	126.5	10.3
16-07	Барун-Шивертуй	-438	8.32	< 0.4	1705	7580	2050	0.69	51.6	89.5	5348	43.5	16.9	17.8
16-14	Кука-Азырга	104	8.69	< 0.4	548.6	491.5	265.9	0.36	79.2	64.8	391.8	13.9	1.83	2.10

Примечания 1. Прочерк – озеро без названия; 2. н.о. – химический элемент не определялся

Таблица Микрокомпонентный состав озерных вод

Шифр	Li	Be	B	Al	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br
	мкг/л		мг/л		мкг/л			мг/л	мкг/л								мг/л
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Ингодинская система																	
12-01	2.00	0.002	< ПО	0.047	0.0001	0.001	0.80	0.0004	0.09	3.09	2.07	0.67	0.010	0.034	0.47	0.33	0.080
12-04	5.40	0.0002	< ПО	0.049	0.008	0.002	1.00	0.006	0.001	1.45	1.99	1.69	0.020	0.006	0.21	0.034	0.030
17-32	1.57	0.039	0.013	0.033	9.90	2.27	6.30	0.077	0.52	2.26	2.89	3.52	0.020	0.01	23.1	1.24	0.22
17-31	729.8	0.60	0.040	0.57	53.1	40.6	19.5	3.66	0.62	191.7	5.57	40.7	1.40	0.20	250.8	188.6	52.0
ДО-15	70.0	0.13	0.36	0.017	10.7	2.14	19.0	0.35	0.26	2.00	2.64	1.20	0.73	0.56	321.0	1.58	16.2
ДО-17	45.0	0.12	0.070	0.029	13.5	13.4	13.3	0.29	0.10	90.1	2.77	14.0	0.090	0.19	280.2	60.0	17.7
Онон-Борзинская система																	
13-12	25.0	0.010	1.60	0.084	150	1.77	0.71	0.042	0.29	1.25	6.20	4.96	0.11	0.23	52.0	2.15	6.78
13-16	25.0	0.010	0.42	0.14	112	1.80	3.59	0.13	0.38	1.75	9.60	118.0	0.094	0.055	94.0	0.70	1.69
13-18	26.0	0.015	0.49	0.085	12.2	1.13	4.87	0.082	0.59	2.71	1.87	2.00	0.061	0.19	62.0	0.27	2.23
13-19	97.0	0.018	1.68	0.012	26	2.29	2.12	0.014	0.79	5.90	3.98	563.0	0.067	0.32	637.0	3.05	13.2
13-20	46.0	0.002	0.35	0.011	13.0	1.90	0.53	0.009	0.35	2.01	2.53	216.0	0.024	0.10	317.0	0.092	2.59
15-02	80.0	0.014	0.76	0.010	11.2	0.11	1.76	-	0.44	2.38	2.70	5.25	0.023	0.14	503.0	0.56	4.87
13-21	284.0	0.009	1.98	0.034	18.0	2.75	0.69	0.022	0.36	1.65	2.57	132.0	0.12	0.64	196.0	1.88	16.4
15-03	337.0	0.033	2.68	0.010	24.0	0.76	1.96	-	0.51	2.55	3.01	15.0	0.11	0.97	301.0	1.87	18.2
13-23	18.0	0.004	0.43	0.037	25.0	1.00	0.97	0.036	0.15	0.94	1.37	43.0	0.036	0.13	36.0	0.24	1.89
15-04	28.0	0.013	0.72	0.010	39.0	0.13	1.07	0.010	0.26	1.30	1.78	4.13	0.037	0.26	50.0	0.25	1.24
13-24	462.0	0.012	11.3	0.077	31.0	1.37	1.74	0.066	0.38	1.75	2.72	69.0	0.13	0.37	214.0	1.15	9.45
13-27	22.0	0.130	0.37	3.54	328.0	4.78	106.0	2.12	1.51	4.24	13.3	38.0	0.98	0.24	170.0	0.67	0.88
13-35	215.0	0.084	13.2	0.052	60.0	4.00	10.9	2.58	3.01	5.90	2.89	982.0	1.18	2.35	1432	5.30	151.7
13-36	109.0	0.035	1.28	0.12	9.30	1.65	5.30	0.23	0.32	1.36	2.31	254.0	0.098	0.26	171.0	2.69	13.0
15-08	111.0	0.023	1.19	0.011	7.80	0.24	3.02	-	0.19	1.42	1.69	19.0	0.037	0.24	140.0	0.33	11.0
17-26	97.7	0.030	1.08	0.084	7.26	5.49	8.17	0.13	0.26	2.18	4.40	11.5	0.060	0.010	136.2	36.2	9.94
13-37	23.0	0.003	3.09	0.038	10.0	1.19	1.52	0.031	0.45	2.26	2.11	23.0	0.25	0.40	340.0	1.07	29.5
13-49	12.6	0.009	4.37	0.10	13.1	5.30	1.80	0.031	0.58	3.79	9.90	18.0	0.028	0.15	115.0	0.46	3.97
13-55	16.0	0.016	0.80	0.39	185.0	3.80	3.72	0.21	0.24	1.52	8.40	17.0	0.17	0.077	143.0	0.54	2.19
15-22	16.0	0.012	1.45	0.016	164.0	0.32	1.04	-	0.76	2.19	11.3	2.20	0.10	0.080	127.0	1.61	1.79
15-24	27.0	0.015	2.73	0.046	237.0	0.62	2.49	-	1.17	4.07	19.0	2.88	0.21	0.14	230.0	2.36	4.49

