

Томский филиал Федерального государственного бюджетного учреждения науки
Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука
Сибирского отделения Российской академии наук

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Национальный исследовательский Томский политехнический университет»

На правах рукописи

Колпакова Марина Николаевна

ГЕОХИМИЯ СОЛЕННЫХ ОЗЕР ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

25.00.09 – Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
Доктор геолого-минералогических наук,
профессор, лауреат Госпремии СССР
Шварцев С. Л.

Томск - 2014

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. Природные условия района исследований	11
1.1. Физико-географическая характеристика региона.....	11
1.2. Климат	18
1.3. Геоморфологические особенности распределения озер	22
Основные выводы.....	30
ГЛАВА 2. Геолого-гидрогеологическая характеристика района.....	31
2.1. Геологические условия	31
2.1.1. Тектоническое строение	31
2.1.2. Стратиграфия.....	34
2.2. Гидрогеологические условия	47
Основные выводы.....	61
ГЛАВА 3. Геохимия озерных вод района исследований	62
3.1. Методы исследования	62
3.1.1. Классификации озер по химическому составу	65
3.2. Общая химическая характеристика соленых озер	70
3.3. Химический состав содовых озер.....	73
3.3.1. Макрокомпонентный состав	73
3.3.2. Микрокомпонентный состав.....	83
3.4. Химический состав хлоридных озер	89
3.4.1. Макрокомпонентный состав	89
3.4.2. Микрокомпонентный состав.....	98
3.5. Химический состав сульфатных озер.....	102

3.5.1. Макрокомпонентный состав	102
3.5.2. Микрокомпонентный состав	106
Основные выводы	109
ГЛАВА 4. Равновесие в системе озерная вода-порода	110
4.1. Методика расчета равновесий.....	110
4.2. Формы миграции химических элементов в озерных водах	113
4.3. Равновесие озерных вод с минералами солей	128
4.4. Равновесие озерных вод с глинистыми минералами	136
Основные выводы	141
ГЛАВА 5. Формирование состава соленых озер Западной Монголии	142
5.1. Основные факторы формирования состава озерных вод	142
5.2. Механизмы формирования содовых озер	159
5.1. Механизмы формирования хлоридных и сульфатных озер.....	166
Основные выводы	168
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	169
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	170

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. В последние годы все чаще появляются научные публикации, рассматривающие геохимические особенности различных систем малых озер [Jones, Deocampo, 2003; Krumgalz и др., 2000; Леонова и др., 2007; Складорова и др., 2011 и др.]. Некоторые ученые даже предлагают выделить отдельную науку – салинологию [Zheng, 2001], занимающуюся исследованием химических, физических и биологических процессов, наблюдаемых в соленых озерах, а также изучением их гидроминеральных ресурсов и возможных путей дальнейшего использования. Несмотря на это, соленые озера, расположенные в степных и полустепных ландшафтах, получили недостаточное внимание научных исследователей в связи со значительной их удаленностью от крупных научных центров. Особый интерес в этом плане представляют малоизученные солоноватые и соленые озера Западной Монголии, которые отличаются не только различным химическим составом, но и многообразием кристаллизующихся в них минералов. Здесь сосредоточены минерализованные озера не только хлоридного и сульфатного, но и содового типов, сама проблема генезиса которых в современной гидрогеохимии вызывает разногласия [Ковда, 1973; Посохов, 1969; Попов и др., 1992; Шварцев, 2004]. Практический интерес к изучению данных озер представляют повышенные содержания в них таких химических элементов, как Li, U, Sr, B, Br, J и F, механизмы концентрирования и источники которых до сих пор полностью не изучены.

Целью работы является изучение геохимии и условий формирования состава основных химических типов соленых озер Западной Монголии.

Достижение цели потребовало решения следующих **задач**:

- изучить геоморфологические, климатические и геологические условия расположения и формирования озер;
- исследовать макро- и микрокомпонентный состав соленых озер на территории Западной Монголии;
- определить основные формы миграции ведущих химических элементов и особенности их накопления в озерных водах;

- установить характер равновесия озерных вод с простыми солями (карбонатными, сульфатными, хлоридными) и алюмосиликатными минералами;
- выявить основные механизмы формирования разных химических типов озерных вод.

Ключевыми объектами исследований выбраны бессточные минерализованные (с соленостью больше 1 г/л) озера Западной Монголии.

Исходные данные и методы исследования. В основу работы положены материалы, собранные автором в летний период (июль-август) в процессе Российско-Монгольских гидрохимических экспедиций 2009-2012 гг. Кроме того, автор воспользовался результатами экспедиции 2008г., проводимой по проекту №99 «Технологии переработки нетрадиционных источников литиевого сырья: новые технологии и материалы, геолого-экономические и экологические аспекты» 2006-2008 гг., материалы которой были любезно предоставлены д.х.н. В.П. Исуповым (Институт химии твердого тела и механохимии СО РАН (ИХТТМ СО РАН)) и д.г.-м.н. А.Г. Владимировым (Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН)). Химический анализ всех проб воды на макрокомпонентный состав проводился в проблемной научно исследовательской лаборатории гидрогеохимии научно-образовательного центра «Вода» ИПР ТПУ (г. Томск) потенциометрическим, титриметрическим, атомно-абсорбционным и фотометрическим методами. Микроэлементный состав выполнен в лаборатории Института химии твердого тела и механохимии СО РАН (ИХТТМ СО РАН, г. Новосибирск) масс-спектральным методом на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Agilent 7500a. Для анализа использовалась деионизованная вода из установки Direct-Q3UV Millipore с удельным сопротивлением 18.2 МΩсм при 250С. В качестве эталонного раствора и раствора для настройки масс-спектрометра использовался 2% раствор HNO₃, содержащий 10ppb Li, Co, Ce, Y, Tl (Tuning Solution) фирмы Agilent. Содержание Li, Sr определялись на спектрометре Сатурн-2 М и Varian AA 280 FS в режиме эмиссии и абсорбции в зависимости от определяемого элемента.

Термодинамические расчеты проводились по методике, изложенной в работе Р.М. Гаррелса и Ч.Л. Крайста [1968]. Физико-химические расчеты, необходимые для выявления форм миграции химических элементов и вычисления квотанта реакции, выполнялись с использованием программного комплекса HydroGeo, разработанного М.Б. Букаты [1999, 2002], для температуры 25°C и давления 0,1 МПа по методу К.В. Дэвиса [1938] для растворов с ионной силой до 0,5 моль/л и по методу К.С. Питцера [1992] для высокоминерализованных вод и рассолов. Для оценки удаленности системы вода-порода от состояния термодинамического равновесия 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 Surfer, Delta Graph, CorelDraw, а также средств Microsoft Office.

Научная новизна.

1. Существенно уточнены и расширены представления о химическом составе более чем 40 соленых озер. Некоторые из них были изучены впервые, для других были уточнены значения макрокомпонентного состава, pH и Eh. Кроме того, впервые с использованием современного масс-спектрометрического метода анализа с индуктивно связанной плазмой (ИСП–МС) для всех представленных в работе озер получены новые данные о распространенности некоторых микрокомпонентов: As, Al, Li, Mo, Rb, Sr, V, U, B, Br, F.

2. Впервые рассчитаны формы миграции ведущих химических элементов в озерных водах территории, а также их равновесие с карбонатными, сульфатными, хлоридными и алюмосиликатными минералами. Подробное изучение состава озер с использованием современных методов физико-химических расчетов взаимодействия озерных вод с различными минералами дало возможность с качественно новых позиций подойти к вопросу о вторичном минералообразовании и его роли в формировании состава вод.

3. На основе существующих теорий автором определены основные факторы и механизмы, влияющие на формирование химического состава озер разных химических типов, наибольшее внимание при этом уделено образованию содового типа озерных вод.

Практическая значимость полученных результатов. К настоящему времени результаты диссертации использовались при выполнении работ по гранту РФФИ – Монг_а № 09-05-90210 «Рудогенерирующий потенциал высокоминерализованных озер Центральной Азии и физико-химические основы новых методов поиска гидроминеральных месторождений лития и урана» за 2009-2010гг., проекту совместных работ СО РАН И АНМ № 6 «Минеральные озера Монголии - рудогенерирующий потенциал, инновационные технологии освоения, экология» за 2011-2013гг., междисциплинарным интеграционным проектам СО РАН № 38 «Минеральные озера центральной Азии – архив палеоклиматических летописей высокого разрешения и возобновляемая жидкая руда» за 2009–2011гг. и № 110 «Гидроминеральные ресурсы Сибири и сопредельных территорий: рудогенерирующий потенциал, новые технологии комплексной переработки, экологическая безопасность» за 2012-2014гг. Полученные в ходе работы материалы могут быть использованы для дальнейших исследований в области лимнологии, климатологии, гидрологии и иных специальностей в области изучения и практического использования озерных вод. Представленный материал может послужить базой для оценки гидроминеральных ресурсов соленых озер Западной Монголии.

Достоверность результатов работы обеспечена достаточным количеством проб, современной методикой их отбора и пробоподготовки, высокоточными аттестованными аналитическими методами исследования химического состава вод, в том числе масс-спектральным, выполненными в аккредитованной лаборатории научно-образовательного центра «Вода» Института природных ресурсов ТПУ и в лаборатории Института химии твердого тела и механохимии СО РАН. Теория построена на новых фактах и

данных полученных автором, а также на обобщении данных по теме диссертации, опубликованных в ведущих российских и зарубежных изданиях.

Научные положения, выносимые на защиту.

1. На исследуемой территории развиты три химических типа озер, разнообразных по солености, значениям pH, макро- и микрокомпонентному составу: хлоридный, содовый и сульфатный. Для содовых озер характерны минимальные значения общей минерализации, высокие значения pH, а также повышенные концентрации урана, кремния, мышьяка и молибдена. Хлоридным озерам свойственна высокая минерализация, среди микрокомпонентов преобладают стронций и литий. Сульфатные озера отличаются минимальными значениями pH и большинства микрокомпонентов.
2. По расчетным данным неорганических форм миграции Br, Li, Rb, Na, K, Sr, Ca и Mg в озерных водах мигрируют преимущественно в ионной форме. Для Ca и Mg характерно также частичное (в среднем 40 %) связывание их в комплексы с карбонат-, сульфат- и хлор-ионами в зависимости от минерализации вод, а также кислотно-щелочных условий среды. F на 70-98 % мигрирует в ионной форме, но с ростом содержания магния возрастает доля комплекса MgF^+ (до 30 %). Для Si, V (V), As (V) преобладающей формой миграции (60 – 100 %) является ион типа $H_kMeO_n^{m-}$. Формы миграции Al определяются значениями pH воды. U (VI) мигрирует в щелочных средах в виде уранил-карбонатных комплексов, при этом доля комплекса $(UO_2(CO_3)_3)^{4-}$ с ростом pH резко возрастает.
3. Система озерная вода – горная порода носит сложный равновесно-неравновесный характер: практически все озера насыщены относительно кальцита, каолинита, монтмориллонита, иллита, доломита, часть из них равновесна с содой, гипсом, тенардитом, мирабилитом, сильвином, галитом, альбитом, анальцимом, хлоритом и мусковитом. В тоже время все озера не насыщены относительно первичных алюмосиликатов (анортит, оливин, основные полевые шпаты и др.), растворение которых, а также образование новых устойчивых аутигенных минералов определяют избирательное концентрирование одних элементов и осаждение других.

4. Формирование состава озерных вод определяется двумя главными процессами: интенсивностью испарения воды и временем ее взаимодействия с горными породами, начиная с водосборных территорий и заканчивая дном озера. При преобладании испарительного концентрирования элементов формируются сульфатные и хлоридные озера в зависимости от доминирования в области питания одного из этих элементов. В случае более интенсивного относительно испарительного концентрирования поступления химических элементов в озера из горных пород формируются содовые озера. Оба процесса имеют место во всех озерах, но доля каждого из них разная.

Апробация результатов работы. По теме диссертации опубликовано 28 работ, в том числе 6 в журналах из списка ВАК. Основные положения и отдельные разделы выполненной работы обсуждались на международных и всероссийских конференциях: Международном симпозиуме имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых «Проблемы геологии и освоения недр» (г. Томск, 2011, 2012, 2013гг.), 2ой Международной конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского (г. Санкт Петербург, 2011г.), Всероссийском научно-практическом совещании с международным участием «Литий России: Минерально-сырьевые ресурсы, инновационные технологии, экологическая безопасность», (г. Новосибирск, 2011г.), Всероссийской научной конференции «Проблемы гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии» (г. Томск, 2011г.), Всероссийской конференции с участием иностранных ученых «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами» (г. Томск, 2012г.), The 14 International Symposium on Water - Rock Interaction (г. Авиньон, Франция, 2013г.), Всероссийской молодежной научно-практической конференции «Науки о Земле. Современное состояние» (респ. Хакасия, 2013г.).

Структура и объем диссертации. Диссертация состоит из введения, пяти глав, заключения и списка цитируемой литературы. Объем диссертации составляет 178 страниц, включая 82 рисунка, 39 таблиц и список литературы из 112 наименований.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность своему научному руководителю, д.г.-м.н., профессору Степану Львовичу Шварцеву за высокую требовательность и объективную критику при руководстве диссертационной работой.

За ценные советы и оказанную помощь, как при создании работы, так и во время экспедиций, а также за любезно предоставленные материалы полевых работ за 2008г., автор выражает особую благодарность д.х.н. В.П. Исупову и д. г.-м. н. А.Г. Владимирову. За выполнение лабораторных исследований автор выражает благодарность коллективу проблемной научно исследовательской лаборатории гидрогеохимии научно-образовательного центра «Вода» Института природных ресурсов ТПУ, а также Шацкой С.С. (ИХТТМ СО РАН). За помощь в полевых исследованиях и создание теплой атмосферы в полевом коллективе автор искренне благодарит к.ф.н. Л.В. Куйбиду, О.П. Герасимову и Г.А. Мирошникову. Кроме того, за консультации и моральную поддержку, оказанные в ходе данной научно-исследовательской работы, автор искренне благодарит сотрудников Томского филиала Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН и кафедры Гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии Института природных ресурсов НИ ТПУ.

ГЛАВА 1. Природные условия района исследований

1.1. Физико-географическая характеристика региона

На территории Монголии, занимающей площадь более 1565 тыс. км², насчитывается более 3500 озер с размерами акваторий более 0,1 км² [Egorov, 1993; Williams, 1991]. Из этого количества 27 озер имеют площадь свыше 50 км², 16 - свыше 100 км², 4 озера более 1000 км². Суммарная площадь всех озер составляет около 1% всей территории страны.

Район наших исследований охватывает северные части трех ландшафтных областей Монголии: Алтайскую, Хангайско-Хэнтэйскую и Гобийскую (рис.1-1).

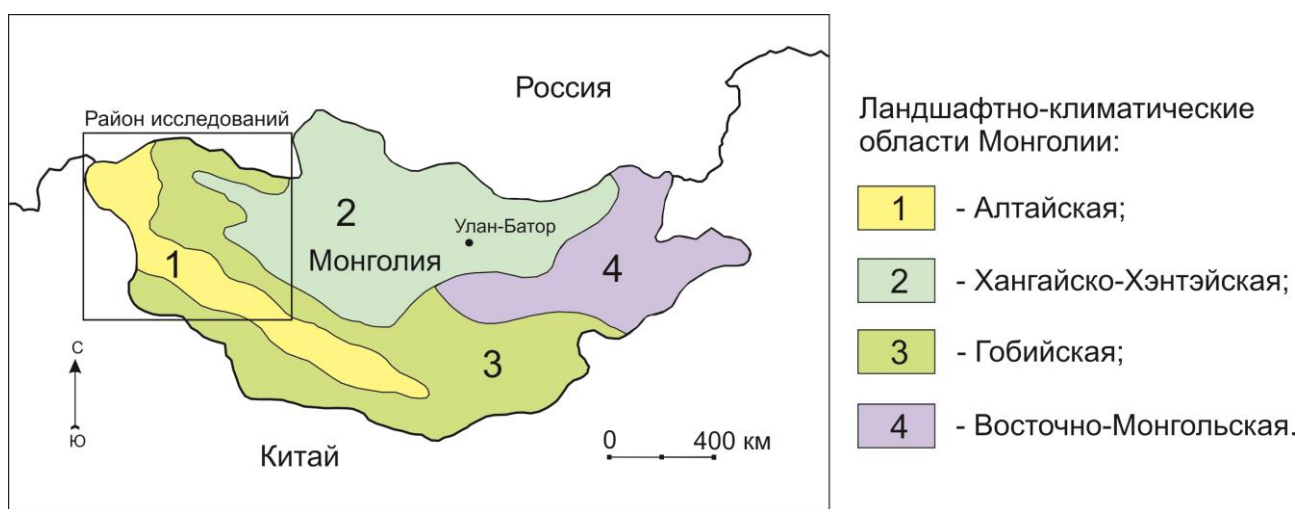


Рис. 1-1. Обзорная карта района исследований и схема расположения ландшафтно-климатических областей Монголии [Севастьянов и др., 1994].

Анализ распространения озер по ландшафтным зонам Монголии показывает, что 34% озер расположено в плоскогорных и высокогорных районах Алтайской и Хангайско-Хэнтэйской областей и 66% - в равнинно-степных и полупустынных районах. В Гобийской области расположено 36.5% всех озер МНР (табл. 1-1), причем в северной её части находятся самые крупные озера Монголии, такие как Увс-Нуур (площадь – 3350 км²), Хара-Ус-Нуур (1852 км²), Хиргис-Нуур (1407 км²), Хара-Нуур (575 км²), Телмен-Нуур (194 км²) и много других более мелких бессточных озер с сильноминерализованной водой [Цэрэнсодном, 2000]. Почти 80% всех озер Монголии площадью > 0,1 км² имеют соленость выше 1 г/л.

Таблица 1-1. Распределение озер Монголии по ландшафтным областям

Ландшафтная область	% от всего количества	% от всей площади	% озерной территории
Алтайская	13,3	10	0,62
Хангай-Хэнтэйская	20,8	30	0,73
Восточно-Степная	29,4	11	0,70
Гобийская	36,5	54	1,5

Рельеф Западной Монголии отличается большим разнообразием (рис. 1-2). Большую часть исследуемой территории занимает замкнутая между Хангаем и Монгольским Алтаем котловина Больших Озер (КБО). Она является одной из самых обширных бессточных впадин Центральной Азии, где среди аридных ландшафтов расположены крупнейшие и большие пресноводные и солоноводные озера.

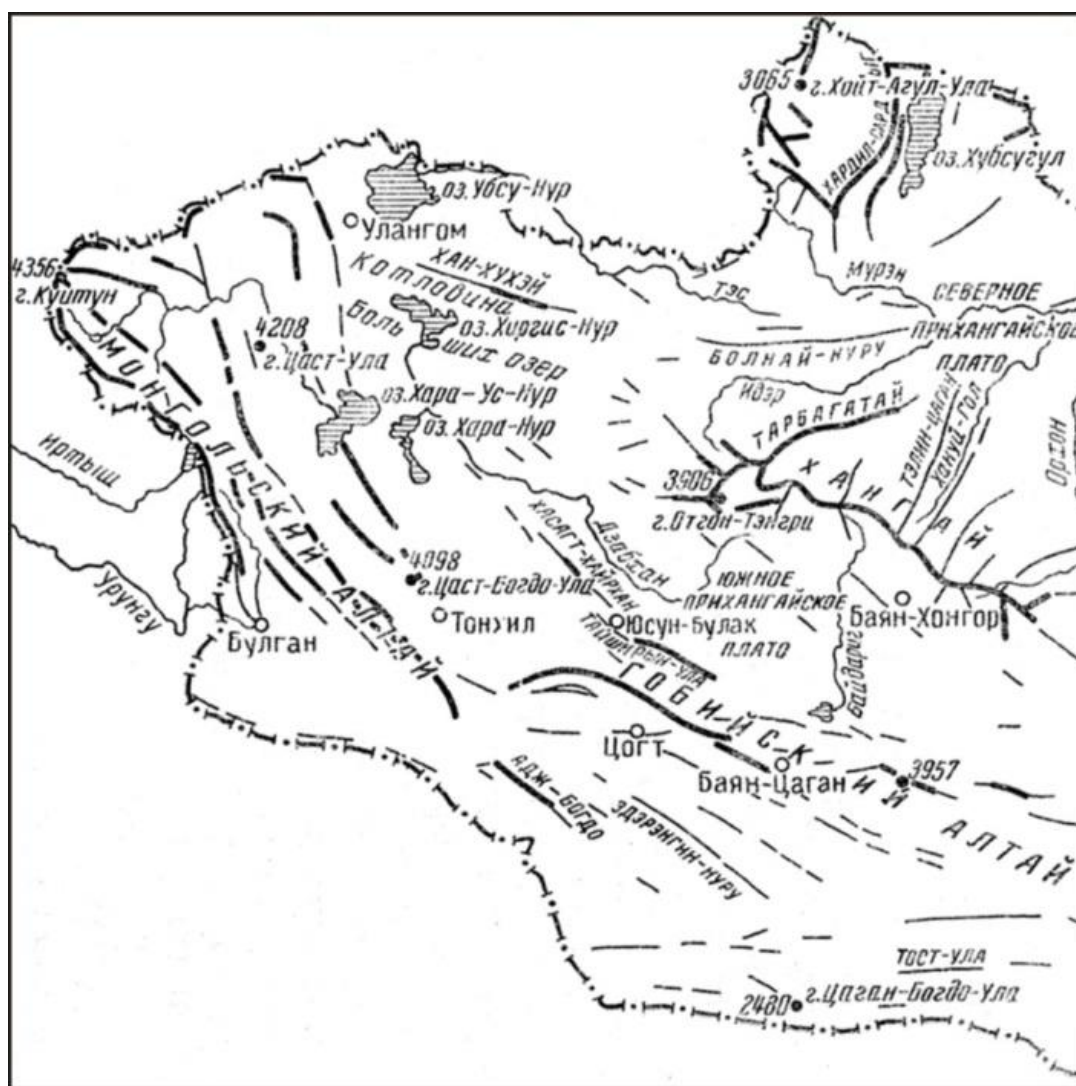


Рис. 1-2. Орографическая схема Западной Монголии [Селиванов, 1972]

Эта котловина вытянута на 600-700 км и опущена относительно окружающих гор до 2000 – 2500 м. Высотные отметки днища котловины изменяются от 750 до 1700 м. Отроги Монгольского Алтая и Хангая глубоко проникают в КБО и разделяют ее на две основные части. Хр. Хан-Хухэй отделяет северную часть, где находится самое большое по площади соленое озеро Монголии – Увс-Нуур, от южной части, где расположены озера Хиргис-Нуур (1028 м), Хара-Ус-Нуур (1157 м). Далее на юго-восток наблюдается уменьшение абсолютных высот рельефа до 964 м в котловине оз. Шаргын-Цаган-Нуур [Севастьянов и др., 1994].

С учетом основных морфоструктурных различий на территории КБО выделяются четыре основных геоморфологических района, характеризующихся преобладанием озерно-аллювиальных отложений: Убсунурская, Центральная, или Хиргиснурская, Хара-Уснурская и Дергенская, а также Шаргын-Гоби [Девяткин, 1981].

Горные районы Западной Монголии характеризуются глубоким расчленением речными долинами и наличием древних ледниковых рельефов: трогов, цирков, каров, морен и связанных с этими формами гляциогенных озер.

Хангайское нагорье расположено в центральной части Монголии. Оно представляет собой крупное сводовое поднятие, расчлененное Межгорными впадинами, протягивающееся с северо-запада на юго-восток в виде системы хребтов: Хан-Хухэй, Булнай, Тарбагатай, Бурэнгий и др. Высочайшая вершина Хангая - гора Отгон-Тэнгэр достигает абсолютной высоты 3905 м. Другие значительные вершины располагаются в интервале высот от 3000 до 3600 м. [Маринов, 1967]. Современных ледников в Хангае нет, но следы древнего оледенения хорошо выражены в осевом хр. Хангая и в хр. Тарбагатай. Для рельефа Хангая в целом более характерны плосковершинные горы, являющиеся реликтами древних поверхностей выравнивания. В северо-западной части Хангайского нагорья асимметричные горные хребты выполаживаются и переходят в пересеченную, полого-холмистую местность с большим количеством озер, которую некоторые исследователи называют «озерным плоскогорьем» [Мурзаев, 1952]. Здесь располагаются такие крупные бессточные

солончатые озера, как Сангийн-Далай-Нуур 2, Телмен-Нуур, Ойгон-Нуур, Буст-Нуур и др. [Севастьянов и др., 1994].