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
14-01	109.0	0.362	0.38	0.097	30.0	1.76	7.50	0.27	0.70	4.21	6.10	458.0	0.048	0.15	49.0	0.49	1.79
17-29	132.4	0.030	0.50	0.27	30.12	4.18	13.7	0.41	0.82	9.19	9.02	9.58	0.11	0.11	70.2	14.0	3.58
14-02	60.0	0.043	1.09	0.18	11.8	2.32	16	0.54	0.52	8.40	7.60	101.0	0.048	0.21	151.0	1.51	9.91
14-03	41.0	0.042	1.45	0.21	11.7	2.66	11.8	0.62	0.52	6.40	7.80	133.0	0.068	0.26	98.0	0.58	8.70
13-13	101.0	0.026	0.55	0.012	5.10	1.15	23.0	0.013	1.16	3.01	2.31	70.0	0.75	0.48	9.90	1.70	8.63
13-14	142.0	0.039	2.40	0.010	57.0	1.21	1.77	0.022	0.66	8.00	5.50	110.0	0.074	1.38	1729	1.99	12.1
13-02	33.0	0.006	0.64	0.013	31.0	1.23	1.56	0.018	0.41	3.15	12.2	20.0	0.043	0.24	114.0	1.45	6.95
13-03	24.0	0.022	0.64	0.028	18.0	1.26	2.71	0.057	0.52	2.08	8.40	12.6	0.044	0.31	24.0	0.28	9.28
13-04	21.0	0.015	2.52	0.014	43.0	1.17	0.60	0.015	0.43	1.61	6.30	7.40	0.054	0.29	80.0	1.38	12.5
13-06	22.0	0.021	2.78	0.070	47.0	1.61	1.36	0.056	0.61	2.66	7.00	6.30	0.23	0.45	96.0	4.34	29.2
13-15	32.0	0.018	3.03	0.038	153.0	1.50	0.50	0.025	0.12	1.69	7.00	302.0	0.23	0.75	392.0	0.69	11.8
13-22	38.0	0.001	2.09	0.015	16.0	1.61	0.36	0.009	0.52	3.11	3.87	65.0	0.10	0.19	418.0	1.75	23.3
13-31	26.0	0.018	2.62	0.021	22.0	1.51	1.26	0.012	0.58	2.89	8.40	274.0	0.31	0.38	386.0	1.14	29.2
13-32	291.0	0.006	1.96	0.019	19.0	1.71	1.40	0.017	0.57	3.55	5.70	109.0	0.061	0.58	240.0	2.19	19.3
13-33	150.0	0.028	5.04	0.061	47.0	3.07	2.03	0.066	0.52	2.33	3.30	84.0	0.31	1.05	380.0	2.19	55.5
13-34	74.0	0.014	1.92	0.044	9.00	2.01	1.04	0.048	0.24	1.45	1.34	209.0	0.089	0.31	191.0	0.50	19.3
13-65	77.0	0.056	4.01	0.094	47.0	10.1	1.96	0.094	0.69	6.30	12.6	21.0	0.45	0.88	179.0	4.86	54.1
13-39	22.0	0.023	2.31	0.038	6.40	1.35	1.26	0.025	0.34	1.51	1.00	8.70	0.18	0.60	152.0	0.62	30.6
13-41	95.0	0.009	0.82	0.019	4.21	1.36	0.99	0.021	0.31	1.24	1.81	6.70	0.044	0.15	72.0	1.29	7.24
13-42	259.0	0.010	3.39	0.026	64.0	1.57	0.60	0.020	0.44	2.83	7.70	9.90	0.13	0.38	135.0	5.2	24.9
13-43	25.0	0.015	4.32	0.030	249.0	1.54	0.47	0.013	0.28	1.78	8.80	3.99	0.32	0.32	175.0	4.02	28.9
13-44	12.7	0.033	6.26	0.19	141.0	5.20	1.13	0.060	0.26	2.93	18.0	9.80	0.73	0.71	182.0	3.61	111.0
13-46	48.0	0.031	3.60	0.074	77.0	5.50	1.05	0.041	0.60	3.86	11.9	68.0	0.18	0.29	147.0	1.86	29.1
13-47	48.0	0.056	10.1	0.075	50.0	4.72	1.03	0.030	0.42	2.83	4.99	24.0	0.40	0.61	177.0	3.37	78.7
13-50	42.0	0.034	9.93	0.15	175.0	11.7	1.27	0.049	0.38	3.15	32.0	28.0	0.39	0.72	205.0	0.91	77.7
13-51	21.0	0.007	6.38	0.11	339.0	3.69	0.99	0.041	0.21	1.60	10.8	11.5	0.28	0.16	204.0	1.93	11.7
13-52	55.0	0.010	1.75	0.040	21.0	3.99	1.24	0.041	0.51	1.87	4.83	17.0	0.054	0.19	192.0	2.27	12.4
13-53	23.0	0.020	2.38	0.14	94.0	2.71	0.65	0.047	0.18	1.76	6.70	5.30	0.20	0.24	119.0	0.81	15.1
13-66	77.0	0.056	4.01	0.094	47.0	10.1	1.96	0.094	0.69	6.30	12.6	21.0	0.45	0.88	179.0	4.86	54.0
13-67	43.0	0.015	2.69	0.13	66.0	12.3	2.49	0.083	0.43	4.23	14.7	16.0	0.14	0.18	75.0	2.49	11.2
13-68	93.0	0.12	5.75	0.11	73.0	6.60	3.98	0.074	0.44	3.79	14.4	42.0	0.79	1.74	300.0	6.30	114.1

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
15-23	173.0	0.29	34.7	0.055	95.0	29.0	24.0	1.28	0.34	6.50	5.40	274.0	2.87	6.90	6007	27.0	624.3
14-08	30.0	0.043	2.37	0.24	204.0	6.10	13.8	0.32	1.45	12.2	22.0	181.0	0.24	0.15	443.0	7.90	103.4
14-09	88.0	1.84	1.14	17.0	420.0	19.0	721.0	18.1	12.7	27.0	29.0	129.0	3.74	0.20	525.0	5.00	9.01
14-10	40.0	0.064	4.09	0.51	383.0	3.51	29.0	0.70	2.03	22.0	45.0	43.0	0.32	0.25	994.0	13.3	91.2
14-11	25.0	0,057	0.95	0.20	46.0	2,28	13.0	0.31	1,43	5,10	11,0	62.0	0,078	0,31	2083	1,10	10.6
14-12	175.0	0,036	0.27	0.17	32.0	1,84	14.0	0.30	0,98	9,50	5,90	84.0	0,052	0,16	4511	4,99	5.51
14-13	28.0	0,094	1.13	0.75	107.0	4,19	69	1.08	2,64	10,9	31.0	126.0	0,24	0,12	830	1,75	8.71
14-14	65.0	0,032	0.50	0.11	4,43	2,35	12,7	0.14	0,36	6,40	4,59	70.0	0,030	0,049	146	0,74	0.61
14-16	3263	0,015	0.74	0.047	4,65	1,56	3,69	0.10	0,30	4,15	2,95	44.0	0,018	0,46	107	0,30	0.87
15-01	5.17	0.016	0.40	0.071	243.0	1.38	5.90	-	0.56	2.20	11.0	38.0	0.18	0.067	133.0	0.66	3.20
13-30	118.0	0.006	1.54	0.015	8.40	1.35	0.52	0.007	0.24	1.18	1.90	32.0	0.039	0.34	95.0	0.89	10.6
15-05	139.0	0.025	1.97	0.009	17.0	0.26	0.64	-	0.38	1.28	2.52	23.0	0.040	0.36	135.0	0.52	13.1
15-21	93.0	0.020	3.09	0.012	271	0.78	4.31	0.031	2.09	5.60	19.0	3.47	0.094	0.24	124.0	1.84	6.78
15-25	91.0	0.014	1.68	0.011	38.1	0.41	0.50	0.009	0.42	2.51	2.51	0.78	0.055	0.24	926.0	0.28	3.90
13-71	94.0	0.041	2.06	0.42	21.0	4.31	10.7	0.26	0.60	4.66	8.90	49.0	0.22	0.62	68.0	1.33	11.5
15-26	263.0	0.14	17.8	0.063	124.0	3.56	19.0	0.38	1.58	13.3	15.0	6.5.0	1.25	1.16	756.0	6.00	55.6
16-08	585.0	0.11	2.62	0.040	21.0	5.00	148.0	0.084	1.06	14.5	133.0	361.0	0.24	1.41	1351	3.73	35.1
16-11	76.0	0.035	1.09	0.072	31.0	1.49	12.6	0.095	0.90	11.4	110.0	237.0	0.061	0.36	34.0	0.82	13.3
16-13	184.0	0.055	0.98	0.069	38.0	4.79	23.0	0.15	1.56	21.0	304.0	221.0	0.082	0.29	130.0	0.92	19.6
14-15	146.0	0.027	0.28	0.14	44.0	2.11	12.2	0.24	0.80	5.00	9.50	108	0.049	0.084	54.0	0.96	2.82
13-07	82.0	0.017	2.16	0.034	10.4	1.58	0.68	0.012	0.45	1.31	5.10	3.90	0.21	0.58	13.6	1.15	34.5
14-06	186.0	0.016	2.76	0.084	6.70	2.81	6.10	0.26	0.75	7.90	8.90	44.0	0.010	0.18	21.0	1.24	80.6
13-09	112.0	0.028	0.76	0.038	7.70	2.34	1.30	0.008	0.38	1.83	2.27	5.90	0.35	0.83	13.8	40.0	61.8
14-07	1070	0.11	1.89	0.26	6.70	6.30	43.0	0.029	0.86	9.00	5.70	205.0	0.16	1.33	171	191.0	368.6
13-10	82.0	0.021	0.80	0.034	48.0	1.31	0.70	0.010	0.36	1.31	5.10	8.20	0.080	0.21	22.0	1.36	18.2
13-11	86.0	0.019	2.18	0.080	10.0	1.42	3.42	0.13	0.39	1.81	2.21	139.0	0.17	0.33	255.0	1.88	21.3
13-28	357.0	0.097	0.80	0.057	9.90	3.53	5.20	0.026	0.56	2.11	2.82	85.0	1.86	2.40	26.0	5.20	141.6
13-54	443.0	0.11	9.73	0.23	6.00	4.09	1.46	0.028	0.71	2.86	4.63	17.0	1.03	1.71	30.0	3.97	152.1
13-56	90.0	0.044	8.83	0.14	40.0	8.30	2.12	0.057	0.25	5.20	3.65	754.0	0.42	1.22	279.0	6.70	60.8
13-70	107.0	0.058	7.57	0.22	119.0	32.0	3.64	0.19	0.93	20.0	21.0	38.0	0.29	0.80	209.0	10.9	40.5

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Торейская система																	
13-60	27.0	0.007	0.38	0.027	7.80	5.50	1.48	0.047	0.42	1.47	4.49	69.0	0.012	0.031	14.9	0.27	0.49
13-61	27.0	0.012	2.00	0.049	59.0	5.00	1.38	0.043	0.62	2.72	16.0	31.0	0.045	0.059	83.0	1.34	8..09
13-63	195.0	0.029	3.76	0.11	46.0	8.40	2.60	0.10	0.38	4.82	14.7	44.0	0.16	0.25	202.0	7.90	18.3
13-64	201.0	0.033	3.82	0.19	47.0	5.90	3.36	0.13	0.38	4.12	17.0	53.0	0.18	0.26	203.0	1.44	17.2
15-16	232.0	0.020	4.79	0.009	68.0	0.64	1.09	-	0.63	2.61	5.60	9.10	0.11	0.27	285.0	0.80	20.4
15-17	236.0	0.036	4.80	0.007	71.0	0.55	0.69	-	0.66	2.57	5.20	1.72	0.12	0.26	271.0	3.63	22.6
17-03	513.0	4.30	1.83	1.63	222.1	187.0	13.2	19.9	1.09	182.0	336.3	792.0	0.49	1.48	190.7	8.57	1.02
15-11	182.0	0.014	1.17	0.009	13.0	0.27	1.53	0.024	0.21	1.57	1.19	5.50	0.018	0.49	109.0	0.37	3.33
15-15	234.0	0.023	4.00	0.005	10.9	0.84	2.49	0.035	0.37	4.04	2.41	6.40	0.050	0.38	283.0	0.55	16.0
17-17	204.6	0.12	4.35	0.042	25.8	2.29	4.09	0.10	0.46	36.5	13.6	18.1	0.20	0.04	358.3	137.2	38.3
16-04	175.0	4.62	2.40	2.05	2.65	1.97	4049	0.15	78.0	243.0	438.0	231.3	0.72	0.28	107.0	0.70	3.53
16-05	209.0	0.087	3.53	0.081	14.9	4.24	106.0	0.13	2.24	43.0	336.0	663.0	0.054	0.28	259.0	0.90	7.62
16-09	646.0	0.15	4.35	0.019	30.0	2.00	9.60	0.028	0.73	8.80	60.0	159.0	0.073	0.78	392.0	3.44	35.7
16-10	322.0	0.17	21.1	0.091	123.0	5.30	34.0	0.52	2.17	27.0	237.0	652.0	0.49	1.10	672.0	8.20	73.8
13-57	23.0	0.003	3.09	0.038	10.0	1.19	1.52	0.031	0.45	2.26	2.11	23.0	0.25	0.40	340.0	1.07	29.5
13-58	29.0	0.011	2.26	0.070	172.0	5.90	0.71	0.032	0.32	1.78	11.3	25.0	0.13	0.099	223.0	2.80	25.4
17-18	11.9	0.020	1.31	1.64	274.6	5.02	23.8	1.45	0.77	9.06	11.6	8.16	0.70	0.010	210.9	23.4	6.62
17-19	16.2	0.12	18.3	1.56	3034	20.5	43.9	1.17	2.36	15.4	95.1	18.4	1.33	0.040	1562	93.2	27.5
17-13	18.2	0.25	0.81	3.98	239.4	7.49	85.8	3.65	2.01	11.2	56.7	42.4	1.30	0.050	155.0	5.79	1.51
17-15	71.3	0.94	0.64	11.3	77.6	16.0	478.0	18.8	8.71	29.9	177.6	170.0	3.81	0.15	46.5	2.79	0.80
17-20	238.1	0.20	19.4	0.60	1006	227.5	24.4	1.84	2.24	246.6	48.0	68.6	0.080	0.080	910.4	273.4	94.9
17-23	95.5	0.60	56.0	0.28	2533	30.3	7.65	0.40	1.11	248.1	84.3	20.0	0.34	0.20	3595	1139	294.0
16-07	242.0	0.099	1.74	0.40	37.0	3.67	126.0	0.39	3.33	24.0	174.0	198.0	0.18	3.69	140.0	0.73	10.1
16-14	85.0	0.030	0.34	0.068	16.0	2.69	32.0	0.075	0.93	21.0	236.0	231.0	0.062	0.15	25.0	0.18	2.11