Алтайская горная область расположена в западной части Монголии и представлена горными цепями Монгольского и Гобийского Алтая, которые протягиваются с северо-запада на юго-восток на 1800 км. Основные хребты Монгольского Алтая на западе имеют высоту 3200-3500 м, а отдельные вершины достигают 4000 м и более. Самая высокая вершина Монгольского Алтая - 4374 м, гора Куйтун в хр. Таван-Богд. На некоторых участках Монгольского Алтая сохранились реликтовые поверхности выравнивания, на которых лежат довольно крупные ледники плоских вершин (Цэнгэл-Хайрхан, Цаст-Богдо и др.), а в верховьях трогов встречаются долинные и карово-долинные ледники (Таван-Богд, Муст, Хархира, Тургэн и др.), а также следы мощного древнего оледенения [Севастьянов и др., 1994].

Характерной особенностью строения описываемого хребта является резкая асимметрия его склонов. Северо-восточный склон обычно короткий и относительно пологий, а юго-западный – довольно длинный и крутой. По северо-восточным склонам значительных ущелий и отрогов не наблюдается; здесь сразу же у подножья Монгольского Алтая проходит высокая, в основном плоская долина верховьев р. Кобдо и Верхнекобдоских озер. Наоборот, для юго-западных склонов типичны глухие глубокие длинные ущелья, врезанные в тело хребта [Маринов, 1967].

К юго-востоку высота гор уменьшается, следы древнего оледенения исчезают, а в некоторых районах Гобийского Алтая хребты теряют свою продольную направленность и превращаются в останцовые горы. На плоских водоразделах между речными долинами, на высоте 1000- 3500 м в хр. Сагостын, Цаган-Шибету, Цэнгэл нередко встречаются заболоченные участки с мелкими озерами [Севастьянов и др., 1994].

Почвы. На территории Монголии распространены каштановые почвы (свыше 60% площади страны), а также бурые почвы со значительным засолением, развитым главным образом в пустыне Гоби. В горах встречаются чернозёмы, по долинам рек и в озёрных котловинах - луговые почвы.

В Котловине Больших Озёр находится самый северный участок распространения пустынь на Земле (рис. 1-3). Для горных районов характерны ландшафты лесостепей, причём леса (из лиственницы, кедра, сосны, ели, берёзы) встречаются преимущественно на склонах северных и северо-западных экспозиций. Леса занимают около 10% территории Монголии [Беспалов, 1951].

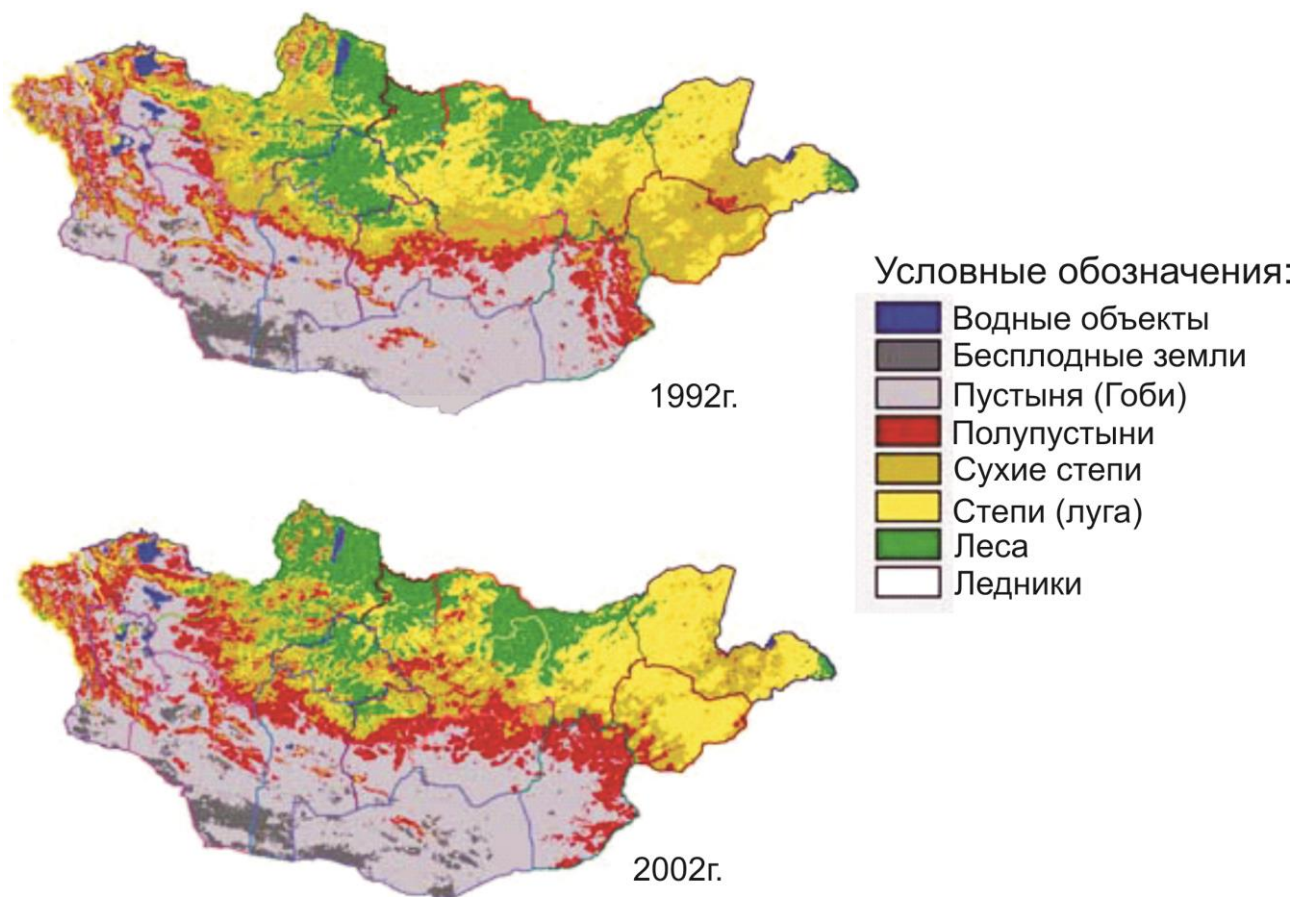
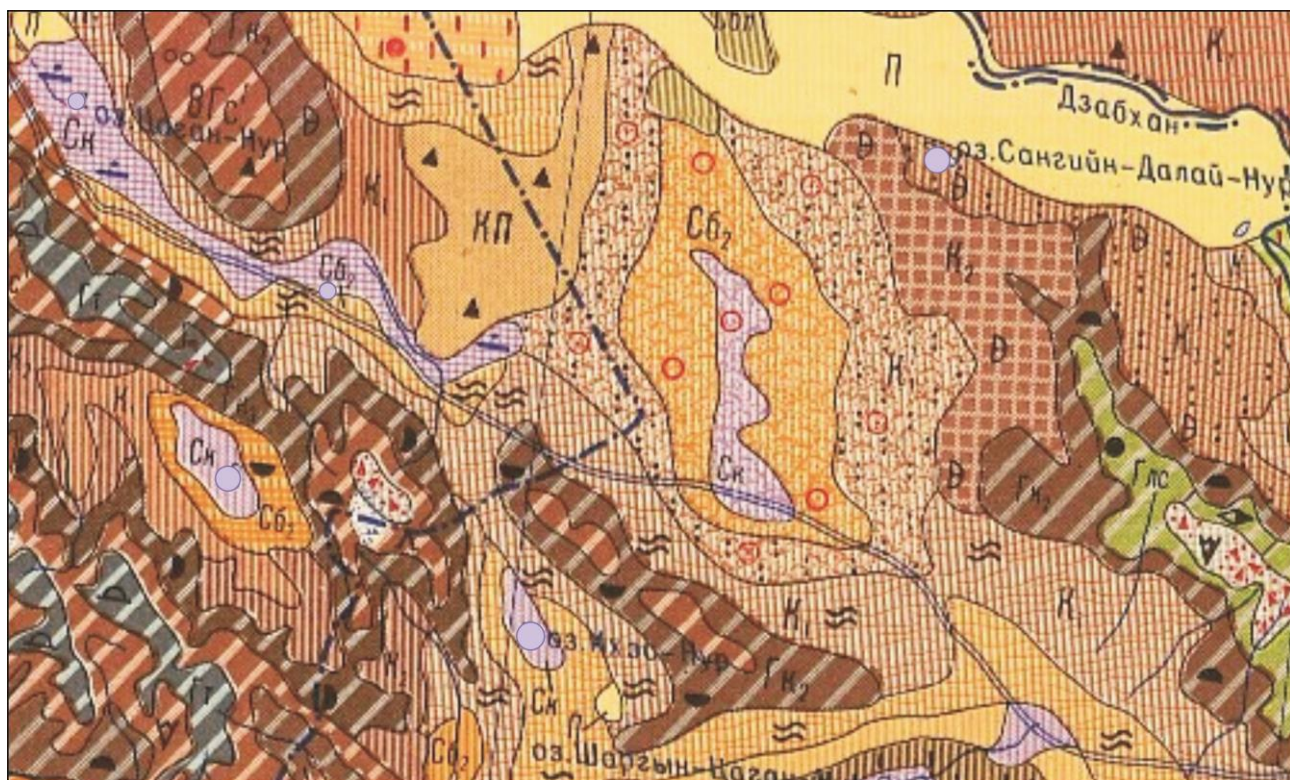


Рисунок 1-3. Карта почвенно-растительного покрова Монголии за 1992 и 2002 годы [Dagvadorj и др., 2010]

Почвообразующими породами на пролювиально аллювиальных равнинах являются незасоленные и незагипсованные супесчано-галечниковые отложения. Естественная дренированность преобладающей части территории Монголии является хорошей. Грунтовые воды залегают глубоко и не принимают участия в почвообразовании.

В замкнутых депрессиях и понижениях породы представлены суглинисто-глинистыми отложениями, нередко засоленными. Преобладают незасоленные породы легкого гранулометрического состава.

Почвенный покров сухих степей представлен каштановыми почвами легкого гранулометрического состава, а в опустыненных степях – бурыми пустынно-степными почвами (рис. 1-4). Количество водорастворимых солей невелико, около 0,1%, натрия – около 1 мг-экв/100 г почвы. В целом это автоморфные незасоленные и незагипсованные почвы сухих степей [Новикова, 2004].



Условные обозначения:

Горы, подгорно-увалистые сопочные территории	Равнины, мелкосопочник, межгорные впадины	Почвы:	Пески
		Тундровые	
		Высокогорно-степные грубогумусные	
		Горно-лугово-степные	
		Каштановые мучнисто-карбонатные солонцеватые	
		Каштановые слаборазвитые рыхлопесчаные	
		Бурые пустынно-степные	
		Солончаки (луговые и соровые)	

Рисунок 1-4. Карта почв южной части Монгольского Алтая Западной Монголии [Почвенная карта МНР, 1980]

Засоленные почвы приурочены к приозерным понижениям (рис. 1-4), областям геохимического стока, а также находятся в местах выклинивания грунтовых вод, в поймах рек. Выделяют две группы засоленных почв: поверхностно-засоленные (вверху засоленные, внизу профиля незасоленные) и глубоко-профильно-засоленные (содержащие соли во всей почвенной толще и в почвообразующей породе). Первые образуются в местах выклинивания грунтовых вод. Химизм солей нейтральный, а иногда с участием соды. Глубоко-профильно-засоленные почвы обязаны засоленным почвообразующим породам озерного происхождения. Состав солей хлоридно-сульфатный или сульфатно-хлоридный. Почвы отражают черты реликтового и современного засоления [Новикова, 2004].

В сухих и опустыненных степях (рис. 1-4) засоленные почвы гидроморфного ряда относятся к солончакам, солончакам-солонцам, луговым солончаковым почвам. Со снижением грунтовых вод начинают образовываться солонцовые почвы. Выделяют две стадии почвообразования: на первой стадии образуются гидроморфные и полугидроморфные солонцы, на второй – лугово-степные почвы. Такие почвы распределяются по бортам котловин на повышениях рельефа. В связи с ограниченным распространением засоленных почв проблема их мелиорации в этом районе не является актуальной [Новикова, 2004].

1.2. Климат

Специфика природно-климатических условий Монголии определяется географическим положением региона в северной части Центральной Азии, сложным орографическим строением территории и большой средней абсолютной высотой

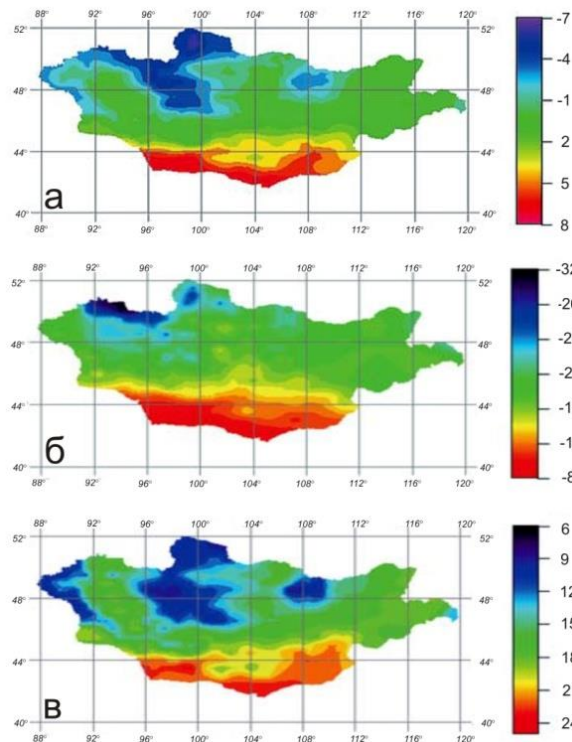


Рис. 1-5. Распределение средних температур воздуха на территории Монголии: *а* – за год; *б* – за зимний период; *в* – за летний период [Dagvadorj и др., 2010].

поверхности, достигающей 1580 м. Главной особенностью климата Монголии является его резкая континентальность. Суточная амплитуда температуры воздуха достигает 30 °С, а годовая – до 90 °С (рис. 1-5а).

Необходимо подчеркнуть, что положительная средняя годовая температура воздуха отмечается только в центральных и южных частях Гобийских равнинных районов Монголии. Более 46 % территории Монголии имеет отрицательную среднюю температуру воздуха, что оказывает сильное влияние на термический режим озер.

Изотерма 0 °С для среднегодовой температуры воздуха совпадает с широтой N 46°, разделяющей горные районы

Монголии от пустынной местности (рис. 1-5а). Вечная мерзлота распространена в районах со среднегодовой температурой -20 °С. За последние 60 лет среднегодовая температура воздуха увеличилась на 1,7 °С, зимние температуры на 3,6 °С, и весенне-осенние температуры на 1,5 °С [Севастьянов и др., 1994; Dagvadorj и др., 2010].

Постоянное влияние Сибирского антициклона на территорию исследования обеспечивает долгую, холодную и сухую зиму, которая длится с октября по апрель (средняя температура января минус 20 °С, табл. 1-2, рис. 1-5б). Снега выпадает очень мало. Толщина снежного покрова в среднем около 27 см, и часто выпадающий снег быстро исчезает, испаряясь в сухом воздухе. Первые и последние заморозки наблюдаются в мае и сентябре. Как правило, наблюдается сильное выхолаживание

земной поверхности зимой, что способствует развитию многолетней мерзлоты и распространению ее на 60% площади Монголии [Myagmarjav, Davaa, 1998; Севастьянов и др., 1994].

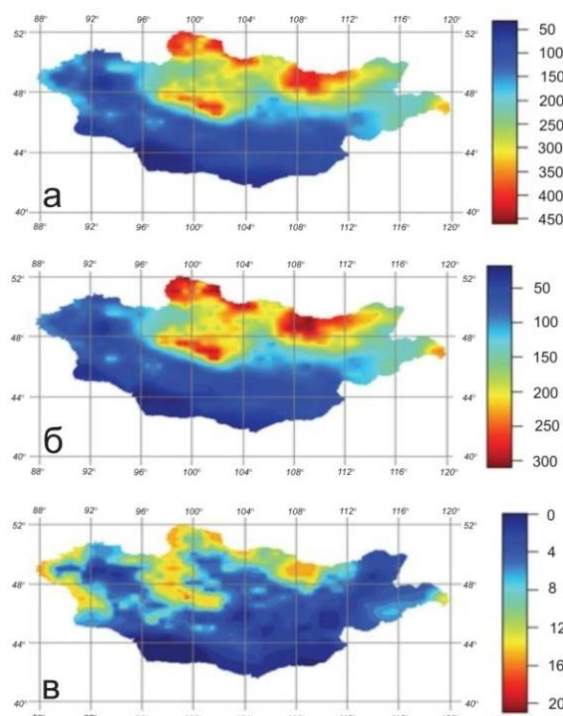


Рис. 1-6. Географическое распределение осадков на территории Монголии:
а – за год; б – за летний период;
в - за зимний период [Dagvadorj и др., 2010].

Лето короткое и теплое, средняя температура июля +15°C (табл. 1-2). Около 70-90% годового количества осадков выпадает летом, хотя их объемы могут значительно изменяться на протяжении нескольких лет. Например, среднее годовое количество осадков в низинах КБО составляет 135 мм (рис. 1-6б), однако в 2002 г. выпало 78 мм осадков, а в 2003 – 223 мм (данные с метеорологической станции Ховд, 1983-2004) [Dagvadorj и др., 2010]. Годовое количество осадков на территории страны зависит от орографических особенностей местности. Оно изменяется в среднем от 100-120 мм в Гобийских районах до 400-450 мм в высокогорных районах

Хангая и Монгольского Алтая (табл. 1-2, рис. 1-6а).

Таблица 1-2. Основные климатические характеристики ландшафтных областей Монголии [Севастьянов и др., 1994]

Физико-географический район	Ср. годовое количество осадков, мм	Т _{ср} , °С июля	Т _{ср} , °С января	Годовая испаряемость с поверхности водоемов, мм
Алтайская горная	250-350	+15	-20	500-600
Хангайско-Хэнтэйская горная	300-400	+14	-20	400-500
Восточно-Монгольская степная	240-280	+15	-15	1000-1300
Гобийская	100-200	+18	-15	1300-1500

С высотой над уровнем моря годовое количество осадков возрастает от 150 мм на высоте 560-1000 м до 400-450 мм на высоте более 2000 м. С количеством

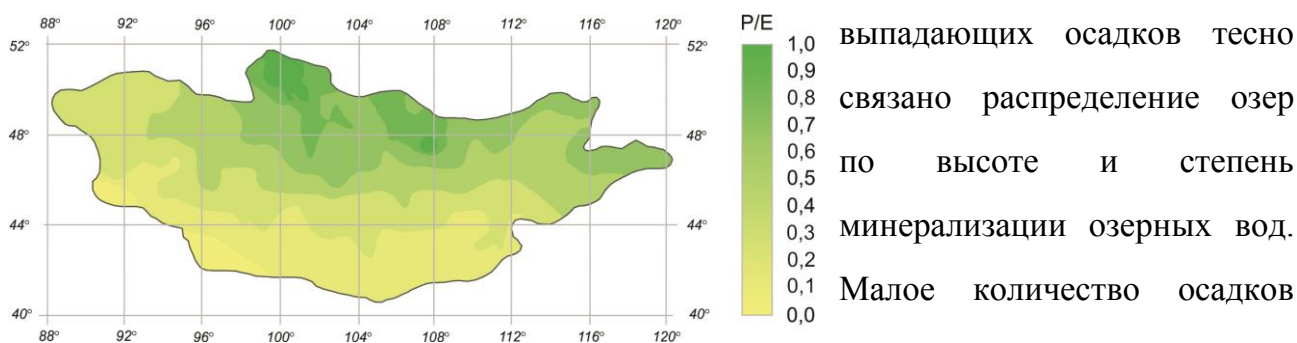


Рисунок 1-7. Отношение количества осадков к величине испаряемости [Myagmarjav, Davaa, 1999]

Сезон осадков начинается с середины апреля и продолжается до середины октября и, как правило, характеризуется засушливыми условиями и летней засухой, которая может прерываться дождливыми погодными условиями в июле месяце. Годовая испаряемость варьирует между 400-600 мм в горных районах, 550-700 мм в лесостепной зоне, 650-750 мм в степной зоне, и 1300-1500 мм пустынно-степных и пустынных ландшафтах. (табл. 1-2). Несмотря на значительный уровень испарения, но из-за совпадения дождливого и теплого времени года, естественный процесс засоления верхнего слоя почв не имеет возможности, тем самым вызывая выщелачивание карбонатов кальция и растворимых солей из верхних слоев. Переходные периоды – весна и осень – еще более кратковременные, чем лето [Zemmrich, 2008, Dagvadorj и др., 2010].

Водный баланс и уровенный режим, гидрохимические и гидробиологические черты водоемов Монголии в значительной степени обусловлены региональными климатическими особенностями. Сезонные колебания уровней горных озер составляют 1-2 м и зависят от соотношения осадков и речного притока в озера, а также величины стока из них. Озера равнинных областей чаще бывают бессточными или периодически проточными, нередко пересыхают, содержат значительное количество растворенных в воде солей. Колебания уровней на равнинных озерах отличаются большой амплитудой, нередко превышающей 2 м, которая зависит как от величины испарения, так и от количества осадков, выпадающего на зеркало озера, объема поверхностного и грунтового стока в озера. В засушливых районах Гобийской области, где осадков выпадает менее 200 мм, водный баланс озер преимущественно

отрицательный (табл.1-3), озера бессточны и сильно минерализованы [Севастьянов и др., 1994].

Состояние водного баланса озер определяется разницей суммы фактических годовых осадков и величины испарения, которая в свою очередь зависит от суммы температур теплого периода. В аридных условиях большей части территории страны в расходной части водного баланса озер преобладает испаряемость с водной поверхности, что способствует аккумуляции солей в бессточных озерных котловинах и значительным вариациям не только ионного состава, но и общей минерализации вод. Первыми на изменения климата реагируют небольшие мелководные озера степной зоны [Севастьянов и др., 1994].

Таблица 1-3. Водный баланс крупнейших озер Западной Монголии [Севастьянов и др., 1994]

Озеро	Приходная часть								Расходная часть		Отношение суммарного притока к расходной части
	Осадки		Поверхност- ный сток		Подземный сток		Суммарный приток		Испарение		
	мм	км ³	мм	км ³	мм	км3	мм	км3	мм	км3	мм
Увс- Нуур	140	0,47	490	1,64	270	0,91	760	2,55	913	3,06	0,83
Хиргис- Нуур	120	0,178					730	1,154	900	1,332	0,81
Урег- Нуур	150	0,035					700	0,16	850	0,195	0,83
Телмен- Нуур	190	0,036					620	0,12	810	0,156	0,77
Сангийн- Далай- Нуур 3	200	0,03					515	0,085	715	0,115	0,72

В условиях относительно засушливого климата Монголии в расходной части водного баланса большинства озер преобладает испаряемость с водной поверхности (табл. 1-3), достигающая в равнинной части Гобийской области 1000-1500 мм в год. Поэтому большая часть озер МНР – бессточные солоноватые водоемы. Аккумуляция солей в озерных водах – в бессточных котловинах является следствием недостаточности увлажнения климата, значительного дефицита влажности воздуха и большой величины испаряемости.

Таким образом, климатические факторы и их циклические изменения оказывают существенное влияние как на распространение озер по территории Монголии, так и на гидрохимические свойства озерных вод, способствуют возникновению и исчезновению озер.