Продолжение таблицы

Шифр	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Cd	Sb	Cs	Ba	∑РЗЭ	Hf	Ta	W	Pb	Th	U
	мкг/л	мг/л	мкг/л														мг/л
19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
Ингодинская система																	
12-01	2.50	0.003	0.039	0.54	0.054	25.0	0.38	1.40	0.032	25.0	0.58	0.063	-	0.073	0.039	0.021	0.011
12-04	1.80	0.002	0.066	0.38	0.074	3.00	0.063	1.90	0.005	4.20	0.11	0.26	-	0.012	0.007	0.004	0.003
17-32	1.58	0.11	0.080	0.31	0.002	7.17	0.17	0.59	2.15	13.4	0.56	0.01	0.020	0.79	0.33	0.040	0.002
17-31	7.22	0.50	17.4	483.8	0.51	14.6	0.81	5.94	1.62	152.9	19.4	7.34	2.00	61.5	3.41	53.5	0.99
ДО-15	6.50	0.47	1.91	288.0	0.12	4.19	1.34	2.13	0.048	34.0	3.39	3.18	0.032	32.0	1.24	6.30	0.069
ДО-17	5.74	0.37	1.30	225.00.	0.20	2.69	1.08	2.07	2.33	45.0	1.54	2.16	0.40	24.3	1.34	3.04	0.059
Онон-Борзинская система																	
13-12	1.37	0.19	0.032	2.34	0.006	63.0	0.55	6.30	0.015	26.0	0.079	0.013	0.007	5.50	0.10	0.009	0.088
13-16	2.53	0.077	0.071	1.59	0.010	132.0	2.11	7.10	0.023	23.0	0.49	0.016	0.003	2.76	0.18	0.026	0.067
13-18	3.99	0.35	0.058	0.95	0.037	5.10	0.25	2.34	0.018	28.0	0.39	0.012	0.001	1.18	0.28	0.009	0.011
13-19	5.80	0.28	0.039	5.60	0.059	56.0	0.53	14.2	0.013	17.0	0.071	0.043	0.004	5.20	0.23	0.008	0.058
13-20	2.06	0.65	0.026	1.95	0.025	7.90	0.15	2.39	0.009	35.0	0.10	0.017	0.001	3.92	0.18	0.004	0.012
15-02	2.16	0.79	0.032	3.88	0.044	10.2	36.0	1.81	0.013	11.8	0.056	0.038	0.008	6.83	0.074	0.004	0.010
13-21	4.05	0.43	0.096	14.9	0.070	26.0	0.32	2.44	0.026	32.0	0.17	0.13	0.004	16.0	0.38	0.026	0.051
15-03	5.10	0.27	0.13	29.0	0.10	47.0	46.0	2.63	0.027	11.5	0.18	0.29	0.019	30.0	0.48	0.072	0.085
13-23	0.76	0.83	0.038	1.25	0.016	10.3	0.18	1.97	0.007	48.0	0.19	0.010	0.001	2.68	0.11	0.010	0.020
15-04	0.93	0.99	0.030	2.60	0.055	18.0	8.20	1.98	0.004	43.0	0.037	0.019	0.008	4.33	0.13	0.003	0.023
13-24	1.39	0.72	0.30	18.0	0.069	50.0	0.55	3.43	0.038	54.0	0.91	0.13	0.007	20.0	0.28	0.037	0.038
13-27	3.91	0.23	5.80	4.54	0.17	25.0	0.27	5.30	0.44	112.0	56.1	0.12	0.014	5.50	3.97	1.70	0.034
13-35	27.0	0.26	6.10	383.0	0.89	33.0	1.21	62.0	0.11	697.0	5.32	3.06	0.031	155.0	1.71	13.1	0.26
13-36	5.00	0.49	0.16	10.2	0.058	7.60	0.12	2.28	0.031	237.0	0.48	0.086	0.002	13.2	0.47	0.16	0.017
15-08	4.61	0.47	0.054	5.20	0.050	8.30	131.0	1.17	0.011	17.0	0.067	0.041	0.007	12.8	0.063	0.008	0.011
17-26	4.68	0.35	0.15	3.95	0.070	8.91	0.47	0.95	2.50	12.5	0.75	0.040	0.030	12.0	0.89	0.060	0.012
13-37	10.7	0.12	0.040	21.0	0.073	23.0	0.25	3.47	0.016	26.0	0.070	0.19	0.004	33.0	0.24	0.010	0.079
13-49	7.70	0.17	0.063	5.90	0.067	130.0	1.26	14.2	0.018	17.0	0.23	0.055	0.003	5.60	0.57	0.018	0.047
13-55	1.01	0.21	0.065	0.57	0.011	10.3	0.17	3.21	0.043	28.0	0.61	0.010	0.002	4.38	0.68	0.022	0.016
15-22	1.12	0.094	0.016	2.47	0.072	48.0	4.40	2.68	0.005	10.2	0.070	0.019	0.011	5.90	0.090	0.005	0.16
15-24	1.18	0.073	0.043	11.7	0.12	132.0	2.43	5.60	0.006	15.0	0.10	0.055	0.035	9.20	0.087	0.015	0.22

Продолжение таблицы

19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
14-01	2.24	1.45	0.14	3.40	-	12.2	0.41	4.98	0.22	52.0	0.62	0.018	0.002	0.99	12.5	0.027	0.017
17-29	3.11	1.03	0.16	6.42	0.050	21.0	0.42	2.49	2.07	32.5	1.26	0.07	0.10	1.94	1.00	0.030	0.031
14-02	4.79	0.54	0.81	6.60	0.043	29.0	0.80	3.63	0.071	28.0	1.82	0.057	0.003	3.44	2.59	0.091	0.032
14-03	8.90	0.10	0.24	21.0	0.051	80.0	1.17	3.77	0.050	23.0	1.33	0.086	0.002	7.30	1.84	0.080	0.14
13-13	14.9	0.25	0.076	0.12	0.003	884.0	13.1	4.40	0.028	25.0	0.32	0.001	0.003	0.87	1.45	0.002	0.003
13-14	36.0	0.085	0.057	3.99	0.051	624.0	5.60	22.0	0.047	14.9	0.089	0.027	0.010	25.0	0.17	0.015	0.32
13-02	5.50	0.23	0.022	0.81	0.009	68.0	0.68	2.80	0.099	22.0	0.15	0.004	0.002	2.90	0.28	0.003	0.050
13-03	4.70	0.38	0.031	0.26	0.005	33.0	0.38	2.85	0.079	33.0	0.14	0.004	0.003	3.06	0.28	0.008	0.014
13-04	2.67	0.19	0.019	3.31	0.011	28.0	0.30	2.53	0.024	19.0	0.043	0.018	0.005	4.53	0.17	0.004	0.093
13-06	4.12	0.24	0.042	8.30	0.024	58.0	0.63	2.63	0.037	23.0	0.17	0.055	0.005	11.9	0.15	0.014	0.15
13-15	2.65	0.12	0.030	12.7	0.012	162.0	1.40	4.31	0.012	29.0	0.12	0.058	0.009	11.2	0.13	0.007	0.155
13-22	2.06	0.35	0.026	10.9	0.038	7.60	0.13	4.14	0.009	29.0	0.051	0.066	0.015	21.0	0.23	0.007	0.021
13-31	2.94	0.18	0.038	31.0	0.051	71.0	0.70	2.60	0.011	22.0	0.063	0.13	0.006	35.0	0.29	0.047	0.25
13-32	13.6	0.21	0.18	20.0	0.034	7.80	0.16	1.71	0.016	200.0	0.30	0.12	0.003	9.70	0.81	0.004	0.19
13-33	5.30	0.22	0.41	99.0	0.13	42.0	0.71	4.84	0.027	43.0	0.41	0.65	0.006	36.0	1.54	0.22	0.30
13-34	6.40	0.40	0.077	9.40	0.077	14.7	0.19	1.72	0.022	314.0	0.30	0.077	0.004	12.7	0.55	0.018	0.035
13-65	1.86	0.27	0.17	65.0	0.074	25.0	0.44	8.10	0.030	48.0	0.86	0.29	0.003	12.6	2.26	0.048	0.29
13-39	8.20	0.21	0.15	13.1	0.078	8.30	0.11	2.40	0.012	29.0	0.17	0.16	0.003	35.0	0.20	0.059	0.011
13-41	2.10	0.64	0.053	3.28	0.029	8.60	0.10	1.88	0.011	31.0	0.40	0.029	0.001	1.77	0.11	0.012	0.015
13-42	4.25	0.20	0.016	3.21	0.021	22.0	0.22	3.15	0.015	12.7	0.055	0.027	0.009	6.10	0.089	0.006	0.038
13-43	6.00	0.081	0.013	13.6	0.035	28.0	0.26	5.70	0.017	24.0	0.054	0.091	0.005	19.0	0.088	0.004	0.15
13-44	5.10	0.14	0.055	34.0	0.10	39.0	0.40	43.0	0.028	33.0	0.17	0.22	0.010	42.0	0.90	0.021	0.25
13-46	6.10	0.095	0.020	9.30	0.040	87.0	0.82	11.4	0.024	35.0	0.093	0.045	0.004	15.0	2.09	0.006	0.14
13-47	4.96	0.16	0.088	12.4	0.047	73.0	0.64	8.30	0.027	61.0	0.30	0.10	0.008	39.0	0.94	0.040	0.26
13-50	6.80	0.10	0.037	14.8	0.066	80.0	1.13	52.0	0.043	206.0	0.24	0.075	0.008	28.0	1.51	0.013	0.55
13-51	1.05	0.13	0.030	8.70	0.024	92.0	0.82	5.30	0.014	25.0	0.19	0.054	0.010	13.0	0.53	0.010	0.11
13-52	1.54	0.28	0.084	2.09	0.017	23.0	0.26	3.49	0.010	11.6	0.25	0.010	0.002	6.30	0.57	0.012	0.047
13-53	1.29	0.13	0.019	4.19	0.010	32.0	0.37	2.86	0.008	25.0	0.063	0.025	0.003	10.1	0.36	0.005	0.040
13-66	1.86	0.27	0.17	65.0	0.074	25.0	0.44	8.10	0.030	48.0	0.86	0.29	0.003	12.6	2.26	0.048	0.29
13-67	1.13	0.22	0.065	4.18	0.036	46.0	0.48	10.6	0.023	33.0	0.402	0.021	0.002	4.16	0.98	0.015	0.054
13-68	3.15	0.24	0.24	111.0	0.15	34.0	0.60	8.30	0.043	43.0	1.34	0.75	0.006	35.0	3.83	1.73	0.39