1.3. Геоморфологические особенности распределения озер

Своеобразие морфометрических и морфологических особенностей строения котловин, высота их расположения над уровнем моря, физико-географические, геологические и климатические особенности строения местности и химический состав воды обуславливают разнообразие распределения химических типов озер.

Значительная озерность области внутреннего стока объясняется положением пустынной Гобийской области на севере в тектоническом прогибе между Алтайским и Хангайским горными поднятиями и стоком в нее основных рек, дренирующих эти горные сооружения. Все эти водоёмы относятся к Центрально-Азиатскому внутреннему бессточному бассейну и питаются реками, стекающими с южной части Хангая и восточной части Монгольского Алтая [Кузнецов, 1967].

В горных районах Алтая и Хангая широко распространены проточные, пресные и относительно глубокие озера. Атмосферных осадков здесь значительно больше (400-500 мм/год), а испаряемость меньше (600 мм), хорошо развита речная сеть, большие уклоны местности и эрозионные процессы, в свою очередь, мало способствуют образованию озер. Поэтому в горных районах больше распространены мелкие и часто пресные озера.

Современные озера Монголии по площади поверхности могут быть подразделены на ряд категорий крупности. Данные, приведенные в табл. 1-4, показывают, что наибольшее количество озер Монголии имеют площади акваторий от 0,1 до 10 км². Такие озера составляют 98,1% общего количества озер, но по площади они занимают лишь 14% от суммарной площади озер. Разнообразие морфометрических особенностей озер Западной Монголии показано в табл. 1-5.

Таблица 1-4. Распределение озер Монголии по площади их акваторий [Лимнология...,1994]

Градация озер, км ²	Суммарная площадь, км ²	% от общего количества озер	% от суммарной площади озер
Очень мелкие (0,1-1,0)	1021,0	85	6,5
Мелкие (1,1-10,0)	1182,0	13,1	7,5
Небольшие (10,1-50)	583,0	1,0	3,5
Средние (50,1-100)	723,0	0,3	4,5
Большие (100,0-1000)	3041,0	0,4	19,4
Самые крупные (более 1000)	9090,0	0,2	58,6

Таблица 1-5. Морфометрические показатели исследуемых соленых озер Западной Монголии [Церэнсодном Ж., 2000]

Название озера	Год	Абсолютная отметка	Площадь озера	Длина	Ширина		Глубина		Объем воды	Длина береговой линии	Площадь водосбора	Общая минерализация
					Ср	Макс	Ср	Макс				
		м	км ²	км	км	км	м	макс	км ³	км	км ²	г/л
Монгольского Алтая												
Сангийн-Далай-Нуур 1	2010	1357	15,5	7,9	1,8	2,6	1,6	3,8	0,025	18,6	350,5	73,8
Дурген-Нуур	2010	1130	305	24	13	17	14	27	4,367	79,4	75050	5,84
Цохор-Нуур	2010	1126	1,1	3,6	0,4	0,9	0,3	1	0,0003	6,7	н. д.	99,6
Цэцэг-Нуур	2010	1696	17,7	7,5	2,4	4,4	0,4	1,5	0,007	19,8	4505	2,47
Хулам-Нуур	2010	2224	н. д.	н. д.	н.д.	н. д.	н.д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	297
Тонхил-Нуур	2010	2064	6,2	4,6	1,4	2,6	1	1,6	0,006	12,3	230	278
Ихес-Нуур	2010	1600	19,3	6,4	3	3,9	0,6	1,7	0,011	18	351	134
Зэргийн-Цаган-Нуур	2010	1098	5,8	4	1,4	3,3	0,5	1,3	0,007	12,3	3406	2
Котловина Больших Озер												
Шаазгай	2010	1698	8,3	4,9	1,6	2,4	1,2	2,1	0,01	13,8	437	14,3
Хара-Ус-Нуур	2010	1578	62,7	15,1	5	7	5,2	8,2	0,324	63,4	3790	5,18
Хиргис-Нуур	2010	1028	1407	75	19	31	47	80	66,0	253	115500	7,99
Урег-Нуур	2008	1433	238	20	12	18	27	42	6,419	65,6	3360	3,95
Улгийн-Нуур	2008		н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	14,9
Их-гашун-Нуур	2010	1022	1,1	1,8	0,6	1	0,4	1	0,0004	5,4	н. д.	23,4
Увс-Нуур	2010	759	3350	84	40	79	11,9	20	39,6	425	71100	17,3
Бага-Нуур 1	2010	1569	0,5	1	0,5	0,6	0,7	1,6	0,0005	2,6	н. д.	6,20
Бор-Хаг-Нуур	2008	1601	0,4*	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	28,5
Бага – Нуур 2	2008	1026	1,1	1,6	0,5	0,9	0,5	1,5	0,0006	4	н. д.	137
Айраг-Нуур	2010	1026	143	16	9	13	6	10	0,82	54	114000	5,20
Хаг-Нуур	2008		н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	2,21
Бага-Нуур 3	2008	1545	0,9*	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	4,17
Сангийн-Далай-Нуур 3	2010	1041	12,1	6,8	1,6	3	0,5	0,9	0,006	22,6	17063	310

Продолжение табл. 1–5.

Название озера	Год	Абсолютная отметка	Площадь озера	Длина	Ширина		Глубина		Объем воды	Длина береговой линии	Площадь водосбора	Общая минерализация
					Ср	Макс	Ср	Макс				
		м	км ²	км	км	км	м	макс	км ³	км	км ²	г/л
Котловина Больших Озер												
Бага-Гашун-Нуур	2010	1022	0,9	н. д.	н. д.	н. д.	2	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	322
Давсан-Нуур	2010	1522	0,7	1,8	0,4	0,8	0,3	1,1	0,0002	4,2	н. д.	310
Сууж-Нуур	2011	1556	0,2	0,5	0,4	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	16,3
Безымянное озеро	2011	2096	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	22
Хангайский район												
Айриг-Нуур	2009	1770	1,9	3	0,6	2,1	2,1	2,5	0,004	8	315	25,1
Тахилт-Нуур 1	2009	1833	5,1	2,9	1,8	2,1	1	2	0,005	9,4	110	3,81
Телмен-Нуур	2011	1797	194	26	12	16	13	27	2,671	93,4	3940	6,73
Цавдан-Нуур	2011	1623	6,1	4,3	1,4	2,4	2,1	4	0,013	13	1250	340
Ойгон-Нуур	2011	1669	61,3	18,1	3	8	3,5	8	0,207	60,2	3540	26,1
Холбо-Нуур	2011	1943	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	2,58
Улан-Нуур	2011	1945	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	1,10
Буст-Нуур	2011	2039	22,1	7	3,1	4,2	5,7	10	0,127	26,8	464	2,74
Джугнай-Нуур	2011	1992	27	11,5	2,3	6,5	5,4	9,5	0,143	35	214	4,21
Тунамал-Нуур	2011	1885	20,2	7,2	2,7	5	5,5	9,9	0,112	36,6	302,3	4,82
Сангийн-Далай-Нуур 2	2011	1898	165	32	5	13	12	30	1,995	127	2710	4,32
Цэгээн-Нуур	2011	1867	7,7	5,2	1,4	2,4	4,1	8	0,03	13	810	12,2
Дэвтэрийн-Давст-Нуур	2011	1546	2,2	2,7	0,8	1,5	0,6	1,3	0,001	6,6	н. д.	363
Тахилт-Нуур 2	2011	1371	3,6	2,7	1,3	1,9	0,4	1,1	0,002	7,6	н. д.	320
Олгой-Нуур	2011	1382	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	7,65
Цагаан-Нуур	2011	1379	2,8	2,8	1	1,9	0,4	1	0,001	6,8	н. д.	9
Цаган-Нуур	2011	1446	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	53

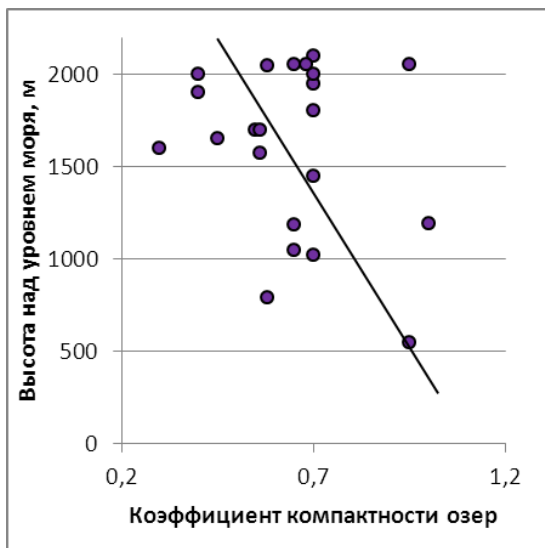


Рис. 1-8. Изменение коэффициента компактности озер в зависимости от высоты их положения [Севастьянов, 1964]

В размещении озер по территории прослеживается высотная поясность. Например, коэффициент компактности озер изменяется с высотой их положения (рис. 1–8), что может быть связано со сменой рельефообразующих факторов при переходе от горных к равнинным условиям [Севастьянов и др., 1994].

В то же время распределение озер по абсолютной высоте на территории МНР имеет ряд особенностей. Высотный интервал распространения озер Монголии составляет



Рисунок 1-9. Распределение озер по абсолютной высоте территории Западной Монголии

примерно 1500 м. Выделяется несколько высотных уровней с максимальным количеством озер на отметках от 1400 до 2000 м – около 50% всех изученных нами озер, от 1000 до 1200м – 24% озер, от 2000м и выше – 15%, и до 1000м – около 1% озер (рис. 1-9). В основном это бессточные водоемы с непостоянным водным

режимом, среди которых большая часть содержит сильноминерализованную воду.

Анализ зависимости, представленной на рис. 1-10, показал, что минерализация изученных нами бессточных озер с объемом водной массы от 0,1 до 66 км³ изменяется от 4 до 20 г/л, а минерализация озер с водной массой менее 0.1 км³ может достигать 400 г/л и более.

Таким образом, в распределении озер Монголии по высоте можно выделить два основных пояса: равнинный, расположенный ниже средней высоты поверхности страны (1580 м), и горный – выше этого рубежа. В нижнем поясе по количеству преобладают солоноватые и соленые озера, а в верхнем – водоёмы с пресной и

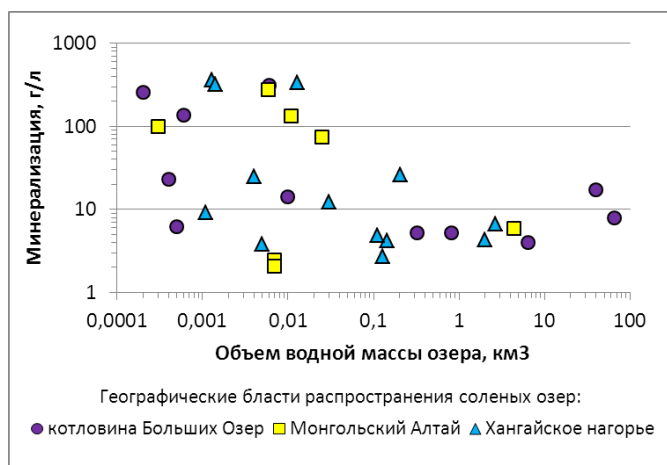


Рис. 1-10. Зависимость минерализации озер от объема их водной массы.

слабоминерализованной водой. Такое распределение озер обусловлено высотно-зональными особенностями теплообеспеченности, увлажненности и стока [Севастьянов и др., 1994].

Наблюдается географическая дифференциация озер по степени минерализации. С уменьшением абсолютной высоты положения озер в

рельефе от горных районов к степным и гобийским общая минерализация озерных вод закономерно возрастает. Самые слабосоленые озера с минерализацией 1-10 г/л расположены в высокогорных частях Монгольского Алтая и Хангая, наиболее минерализованные – в засушливых районах Гобийской (рис. 1-11), где встречаются рапные озера с высокой минерализацией, которая часто обусловлена значительной величиной испарения и широким распространением засоленных почв [Севастьянов и др., 1994]. В центральной части исследуемого региона с абсолютными отметками 760-1700 м преобладают озера с минерализацией 5-30 г/л (рис. 1-12). Однако там зафиксировано и 3 озера с высокой минерализацией (оз. Давсан-Нуур, Бага-Нуур 2 и Бага-Гашун-Нуур), которые отличаются небольшими объемами водной массы – менее

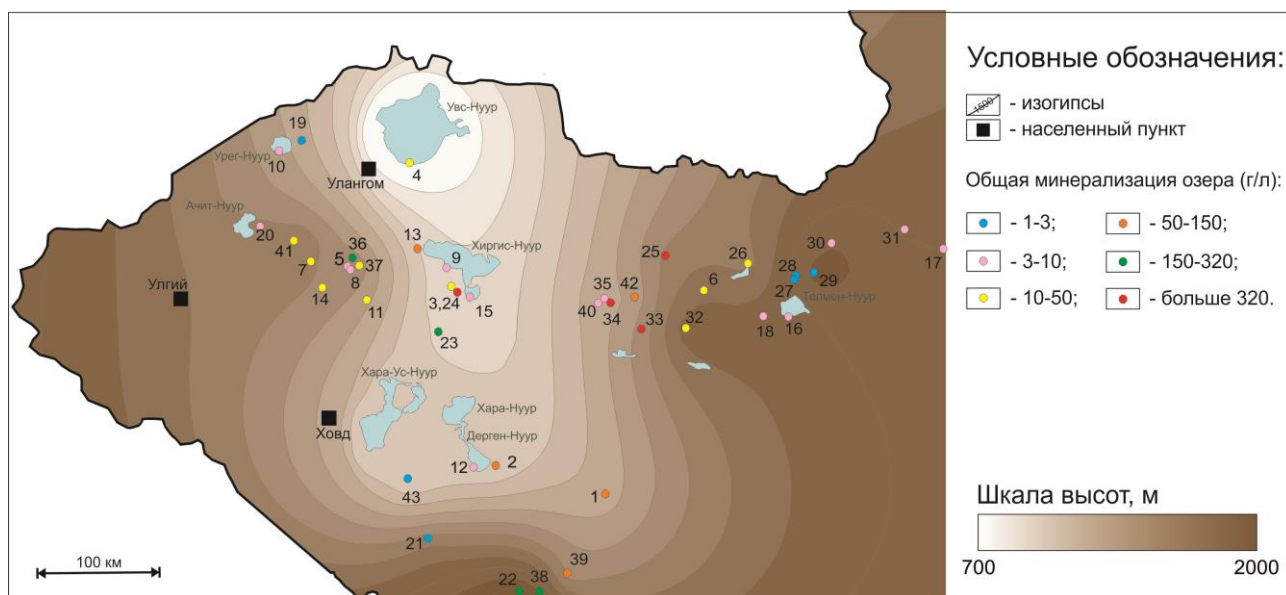


Рисунок 1-11. Карта-схема расположения изученных озер, их общей минерализации и абсолютных отметок котловин

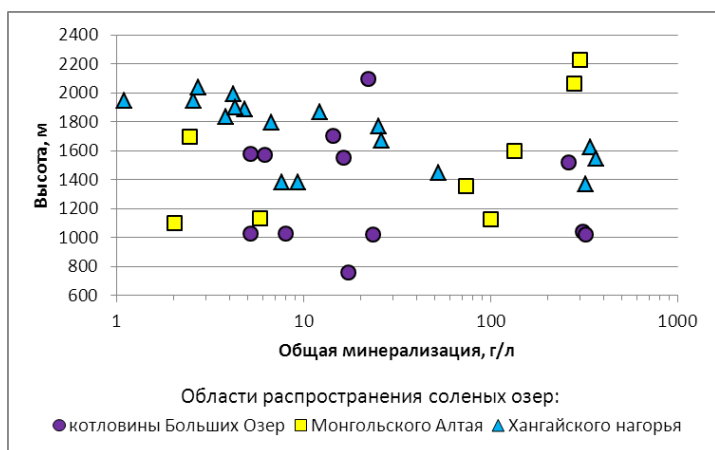


Рисунок 1-12. Зависимость высоты расположения озерных котловин от минерализации озер по основным областям распространения соленых озер.

исследований с ярко выраженным аридным климатом и интенсивным испарением расположена в южной части. К этим озерам относятся Хулам -Нуур, Сангийн-Далай-Нуур 3, Тонхил-Нуур и Ихес-Нуур, минерализация которых выше 90 г/л.

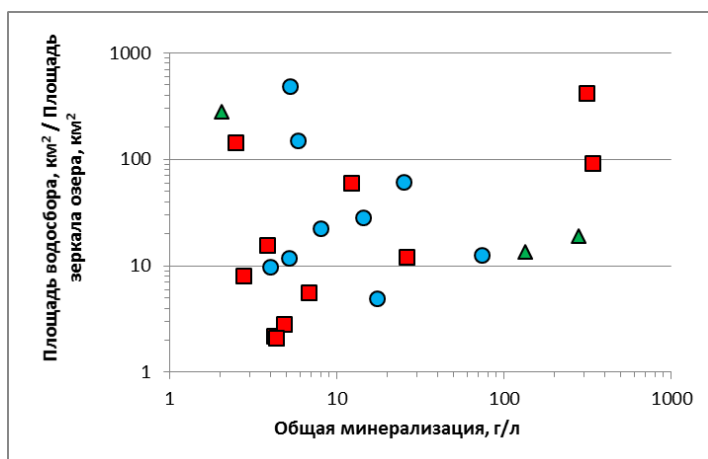


Рисунок 1-13. Зависимость между отношением площади водосбора к площади зеркала озер возрастает и минерализацией озер

0,001 км³. Другая часть озер с высокой соленостью приурочена к восточной части района исследования с высотами 1400-2000 м, где наблюдается широкий разброс минерализации озер от 1 до 400 г/л. И третья часть района

исследований с ярко выраженным аридным климатом и интенсивным испарением расположена в южной

Кроме всего выше сказанного, достаточно четко проявляется и зависимость между накоплением солей и величиной водосборной площади. Отношение площади водосбора к площади зеркала озер возрастает с увеличением минерализации вод (рис. 1-13)

С учетом сказанного, на территории Западной Монголии

можно выделить три основные области распространения соленых озер: Монгольского Алтая, Хангая и Северной Гоби (котловины Больших Озер).

Горные озера *Монгольского Алтая* разнообразны по размерам, высоте расположения и морфологии котловин в связи с чем их физические и геохимические свойства сильно варьируют. Соленых озер на севере Монгольского Алтая нет, минерализация не превышает 3-5 г/л. Наиболее крупными и типичными для этого горного региона являются озера Ачит-Нуур, Толбо-Нуур, Урэг-Нуур, Дунд-Нуур, Бага-Нуур. Из них только два озера солоноватые (Урэг, Бага), их минерализация не

превышает 4,3 г/л. Остальные озера пресные и ультрапресные. Чего нельзя сказать о южной части Монгольского Алтая, где сильно развиты такие озера как Ихес-Нуур, Тонхил-Нуур, Хулам-Нуур, Сангийн-Далай 2 и др., соленость которых достигает 300 г/л. Все они отличаются довольно мелкими размерами (объем водной массы меньше 0,01 км³) и соответственно больше подвергаются испарительной концентрации солей.

Хангайский горный район характеризуется преобладанием небольших и средних по размеру озер, многие из которых солоноватые и соленые. Наиболее крупные и типичные озера этого района - Телмен-Нуур, Сангийн-Далай-Нуур 2, Ойгон-Нуур, Цавдан-Нуур. В первую подгруппу озер этого региона по морфологическим и морфометрическим признакам можно объединить озера Джугнайн-Нуур, Холбо-Нуур и Тунамал-Нуур (соленость 2,5 – 4,5 г/л). Средняя глубина этих озер не превышает 25 м, их котловины глубоко врезаны, защищены горами от эффективного воздействия ветра. Водный баланс и уровенный режим этой группы озер не изучен. По имеющимся данным, наряду с испарением значительную долю в расходной части водного баланса этих озер составляет подземный сток и инфильтрация через пески. Характерной чертой режима этих озер в последние десятилетия является тенденция к повышению уровня их вод, что особенно выражено на озерах Буст-Нуур и Джугнайн-Нуур в виде затопления прибрежного леса. Телмен-Нуур и Сангийн-Далай-Нуур 2 – самые крупные озера Хангая составляют вторую немногочисленную подгруппу, типичную для этого района. Оба этих водоема бессточные и солоноватые (7,6 и 4,1 г/л соответственно). На обоих озерах имеются глубоководные районы с глубинами до 27-30 м. Это немногие из монгольских озер, для которых в первом приближении сведен водный баланс (табл. 1-3), из которого видно, что, как и вообще для бессточных озер Центральной Азии, ведущая роль в их питании принадлежит поверхностному стоку, реже подземному. Очевидно, что в настоящее время водный баланс горных озер претерпел изменение, учитывая устойчивую в последние годы тенденцию уровня воды к повышению, приводящему к затоплению прибрежных лесов на оз. Сангийн-Далай-Нуур 2 и террас на оз. Телмен-Нуур [Рассказов и др., 1991]. И, наконец, в отдельную подгруппу входят озера Цавдан

и Ойгон, минерализация вод которых составляет соответственно 340 и 19 г/л. Озеро Цавдан - сравнительно небольшой водоем площадью около 5 км². Глубины озера не превышают 0,6-1,0 м [Цэрэнсодном, 2000]. На водоеме ведется добыча поваренной соли. В водном балансе озер этого региона ведущая роль в их питании принадлежит поверхностному стоку, а современный ход уровней имеет тенденцию к повышению.

Пожалуй, наиболее интересным по геохимическим характеристикам является *Гобийская область* Западной Монголии. Разнообразие физико-географических особенностей и климатических факторов, изменение которых происходит не только по сезонам, но и в межгодовом ходе, формируют самые различные химические типы озер. Здесь расположены крупнейшие озера Монголии: Хиргис-Нуур и Увс-Нуур, Хара-Ус-Нуур, Хара-Нуур [Севастьянов и др., 1994]. Большая часть озер данного региона относится к озерам с минерализацией от 5,1 до 99,6 г/л, которые и составляют первый подтип. К ним относятся такие озера, как Шаазгай-Нуур, Хара-Ус-Нуур (малое), Айраг-Нуур, Увс-Нуур и др. и они обычно характеризуются объемом водных масс больше 0,1 км³. К первому подтипу относится также и оз. Хиргис - второй по глубине (47 м) и третий по площади (1407 км²) бессточный водоем Монголии [Цэрэнсодном, 2000], соленость которого достигает почти 8 г/л. Ко второму подтипу относятся оз. Давсан-Нуур, Бага-Гашун-Нуур и Сууж-Нуур, общая минерализация которых достигает примерно 300 г/л, что может быть связано с их небольшими объемами (все озера меньше 0,0002 км³), а соответственно и повышенным испарением с поверхности озера.

Основные выводы

1. На территории Западной Монголии можно выделить три основные области распространения соленых озер: Монгольского Алтая, Хангая и Северной Гоби (котловина Больших Озер).

2. Климат Западной Монголии резко континентальный, при этом в водном балансе большинства озер преобладает испаряемость с водной поверхности. С уменьшением абсолютной высоты положения озер в рельефе, от горных районов к степным и гобийским, общая минерализация озерных вод закономерно возрастает.

3. На исследуемой территории распространены каштановые почвы, а также бурые почвы со значительным засолением. Последние приурочены к приозерным понижениям, областям геохимического стока, а также находятся в местах выклинивания грунтовых вод, в поймах рек. На территории выделяют две группы засоленных почв: поверхностно-засоленные (химизм солей нейтральный, а иногда с участием соды) и глубоко-профильно-засоленные (состав солей хлоридно-сульфатный или сульфатно-хлоридный).

ГЛАВА 2. Геолого-гидрогеологическая характеристика района

2.1. Геологические условия

2.1.1. Тектоническое строение

Геологическое строение Западной Монголии сложилось в результате действия длительных тектонических процессов, обусловивших последовательное возникновение, развитие и взаимодействие двух крупнейших палеотектонических сооружений океанического масштаба: каледонского - вендского-девонского и герцинского - ордовикско-каменноугольного.

Сложная и длительная история формирования каледонид Западной Монголии выразилась прежде всего в прямых конструктивных процессах преобразования океанической коры в континентальную, которые, безусловно, являются главными, определяющими необратимую направленность геологических процессов. Но в то же время имели место обратные процессы второго порядка. Это были временные и ограниченно распространявшиеся процессы разрушения коры, т.е. ее деструкции, выразившиеся в образовании оригинальных прогибов геосинклинального типа - моногеосинклиналей. Их можно рассматривать как результат активного взаимодействия только что сложившейся складчатой области каледонид с герцинским геосинклинальным поясом, в котором в это время наиболее бурно протекали тектонические преобразования [Дергунов и др., 1980].

Геологические наблюдения показали, что большинство крупных разломов Монголии являются древними, заложенными в нижнем или среднем палеозое, а некоторые из них, возможно, и в докембрии. Их развитие очень длительное, прошло через ряд геологических эпох, причем в одни эпохи и на отдельных участках они достаточно активно проявлялись, в другие – замирали, не подавая каких-либо признаков своего существования. Подавляющее большинство разломов имеет согласное со складчатостью простирание и, таким образом, свидетельствуют о некоторой унаследованности в развитии дизъюнктивно-глыбовых структур Монголии.

Несомненно, наиболее значителен сейсмически активный Хангайский разлом (рис. 2-1), протяженность которого около 1100 км. Это пока что самый большой глубинный разлом в МНР. Он почти широтного простирания и лишь в центральной своей части несколько выпуклый к югу. На западе он имеет торцовое сопряжение с мощным меридиональным разломом, проходящим по восточному склону Монгольского Алтая. На востоке он продолжается, по-видимому, по долине р. Хилок, которая в этой части имеет, очевидно, тектоническое происхождение. К данному разлому приурочены многочисленные выходы малых интрузий гранитов, габбро-диоритов и сопровождающих их дайковых тел и жильных образований. Мы предполагаем, что заложение этой мощной по протяженности и, по-видимому, очень большой по глубине зоны разлома произошло еще в докембрии или в самом раннем палеозое.

Серия разломов северо-западного простирания наблюдается в горах северной части Монгольского Алтая. Наиболее значительны здесь разломы Талнурский и Толбонурский (рис. 2-1) с отчетливо выраженными признаками послетретичных движений. Эти разломы были заложены в глубокой древности - в среднем или нижнем палеозое. Падая в сторону антиклинориев, они отделяли их от синклинориев и играли важную роль во время развития палеозойских структур.

Эти два глубинных разлома – весьма важные структурные линии не только для данного района, но и для всей Западной Монголии. Они разделяют область Котловины Больших озер платформенного характера от геосинклинальной области Монгольского Алтая и последнюю от Прикобдоского геосинклинального поднятия.

На юге Монгольского Алтая наблюдается несколько протяженных разломов и поясов разломов северо-западного простирания (рис. 2-1).

Очень крупный пояс разломов прослеживается по границе гор Хубчин-Нуру и Эрдзни-Чолутуин, по южному склону Адж-Богдо и по южным предгорьям Шиветин-Улан-Ула и Хара-Хайрхан. Ширина пояса 8—10 км, содержит он несколько крупных и значительное количество мелких разломов и, по-видимому, на протяжении всей палеозойской эры служил границей Джунгарского массива с Барун-Хурайской геосинклинальной зоной. Его продолжение в Гобийском Тянь-Шане вызывает резкие

изменения простирания структурных и орографических элементов, временно приобретающих алтайское направление.

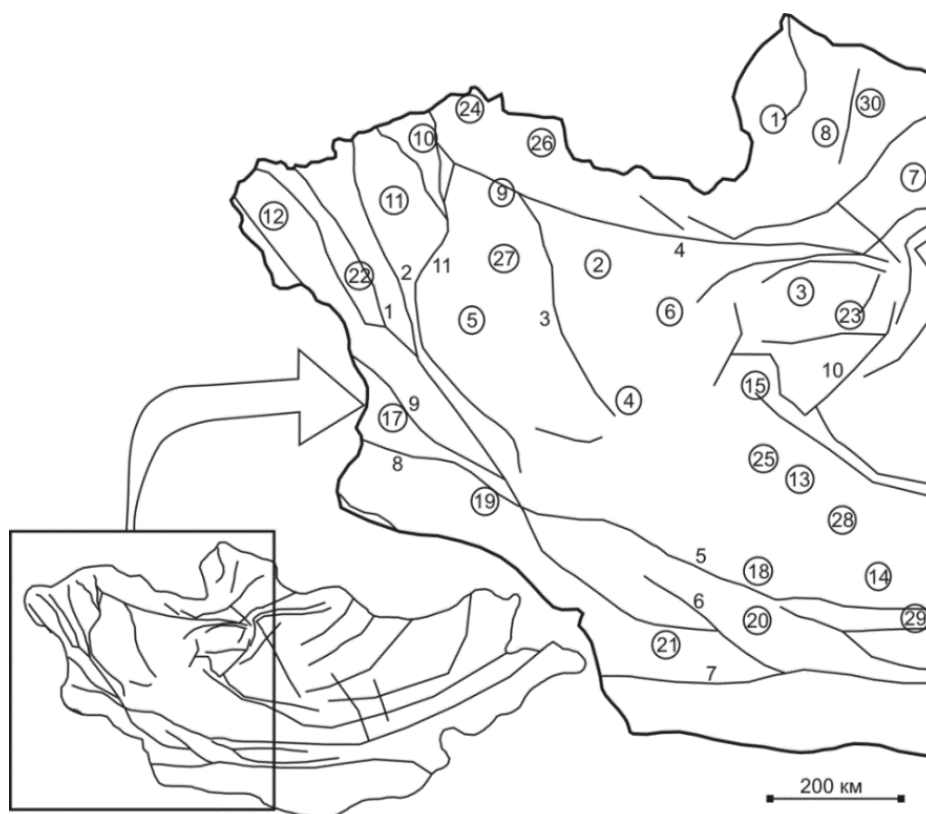


Рисунок 2-1. Схема тектонического районирования Монголии (по Маринову, 1973; с изменениями)

Цифры в кружках:

1 – Тувино-Монгольский массив.

Протерозойские выступы: 2 – Сонгинский, 3 – Тарбагатайский.

Геосинклинальные структурно-формационные зоны:

Северо-Монгольской системы: 4 – Цаганоломская, 5 – Озерная, 6 – Идэрская, 7 – Джиднинская, 8 – Прихубсугульская, 9 – Ханхухэйская);

Монгольско-Алтайской системы: 10 – Цаган-Шибетинская, 11 – Хархиринская, 12 – Алтайская;

Центрально-Монгольской системы: 13 – Байдарикская, 14 – Ихэбогдинская;

Монголо-Забайкальской системы: 15 – Шараусгольская, 16 – Хангайская;

Южно-Монгольской системы: 17 – Булганская, 18 – Гобиалтайская, 19 – Барунхурайская, 20 – Эдзргэнинуринская, 21 – Джунгарская.

Регенерированные прогибы: 22 – Делюно-Сагсайский, 23 – Орхонский.

Палеозойские и раннемезозойскиеорогенные структуры: 24 – Тувинский межгорный прогиб, 25 – Буцаганская межгорная впадина, котловины и впадины: 26 –Увснурская, 27 –Больших Озер, 28 – Долиноозерская, 29 –Холойская.

Цифры без кружков обозначают разломы:

1 –Толбонурский, 2 –Кобдинский, 3 – Дзабханский, 4 – Хангайский, 5 – Добунгиннуринский, 6 – Эдэргэнинуринский, 7 – Гобитяньшаньский, 8 –Булганский, 9 – Тургенгольский, 10 – Эгиндабинский, 11 –Цаган-Шибетинский

Описанные выше тектонические нарушения возникли в результате дизъюнктивно-глыбового тектогенеза. Он проявлялся во все складчатые эпохи, но наиболее значительно в мезо-кайнозое, к началу которого территория МНР

превратилась в жесткую, консолидированную складчатостями и интрузиями страну. С этим тектогенезом связаны общее, оводового характера, поднятие страны и образование новых и окончание формирования ранее возникших горстов и грабенов, сопровождавшееся разрывами сплошности пород. Особенно энергичными эти поднятия, как мы уже отмечали, были в западной части МНР, где в настоящее время наблюдаются самые большие высоты местности и, по-видимому, очень глубокие расколы земной коры, с которыми связано формирование здесь многочисленных родников, в том числе и горячих минеральных [Маринов, Попов, 1963].

2.1.2. Стратиграфия

Территория Западной Монголии входит в состав средней части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Исследуемый нами район геологически изучен слабо, и по имеющимся немногочисленным материалам геологическое строение его представляется очень сложным. В нем объединяются разновозрастные складчатые сооружения, в которых «заключены» древние континентальные массивы и блоки фундамента. Простираение основных структурных элементов определяется главным образом, наличием глубинных долгоживущих разломов, которые делят всю структуру Западной Монголии на блоки: Северный раннекаледонский блок, Западный каледонский и Южный герцинский блоки [Маринов, Попов, 1963; Бухарова, 2009].

Северо-западный мегаблок представляет собой южную часть байкало-каледонского складчатого обрамления Сибирской платформы. Он включает поздние каледониды Монгольского Алтая, Озерную, Баянхонгорскую, Дагандельскую, Ханхухэйскую и Дзабханскую зоны байкальской и раннекаледонской (салаирской) складчатости, Тувино-Монгольский и Хангайский массивы, состоящие из разобщенных выступов докембрийских метаморфических комплексов и разделяющих эти выступы промежуточных зон раннепалеозойского возраста [Изох и др., 1990].

Наиболее широко и полно представлены в Северном мегаблоке структуры ранних палеозойских (поздних и ранних каледонид). Поздние каледониды Монгольского Алтая стоят в этом ряду обособленно. Они сложены преимущественно флишеидными песчано-сланцевыми отложениями и плутоническими гранитоидными формациями, а

также развитыми локально андезит-риолитовыми вулканическими ассоциациями [Руднев, 2010].

Западная часть Монголии представлена горными цепями Монгольского и Гобийского Алтая, которые протягиваются с северо-запада на юго-восток на 1800 км. Основные хребты Монгольского Алтая на западе имеют высоту 3200—3500 м, а отдельные вершины возвышаются на 4000 м и более. На склонах северной и северо-западной экспозиции и на некоторых плоских вершинах встречаются современные ледники, а также следы древнего оледенения в виде обширных цирков, каров, мощных морен и широких трогов [Рассказов и др., 1991].

Современная структура **Монгольско-Алтайской складчатой системы** отражает длительный и сложный путь ее формирования начиная с раннего кембрия. Образования *позднего докембрия - нижнего кембрия* пользуются чрезвычайно широким развитием, являясь одним из главных элементов стратиграфического разреза. Согласно данным В.А. Амантова [1973], в районе выделяют три свиты: ханхухэйская, ичитнурская и байцатуинская.

Ханхухэйская свита представлена главным образом основными эффузивами: спилитами, диабазитами, базальтовыми порфиритами при крайне ограниченном значении туфогенных и терригенных пород. К самым низам этой свиты принадлежат метаморфизированные конгломераты мощностью до 150 м, без видимого несогласия залегающие на зеленых сланцах верхнего протерозоя. Выше конгломератов располагаются сильно измененные, обычно превращенные в сланцы вулканы основного состава, содержащие прослои эпидотизированных песчаников и мраморизованных известняков. Общая мощность ханхухэйской свиты оценивается в 3000-4000 м.

Ичитнурская свита согласно залегает на ханхухэйской и характеризуется господством тонкослоистых алевролитов и туфогенных песчаников, сопровождающихся в нижней части разреза различно окрашенные туфами, порфиритами, агломератами, туфобрекчиями, известняками с остатками археоциат. Мощность ичитнурской свиты составляет не менее 1600 м.

Байцатуинская свита развита более локально и на подстилающих отложениях залегает со следами местного размыва, фиксируемого внутриформационными конгломератами, содержащими гальку нижележащих пород. Она состоит из зеленоватых и желтовато-серых алевролитов, ритмично чередующихся со светло-серыми тонкослоистыми известняками. Мощность свиты не превышает 700-900 м.

В зоне Кобдинского разлома, венд-нижнекембрийские породы слагают узкие (до 5км) блоки, прослеживающиеся от выхода р. Цаган-Нуриин-гол (ущелье Холаин-Хобцал) в котловину оз. Ачит-Нур на юго-восток на расстоянии 30-35км. Разрез этой зоны хорошо вскрыт ущельем Холаин-Хобцал и представлен кремнистыми полосчатыми серыми и массивными темно-серыми породами, зеленокаменными милонитизированными вулканогенными породами основного состава, зеленокаменными базальтовыми порфиритами, зелеными и лиловыми туфами основных эффузивов, а также зелеными андезито-базальтовыми порфиритами. Эти породы включают многочисленные линзообразные тела серпентинитов и серпентинизированных дунитов и гарцбургитов размером от 10 до 70м в поперечнике.

Средне-позднекембрийская эпоха характеризовалась некоторым выравниванием тектонической обстановки внутри самой Монгольско-Алтайской системы. На всей ее площади, как и в смежных районах Горного Алтая и Саян, накапливалась однообразная флишеидная формация, отражающая, вероятно, существование крупного крутосклонного бассейна с турбидитной седиментацией. Кембрийский этап развития Монгольско-Алтайской системы характерен формированием исключительно геосинклинальных структур. Значительная территория Западной Монголии после окончательного замыкания ранне-каледонской геосинклинали и завершения салаирской фазы складчатости в конце среднего кембрия вновь испытывает опускание и покрывается морем, которое существовало здесь в течение позднего кембрия и в самом начале раннего ордовика.

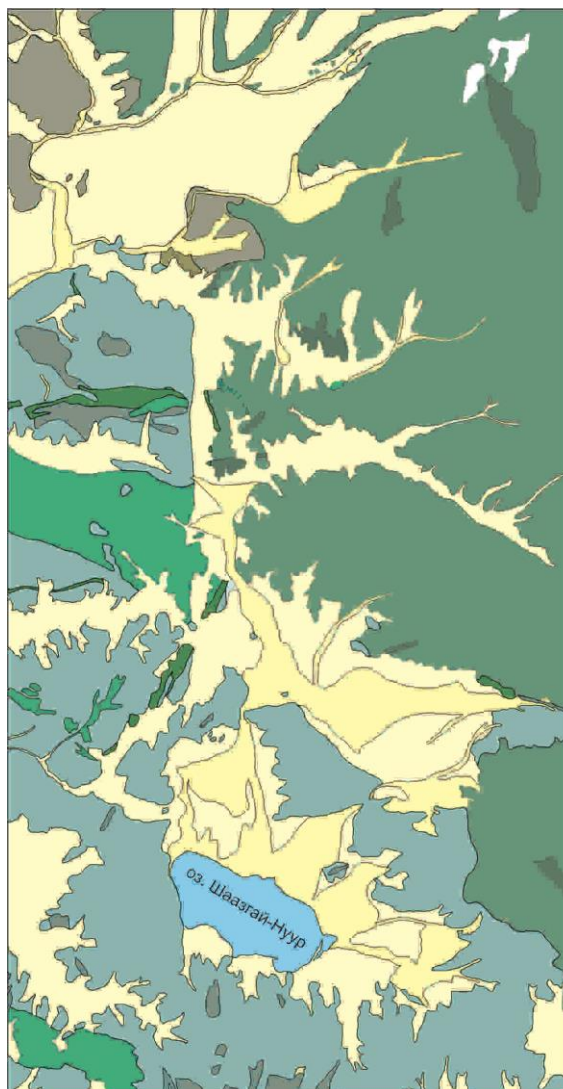
Комплекс отложений, отвечающий возрастному интервалу *средний кембрий - ранний ордовик*, имеет практически повсеместное распространение в пределах Монгольского Алтая, но полностью отсутствует в соседней Озерной зоне. В его

состав входят терригенные отложения, слагающие непрерывный разрез и, как правило, вскрывающиеся в основании геосинклинальных образований Монгольско-Алтайской зоны. Разрез комплекса во всех подзонах этой зоны имеет трехчленное строение: внизу преобладают хлоритовые сланцы; в средней части ритмично переслаиваются плагиоклаз-кварцевые и кварцевые песчаники и алевролиты; в верхней, наряду с этими породами, появляются красноцветные полимиктовые песчаники и алевролиты с примесью туфогенного, нередко грубообломочного материала [Дергунов и др., 1980].

На хр. Монгольский Алтай образования ордовикского возраста занимают обширные площади на северо-восточных склонах, где являются основным элементом стратиграфического разреза геосинклинального комплекса. На поверхность они выступают вблизи озер Ачит-Нур и Урэг-Нур, в окрестностях сомонов Тонхил и Цэцэг и в некоторых других местах. В составе этих образований господствуют туфогенные, реже полимиктовые и олигомиктовые песчаники, которым подчинены алевролиты, эффузивы и туфы различного состава, кремнистые и глинистые сланцы, известняки, конгломераты. Породы обладают зеленой и зеленовато-серой окраской, четкой и нередко флишеподобной слоистостью; местами интенсивно рассланцованы и метаморфизованы. В верхних частях отдельных разрезов появляются пестроцветные слабометаморфизованные породы.

Наложенные структуры орогенного типа заложились здесь только в *позднем ордовике* на северо-восточной окраине системы, в Цаганшибэтинской зоне, непосредственно примыкающей к более древней Озерной зоне, и, вероятно, только здесь в это время проявился гранитоидный магматизм [Руднев, 2010]. В составе этих образований господствуют туфогенные, реже полимиктовые и олигомиктовые песчаники, которым подчинены алевролиты, эффузивы и туфы различного состава, кремнистые и глинистые сланцы, известняки, конгломераты [Геология..., 1973].

В *ордовик-силурийский этап* геосинклинальное развитие на территории Монгольско-Алтайской системы было, вероятно, не повсеместным, сосредоточившись преимущественно в Хархиринской зоне (рис. 2-2). Силурийские



Условные обозначения:

Q_{IV}

Четвертичный отложения.

Современное звено нерасчлененное.

Аллювиальные валунники, галечники, пески, суглинки (1-3м); аллювиально-пролювиальные галечники, щебни, гравий, пески, супеси, суглинки (5-7м); пролювиальные глыбы, щебень, древесные супеси, суглинки (10-15м); делювиально-пролювиальные глыбы, щебни, дресва, суглинки (до 10м); делювиально-копювиальные глыбы, неокатанные валуны, гравий, щебни (до 10м); делювиальные глыбы, неокатанные валуны, щебни (7-10м); ледниковые, водно-ледниковые глыбы, вылуны, галечники, пески, супеси, глины (до 30м); золотые пески, супеси (4-5м); аллювиально-озерно-болотные пески, супеси, суглинки, илы (до 3м); озерно-болотные суглинки, илы (2-3м).

Q_{III}

Четвертичный отложения.

Верхнее звено.

Аллювиальные валунники, галечники, гравий, пески, суглинки I надпойменной террасы рек Ховд-гол, Шивер-гол и Бургастайн-гол (8-10м), ледниковые глыбы, валунники, супеси (до 40м); аллювиально-пролювиальные гравий, пески, глины (10-15м); пролювиально-делювиальные неокатанные валуны, щебни, суглинки, супеси (10-15м); озерно-аллювиальные пески, супеси, суглинки, илы (до 5м; озерно-болотные) суглинки, илы (2-3м).

C₂

Среднекаменноугольные интрузивные образования.

Шивергольский комплекс даек и малых интрузий.

Лейкогранит-порфиры субщелочные и нормальные известково-щелочные.

C_{1,2}

Раннесреднекаменноугольные интрузивные образования.

Ёлынский интрузивный комплекс.

Аляскитовые лейкограниты и аляскиты и щелочные аляскиты с рибекитом, арфведсонитом и эгирином крупно-, средне- и средне-мелкозернистые равномерно-зернистые. Линейные и площадные зоны слабой аргиллитизации, линейные маломощные зоны кварц-мусковитовых грейзенов и флюоритизации, кварцевые жилы.

C₁

Раннекаменноугольные интрузивные образования.

Хархиринский интрузивный комплекс.

Лейкограниты субщелочные и нормальные двуполовошпатовые грубо- и крупнозернистые, порфировидные и равномерно-зернистые с повышенным (5-7%) содержанием биотита. Линейные и площадные зоны слабой аргиллитизации и грейзенизации, кварцевые жилы.

D_{1,2}

Раннесреднедевонские отложения.

Бастульская свита.

Риолиты, их туфы и лавобрекчии.

O_{2,3}

Среднепоздние ордовикские образования.

Ачитнурская свита.

Песчаники полимиктовые разнозернистые, зеленоватые алевролиты, прослои гравелитов, мелкогалечных конгломератов и известняков (более 1100м).

Рисунок 2-2. Геологическая карта района озера Шазгай-Нуур. Масштаб 1:200000. [Чистоедов, 1989-1990], с изменениями автора

отложения здесь разделяются на два резко отличных и пространственно разобщенных комплекса песчанико-сланцевый и карбонатно-терригенный.

Песчанико-сланцевый комплекс выделяется в юго-восточной части Хархиринской зоны в хребтах Батыр-Хайрхан, Хаджигин-Нур и Прикобдинском, где залегают в узких тектонических блоках. Характерной его особенностью является широкое развитие в нижней части разреза песчаников, местами с прослоями грубообломочных пород, а в верхней – черных глинистых и глинисто-кремнистых граптолитовых сланцев, в некоторых пунктах наблюдаются маломощные прослои известняков. Мощность комплекса оценивается в 100-1400 м.

Карбонатно-терригенный комплекс распространен преимущественно в центральной и северо-западной частях Хархиринской зоны, в окрестностях г.Кобдо, в районе оз. Цаган-Нуур, южнее сомона Буянту. Для комплекса характерно частое (от 0,3-0,5 до 1-3 м) чередование песчаников, алевролитов, известково-глинистых сланцев, реже известняков, окрашенных в серые, зеленовато-серые и табачно-зеленые тона. В основании комплекса обычно залегают грубообломочная пачка кварцевых песчаников, гравелитов, конгломератов светло-серой, почти серой окраски. В разрезах центральной части зоны эта пачка является базальной и имеет мощность 30-50 м; на крайнем северо-западе развития зоны она доминирует в разрезе комплекса. Мощность последнего варьирует от 1500-2000м. в центральной части зоны до 600-1000 м по западному и северному ее краям.

Некоторые особенности строения и состава ордовикско-силурийских толщ позволяют предполагать, что южный прогиб расширялся и погружался в юго-восточном направлении в сторону Южно-Монгольских герцинид, а северный – быстро выклинивался в северо-западном, не имея продолжения в Алтае-Саянской области. Верхний возрастной предел образования складок ордовикско-силурийского этапа фиксируется наложенным характером соотношений с ними более молодых девонских толщ.

Девонско-каменноугольный этап начался с сильнейших дифференциальных движений, охвативших в конце силура – в начале девона огромные территории Западной Монголии и Алтае-Саянской области. Они вызвали глубокий размыв

поднятых блоков и накопление типичных континентальных моласс во вновь образованных орогенных впадинах. Однако наибольшие погружения развивались в некоторой мере унаследованные на месте ордовикско-силурийских прогибов у восточных окраин складчатых зон, где заложились терригенные прогибы геосинклинального типа. В отличие от межгорных впадин, они не были замкнутыми и изолированными структурами, а погружались и открывались в сторону южно-монгольских герцинид как геосинклинальные прогибы более древнего ордовикско-силурийского этапа.

В Хархиринской зоне девонские отложения распространены главным образом в юго-восточной и северной ее частях, в районе оз. Ачит-Нуур. Несколько небольших полей слагают на восточных отрогах Монгольского Алтая, в зоне Цаганшибэтинского разлома. В составе девонских образований описываемой зоны установлены морские существенно терригенные и карбонатно-терригенные отложения и наземные вулканические породы.