Продолжение таблицы

19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
15-23	13.2	0.17	17.0	1105	1.50	201.0	4.90	18.0	0.098	74.0	18.5	11.0	0.040	280.0	3.48	209.0	2.82
14-08	4.04	0.50	0.23	97.0	0.20	205.0	3.25	6.40	0.039	67.0	1.24	0.63	0.017	44.0	2.67	0.14	0.35
14-09	16.0	1.28	11.3	26.0	-	260.0	2.13	18.0	0.95	202.0	82.3	0.46	0.021	8.50	11.7	3.77	0.28
14-10	5.40	0.27	0.80	222.0	0.47	923.0	11.1	27.0	0.067	41.0	4.17	1.05	0.017	60.0	2.47	0.37	0.82
14-11	1.25	0.44	0.23	20	0.090	88.0	1.65	4.51	0.037	37.0	1.55	0.11	0.003	8.50	1.85	0.058	0.058
14-12	2.27	0.37	0.18	2.68	0.070	538.0	6.90	19.0	0.023	26.0	1.43	0.026	0.004	7.00	1.08	0.075	0.36
14-13	2.98	0.64	0.85	25.0	0.16	75.0	3.12	6.80	0.057	82.0	7.14	0.17	0.006	10.1	10.0	0.26	0.097
14-14	1.82	1.58	0.079	1.01	-	22.0	2.94	3.01	0.015	43.0	0.54	0.014	0.003	0.36	1.13	0.031	0.035
14-16	1.14	0.82	0.059	2.56	-	9.00	1.86	5.6	0.012	25.0	0.31	0.013	0.001	1.15	0.94	0.012	0.004
15-01	0.43	0.067	0.057	0.77	0.076	10.1	94.0	1.94	0.017	7.60	0.32	0.015	0.008	3.89	0.12	0.034	0.024
13-30	2.96	0.59	0.043	10.5	0.029	17.0	0.21	1.70	0.013	51.0	0.083	0.031	0.004	6.60	0.19	0.005	0.035
15-05	3.11	0.49	0.027	24.0	0.056	22.0	256.0	1.78	0.009	13.9	0.040	0.11	0.010	9.50	0.072	0.006	0.042
15-21	1.30	0.26	0.070	7.30	0.18	124.0	8.40	2.94	0.007	26.0	0.087	0.066	0.004	6.00	0.22	0.016	0.40
15-25	1.61	0.70	0.015	4.77	0.053	33.1	2.65	2.62	0.012	52.1	0.034	0.022	0.006	46.9	0.14	0.006	0.020
13-71	1.30	0.35	0.30	10.1	0.050	45.0	0.47	2.60	0.090	44.0	1.82	0.042	0.004	56.0	1.05	0.10	0.10
15-26	2.18	0.53	0.77	322.0	0.57	174.0	5.80	4.97	0.027	65.0	1.20	3.77	0.037	176.0	4.93	1.83	0.24
16-08	53.0	9.19	0.54	6.60	0.080	15.0	5.20	36.0	0.072	77.0	1.29	0.062	0.003	15.0	24.0	0.13	0.048
16-11	2.04	4.82	0.24	2.98	0.015	36.0	4.75	1.33	0.10	54.0	0.61	0.026	0.003	3.00	2.20	0.077	0.043
16-13	2.25	1.49	0.45	7.00	0.036	157.0	4.41	2.29	0.044	57.0	1.36	0.072	-	7.00	34.0	0.10	0.12
14-15	4.51	0.24	0.13	0.86	-	21.0	1.01	3.71	0.022	19.0	0.96	0.008	0.0019	1.34	0.90	0.031	0.044
13-07	4.32	2.86	0.050	0.40	0.007	379.0	4.20	1.88	0.044	128.0	0.056	0.010	0.0021	2.68	0.078	0.004	0.25
14-06	5.50	5.74	0.078	0.38	0.022	303.0	4.43	4.04	0.037	207.0	0.42	0.007	0.0052	2.04	1.07	0.024	0.17
13-09	4.81	3.63	0.090	0.14	0.005	18.0	0.23	2.16	0.023	143.0	0.12	0.009	-	0.55	0.16	0.005	0.016
14-07	25.0	18.5	0.28	1.75	0.065	27.0	2.32	6.20	0.144	156.0	2.53	0.020	0.012	1.43	1.51	0.082	0.059
13-10	1.71	1.34	0.038	0.14	0.003	93.0	1.09	1.86	0.015	100.0	0.049	0.023	0.001	3.04	0.072	0.0003	0.086
13-11	7.88	0.30	0.10	15.7	0.066	15.0	0.19	2.87	0.024	131.0	0.34	0.14	0.003	23.0	0.36	0.083	0.048
13-28	13.9	7.59	0.24	0.27	0.014	24.0	0.27	2.06	0.13	97.0	1.46	0.001	0.005	0.99	0.21	0.061	0.016
13-54	8.80	9.18	0.13	0.73	0.005	23.0	0.30	3.81	0.042	125.0	0.29	0.009	0.005	2.02	0.50	0.050	0.020
13-56	11.2	0.13	0.025	47.0	0.12	66.0	0.71	4.66	0.065	91.0	0.16	0.20	0.010	24.0	0.57	0.012	0.068
13-70	2.94	2.55	0.12	6.00	0.028	49.0	0.53	5.60	0.023	77.0	0.56	0.039	0.004	13.5	1.53	0.014	0.068