В *нижнем карбоне* на таких же геосинклинальных складчатых структурах северо-восточной окраины Хархиринской зоны была заложена Байримская мульда орогенного типа. Таким образом, к началу карбона произошло общее замыкание всех геосинклинальных прогибов Монгольско-Алтайской системы и вся она целиком продолжала орогенное развитие. На фоне общего поднятия развивались дифференциальные движения блоков, происходило заложение межгорных впадин, и все это сопровождалось проявлением мощного гранитоидного магматизма и метаморфизма. Здесь обращает на себя внимание очень важная стратиграфическая особенность Западной Монголии: в Монгольском Алтае повсеместно развиты однообразные терригенные отложения большой мощности, занимающие среднекембрийский-раннеордовикский интервал времени. В смежных зонах таких отложений нет [Дергунов и др., 1980].

Этим в основном кончается формирование структур Монгольско-Алтайской складчатой системы. Однако позднее в *мезозое* блоковые движения создали шовные грабены, заполненные грубообломочной *юрской* молассой.

Таким образом, Монгольско-Алтайская система представляет собой сложно построенную складчато-глыбовую структуру, в которой могут быть выделены три зоны – Алтайская, Цаганшибэтинская и Хархиринская. Две первые зоны – это относительно поднятые структуры, расположенная между ними Хархиринская – погруженный тектонический блок.

Обращает на себя внимание общий наклон всех структурных элементов первого порядка Монгольско-Алтайской системы на северо-восток и их погружение в том же направлении. В результате преимущественно к их северо-восточным окраинам приурочено большинство прогибов разного типа и возраста.

В структурах более мелких порядков наблюдается та же асимметрия: они наклонены и погружаются в северо-восточном направлении. Так, линейный Делюно-Сагсайский прогиб, почти изометричные девонские и каменноугольные наложенные мульды, а также более молодые мезо-кайнозойские депрессии – все они в большинстве случаев имеют крутые северные и восточные борта, пологие – южные и западные. Распределение осадков показывает, что эта асимметрия является первичной, конседиментационной. Во многих случаях, в том числе у современных впадин, крутые борта совпадают с разломами типа взбросов или надвигов, а пологие – со стратиграфическими границами соответствующих толщ пород.

Такая устойчивая особенность морфологии впадин представляется закономерной. Она могла быть создана, видимо, только под действием однообразно направленных сил в течение огромного интервала времени на всей территории Монгольско-Алтайской системы.

Анализ юных разрывных структур, проведенный на севере Монгольско-Алтайской системы и в прилегающей части Горного Алтая, показал, что в четвертичном периоде здесь действовало преобладающее горизонтальное сжатие в меридиональном направлении. В результате по северо-западным разломам происходили движения типа правых сдвигов и взбросо-сдвигов, по широтным – надвигов, а по меридиональным – раздвигов и сбросов. Эти разрывные нарушения обусловили характерную асимметрию в морфологии впадин четвертичного времени.

Весьма вероятно, что подобная особенность морфологии более древних, мезозойских и палеозойских структур могла возникнуть под действием таких же горизонтальных напряжений. То есть, на всей огромной территории Монгольско-Алтайской системы и прилегающей части Горного Алтая начиная с силура и до современного периода существовало или временами возникало однотипное поле горизонтальных направлений, в котором преобладало сжатие в меридиональном направлении [Маринов, 1967].

Озерная зона занимает современную площадь котловины Больших Озер, западную часть хр. Хан-Хухэй и крайние восточные отроги Хархиринского нагорья. Почти со всех сторон она ограничена крупными глубинными разломами. На востоке от Сонгинского выступа Озерная зона отделяется Дзабханским разломом (рис.2-1) северо-северо-западного простирания. На севере этот разлом резко отклоняется к северо-западу. Западной границей зоны служит Цаганшибэтинский разлом, по которому она приходит в соприкосновение с позднекаледонскими структурами Монгольского Алтая. Цаганшибэтинский разлом простирается почти в том же направлении, что и Дзабханский, но он образует дугу, обращенную выпуклостью на запад. Эти два разлома – Дзабханский и Цаганшибэтинский – на северных своих окончаниях резко, практически под прямым углом, срезаются субширотной зоной Хангайского разлома, к северу от которого находятся уже протерозойские структуры Тувино-Монгольского массива. В результате Озерная зона имеет угловатую трапециевидную форму. В целом она вытянута в северном, северо-западном направлении, параллельно ограничивающим ее разломам. Протяженность зоны составляет около 400 км, ширина 100—150 км. К юго-востоку она сильно сужается, ее продолжение можно, вероятно, видеть здесь в хр. Хан-Тайшири-Нуру (к югу от г. Юсун-Булак), далее на юго-восток зона, видимо, переходит в сходную с ней Ихэбогдинскую шовную зону Центрально-Монгольской системы.

Главное место в строении Озерной зоны занимают типичные эвгеосинклинальные образования *верхнего рифея, нижнего и местами среднего кембрия*: зеленокаменные и вулканогенные толщи основного состава, ассоциирующие с туфогенно-граувакковыми образованиями, а также с известняками (рис. 2-3).

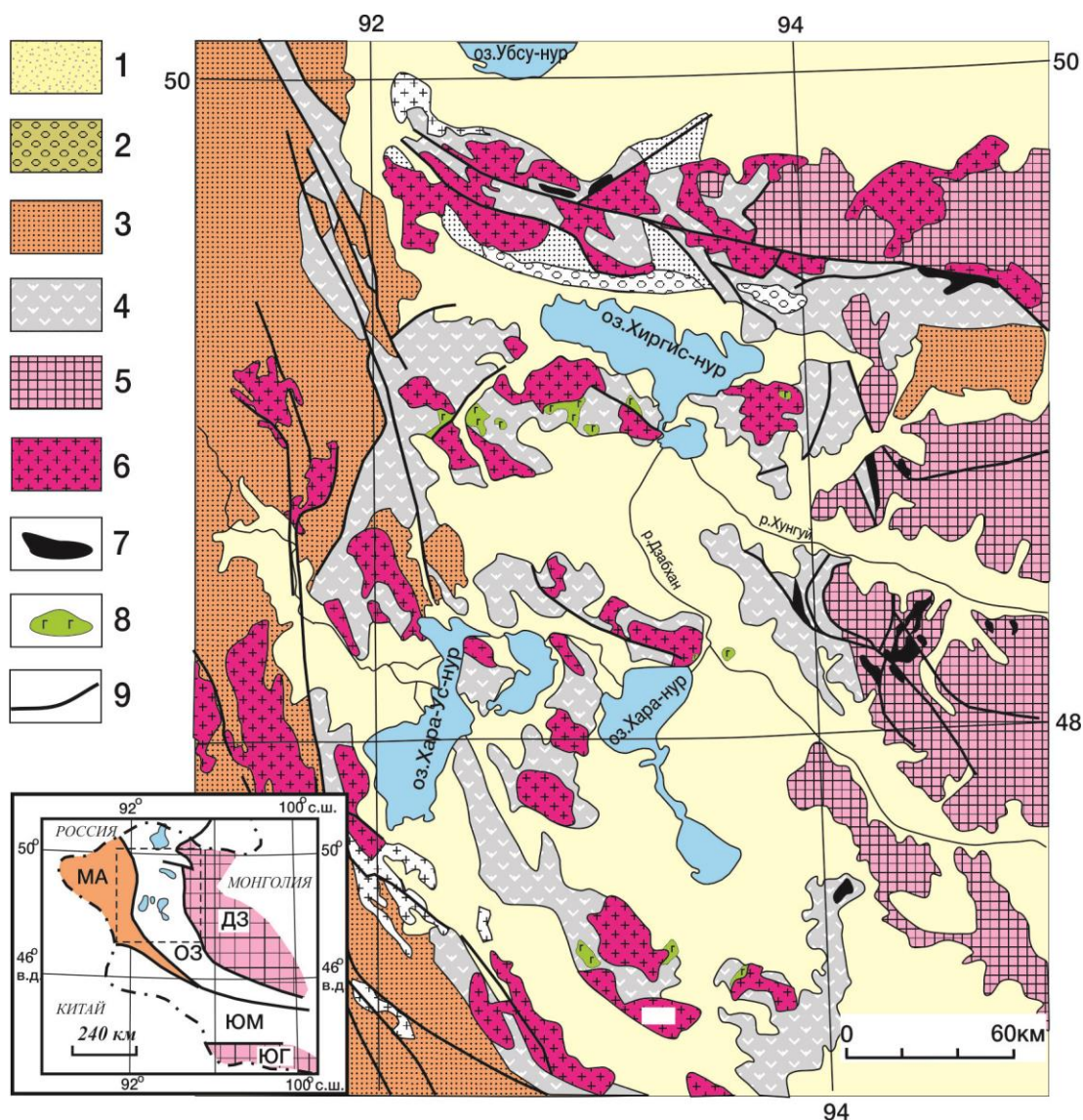


Рисунок 2-3. Схема геологического строения северной и центральной частей Озерной зоны Западной Монголии [Руднев, 2010]

Стратифицированные образования: 1 - позднемезозойские и кайнозойские отложения, 2 - юрские конгломераты, 3 - ранне- и среднепалеозойские образования (нерасчлененные) Монголо-Алтайской зоны, 4 - венд-раннекембрийские офиолитовые и островодужные комплексы Озерной зоны (нерасчлененные), 5 - докембрийские микроконтиненты (Дзабханский). Магматические образования: 6 - гранитоиды раннего и среднего палеозоя (нерасчлененные), 7 - офиолиты, 8 - габброиды раннего палеозоя (нерасчлененные), 9 - тектонические нарушения

Во многих местах вулканогенные толщи включают тела гипербазитов, которые в основном локализуются в зонах краевых разломов. Озерная зона по своему вещественному выполнению, обилию подводных вулканитов основного состава, насыщенности гипербазитов является типично эвгеосинклинальной, принадлежат к одному из наиболее подвижных участков ранних каледонид. Она является полным

аналогом Центрально-Тувинского внутри геосинклинального прогиба, выделяемого в смежных с Монголией районах Советского Союза.

Формационный состав *верхнерифейско-кембрийских* отложений существенно меняется на площади зоны. Для северных частей ее свойственна смена по вертикали мощных спилит-диабазовых накоплений туфогенно-граувакковыми образованиями. В южной и юго-восточной частях весь разрез образован пирокластами основного состава. На западе зоны эффузивы основного состава значительно сокращаются по объему, вместо них преимущественно развиты вулканогенные образования среднего и даже кислого состава. В некоторых участках (в центре и на востоке зоны) в составе отложений резко возрастает количество известняков.

Ордовикские отложения в Озерной зоне наблюдаются на крайнем севере и западе сомона Сагил, куда они заходят из сопредельных с Монголией районов Тувы, а также восточнее оз. Хара-Ус-Нур в горах Цэнхэр-Тологой. Представлены они главным образом пестроцветными крупно- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками мощностью до 2000-2500 м, содержащими пачки гравелитов и конгломератов мощностью до 100м [Дергунов и др., 1980].

Характерной особенностью *силурийских* отложений здесь является незакономерное чередование пестроцветных и красноцветных пачек терригенных пород, среди которых изредка встречаются маломощные прослои известняков, локально развиты покровы эффузивов кислого и среднего состава.

Девонские отложения в этом районе пользуются сравнительно широким распространением. Они слагают довольно многочисленные, но, как правило, небольшие по площади поля южнее оз. Убсу-Нур, в бассейнах рек Хунгуй-Гол, Завхан-Гол, Идэр-Гол. Они распадаются на два комплекса, разделенных несогласием и перерывом: нижний существенно вулканогенный (местами терригенно-вулканогенным) и верхний – терригенный. Первый распространен наиболее широко. Он характеризуется преобладанием в его составе эффузивов и туфов среднего и кислого состава, которым местами сопутствуют терригенные породы и иногда горизонты известняков. Верхний комплекс образован в основном красными или серыми песчаниками, гравеллитами, конгломератами и алевролитами.

Довольно широко представлены **неогеновые** отложения, выполненные пестроцветными глинами, мергелями, алевролитами, а также галечниками, песками и песчаниками и приуроченные часто к контурам внешних зон озерных котловин [Маринов, 1967].

Кроме того, здесь масштабно распространены **четвертичные** отложения. Среди них преобладают аллювий, эоловые и озерные отложения. Аллювиальные галечники и мелкозем отлагаются у окончаний рек, иссякающих на выходе из горных долин на равнины. Аллювиальными по генезису являются и обширные массивы песков, занимающих большие площади [Рассказов и др., 1991].

К другому типу структур, формировавшихся на дорифейской сиалической коре континентального типа, относятся разделяющие **докембрийские выступы Восточно-Тувинского и Хангайского блоков** промежуточные зоны (Идэрская, Дзабханская, Джидинская), выполненные карбонатно-терригенными отложениями и вулканическими комплексами андезит-риолитового состава. Выделяются также структуры типа интрагеоантиклинальных и краевых поднятий, сложенные преимущественно песчано-сланцевыми толщами. В пределах этой группы структур в узких локальных приразломных зонах находятся офиолитовые ассоциации, в более широких масштабах распространены раннепалеозойские гранитоиды, близкие по составу к тоналит-гранодиоритовым и гранодиорит-гранитным ассоциациям (Тэлминский комплекс). Гранитоидам, как и в Озерной зоне, предшествуют расслоенные перидотит-пироксенит-габбро-норитовые массивы. В центральной и южной частях Северного блока (район сомона Бэгэр и к востоку от оз. Хара-Нур), среди габброидов, предшествующих раннепалеозойским гранитам, встречаются габбромонцодиоритовые интрузии. В целом раннепалеозойские дифференцированные интрузии Хангайского и Тувино-Монгольского (Прихубсугульского) регионов находятся как в докембрийских выступах, так и в пределах промежуточных зон, но наиболее часто — в местах сопряжения этих структур. Как и в Озерной зоне, они обладали относительно большими размерами и частыми явлениями первично магматической расслоенности, что восстанавливается по фрагментам таких тел в полях более поздних гранитов.

Южный блок представлен герцинскими (средне-, позднепалеозойскими) линейно вытянутыми складчатыми поясами, протягивающимися в субширотном направлении через всю Монголию. Последовательно с севера на юг в его составе выделяются три зоны: Южно-Монгольская, Тотошан-Уланульская и Внутренне-Монгольская.

В строении Южно-Монгольской зоны главную роль играют среднепалеозойские эвгеосинклинальные комплексы зеленокаменных вулканитов андезитобазальтового ряда, кремнистых сланцев. В связи с базальтоидными комплексами находятся основные и ультраосновные интрузии офиолитовых серий. На раннегеосинклинальное складчатое основание накладываются орогенные структуры, сопровождающиеся наземными вулканитами и гранитоидными интрузиями.

На основании платформенных построений Южно-Монгольская зона трактуется как островодужно-океаническая система с океаническими и переходными структурно-формационными комплексами. Считается, что зеленокаменные базальтоидные и кремнисто-сланцевые комплексы (с гипербазитами и плутоническими мафитами) океанической стадии свойственны ранним(среднепалеозойским) этапам развития этих структур. Структурно-формационные комплексы переходной и континентальной стадий формировались позднее – в позднем девоне и карбоне. Они представлены терригенно-вулканогенными, карбонатно-терригенными и кремнисто-карбонатными отложениями и базальт-андезит-риолитовыми (трахириолитовыми) вулканическими ассоциациями, с которыми сопряжены гранитоиды.

Гранитам предшествуют малые интрузии пикритоидного, пикрит-диабазового, ликрит-габбродолеритового, габбродиабазового и габбромонцодиоритового состава. В отличие от раннепалеозойских также предгранитных ультрамафит-мафитовых массивов эти интрузии характеризуются меньшими размерами и, соответственно, меньшей степенью дифференцированности, первично магматическая расслоенность для них не характерна. Габброидные ассоциации такого рода проявлены не только в пределах Южно-Монгольской зоны герцинид, но и в структурах средне-, позднепалеозойской активизации каледонид Северного мегаблока. К таким структурам относятся сопряженная с Южно-Монгольским поясом герцинид Тайширинская зона (оз. Ба-Цаган - хр. Тайшири-Ула) и зона хр. Цаган-Шибету (район оз. Урэг-Нур), расположенная на крайнем северо-западе Монголии [Изох и др,1990].

2.2. Гидрогеологические условия

Изучением подземных вод Западной Монголии занимались такие исследователи, как Маринов Н.А., Писарский Б.Н., Попов В.Н., Намбар Б., Арьяадагва Б., Лувсанданзан Б. и многие другие, однако, подземные воды этого района остаются недостаточно изученными. Гидрографически вся территория Западной Монголии относится к бессточному бассейну Центральной Азии. Ни одна река здесь не начинается, а реки, проходящие территорию впадин, несут воды с гор Монгольского Алтая, Хангая и хребта Танну-Ола. Эти горные реки в низовьях меняют свой режим, превращаясь в степные и пустынные реки, для которых характерна потеря воды, расходуемой на испарение и фильтрацию. Только наиболее крупные реки доносят остатки своих вод до озер, восполняя их потери на испарение [Гидрогеология Азии, 1974].

В гидрогеологическом отношении территория Западной Монголии представляет собой сложную систему артезианских бассейнов, приуроченных к тектоническим впадинам и межгорным долинам и обрамляющих их гидрогеологических массивов, связанных с тектоническими поднятиями. В соответствии с ее геологическим строением, можно выделить четыре гидрогеологические формации (рис. 2-4): 1) гранитоидных пород; 2) метаморфических пород докембрия; 3) карбонатных пород докембрия и палеозоя; 4) континентальных отложений мезо-кайнозоя с меловыми и третичными водоносными комплексами. Кроме перечисленных гидрогеологических формаций, выделены также водоносные комплексы юрских, меловых, третичных и четвертичных отложений (рис. 2-4).

В пространственном распространении подземных вод на территории Западной Монголии наблюдаются определенные закономерности – артезианские воды приурочены преимущественно к многочисленным межгорным котловинам, выполненным мезо-кайнозойскими континентальными отложениями, грунтовые – к коре и к зоне выветривания коренных пород, слагающих все горноскладчатые области Западной Монголии, а также к покрову четвертичных отложений [Маринов, Попов, 1963]:

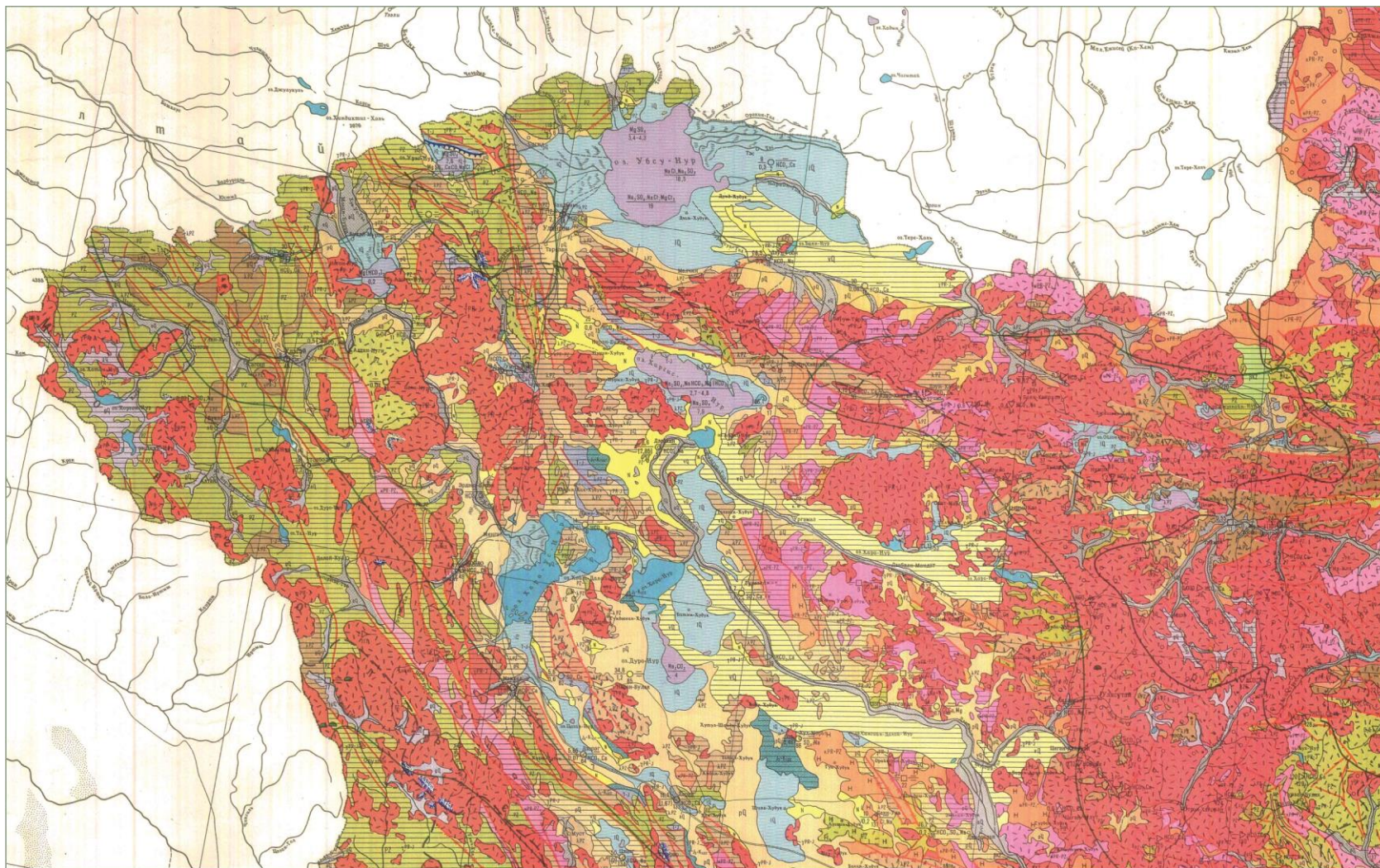


Рисунок 2-4. Фрагмент гидрогеологической карты МНР [Гидрогеологическая карта МНР, 1971]. Масштаб 1:7 500 000

Условные обозначения:

Распространение первых от поверхности водоносных горизонтов, комплексов и гидрогеологических формаций:

-  Водоносный горизонт аллювиальных четвертичных отложений. Пески с гравием и галькой, галечники с линзами и прослоями суглинков и глин.
-  Водоносный горизонт пролювиальных четвертичных отложений, а также аллювиально-пролювиальных, озерно-пролювиальных и делявиально-пролювиальных отложений. Гравий, щебень, валуны с линзами и прослойками песка, суглинка и глин.
-  Водоносный горизонт озерных четвертичных отложений, а также аллювиально-озерных отложений. Пески и галечники с с большим количеством глин, илов и суглинков.
-  Водоносный горизонт эоловых четвертичных отложений. Пески.
-  Водоносный горизонт ледниковых четвертичных отложений. Галечники, пески, супеси, суглинки, валунные суглинки.
-  Водоносный комплекс отложений неогеновой системы. Пестроцветные, красноцветные глины, пески, песчаники, конгломераты, галечники, алевролиты, мергели, известняки.
-  Водоносный комплекс преимущественно осадочных отложений верхнего отдела юрской и цаганцабской свиты нижнего отдела меловой системы. Зеленовато-серые и светло-серые песчаники, глины, алевролиты, реже мергели.

 Водоносные комплексы, горизонты и гидрогеологические формации, практически неизученные в гидрогеологическом отношении.

Подземные воды, скапливающиеся:

-  преимущественно по зонам тектонических нарушений и в эрозионных понижениях
-  в коре выветривания и тектонических нарушениях

-  Гидрогеологическая формация преимущественно осадочных отложений триасовой и юрской систем. Песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, углисто-глинистые сланцы, пестроцветные конгломераты.
-  Гидрогеологическая формация неразделенных эффузивных отложений верхнего отдела пермской, триасовой и юрской систем. Андезитовые и андезито-базальтовые порфиры и их туфы, липаритовые порфиры, их туфы.
-  Гидрогеологическая формация преимущественно осадочных пород палеозойской группы. Песчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты, гравеллиты, сланцы, филлиты, кварциты, местами угли, кремнистые породы и эффузивы.
-  Гидрогеологическая формация преимущественно эффузивных пород палеозойской группы. Породы среднее, кислого, реже основного состава, туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты, туфобрекчии, местами с прослойками осадочных пород.
-  Гидрогеологическая формация преимущественно метаморфических пород протерозойской группы и нижнего палеозоя. Метаморфизованные песчаники, кристаллические сланцы, кварциты, амфиблесты, гнейсы, гранит-гнейсы.
-  Гидрогеологическая формация домеловых интрузивных пород. Гранитоиды, реже основные, ультраосновные и щелочные породы.

Безводные породы, выходящие на поверхность земли, одновозрастные с водоносными горизонтами, комплексами и гидрогеологическими формациями

 водоупорные

 водопроницаемые, сдренированные

В связи с этим на территории Западной Монголии выделяются три гидрогеологических района [Маринов, Попов, 1963]:

- район преимущественного распространения грунтовых вод западного района Хангай-Хэнтэйской гидрогеологической горноскладчатой области;
- район преимущественного распространения грунтовых вод Монгольско-Алтайской гидрогеологической горноскладчатой области;
- район преимущественного распространения артезианских вод межгорных котловин с участками развития грунтовых вод на положительных межкотловинных структурах (подрайон котловины Больших Озер).

1. Район преимущественного распространения грунтовых вод западного района Хангай-Хэнтэйской гидрогеологической горноскладчатой области

Этот большой и сложный гидрогеологический район занимает Хангайское нагорье и южная его граница проходит по подножию этой горной страны, имея весьма извилистые очертания. Испытав на протяжении огромного промежутка времени – с конца палеозоя и до наших дней – тенденцию к относительному поднятию, этот район в настоящее время высоко приподнят и расчленён. Хребты и отдельные вершины Хангайского нагорья поднимаются от 2000 до 3800 м. Большая часть этого гидрогеологического района находится в области отрицательных среднегодовых температур, которые понижаются до -4°C . Среднее годовое количество осадков колеблется от 200 до 300-400 мм, т.е. здесь оно максимальное по сравнению с остальной территорией Монголии.

В районе широко развиты многолетнемерзлые породы, приуроченные главным образом к долинам рек и небольшим озерным котловинам. Мощность зоны промороженных пород в отдельных местах более 40 м, но чаще не превышает 25-30 м. Характерно, что проморожены породы не только четвертичного возраста, выполняющие речные долины, но и третичного, местами меловые, развитые в межгорных понижениях.

В трещиноватых породах, преимущественно распространенных в пределах гидрогеологического района, подземные воды накапливаются и движутся по

трещинам, образовавшимся в результате тектонических подвижек и сложного взаимодействия различных агентов выветривания и денудации. По данным бурения скважин на воду, средняя глубина распространения таких трещин определяется в 60-70 м (от поверхности земли). Она минимальна на водораздельных пространствах и максимальна в бортовых частях долин или озерных котловин.

Область питания грунтовых вод Хангайского района совпадает с областью их распространения. Основные их запасы образуются за счет инфильтрации атмосферных осадков. Просачиванию их на глубину способствуют: значительная трещиноватость пород, особенно вблизи поверхности земли; незначительный по мощности прерывистый чехол четвертичных образований, покрывающий возвышенности и их склоны; мягкий сглаженный рельеф местности, даже на высоко приподнятых участках. Большое значение для пополнения запасов грунтовых вод района имеют процессы конденсации влаги из атмосферы воздуха.

Химический состав подземных вод, образующихся в различных частях этого района, неодинаков. Например, грунтовые воды, формирующиеся на водораздельных пространствах хребтов и в горных россыпях, имеют минимальную минерализацию – около 0,05-0,07 г/л. Они гидрокарбонатно-кремнеземные и ультрапресные. Ниже зоны гидрокарбонатно-кремнеземных вод располагаются сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые воды, образующиеся в результате взаимодействия атмосферных осадков, содержащих углекислоту, с осадочно-метаморфическими, эффузивными и интрузивными породами, составляющими основной фон района. Минерализация этих вод вследствие более длительного соприкосновения их с водовмещающими породами и удлинения путей фильтрации более значительна и достигает 0,2-0,3 г/л [Маринов, Попов, 1963].

2. Район преимущественного распространения грунтовых вод Монгольско-Алтайской гидрогеологической горноскладчатой области

Этот гидрогеологический район представляет собой высокоприподнятую горную страну, вершины которой в северо-западной части поднимаются до 4374 м (Табын-Богдо-Ула) и покрыты вечными снегами. В юго-восточном направлении

высоты Монгольского Алтая постепенно снижаются, снежники исчезают и появляется ряд самостоятельных горных кряжей, которые в совокупности составляют Гобийский Алтай.

Максимальное количество – 300 мм выпадает на северо-западе в пределах наиболее приподнятой части горной страны. В юго-восточном направлении количество осадков постепенно снижается до 150 мм. В этом же направлении наблюдается и повышение среднегодовых температур воздуха, которые от -3°C на западе поднимаются до $+3^{\circ}\text{C}$ на юго-востоке.

Описываемый гидрогеологический район находится в области развития зоны многолетнемерзлых пород, сохранение которой обусловлено здесь большой высотой местности и на значительной части ее отрицательными среднегодовыми температурами воздуха. Зона многолетнемерзлых пород мощностью до 10 м имеет островное распространение, будучи приурочена главным образом к долинам северной экспозиции.

В гидрогеологическом отношении этот район изучен чрезвычайно слабо. Впадины выполнены преимущественно осадочными мезокайнозойскими отложениями, содержащими водоносные комплексы с порово-пластовыми водами. Тектонические поднятия сложены разновозрастными метаморфическими, литифицированными осадочными, эффузивно-осадочными, эффузивными и интрузивными породами, в зоне трещиноватости которых ниже криолитозоны циркулируют трещинные и трещинно-жильные воды [Чистоедов, 1989-1990]. Как и в предыдущем районе, здесь широко распространены грунтовые воды, формирующиеся в трещиноватой зоне. Однако из-за большой высокогорности страны и малой доступности, а также вследствие трудной добычи подземных вод из трещиноватых пород эти воды не имеют большого значения для водоснабжения территории. Более важны здесь воды, формирующиеся в четвертичных отложениях, к которым приурочены водоносные горизонты и комплексы с порово-пластовыми водами, выполняющих многочисленные долины Монгольского Алтая. Глубина залегания подземных вод в этих отложениях колеблется от 1 до 2-3 м и редко более, благодаря

чему возможна эксплуатация их при помощи неглубоких копаных колодцев [Маринов, Попов, 1963].

С северо-запада на юго-восток изменяется и химический состав подземных вод. В северо-западной части района распространены преимущественно бикарбонатные кальциевые воды с минерализацией меньше 1 г/л. На территории Гоби-Алтайского аймака заметную роль в составе ионов начинают играть сульфаты и реже хлориды, а из катионов – натрий, вследствие чего воды из гидрокарбонатных кальциевых постепенно переходят в гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые, а во впадинах и котловинах – в сульфатно-хлоридные натриевые и в хлоридные натриевые [Маринов, Попов, 1963].

Охватывая часть гидрогеологического массива Монгольского Алтая и на востоке часть площади артезианского бассейна Котловины Больших Озер (описан ниже), расположена Хархиринская зона. Она занимает оз. Ачит-Нуур, оз. Шаазгай-Нуур, оз. Хара-Ус-Нуур и долины р. Ховд, р. Шивер-Гол, р. Орлогын-Гол.

Хархиринская структурная зона – это относительно узкий линейный тектонический блок, сильно сужающийся в средней части в районе г. Кобдо, где ширина его уменьшается до 20 км. В северном направлении он вначале расширяется, затем вновь сужается, а за пределами МНР быстро выклинивается, не находя непосредственного продолжения в Алтае-Саянской области [Маринов, 1957]. Высотные отметки здесь меняются от 1450 до 3978 м (г. Тургэн-Нуру). В строении Хархиринской структурной зоны, кроме общего для всех зон этой территории среднекембрийско-нижнеордовикских терригенных пород, широкое распространение получил комплекс пород позднеордовикского-силурийского возраста, в котором важное место занимают вулканиты и известняки [Дергунов и др., 1980].

В пределах исследуемой структурной зоны четко выделяются два гранитных массива (Хархиринский – 1300 км², Ачитнурский – 1600 км²), расположенные в стабильных блоках земной коры между Баиртинским, Ачитнурским и Кобдинским глубинными разломами. Хархиринский массив сложен габбро-диоритами и сланцами венда-нижнего кембрия, вулканогенно-осадочными нижне-среднего девона,

Ачитнурский – карбонатно-терригенными отложениями позднего ордовика [Бухарова, 2009].

Особенностью исследуемого района является его приуроченность к мощной зоне многолетнемерзлых пород (ММП), которая вместе с орографией и геологическим строением определяет своеобразие и сложность гидрогеологических условий территории (табл. 2–1).

Табл. 2 - 1. Распространение первых от поверхности земли водоносных горизонтов, комплексов, гидрогеологических формаций Хархиринского нагорья Западной Монголии [Гидрогеологическая карта..., 1971]

Индекс	Горизонт	Характеристика пород
aQ	Водоносный горизонт аллювиальных четвертичных отложений	Пески с гравием и галькой, галечники с линзами и прослоями суглинков и глин
IQ	Водоносный горизонт озерных четвертичных отложений, а также аллювиально-озерных отложений	Пески и галечники с с большим количеством глин, илов и суглинков
gQ	Водоносный горизонт ледниковых четвертичных отложений	Галечники, пески, супеси, суглинки, валунные суглинки
pQ	Водоносный горизонт пролювиальных четвертичных отложений, а также аллювиально-пролювиальных, озерно-пролювиальных и делювиально-пролювиальных отложений	Гравий, щебень, валуны с линзами и прослойками песка, суглинка и глин
T-J	Гидрогеологическая формация преимущественно осадочных отложений триасовой и юрской систем	Песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, углисто-глинистые сланцы, пестроцветные конгломераты
PZ	Гидрогеологическая формация преимущественно осадочных пород палеозойской группы	Песчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты, гравеллиты, сланцы, филлиты, кварциты, местами угли, кремнистые породы и эффузивы
λPZ	Гидрогеологическая формация преимущественно эффузивных пород палеозойской группы	Породы среднего, кислого, реже основного состава, туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты, туфобрекчии, местами с прослойками осадочных пород
γPR-J	Гидрогеологическая формация домеловых интрузивных пород	Гранитоиды, реже основные, ультраосновные и щелочные породы

Высотный пояс сплошного распространения ММП занимает обширную территорию северной части Хархиринской структурной зоны. Нижняя граница пояса проводится по тектоморфоизогипсе 3000 м (рис. 2-5) и изменяется, в зависимости от экспозиции склонов, на 100-200 м по вертикали. Мощность его достигает 600 м и более. Средняя температура в этой зоне ниже -3°C , таликовые области и приуроченные к ним подземные воды в этой зоне отсутствуют. Данному поясу соответствует высокогорный альпинотипный и гольцовый тип рельефа с современными ледниковыми и фирновыми полями. Последние являются основными источниками питания поверхностных водотоков и подземных вод.

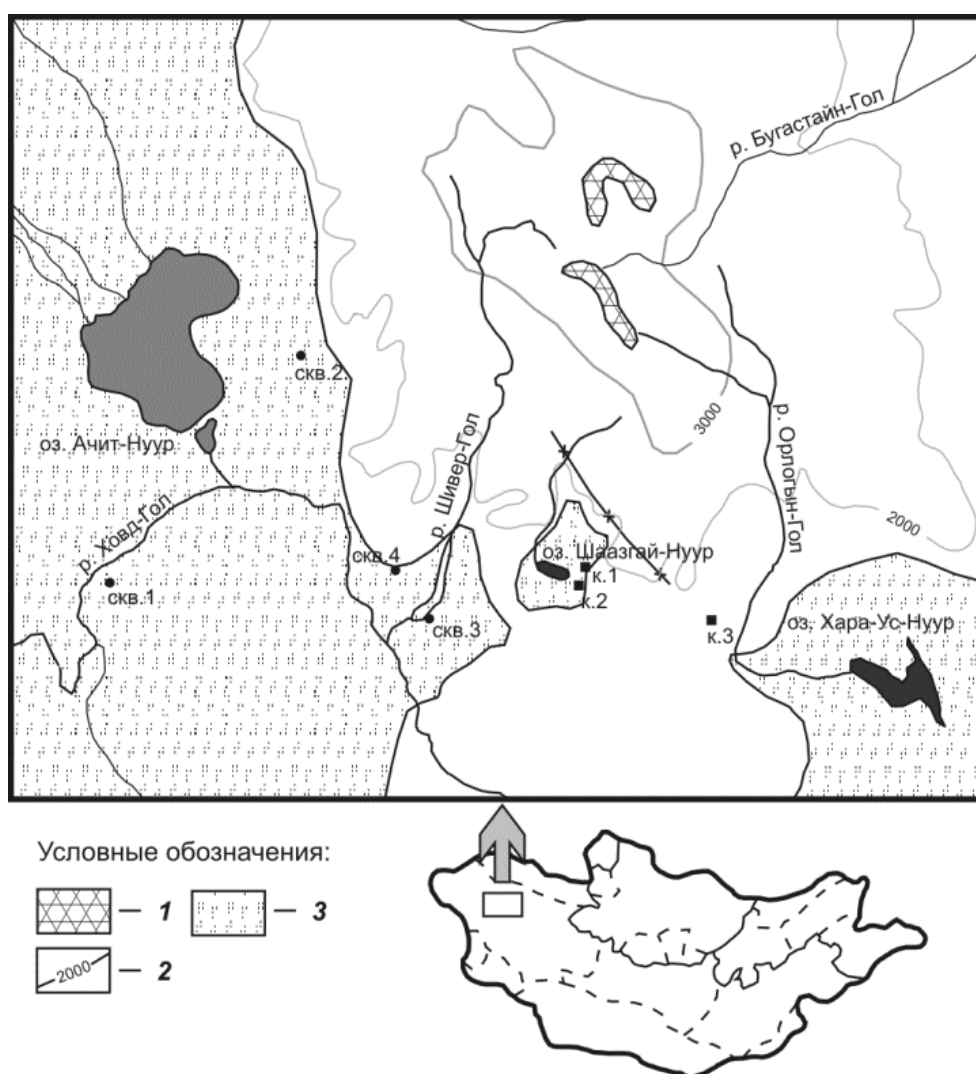


Рис. 2-5. Схема гидрогеологического и геокриологического районирования Хархиринского нагорья. Масштаб 1:1750000. Построена автором по данным Чистоедова Л.В., 1989-1990г. с изменениями.

1 — ледники и снежники, 2 — тектоморфоизогипса, граница высотного геокриологического пояса, 3 — межгонные впадины, включающие бассейны преимущественно грунтовых поровых и пластово-поровых вод

Высотный пояс *прерывистого распространения ММП* охватывает среднегорную часть Монгольского Алтая с высотными отметками 2000-3000 м (рис. 2-5). В пределах этого пояса в долинах, впадинах, на предгорных шлейфах, подножиях склонов и самих склонах северной экспозиции ММП сливаются в единый массив. Мощность ММП здесь достигает 90-200 м и более. Среднегодовая температура пород в этой зоне изменяется от -0,5 до -3°C. Площадь распространения ММП составляет 40-80% территории данного пояса, в основном охватывающая северные склоны. Подземные воды в этом поясе приурочены исключительно к постоянным водотокам.

Высотный пояс *островного распространения ММП* охватывает высокогорную часть Монгольского Алтая с абсолютными отметками поверхности менее 2000 м и составляет 47 % от площади изучаемой территории. Основное распространение пояс приобрел на северных склонах, где «острова» появляются регулярно, будучи удаленными друг от друга всего на несколько километров. Мощность ММП не превышает 100 м. Талые породы слагают днища межгорных впадин (Шазгайнуурская, Харауснуурская) и речных долин (р. Ховд-Гол, низовья р. Шивер-Гол). Подземные воды в этом высотном поясе не имеют строгой увязки с постоянными водотоками и поэтому приобретают самостоятельное практическое значение [Чистоедов, 1989-1990].

По отношению к мерзлой толще на исследуемой территории выделяются надмерзлотные и подмерзлотные подземные воды. Питание первых происходит летом, преимущественно за счет атмосферных осадков, талых вод ледников и редко поверхностных вод. Питающие воды либо непосредственно, либо через дренирующие их долины поступают во внутреннюю область питания бассейна, но часто выходят на поверхность в виде родников. Дополнительное питание надмерзлотные подземные воды имеют за счет конденсации водяных паров, возникающих из-за разницы температур теплого атмосферного воздуха и ММП. По данным В.С. Хруцкого и Е.И. Голубевой [2008], за период 1969-2002 гг., для горного узла Тургэн-Хархира ледниковый сток уменьшился на 134,3 млн. м³, что составило 39,5% относительно 1969г. Это приводит к тому, что около 40% колодцев и скважин, обеспечивающих

питьевой водой всю территорию Западной Монголии, прекратило свое существование.

В вертикальном разрезе Хархиринского нагорья выделяется 5 характерных в гидрогеологическом отношении комплексов пород (табл. 2–1). Наиболее изученным на данной территории является *водоносный комплекс озерных, аллювиальных и ледниковых отложений* (табл. 2–1), который приурочивается к отложениям средне-верхнечетвертичного возраста долин крупных водотоков (р. Ховд Гол, Шивер Гол, Ортлогоо Гол) и их притоков, а также озерных котловин оз. Ачит-Нуур, оз. Хара-Ус-Нуур, оз. Шаазгай-Нуур и северо-западных склонов Хархиринского нагорья. Здесь расположена зона интенсивного водообмена подземных вод, на режим, питание и циркуляцию которых, наряду с геологическим строением, существенное влияние оказывают геоморфологические и климатические факторы. На площадях входящих в высотный пояс прерывистого распространения ММП, в ряде случаев водоносный горизонт в зимнее время полностью промерзает, т.е. является сезонно-водоносным. При этом образуются грунтовые наледи, исчезающие только к середине июня. При промерзании горизонта образуется криогенная «запруда», способствующая зимнему накоплению подземных вод выше последней. Водовмещающие отложения представлены валунами, галечником, гравием с песками и суглинками мощностью до 15 м. Глубина залегания уровня подземных вод в долинах и у подножий гор колеблется от 2 до 3 м и зависит от гипсометрического положения устья колодца, на более высоких элементах рельефа 30 – 50 м. Водообильность горизонта довольно высокая и характеризуется дебитом колодцев и скважин от 0,1 до 8 л/сек. Воды довольно часто разгружаются в виде ниспадающих родников. Наибольшая водообильность горизонта наблюдается вдоль русел рек. Снижение водоносности современного аллювия наблюдается с глубиной и связано с увеличением глинистой фракции в составе водовмещающей толщи. Основание аллювиальных отложений выполнено отложениями древних морен, осадки которых полностью проморожены и являются водоупорным криогеном. Воды горизонта пресные, с минерализацией до 0,6 г/л. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые, кальциево-магниевого, жесткость до 3,0 экв/л. Водоносный горизонт аллювиальных современных

отложений на участках ниже 2000 м является практически единственным источником гарантированного хозяйственно-питьевого водоснабжения потребителей [Чистоедов, 1989-1990].

Гидрогеологическая формация преимущественно осадочных отложений представлена образованиями юрского и мелового возрастов, накапливавшимися на суше и в крупных озерных бассейнах, достигающих особенно больших размеров на юге МНР. В составе их наблюдаются переслаивающиеся между собою песчаники, сланцы, конгломераты, мергели, известняки, угли и кислые и основные эффузивы. Водоносность мезозойских отложений не изучена [Гидрогеология Азии, 1974].

Гидрогеологическая формация преимущественно осадочных пород палеозойской группы представлена главным образом различными песчаниками, сланцами и конгломератами, при весьма подчиненной роли карбонатных, в том числе органогенных пород [Чистоедов, 1989-1990].

Гидрогеологические массивы в вулканитах девона и венд-кембрия характеризуются наличием незначительного количества водных источников. Интенсивная рассланцовка пород в отложениях венд-кембрия и высокая трещиноватость вулканитов приводят к тому, что надмерзлотные воды просачиваются на значительную глубину. По-видимому, данные массивы являются областью питания подмерзлотных вод. Накопление и циркуляция происходит по трещинам [Чистоедов, 1989-1990].

Гидрогеологические массивы в интрузивных образованиях (табл. 2–1), приуроченные к интрузивным комплексам различного возраста, занимают большую часть исследуемой территории, включая, в частности, высотный пояс сплошного распространения ММП, где широко развиты снежники и ледники. Домеловая гидрогеологическая формация интрузивных пород представлена в основном гранитоидами, реже основными, ультраосновными и щелочными породами. Породы разбиты системой пересекающихся трещин, что в сочетании с мерзлотными факторами обуславливает наличие многочисленных мелких источников вод, а также значительное количество озер и ручьев, наиболее обводненных в летние месяцы. Питание трещинных вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков.

Дебит водоисточников колеблется от 0,2 до 0,7 л/сек и несколько повышается (до 4 л/сек) у родников, приуроченных к зонам разломов [Чистоедов, 1989-1990]. По физическим свойствам вода в родниках пресная, без вкуса, запаха и цвета. По химическому составу преобладают гидрокарбонатно-натриево-кальциевые воды. Минерализация колеблется от 0,1 до 0,4 г/л.

3. Район преимущественного распространения артезианских вод межгорных котловин с участками развития грунтовых вод на положительных межкотловинных структурах (подрайон котловины Больших Озер).

Котловиноозерский артезианский бассейн занимает большую часть Котловины Больших Озер в Западной Монголии. На востоке он обрамляется горами Хангайского нагорья, а на западе и юге – хр. Монгольский Алтай, образующими внешнюю область его питания. В строении ее участвуют сильнодислоцированные и метаморфизованные осадочные и эффузивные породы протерозоя, нижнего и среднего палеозоя и прорывающие их интрузии гранитоидов. Подземные воды накапливаются в трещинах коры выветривания пород и в зонах разрывных нарушений. Питаются они атмосферными осадками, конденсационной влагой и талыми водами снежников и ледников. Эти воды либо непосредственно, либо через дренирующие их долины поступают во внутреннюю область питания бассейна, но часто выходят на поверхность в виде родников. Глубина залегания воды в долинах и у подножий гор 2 – 3 м, на более высоких элементах рельефа 30 – 50 м. Некоторые высокогорные участки, очевидно, полностью сдренированы и безводны. Обводненность пород вследствие неравномерно развитой трещиноватости существенно колеблется и в целом невысокая. Дебиты родников чаще десятые доли, л/с. Редко 1-2 л/с, в зонах разломов 6-7, иногда до 10-30 л/с (Дзабханский разлом). Минерализация воды в зависимости от рельефа местности значительно изменяется. Вода гидрокарбонатная и гидрокарбонатно-сульфатная кальциево-натриевая [Гидрогеология Азии, 1974].

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна приурочена к части КБО, расположенной южнее оз. Убсу-Нур. Она представляет собой систему горстов и грабенов, сформировавшихся в мезозойское и кайнозойское

время и заполненных юрскими, меловыми и кайнозойскими отложениями мощностью до 100-500 м, местами более. В этих грабенах располагается много озер, наиболее крупные из них Хара-Ус-Нур, Дерген-Нуур, Хиргис-Нуур, Урег-Нуур, некоторые связаны друг с другом реками и протоками.

Водоносность мезозойских отложений не изучена. В залегающих выше неогеновых и четвертичных отложений в долинах рек и озерных котловинах вода вскрывается на глубине 3,5-10 м, иногда до 100 м.

В бассейне развиты термальные азотные, хлоридные углекислые и радоновые минеральные (лечебные) воды. В глубоких горизонтах внутренней области питания и накопления подземных вод. Вероятно, распространены высокоминерализованные хлоридные натриевые или хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды [Гидрогеология Азии, 1974].