Продолжение таблицы

19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
Торейская система																	
13-60	2.95	0.47	0.027	0.58	0.018	31.0	0.56	17.0	0.013	11.2	0.18	0.015	0.002	0.56	0.58	0.011	0.031
13-61	1.14	0.40	0.040	1.79	0.017	74.0	0.74	11.2	0.010	22.0	0.17	0.011	0.002	9.00	1.60	0.006	0.056
13-63	3.09	0.123	0.11	15.0	0.039	75.0	0.75	5.60	0.035	19.0	0.42	0.066	0.002	11.3	2.40	0.026	0.043
13-64	3.21	0.093	0.16	16.0	0.030	75.0	0.82	9.30	0.066	24.0	0.66	0.070	0.004	11.9	2.43	0.029	0.043
15-16	4.11	0.054	0.12	49.0	0.11	138.0	20.0	3.66	0.033	11.9	0.20	0.29	0.006	23.0	0.43	0.058	0.084
15-17	4.32	0.047	0.10	48.0	0.097	139.0	4.11	3.70	0.026	10.8	0.19	0.29	0.005	23.0	0.26	0.058	0.088
17-03	8.60	4.63	11.7	101.4	0.59	1.04	3.76	0.64	3.02	17.7.	96.2	2.69	0.050	0.10	16.5	9.37	0.022
15-11	4.85	0.19	0.11	7.50	0.056	22.0	22.0	1.59	0.014	6.10	0.19	0.080	0.012	7.10	0.22	0.030	0.040
15-15	12.9	0.30	0.16	50.0	0.10	145.0	23.0	1.54	0.023	19.0	0.28	0.53	0.001	23.0	0.80	0.14	0.28
17-17	18.3	0.12	0.53	133.3	0.21	132.3	0.41	2.90	2.44	15.4	0.73	0.98	0.030	33.1	1.89	0.62	0.39
16-04	10.9	0.44	77.0	0.94	0.023	13.4	587.0	2.12	0.69	18.0	108.9	0.19	0.042	4.31	41.0	0.18	0.059
16-05	8.00	0.51	1.31	4.80	0.076	21.0	14.2	3.28	0.041	30.0	3.85	0.065	0.004	3.24	16.0	0.12	0.065
16-09	5.20	3.27	0.39	1.13	0.031	120.0	4.90	8.90	0.044	25.0	0.90	0.009	0.064	11.0	3.94	0.071	0.28
16-10	5.00	0.41	3.10	677.0	0.70	2987	33.0	4.89	0.037	58.0	5.58	5.20	0.12	171.0	32.0	4.42	0.005
13-57	10.7	0.12	0.040	21.0	0.073	23.0	0.25	3.47	0.016	26.0	0.070	0.19	0.004	33.0	0.24	0.010	0.079
13-58	0.73	0.24	0.022	4.99	0.019	59.0	0.52	8.90	0.016	34.0	0.11	0.023	0.005	14.7	0.48	0.005	0.10
17-18	2.47	0.11	0.46	2.29	0.14	13.7	1.01	4.48	2.25	21.9	3.84	0.12	0.13	6.11	0.80	0.27	0.033
17-19	5.02	0.10	1.14	168.4	0.81	215.0	6.22	19.1	2.71	49.2	5.99	1.72	2.09	60.3	4.06	1.02	1.03
17-13	5.73	0.091	1.44	3.62	0.20	19.8	0.40	4.58	2.39	62.9	12.2	0.11	0.050	6.41	3.01	0.52	0.19
17-15	14.7	0.58	5.60	6.30	0.34	5.33	3.06	3.75	2.94	186.7	43.1	0.14	0.020	0.82	14.0	0.38	0.007
17-20	12.3	0.11	0.27	190.9	0.40	1648	2.14	19.7	174.1	40.2	1.49	0.89	0.080	98.0	4.13	1.22	3.67
17-23	14.8	0.12	2.05	988.0	1.78	2049	3.30	39.9	0.17	101.7	2.90	6.01	1.36	349.4	10.5	4.72	10.9
16-07	10.0	0.55	1.60	4.48	0.11	31.0	5.60	3.94	0.32	40.0	4.98	0.057	0.007	1.88	6.00	0.53	0.013
16-14	2.51	0.97	0.21	0.70	0.014	157.0	6.70	1.97	0.054	67.0	0.82	0.009	< ПО	3.47	7.70	0.053	0.14

Примечания 1. Прочерк – химический элемент не определялся; 2. < ПО – меньше предела обнаружения

Приложение 4

Таблица. Расчетные содержания основных ионов, степень испарения и значения Na/Cl в озерах по выделенным типам и подтипам

Шифр	Степень испарения	SO_4^{2-}расч.	Na^+ расч.	$HCO_3^-+CO_3^{2}$расч.	$Ca^{2+}+Mg^{2+}$расч.	Na/Cl
		мг/л				
1	2	3	4	5	6	7
Содовый тип I подтип						
12-01	52	2078	1135	15625	260.4	3.15
12-04	2	78.0	42.7	587.5	9.80	17.4
13-12	20	600.0	689.4	5344	98.5	2.16
13-16	15	450.0	517.6	4012	74.0	2.86
13-18	22	672.0	772.6	5989	110.4	1.77
13-19	39	1200	1379	10691	197.0	3.23
13-20	20	599.0	688.6	5338	98.4	2.17
13-21	66	1996	2294	17785	327.8	1.98
13-23	16	476.0	547	4239	78.1	2.32
13-24	31	949.0	1091	8460	156.0	2.70
13-27	3	101.0	115.6	896.3	16.5	6.58
13-35	225	24331	29035	103041	1125	2.02
13-36	35	1059	1217	9436	174.0	2.10
13-37	79	2391	2748	21302	392.6	2.21
13-49	6	177.0	203.4	1577	29.1	7.84
13-55	1	36.0	41.1	318.5	5.87	19.3
13-60	1	136.0	162.8	577.7	6.31	5.28
13-61	12	1300	1540	5490	60.0	1.89
13-63	24	2557	3051	10827	118.3	2.52
13-64	25	2677	3194	11336	123.8	2.50
14-01	19	587.0	674.7	5230	96.4	1.76
14-03	29	886.0	1018	7893	145.5	5.91

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7
14-11	36	1092	1256	9735	179.4	4.01
14-12	12	363.0	417.0	3232	59.6	8.16
14-13	61	1847	2123	16459	303.3	1.43
14-14	3	106.0	122.0	945.5	17.4	4.97
14-16	3	94.0	108.1	838.0	15.4	21.4
15-02	17	505.0	580.0	4496	83.0	3.19
15-03	110	3346	3846	29813	549.4	2.09
15-04	14	431.0	495.4	3840	70.8	2.70
15-08-01	38	1154	1326	10279	189.4	2.22
15-08-7.5	38	1171	1346	10430	192.2	2.21
15-11	13	1401	1672	3517	64.8	3.01
15-15	42	4549	5428	19264	210.4	2.58
15-16	38	4139	4939	17527	191.4	2.59
15-17	42	4585	5471	19417	212.1	2.43
15-22	23	699.0	805.3	6242	115.0	1.99
15-24	30	915.0	1053	8162	150.4	2.95
17-03	3	353.0	421.0	1494	16.3	2.08
17-13	4	434.0	518.5	1840	20.1	3.27
17-15	2	224.0	267.8	950.5	10.4	3.05
17-26	20	2136	2549	9047	98.8	2.14
17-29	6	684.0	815.8	2895	31.6	4.29
17-31	487	19435	10618	146125	2435	4.39
17-32	1	37.0	20.1	277.1	4.62	26.2
ДО-17	225	8997	4916	67646	1127	3.29
Среднее	45	2266	2251	14160	219.0	4.30
Содовый тип II подтип						
13-13	33	999	1149	8906	164.1	2.61
13-14	54	1649	1895	14690	270.7	2.27
16-04	5	545	650	2308	25.2	6.63
16-05	10	1033	1232	4373	47.8	6.21
16-09	102	10990	13115	46543	508.3	2.52

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7
16-10	105	11325	13514	47960	523.8	4.01
Среднее	55	4423	5259	20797	256.7	4.10
Содовый тип Шподтип						
13-02	36	1099	1264	9795	181.0	1.68
13-03	59	1799	2068	16027	295.0	1.30
13-04	49	1500	1724	13364	246.0	1.71
13-06	167	5097	5859	45418	837.0	1.31
13-15	57	1750	2012	15595	287.0	1.64
13-22	79	2399	2757	21372	394.0	1.66
13-31	206	6273	7211	55898	1030	1.38
13-32	226	6882	7911	61324	1130	1.61
13-33	246	7479	8597	66639	1228	1.78
13-34	166	5044	5798	44945	828.0	1.18
13-39	92	2806	3225	25000	461.0	1.77
13-41	31	939	1080	8371	154.0	1.85
13-42	90	2748	3159	24487	451.0	1.39
13-43	108	3298	3792	29391	542.0	1.50
13-44	319	9714	11166	86555	1595	1.24
13-46	112	3398	3906	30275	558.0	1.40
13-47	238	7259	8344	64680	1192	1.47
13-50	339	10314	11856	91900	1694	1.23
13-51	43	1299	1493	11575	213.0	1.85
13-52	42	1279	1470	11395	210.0	2.35
13-53	25	2737	3266	11590	127.0	1.63
13-57	57	6160	7351	26087	285.0	1.79
13-58	76	2304	2652	20559	379.0	1.72
13-65	213	6470	7460	57790	1060	1.82
13-66	184	5590	6430	49920	577.0	1.26
13-67	52	3510	1834	31320	262.0	1.62
13-68	551	1593	19302	149617	2757	1.95
14-08	515	16791	18039	139830	2577	2.00

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7
14-09	33	990	1143	8862	163.0	2.46
14-10	352	10700	12306	95400	1758	2.63
15-05	56	1700	1960	15190	280.0	1.77
15-07	101	3069	3534	27391	505.0	1.82
15-21	61	1860	2140	16600	310.0	1.96
15-25	45	1370	1580	12210	230.0	2.24
15-26	256	7804	8970	69533	1281	2.09
15-01	14	440	507	3800	72.0	1.46
16-08	261	7940	9141	70860	1306	1.92
16-11	100	3050	3510	27130	50.0	1.13
16-13	115	3500	4030	31200	580.0	1.83
15-23	2218	252800	439100	1015359	11090	1.44
17-17	90	9730	11600	41200	450.0	2.45
17-18	12	1339	1598	5669	62.0	1.66
17-19	59	6409	7648	27141	296.0	2.36
17-20	226	24389	29105	103288	1128	1.79
17-23	725	78330	93474	331723	3623	1.49
Среднее	202	12066	17608	69406	994.0	1.40
Сульфатный тип						
14-15	14	434.4	499.3	3871	71.3	2.37
16-07	33	3518	2083	14897	162.7	4.04
16-14	4	456.3	270.1	1932	21.1	2.37
Среднее	18	1469	951.0	6900	85.0	2.90
Хлоридный тип						
13-07	249	7596	8732	67684	1247	0.93
13-09	446	13592	15624	121110	2232	1.00
13-10	427	13001	14945	115845	2135	1.08
13-11	315	9594	11029	85490	1576	1.03
13-28	972	29583	34006	263593	4858	1.14
13-30	44	1349	1550	12018	221	1.74
13-54	984	29974	34456	267080	4922	1.13

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7
13-56	213	6476	7445	27000	1064	1.40
13-70	105	3193	3676	28497	525	0.90
13-71	166	5036	5798	44945	828	1.24
14-06	522	15863	18264	141568	2609	1.44
14-07	3744	113818	131040	1015747	18720	1.00
Среднее	722.0	20756	23880	182548	3411	1.20

Приложение 5

Таблица. Показания окислительно-восстановительного потенциала Eh, содержания кислорода, восстановленных форм серы и изотопный состав растворенных сульфат-, сульфид-ионов в озерах региона

Шифр пробы	Eh	$C_{орг.}$	O_2	S^{2-}	S^0	S^0S^{4+}	$\Sigma S_{восст}$	$\delta^{34}S^{6+}{}_{VCDT}$	$\delta^{34}S^{2-}{}_{VCDT}$	SO_4^{2-}/Cl^-
	мВ	мг/л		мкг/л				‰		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Содовый тип I подтип										
13-12	25.9	16.9	2.03	250	52.0	14.3	316.2	18.0	-12.5	0.25
13-16	25.9	16.9	5.03	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00	н.о.	н.о.	0.51
13-19	62.2	173.0	4.92	69.0	149.0	71.0	289.0	16.8	-2.00	1.18
13-21	12.2	26.7	5.18	26.0	168.0	22.0	216.0	16.3	-19.2	0.14
13-23	184.7	14.4	6.78	261.0	286.0	415.0	962.0	н.о.	н.о.	0.14
13-24	175.8	20.4	4.57	9.00	11.0	3.00	23.0	н.о.	н.о.	0.24
13-27	216.3	22.0	4.07	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00	н.о.	н.о.	1.45
13-35	-35.0	475.0	0.58	10300	1840	243.0	12383	18.0	н.о.	0.07
13-36	58.0	27.1	4.67	15.0	870.0	18.0	903.0	14.5	-22.8	0.14
13-37	-12.0	137.4	1.10	9100	3800	630.0	13530	15.0	-24.0	0.28
13-49	334.0	71.2	12.50	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00	н.о.	н.о.	2.88
13-61	365.0	20.8	9.11	<5.00	<5.00	25.0	27.0	н.о.	н.о.	0.31
13-64	380.7	22.9	11.20	<5.00	14.0	47.0	62.0	13.4	-24.8	0.57
14-01	34.4	23.7	9.63	35.0	184.0	487.0	706.0	5.10	-2.3	0.76
14-03	-146.0	76.1	8.98	29.0	173.0	45.0	247.0	5.70	-2.3	0.90
14-11	117.2	40.1	10.30	15.0	18.0	103.0	136.0	11.6	-20.6	0.77
14-12	65.3	113.6	8.92	43.0	31.0	40.0	114.0	1.70	-8.40	4.17
14-13	-49.0	67.2	8.03	25.0	15.0	62.0	102.0	н.о.	н.о.	0.11
14-14	88.2	48.5	12.4	52.0	21.0	219.0	292.0	н.о.	н.о.	0.91
14-16	99.5	51.3	10.8	15.0	18.0	55.0	88.0	11.8	-18.2	5.85
15-02	112.0	32.7	7.81	97.0	135.0	60.0	292.0	17.0	-10.0	0.24
15-03	-25.0	40.7	3.25	64.0	83.0	78.0	225.0	15.8	-7.20	0.15
15-04	78.0	19.8	7.61	163.0	568.0	42.0	773.0	н.о.	н.о.	0.18
15-08	90.0	27.7	н.о.	72.0	177.0	6.00	255.0	н.о.	н.о.	0.090
15-08-1	81.0	27.2	9.15	333.0	30.0	5.00	368.0	н.о.	н.о.	0.11
15-11	52.0	32.7	11.0	84.0	38.0	<5.00	122.0	н.о.	н.о.	0.36
15-15	100.0	75.5	7.80	32.0	38.0	7.00	77.0	9.10	-26.3	0.56
15-17	10.0	н.о.	0.73	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00	14.6	-25.5	0.49
15-22	53.0	45.8	7.72	6.00	43.0	5.00	54.0	-2.70	-15.0	1.80