Основные выводы

1. В геологическом строении каледонских и герцинских сооружений на территории Западной Монголии принимают участие палеозойские и реже докембрийские образования, которые слагают структуры Монгольско-Алтайской складчатой системы, Озерной зоны, а также выступы Восточно-Тувинского и Хангайского блоков.

2. Палеозойские отложения представлены почти всеми системами, кроме пермской, и пользуются очень широким распространением в Хангайском нагорье и Монгольском Алтае. Представлены они главным образом различными песчаниками, сланцами и конгломератами, при весьма подчиненной роли карбонатных, в том числе органогенных пород. Отложения мезозоя представлены образованиями юрского и мелового возрастов, накапливавшимися на суше и в крупных озерных бассейнах. В составе их наблюдаются переслаивающиеся между собою песчаники, сланцы, конгломераты, мергели, известняки, угли, а также кислые и основные эффузивы. Четвертичные отложения пользуются наиболее широким распространением на территории КБО. Среди них преобладают аллювий, эоловые и озерные отложения.

3. В пространственном распространении подземных вод на территории Западной Монголии наблюдаются определенные закономерности – артезианские воды приурочены преимущественно к многочисленным межгорным котловинам, выполненным мезо-кайнозойскими континентальными отложениями, грунтовые – к коре и к зоне выветривания коренных пород, слагающих все горноскладчатые области Западной Монголии, а также к покрову четвертичных отложений.

ГЛАВА 3. Геохимия озерных вод района исследований

3.1. Методы исследования

Исследование озер осуществлялось в процессе международных междисциплинарных Российско-Монгольских гидрогеохимических экспедиций 2008-2011 гг., в ходе которых был собран материал по соленым озерам (124 пробы), а также поверхностным (30 проб) и подземным (28 проб) водам на территории Западной Монголии, из них 43 озера имеют соленость более 1 г/л. Положение точек отбора проб представлено на рис. 3-1.

Отбор проб озерной воды производился, как правило, с глубины 30-40 см в летний период (июль, август). Отобранные пробы воды фильтровались через мембранные фильтры с размером пор 0,45 мкм и собирались в пластиковые 0,5 л бутылки для анализа макрокомпонентов и в полипропиленовые бутылки на 250 мл для анализа микрокомпонентов. Все емкости были предварительно подготовлены по правилам подготовки емкостей перед отбором проб для предотвращения загрязнения. Пробы для анализа микрокомпонентов были подкислены азотной кислотой марки «осч» до $\text{pH} = 1-2$ [Исупов и др., 2011б].

Озерные воды анализировались как в полевых условиях (pH , E_h , электропроводность, температура, концентрация HCO_3^- , CO_3^{2-} и свободного углекислого газа), так и в лабораторных условиях в ИХТТМ СО РАН (г. Новосибирск) и в проблемной научно-исследовательской лаборатории гидрогеохимии научно-образовательного центра «Вода» ИПР ТПУ (г. Томск).

Измерение показателя pH в полевых условиях проводилось с помощью карманного pH -метра типа « pHер » (табл. 3-1), предназначенного для определения численных показателей степени кислотности или щелочности водной среды и могут как в лабораторных, так и в полевых условиях.

Измерение электропроводности проводилось карманным кондуктометром серии DIST, предназначенного для проведения экспрессных измерений проводимости растворов и анализа содержания солей в различных диапазонах с автоматической температурной компенсацией (АТС), как в лабораторных, так и полевых условиях.

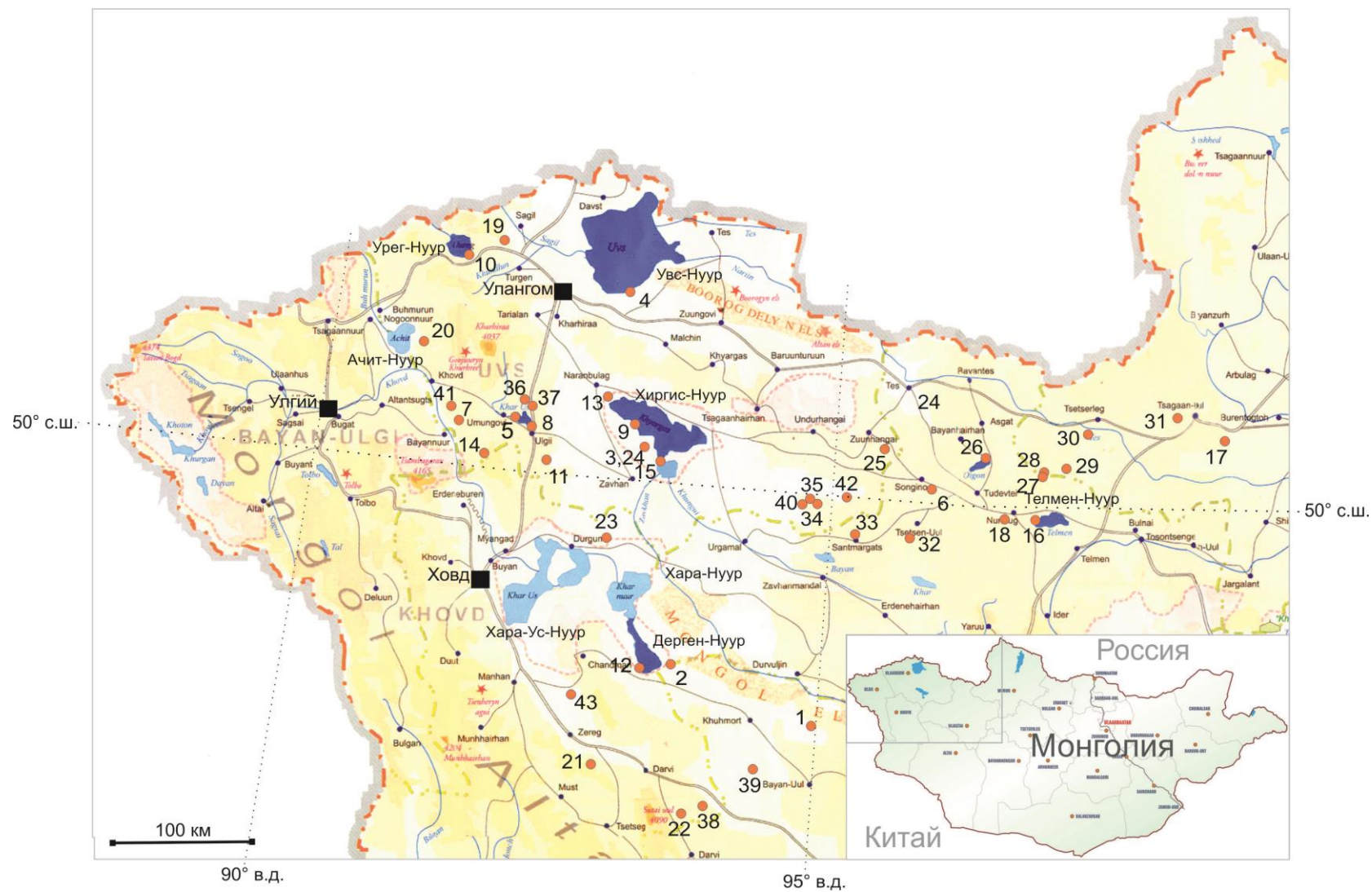


Рисунок 3-1. Карта-схема точек опробования исследуемых озер на территории Западной Монголии

Таблица 3-1 Основные технические данные и характеристики рН-метра типа рНер 2

Характеристика прибора	Значение
Диапазон изменений	0,00 – 14,00 рН
Точность	± 0,1 рН
Калибровка	По двум точкам
Температурная компенсация	Автоматическая
Рабочий диапазон температур	0 – 50 °С
Габариты	150×30×24 мм

Одновременно с помощью GPS-навигатора производилось определение координат места отбора проб (точность определения координаты отбора 6-10 м).

Содержание гидрокарбонат-ионов определялось в полевых условиях методом кислотно-основного титрования. Анализ вод на макрокомпонентный состав выполнялся в аккредитованной лаборатории ТПУ методами: рН – потенциометрическим; Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl , CO_2 – титриметрическим, Na^+ , K^+ - атомно-абсорбционным (табл. 3-2). Кремний определяли фотометрическим методом. Выбор методов анализа определяли по стандартным методикам для соленых вод [Унифицированные методы..., 1971].

Таблица 3-2. Методы анализов, чувствительность методов и нормативные документы, по которым выполнялись лабораторные исследования

Компонент	Метод анализа	Чувствительность метода, мг/дм ³	НД на МВИ
Гидрокарбонат - ион	Титриметрический	3,0	ПНД Ф14.2.99-97
Карбонат-ион	Титриметрический	3,0	ПНД Ф14.2.99-97
Углекислота св.	Титриметрический	3,0	ФР 1.31.2011.09190
Сульфат-ион	Турбидиметрический	2,0	ПНД Ф 14.1:2.159-2000
Хлорид-ион	Титриметрический	0,5	ПНД Ф 14.1:2.96-97
Кальций	Титриметрический	1,0	ПНД Ф 14.1:2.95-97
Магний	Атомно-абсорбционной спектрометрии	1,0	ПНД Ф 14.1:2.4.137-98
Натрий	Пламенно-эмиссионной спектрометрии	1,0	ПНД Ф 14.1:2.4.138-98
Калий	Пламенно-эмиссионной спектрометрии	1,0	ПНД Ф 14.1:2.4.138-98

Микроэлементный состав выполнен на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Agilent 7500 а, а также методом атомно-эмиссионной спектроскопии с ИСП (iCAP 6300 Duo, Thermo Scientific). Чувствительность метода составляет 10^{-6} мг/л. Для анализа использовалась деионизованная вода из установки

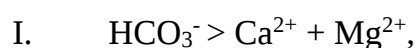
Direct-Q3UV Millipore с удельным сопротивлением 18.2 МΩсм при 25°C. В качестве эталонного раствора и раствора для настройки масс-спектрометра использовался 2% раствор HNO₃, содержащий 10ppb Li, Co, Ce, Y, Tl (Tuning Solution) фирмы Agilent. Содержание Li, Sr определяли на спектрометре Сатурн-2 М и Varian AA 280 FS в режиме эмиссии и абсорбции в зависимости от определяемого элемента [Исупов и др., 2011б].

В ряде случаев, наряду с отбором проб воды, были выполнены отборы солевых и донных осадков. Рентгенофазовый анализ твердых фаз осуществлялся с использованием дифрактометра ДРОН-4, Cu-Kα излучение, скорость съемки 2°/мин, интервал углов съемки $2\Theta = 5-70^\circ$ (донные отложения), $20-60^\circ$ (солевые осадки). Анализ фазового состава осуществлялся на основе программы Search-Match [Исупов и др., 2011б].

3.1.1. Классификации озер по химическому составу

При гидрохимическом изучении природных вод важным вопросом становится их классификация. Соленые озера аридных областей обычно делятся на карбонатные, сульфатные и хлоридные типы. Иногда выделяются и кислые типы. Карбонатные в отдельных случаях называются также содовыми, а сульфатные подразделяются на натриевые и магниевые подтипы. В настоящее время существует несколько методик для определения химического типа вод. Ниже представлены две основные классификации: Алекина и Курнакова-Валяшко.

По соотношению преобладающих анионов и катионов с делением по количественному соотношению между ними, природные воды по *классификации* О. А. Алекина [1970] делятся сначала по преобладающему аниону (по эквивалентам) на три класса: *гидрокарбонатных* и *карбонатных* (HCO₃⁻+CO₃²⁻), *сульфатных* (SO₄²⁻) и *хлоридных вод* (Cl⁻). Каждый класс по преобладающему катиону подразделяется далее на три группы: *кальциевую*, *магниевую* и *натриевую*. Каждая группа в свою очередь подразделяется на *четыре типа вод*, определяемых соотношением между ионами в эквивалентах:



- II. $\text{HCO}_3^- < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} < \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$,
- III. $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-} < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ или $\text{Cl}^- > \text{Na}^+$,
- IV. $\text{HCO}_3^- = 0$.

Воды типа I образуются или в процессе химического выщелачивания изверженных пород, или при обменных процессах Ca^{2+} и Mg^{2+} на Na^+ . Эти воды чаще всего мало минерализованные, исключение составляют бессточные озера, питаемые подобными водами.

Воды типа II – смешанные. Состав их может быть связан генетически как с осадочными породами, так и с продуктами выветривания изверженных пород. К этому типу относятся воды большинства рек, озер и подземные воды малой и умеренной минерализации.

Воды типа III – метаморфизированные. Они включают какую-то часть сильно минерализованных вод или вод, подвергшихся катионному обмену Na^+ на Ca^{2+} или Mg^{2+} . К этому типу относятся воды океана, морей, лиманов реликтовых водоемов и многие другие сильно минерализованные воды [Алекин, 1970].

Для лучшей дифференциации состава воды типа III Е. В. Посохов предложил ввести еще *два подтипа*:

- IIIа – с соотношением ионов $\text{Cl}^- < \text{Na}^+ + \text{Mg}^{2+}$;
- IIIб – с соотношением ионов $\text{Cl}^- > \text{Na}^+ + \text{Mg}^{2+}$.

Подтип IIIб особенно характерен для сильно минерализованных вод лагунного происхождения. В водах этого подтипа Cl^- уравнивает даже часть ионов кальция.

К типу IV, характеризующему отсутствием HCO_3^- , относятся кислые воды.

По данной классификации принадлежность вод к *содовому типу* определяется соотношением $r\text{HCO}_3^- > r\text{Ca}^{2+} + r\text{Mg}^{2+}$ или $r\text{Na}^+ > r\text{Cl}^- + r\text{SO}_4^{2-}$ [Алекин, 1970].

Следующей гидрохимической классификацией, общепризнанной среди отечественных исследователей в области природных рассолов, является гидрохимическая *классификация Курнакова-Валяшко* [Валяшко, 1962], в основу которой положены наиболее растворимые сочетания главных компонентов солевого состава воды, которые сохраняются в растворах при всех значениях

минерализации. За независимые переменные принимаются анионы, за зависимые - катионы.

В 1896 г. Н.С. Курнаковым было предложено понятие метаморфизации рассолов как процесса потери рассолом морского происхождения иона SO_4^{2-} в результате "соприкосновения с углекислыми соединениями кальция материковых отложений". Был введен также "коэффициент метаморфизации", представляющий собой отношение концентраций сульфата и хлорида магния.

Согласно классификации все минеральные озера подразделяются на три типа, соответственно следующим коэффициентам, выводимым, исходя из эквивалентной формы ($\mathcal{E}_i$ – число г-экв i -го иона):

$$\begin{aligned} K_1^* &= \mathcal{E}_{\text{CO}_3^{2-}} + \mathcal{E}_{\text{HCO}_3^-} / \mathcal{E}_{\text{Ca}^{2+}} + \mathcal{E}_{\text{Mg}^{2+}}, \\ K_2^* &= \mathcal{E}_{\text{CO}_3^{2-}} + \mathcal{E}_{\text{HCO}_3^-} + \mathcal{E}_{\text{SO}_4^{2-}} / \mathcal{E}_{\text{Ca}^{2+}} + \mathcal{E}_{\text{Mg}^{2+}}, \\ K_3^* &= \mathcal{E}_{\text{CO}_3^{2-}} + \mathcal{E}_{\text{HCO}_3^-} + \mathcal{E}_{\text{SO}_4^{2-}} / \mathcal{E}_{\text{Ca}^{2+}}, \\ K_4^* &= \mathcal{E}_{\text{CO}_3^{2-}} + \mathcal{E}_{\text{HCO}_3^-} / \mathcal{E}_{\text{Ca}^{2+}}. \end{aligned}$$

Первые три коэффициента служат для определения принадлежности к основным типам с подтипами; последний коэффициент K_4^* позволяет произвести более детальную разбивку каждого из сульфатных подтипов на группы. Принадлежность воды по своему составу к тому или иному типу, как видно, не зависит от минерализации, определяя характер физико-химических процессов в растворе и ту равновесную систему, которая позволяет предугадать направление этих процессов, т. е. выпадение тех или иных солей при кристаллизации.

В табл.3-3 представлены два вида коэффициентов – для двух форм выражения концентраций растворов, солевой (в мас.% солей) и ионной (в г-экв ионов).

Таблица 3-3 Характерные признаки принадлежности рассола к одному из главных химических типов [Валяшко, 1962].

Химический тип	Подтип	K_I	K_{II}	K_{mK}	K_{III}	K_1^*	K_2^*	K_3^*	K_4^*
Карбонатный (содовый)	—	n^{**}	∞	—	—	>1	$>>1$	$>>1$	$>>1$
Сульфатный	Сульфатно-натриевый	0	n	∞	—	≤ 1	≥ 1	$>>1$	$\neq 1$
Сульфатный	Сульфатно-магниевый	—	0	n	∞	$<<1$	≤ 1	$>>1$	$\neq 1$
Хлоридный	—	—	—	0	n	$<<1$	$<<1$	≤ 1	<1

n^{**} – положительное число, меньше бесконечности.

Эта гидрохимическая классификация разрабатывалась в конце XIX и начале XX веков и построена на химических принципах. Поэтому, при решении поставленных перед нами гидрогеохимических задач, мы столкнулись с определенными трудностями. Например, с учетом этой классификации на изучаемой территории нет хлоридных озер, а большая их часть сульфатно-натриевого типа (табл. 3-4).

Мы изучили один из принятых в гидрогеологии генетических коэффициентов (SO_4/Cl) и выявили, что это отношение редко бывает больше единицы. В нашем случае только 11 озер имеют отношение $SO_4/Cl > 1$ (табл. 3-4). Становится непонятно, почему авторы данной классификации относят к сульфатному типу те озерные воды, в которых наблюдается явное преобладание хлорид-ионов? При этом, используемые в классификации коэффициенты метаморфизации не учитывают генетическую составляющую озерных вод и наличие дополнительных источников поступления различных ионов в озеро (в частности, сульфатов и хлоридов).

Таблица 3-4. Анионный состав (экв.%), значения pH и химические типы (классификация Курнакова-Валяшко) озерных вод

	Название озера	pH	$HCO_3^- + CO_3^{2-}$	SO_4^{2-}	Cl^-	SO_4/Cl	Химический тип по Курнакова-Валяшко
1	Сангийн-Далай-Нуур 1	9,5	6	36	58	0,6	Содовый
2	Цохор-Нуур	9,3	5	76	19	4,1	Содовый
3	Их-гашун-Нуур	9,8	16	36	49	0,7	Содовый
4	Увс-Нуур	9,4	8	34	59	0,6	Сульфатно-натриевый
5	Бага-Нуур 1	9,0	22	19	59	0,3	Содовый
6	Айриг-Нуур	9,1	8	37	55	0,7	Содовый
7	Шаазгай-Нуур	9,6	28	6	66	0,1	Содовый
8	Хара-Ус-Нуур	9,3	28	14	58	0,2	Содовый
9	Хиргис-Нуур	9,4	30	32	38	0,8	Содовый
10	Урег-Нуур	9,0	27	44	30	1,5	Сульфатно-натриевый
11	Улгийн-Нуур	9,7	47	23	30	0,8	Содовый
12	Дерген-Нуур	9,9	46	30	24	1,2	Содовый
13	Бага-Нуур 2	9,1	29	12	58	0,2	Содовый
14	Бор-Хаг-Нуур	9,2	33	24	43	0,6	Содовый
15	Айраг-Нуур	9,6	30	37	33	1,1	Содовый
16	Телмен-Нуур	9,0	22	35	43	0,8	Сульфатно-натриевый
17	Сангийн-Далай-Нуур 2	9,0	32	15	53	0,3	Содовый
18	Тахилт-Нуур 1	8,4	20	19	61	0,3	Сульфатно-натриевый
19	Хаг-Нуур	8,3	34	30	35	0,9	Сульфатно-натриевый
20	Бага-Нуур 3	8,2	25	13	62	0,2	Содовый
21	Цэцэг-Нуур	7,7	20	27	53	0,5	Сульфатно-магниевый
22	Хулам-Нуур	6,9	0,3	21	79	0,3	Сульфатно-магниевый

Продолжение табл. 3-4

	Название озера	pH	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$	SO_4^{2-}	Cl^-	SO_4/Cl	Химический тип по Курнакова-Валяшко
23	Сангийн-Далай-Нуур 3	7,6	0,2	23	77	0,3	Сульфатно-натриевый
24	Бага-Гашун-Нуур	8,6	2	12	86	0,1	Сульфатно-натриевый
25	Цавдан-Нуур	7,1	0,2	12	88	0,1	Сульфатно-магниевый
26	Ойгон-Нуур	8,7	6	46	48	1,0	Сульфатно-натриевый
27	Холбо-Нуур	8,5	42	13	45	0,3	Содовый
28	Улан-Нуур	7,7	46	12	42	0,3	Содовый
29	Буст-Нуур	8,7	46	5	49	0,1	Содовый
30	Джугнайн-Нуур	8,9	28	24	47	0,5	Содовый
31	Тунамал-Нуур	8,6	21	26	53	0,5	Сульфатно-натриевый
32	Цэгээн-Нуур	8,7	9	34	57	0,6	Сульфатно-натриевый
33	Дэвтэрийн-Давст-Нуур	7,4	0,2	15	85	0,2	Сульфатно-магниевый
34	Тахилт-Нуур 2	7,4	0,2	19	81	0,2	Сульфатно-магниевый
35	Олгой-Нуур	8,8	18	33	49	0,7	Содовый
36	Давсан-Нуур	7,4	1	20	79	0,3	Сульфатно-магниевый
37	Сууж-Нуур	8,4	6	58	36	1,5	Сульфатно-натриевый
38	Тонхил-Нуур	7,6	1	53	46	1,1	Сульфатно-натриевый
39	Ихес-Нуур	7,1	1	83	16	5,1	Сульфатно-натриевый
40	Цагаан-Нуур	8,1	6	52	42	1,2	Сульфатно-натриевый
41	Безымянное озеро	7,7	3	73	25	2,9	Сульфатно-натриевый
42	Цаган-Нуур	8,9	3	60	36	1,7	Сульфатно-натриевый
43	Зэргийн-Цаган-Нуур	8,6	23	55	22	2,6	Сульфатно-натриевый

К сожалению, химическая классификация озерных вод, которая учитывала бы, помимо их ионного состава, механизмы перераспределения химических элементов между твердыми фазами через водный раствор, до сих пор не разработана. Поэтому, при изучении озерных вод Западной Монголии к содовым мы отнесли озера с $\text{pH} > 9,0$ и удовлетворяющие условиям классификации Курнакова-Валяшко для содового типа вод ($\frac{\mathcal{E}_{\text{CO}_3^{2-}} + \mathcal{E}_{\text{HCO}_3^-}}{\mathcal{E}_{\text{Ca}^{2+}} + \mathcal{E}_{\text{Mg}^{2+}}} > 1$, где $\mathcal{E}_i$ – число г-экв i -го иона.), к хлоридным – озера с $\text{pH} < 9,0$ и доминированием среди анионов хлоридов, к сульфатным – озера с $\text{pH} < 9,0$ и преобладанием сульфат-ионов.

Естественно, границы химических типов не могут быть четкими, так как формирование состава воды – явление довольно сложное и на его изменение оказывает влияние множество различных факторов. В этом плане, предложенная классификация носит условный характер, однако она позволяет сравнить озера не только по составу, но и по главным процессам их формирования, а также источникам химических элементов, что имеет большое геохимическое значение.

3.2. Общая химическая характеристика соленых озер

По принятой нами классификации среди изученных озер исследованного района преобладают содовые (35 %) и хлоридные (49 %), относительно редко встречаются сульфатные (16 %). Состав вод озер каждого типа показан в табл. 3–5.