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
17-13	84.0	38.5	<0.05	25.0	30.0	100.0	155.0	24.7	-19.1	0.42
17-15	94.0	13.0	<0.05	30.8	18.0	41.0	89.8	25.6	2.60	0.37
17-29	95.0	96.0	<0.05	120.1	31.0	68.0	219.1	20.9	0.90	1.77
ДО-13	-423.0	75.4	0.05	370200	2.12	0.21	370202	26.2	0.60	0.010
Среднее	72.3	62.2	6.74	14405	314.2	103.4	13848	14.2	-12.8	0.81
Содовый тип II подтип										
14-2	52.8	59.2	9.06	35.0	321.0	50.0	406000	5.00	2.00	1.25
13-13	90.4	13.6	4.89	26.0	51.0	16.0	93.0	0.50	н.о.	1.40
13-14	76.8	68.0	5.35	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00	4.90	0.20	1.09
14-15	110.4	32.3	8.48	19.0	25.0	36.0	80.0	1.10	н.о.	1.21
16-04	124.0	47.2	7.34	96.0	154.0	72.0	322.0	8.80	-13.5	4.48
16-05	105.0	66.4	8.08	84.0	939.0	24.0	1047	8.60	-18.6	4.52
16-09	51.0	44.7	8.08	63.0	12.0	11.0	85.0	6.70	н.о.	1.59
16-10	45.0	322.4	н.о.	20.0	34.0	13.0	67.0	-0.90	н.о.	1.54
Среднее	81.9	81.7	7.33	49.0	219.4	31.7	58242	4.34	-7.48	2.14
Содовый тип III подтип										
13-02	98.9	16.7	10.9	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00	н.о.	н.о.	0.43
13-03	12.8	15.7	10.9	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00	н.о.	н.о.	0.26
13-15	74.9	10.3	4.56	18.0	62.0	<5.00	81.0	н.о.	н.о.	0.23
13-22	31.8	54.4	5.91	35.0	88.0	512.0	635.0	18.8	-12.5	0.10
13-31	100.5	69.5	3.83	29.0	157.0	<5.00	187.0	н.о.	н.о.	0.11
13-32	92.0	81.6	3.39	152.0	114.0	<5.00	267.0	17.2	-14.5	0.20
13-33	99.6	86.5	11.6	<5.00	<5.00	1320	1323	9.90	-11.3	0.34
13-34	-59.4	39.2	7.68	6700	1170	<5.00	7874	25.5	-0.20	0.25
13-39	342.3	192.2	7.54	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00	н.о.	н.о.	0.030
13-42	-11.0	25.0	8.20	1050	420.0	<5.00	1471	н.о.	н.о.	0.17
13-44	65.0	76.3	12.7	870	2900	<5.00	3771	н.о.	н.о.	0.06
13-46	322.0	32.2	12.8	<5.00	137.0	36.0	174.0	н.о.	н.о.	0.13
13-47	-75.0	89.0	10.5	36.0	21.0	10.0	67.0	7.10	-12.1	0.20
13-50	283.8	52.6	14.1	<5.00	103.0	<5.00	105.0	11.0	-14.0	0.10
13-52	267.0	64.4	5.50	<5.00	144.0	19.0	164.0	12.8	-12.0	0.83
13-56	-36.3	101.8	6.24	1250	352.0	12.0	1614	н.о.	н.о.	0.13
13-65	355.0	19.5	9.45	17.0	18.0	101.0	136.0	14.4	-23.2	0.61
13-66	58.0	н.о.	9.45	13.0	52.0	9.00	74.0	7.30	-21.3	0.89
13-68	-125.0	53.4	6.25	75.0	19.0	<5.00	95.0	12.0	-24.5	0.83

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
14-10	-33.8	224.5	3.09	8.00	8.00	73.0	89.0	1.90	-19.8	0.37
14-08	-10.8	76.8	8.05	28.0	12.0	28.0	68.0	7.70	-12.8	0.070
14-09	70.5	42.4	5.50	12.0	19.0	156.0	187.0	1.30	-14.0	0.64
15-21	35.0	69.6	7.08	223.0	1224	3.00	1450	6.40	-12.2	0.63
15-23	-42.0	373.4	н.о.	480.0	115.0	38.0	201.0	12.0	-28.0	0.34
15-24	18.0	35.6	8.98	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00	13.3	н.о.	1.05
15-25	34.0	15.5	8.13	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00	-8.40	н.о.	2.80
15-26	81.0	91.7	6.85	162.0	597.0	3.00	762.0	н.о.	н.о.	0.25
15-05	75.0	23.1	9.94	191.0	540.0	21.0	266.0	18.8	н.о.	0.13
15-07	38.0	98.4	5.35	411.0	236.0	8.00	655.0	27.4	-0.20	0.040
16-08	45.0	140.1	2.49	1900	490.0	425.0	2815	11.0	-30.8	0.37
16-11	80.0	268.6	5.46	1020	331.0	255.0	1606	7.50	н.о.	0.41
16-13	120.0	419.6	6.27	330.0	360.0	300.0	990.0	11.2	н.о.	0.65
17-17	-30.0	125.2	н.о.	820.0	750.0	350.0	1920	8.90	-19.6	0.63
17-18	75.0	19.0	н.о.	25.0	98.0	11.0	134.0	11.1	-12.2	0.17
17-19	-69.0	332.5	н.о.	982.0	1200	99.0	2281	14.5	-10.2	0.27
17-20	15.0	480.0	н.о.	556.0	853.0	25.0	1434	3.30	-15.4	0.46
17-23	55.0	242.4	н.о.	125.0	360.0	14.0	499.0	7.10	0.90	0.29
Среднее	66.3	115.5	7.70	625.6	417.7	159.5	1044	10.8	-14.5	0.36
Сульфатный тип										
16-07	-438.0	46.0	н.о.	279.0	149.3	21.0	449.0	9..3	н.о.	2.05
16-14	104.0	11.4	8.30	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00	н.о.	н.о.	1.37
14-15	110.4	32.3	8.48	19.0	25.0	36.0	80.0	1.10	н.о.	1.21
Среднее	-74.5	29.9	8.39	149.0	87.2	28.5	264.5	7.70		1.54
Хлоридный тип										
13-07	66.5	26.0	4.90	110.0	71.0	1.00	183.0	16.0	-3.10	0.15
13-09	-9.90	40.1	5.52	590.0	313.0	12.0	884.0	20.4	-5.60	0.13
13-10	16.4	13.4	6.36	20.0	77.0	1.00	98.0	н.о.	н.о.	0.13
13-11	16.8	36.1	7.42	53.0	23.0	123.0	199.0	н.о.	н.о.	0.12
13-28	60.0	76.3	5.08	150.0	<5.00	<5.00	150.0	13.2	-3.00	0.25
13-30	79.0	21.4	7.52	<5.00	289.0	22.0	312.0	н.о.	н.о.	0.13
13-56	-36.3	101.8	0.62	1250	352.0	12.0	1614	22.2	-3.50	0.13
13-70	95.7	21.6	7.44	<5.00	114.0	<5.00	116.0	н.о.	н.о.	0.26
13-71	97.7	23.3	9.21	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00	н.о.	н.о.	0.10
14-06	80.6	56.0	8.10	551.0	31.0	115.0	697.0	19.4	1.20	0.16
14-07	42.3	368.0	1.70	228.0	20.0	39.0	287.0	22.1	-3.30	0.10
Среднее	46.3	71.3	5.81	369.0	143.3	40.6	454.0	18.2	-2.76	0.15

Примечание – н.о. – не определялось/