Табл. 3-5. Химический состав соленых озер Западной Монголии

Химический тип озера		Содовый			Хлоридный			Сульфатный		
Компонент раствора	Ед. изм.	Мин.	Макс.	Сред.	Мин.	Макс.	Сред.	Мин.	Макс.	Сред.
М	г/л	3,95	137	31,2	1,10	363	105	2,05	278	83,0
pH		9,0	9,9	9,4	6,9	8,9	8,1	7,1	8,9	8,0
Eh	mV	28	95	80	-51	101	-12	-52	203	27
CO ₃ ²⁻	мг/л	103	1207	530	1,9	545	139	0,6	492	149
HCO ₃ ⁻		884	27343	2482	445	4697	901	403	1696	821
SO ₄ ²⁻		510	52217	3084	91,6	56393	15537	802	116616	39146
Cl ⁻		640	43100	3686	234	191700	51783	231	75550	4906
Ca ²⁺		8,27	400	80,5	4,8	2213	57	32	728	224
Mg ²⁺		14,5	2005	205	41,6	26750	5362	134	24140	1332
Na ⁺		557	43000	4659	239	105160	29519	374	57977	20211
K ⁺		18,0	4383	175	16,3	21575	205	30,9	1562	419
SiO ₂		2,0	42,8	15,1	0,43	43,3	10,8	2,33	42,0	15,7
B		0,6	66,7	12,1	0,2	252	6,21	0,43	21,1	8,51
Br		1,1	110	8,76	0,19	718	106	0,55	85,5	30,6
F		5,8	77,6	25,2	0,36	43,7	14,8	1,67	4,8	3,38
As	мкг/л	9,0	1090	99	1,3	545	111	15,2	560	176
Al		110	360	216	0,14	21000	3000	0,4	21	10,7
Li		70	3440	729	16	82154	842	21	2420	825
Mo		1,5	174	61,0	2,6	770	33,5	16,1	739	229
Rb		1,0	660	14,2	4	1350	391	-	10,0	10,0
Sr		23,0	8000	1133	1410	10800	4714	1210	6180	1703
V		0,9	28,3	10,7	1,5	186	37,6	8,3	25,4	9,3
U ²³⁸		17,0	943	113	3,2	3090	30,9	20,0	2190	87,0
Кол-во озер		17			19			7		

Преобладающим анионом является хлор, максимальное содержание которого достигает 190 г/л, среднее – 20 г/л, а катионом – натрий (до 100 г/л, среднее – 20 г/л). По солености исследуемые озерные воды варьируют от умеренно солоноватых до сверхкрепких рассолов: минерализация достигает 418 г/л.

Значения pH для озер с повышенной минерализацией (более 70 г/л) меняются от 7.2 до 9.0. Для озер с меньшей минерализацией (до 30 г/л) характерно увеличение

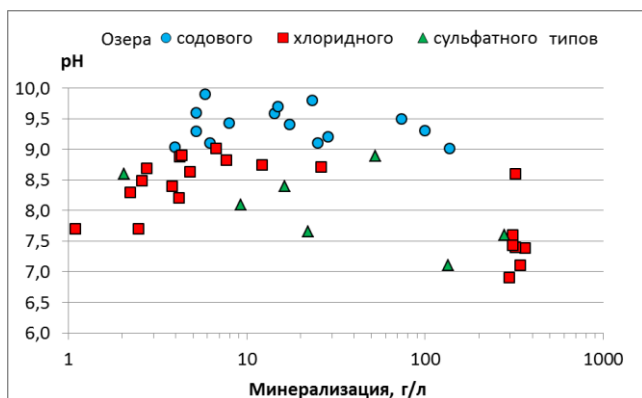


Рисунок 3-2. Зависимость pH от минерализации соленых озер

значений pH с ростом суммы ионов (рис. 3-2). Особенно четко эта зависимость наблюдается в содовых озерах, которым присущи высокие щелочность (pH до 10.3) и содержание SiO_2 (2.0 - 78.3, среднее – 20.2 мг/л), относительно

низкая соленость, а также невысокие содержания ионов Ca и Mg. В чистом

виде содовые озера встречаются редко, поскольку накопление Cl и SO_4 трансформирует их в Cl- SO_4 -Na тип, который также широко распространен в исследуемом районе.

Содовый тип озерных вод отличается наибольшей долей карбонатов и гидрокарбонатов (рис. 3-3). В других типах эта составляющая несколько меньше: средние значения для сульфатного и хлоридного типа озер составляют 6 и 17 экв.%, соответственно. В сравнении с хлоридным типом озер, содовые содержат большие концентрации сульфатов, которые в среднем для всего типа составляют 31 экв.%, а для первого подтипа около 40 экв.%. Доля хлорид-ионов в содовых озерах весьма существенна и составляет 45 экв.%, что почти на 10 экв.% больше, чем в сульфатном типе озерных вод. Среди микрокомпонентов в содовых озерах наблюдается высокое содержание мышьяка (до 1.2 мг/л), молибдена (до 560 мкг/л), фтора (до 90 мг/л) и урана (до 1 мг/л) (табл. 3–5). Высокое содержание последнего особенно характерно для содовых озер, с которыми связаны все обнаруженные нами места высокого содержания урана, кроме одного. Это озеро хлоридного типа Бага-Гашун -Нуур, которое отличается высоким содержанием соды, достигающим 172 мг-экв/л.

Хлоридные озера по сравнению с содовыми характеризуются более высокой соленостью (2.2 - 418, среднее – 116 г/л), но значительно меньшими значениями pH (7.2 – 8.9, среднее – 8.1). В их число входит и самое соленое из изученных нами озер оз. Давсан -Нуур (соленость – 418 г/л, pH – 7.3). В озерах этого типа зафиксировано наиболее высокое содержание Ca, Mg, K, Li, Sr и др. элементов (табл. 3-5). По составу

большая часть этих озер относится к Cl-Na и только незначительная приходится на Cl-HCO₃-Na и Cl-SO₄-Na типы (13 и 3%, соответственно). В отличие от содовых

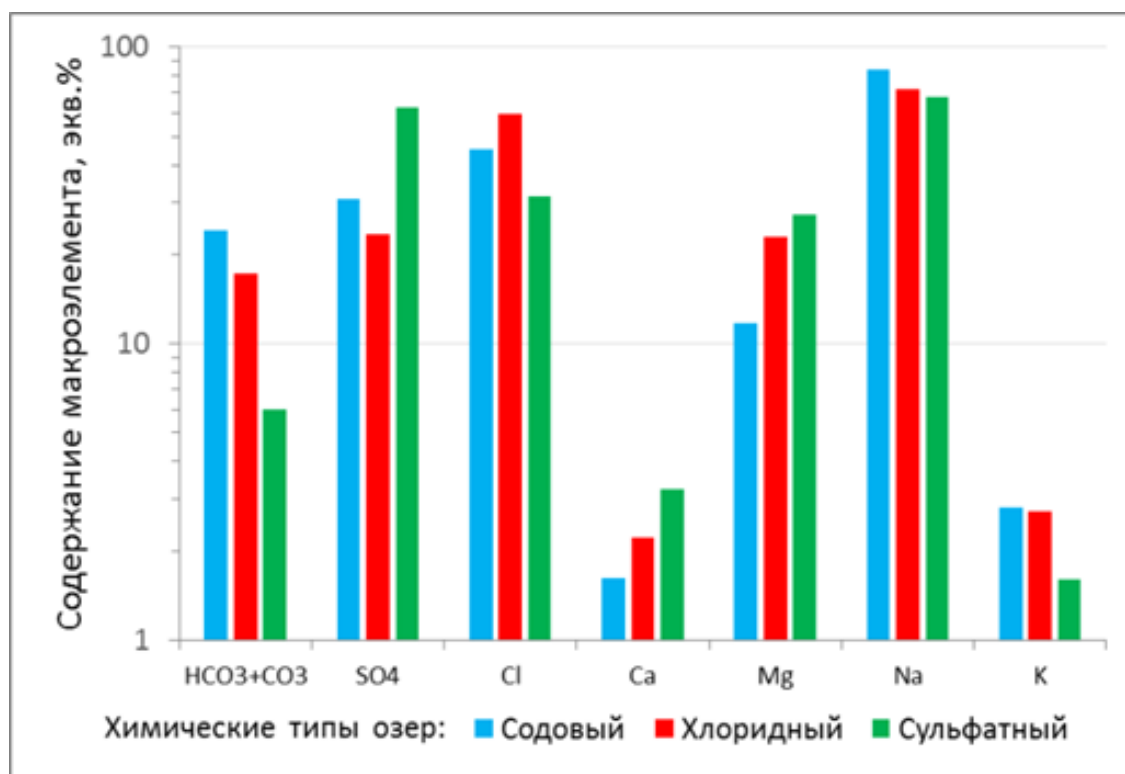


Рисунок 3-3. Доля макрокомпонентов в озерных водах содового, хлоридного и сульфатного типов.

хлоридные озера имеют высокую концентрацию лития (до 100 мг/л) и стронция (до 23 мг/л), которые коррелируют с величиной общей минерализации.

Сульфатный тип озер является наименее распространенным на изученной территории, но он, как и хлоридный, характеризуется высокими значениями солёности (среднее – 138 г/л), но наименьшими значениями pH (среднее – 7.6). Среди макрокомпонентов главенствует SO₄ (среднее – 65 г/л) и Na (33 г/л), хотя встречаются и высокие концентрации Cl (до 30 г/л), что объясняется не только испарением воды, но и наличием дополнительных источников сульфат-ионов. В то же время, содержание большинства микроэлементов в сульфатных озерах ниже, чем в других типах озер (средние для Li - 827, U - 40, Mo – 60 мкг/л). Исключение составляет только As, содержание которого высоко (табл. 3-5).

3.3. Химический состав содовых озёр

К наиболее известным содовым озерам относятся такие, как оз. Моно (Калифорния, США) [Connell, Dreiss, 1995], оз. Натрон (Танзания) [Hillaire-Marcel, Casanova, 1987], оз. Магади (Кения) [Eugster 1980; Jones и др., 1977], оз. Ван (Турция) [Yaman, 2011], оз. Иссык-Куль (Казахстан) [Кадыров, 1986].

3.3.1. Макрокомпонентный состав

По принятой нами классификации 40% из всех изученных озёр района относятся к содовому типу. Состав данных вод представлен в табл. 3-6. Диапазон общей солёности озерных вод довольно широк и варьирует от умеренносолоноватых до крепких рассолов: минерализация достигает 137 г/л, при этом среднее ее значение составляет 31,2 г/л. Кроме того содовые озера отличаются повышенными значениями кислотно-щелочного показателя pH, который варьируется от 9,0 до 9,9, среднее – 9,4.

Между значениями pH и солёностью озерных вод данного типа не зафиксировано никакой зависимости (рис. 3-4а). Однако на рис. 3-4б, показывающем зависимость pH от содержания суммы карбонат- и гидрокарбонат ионов, видно, что концентрации суммы последних в водном растворе больше 20 экв.% значение pH в нем начинает расти, причем, как показывает линия тренда, довольно быстро.

Содовые воды часто смешаны с другими типами вод и карбонатная составляющая не всегда является основной составляющей в их общем ионном балансе. Формула Курлова для содовых озёр: $M_{31,2} \frac{Cl\ 45\ SO_4\ 31\ HCO_3\ 24}{Na\ 84}$ pH 9,4. В связи с

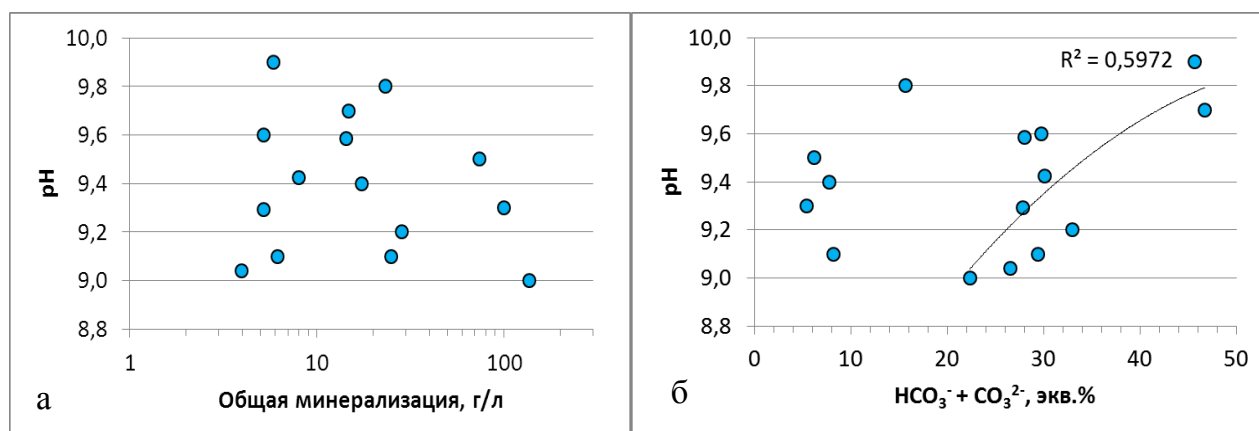


Рисунок 3-4. Взаимосвязь для озерных вод содового типа между:
а – значениями pH и общей минерализацией,
б - содержания суммы карбонат- и гидрокарбонат-ионов.

Таблица 3-6. Макрокомпонентный состав, pH, Eh и соленость (М) содовых озер Западной Монголии (2008-2011гг.)

№ п/п	Название озера	pH	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	SiO ₂	М	Eh
			мг/л									г/л	mV
1 подтип													
1	Сангийн-Далай-Нуур 1	9,5	715	3471	19235	23136	12	370	22480	4383	4,3	73,8	82
2	Цохор-Нуур	9,3	755	3971	52217	9410	16	267	31467	1536	7,5	100	132
3	Их-гашун-Нуур	9,8	606	2727	6014	6040	200	342	6802	624	-	23,4	82
4	Увс-Нуур	9,4	218	1074	4428	5680	400	354	5101	62	23,3	17,3	91
5	Бага – Нуур 1	9,0	872	27343	19000	43100	208	2005	43000	1000	-	137	-
6	Айриг-Нуур	9,1	251	1670	6879	7526	16	189	8466	87	2,0	25,1	-
2 подтип													
7	Шаазгай-Нуур* (28)	9,6	876	2844	603	5095	8	15	4935	68	18,2	14,3	45
8	Хара-Ус-Нуур* (4)	9,3	197	1101	510	1589	17	61	1662	44	42,8	5,18	68
9	Хиргис-Нуур* (7)	9,4	425	1657	1721	1549	34	255	2133	213	14,4	7,99	28
10	Урег-Нуур	9,0	103	884	1290	640	9	422	557	50	-	3,95	-
11	Улгийн-Нуур	9,7	788	5020	2250	2200	85	87	4423	18	12,0	14,9	-
12	Дерген-Нуур	9,9	506	1733	1165	690	14	188	1376	171	-	5,84	95
13	Бага-Нуур 2	9,1	216	1441	545	1917	12	76	1942	49	13,1	6,20	95
14	Бор-Хаг-Нуур	9,2	1207	7101	4800	6300	100	626	8026	307	-	28,5	-
15	Айраг-Нуур	9,6	234	1122	1321	888	76	139	1287	136	12,8	5,20	81
16	Телмен-Нуур* (3)	9,0	276	1047	1704	1606	17	344	1674	64	0,5	6,73	-36
17	Сангийн-Далай-Нуур 2	9,0	180	1055	467	1203	14	87	1245	72	1,4	5,56	-44
X̄ Содовых		9,4	530	2482	3084	3686	80	205	4659	175	15,1	31,2	80
X̄ Хлоридных		8,1	139	901	15537	51783	57	5362	29519	205	10,8	105	-10
X̄ Сульфатных		8,0	149	821	39146	4906	224	1332	20211	419	15,7	83	40

* - средние значения по данному озеру среди всех отобранных из него проб, в скобках – количество проб

этим, среди изученных озер Западной Монголии, по можно выделить несколько подтипов (рис. 3-5).

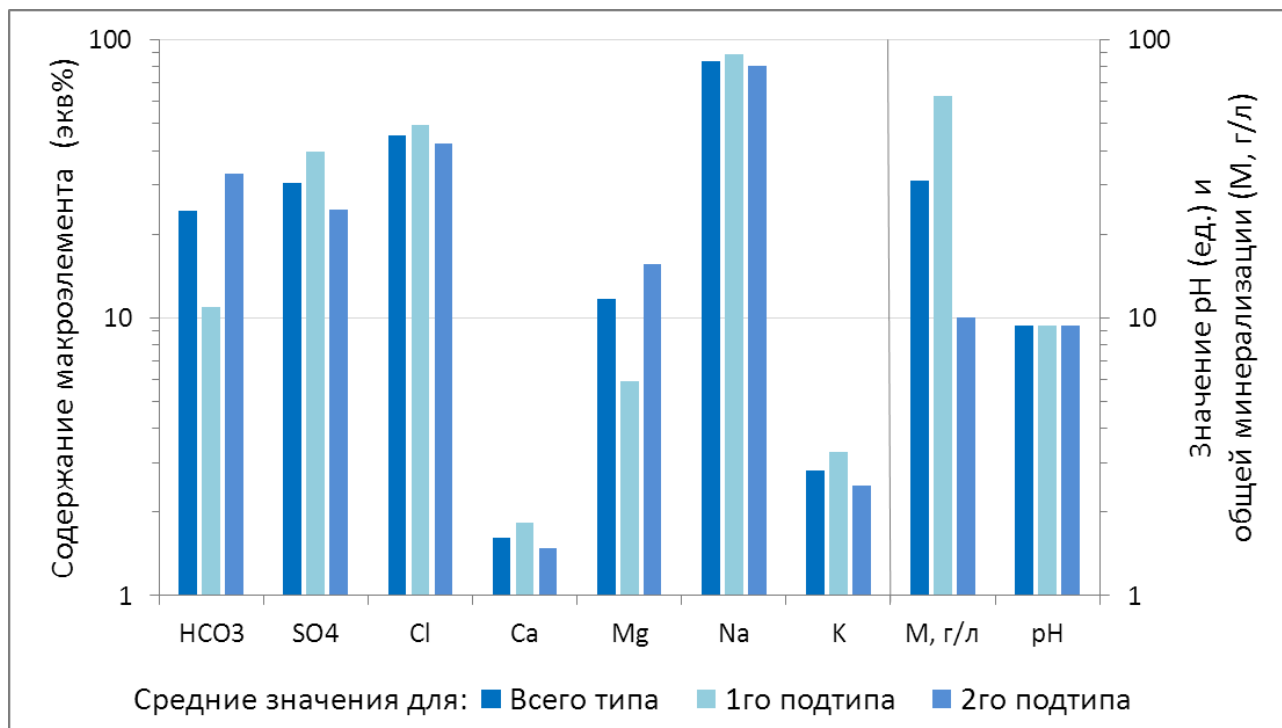


Рисунок 3-5. Гистограмма средних содержаний макрокомпонентов (экв%), значений pH и общей минерализации содовых озер: всего типа, первого подтипа и второго подтипа

Для *первого подтипа* содовых озер характерно содержание суммы карбонатов и бикарбонатов до 25 экв% от общего числа анионов (среднее – 11 экв%). Именно в связи с такими низкими концентрациями суммы карбонат- и гидрокарбонат-ионов на рис. 3-6, показывающем их зависимость от минерализации на линии тренда наблюдается ярко выраженное падение в области точек, относящихся к озерам этого подтипа. Кроме того, для данного подтипа характерно преобладание ионов хлора (среднее – 49 экв %) и сульфатов (40 экв %). При этом они отличаются повышенной

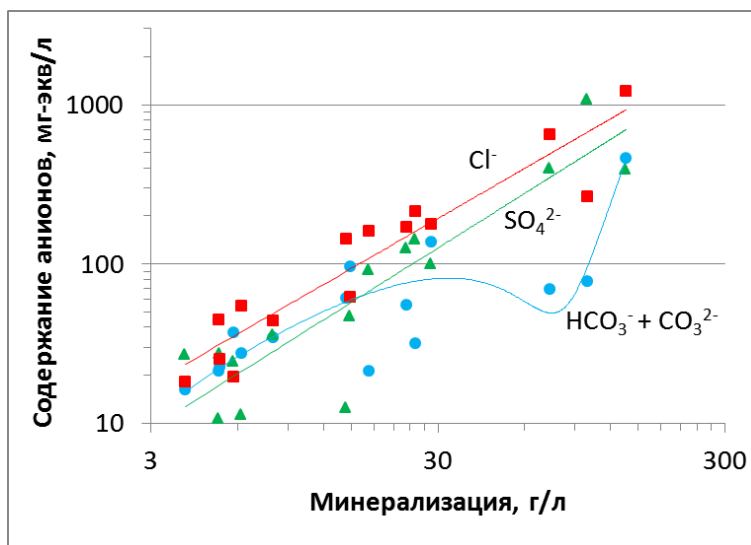


Рисунок 3-6. Зависимость содержания анионов от минерализации для содового типа озер

соленостью вод (от 17,3 до 137 г/л, среднее – 63 г/л), не свойственной для типично содовых вод.

Второй подтип содовых озер характеризуется практически равными отношениями карбонатных, хлоридных и сульфатных ионов (рис. 3-5). Причем, содержания сульфат-ионов нередко наблюдаются в пониженных долях (5-14 экв%), при постоянном (30-45 экв%) значении карбонатов. Общая минерализация озер этого подтипа колеблется от умеренно-солончатых до слабосолёных (4 – 15 г/л, среднее - 10 г/л). Однако, в оз. Бор-Хаг-Нуур относящегося ко второму подтипу, зафиксирована повышенная для этого подтипа соленость - 28,5 г/л.

Несмотря на такую, казалось бы, незначительную карбонатную составляющую, именно содовый тип озерных вод, в отличие от остальных, отличается наибольшей долей карбонатов и гидрокарбонатов (рис. 3-1). В других типах эта составляющая и несколько меньше и ее средние значения для сульфатного и хлоридного типа озер составляют 6 и 17 экв.%, соответственно. В сравнении с хлоридным типом озер, содовые содержат большие концентрации сульфатов, которые в среднем для всего типа составляют 31 экв.%, а для первого подтипа около 40 экв.%. Доля хлорид-ионов в содовых озерах весьма существенна и составляет 45 экв.%, что почти на 10 экв.% больше, чем в сульфатном типе озерных вод.

В отношении катионов картина более постоянная. Преобладающим катионом для содовых озер неизменно остается натрий, доля которого составляет в среднем 89 экв% для первого и 80 экв% для второго подтипа. Содержание натрия в содовом типе озерных вод достигает 43 г/л, а среднее значение составляет 4,6 г/л (табл. 3-7). В это же время концентрации Са и Mg не превышают 7,3 и 19,5 экв%, соответственно. Исключение здесь составляет оз. Урег-Нуур (относящееся к первому подтипу), содержание Mg в котором достигает 57,5 экв%. В сравнении с другими геохимическими типами озер, содержание кальция и магния в содовых озерах существенно меньше. Среднее содержание кальция и магния в хлоридных водах составляют 2 и 23 экв.%, в сульфатных – 3 и 27 экв.%, соответственно. Для всех катионов отмечаются равномерные зависимости их концентраций от минерализации (рис. 3-7), наиболее непостоянным катионом здесь выступает Mg – для него эта

зависимость носит сложный характер. При этом его содержание имеет довольно высокую положительную корреляцию с ионами SO_4^{2-} : коэффициент корреляции Пирсона (r) равен 0,67 (табл. 3-8). Большинство ионов в озерах содового типа подчиняются логнормальному распределению (табл. 3-7), остальные ионы (CO_3^{2-} , Ca^{2+} , SiO_2), а также значения pH и общей минерализации вод распределены по нормальному закону.

Таблица 3-7. Статистические параметры, рассчитанные для макрокомпонентов (мг/л), pH и М (общей минерализации, г/л) содового типа озер

Компонент Статист. параметр		$\bar{X}$	μ	m	σ	Мин	Макс	N
$(\text{HCO}_3)^-$	Логнормальное распределение	2482	1,3	1733	2,48	884	27343	15
$(\text{SO}_4)^{2-}$		3084	1,4	2250	4,1	510	52217	15
Cl^-		3686	1,4	5070	3,47	640	43100	15
Mg^{2+}		205	1,3	255	3,14	15	2005	15
K^+		175	1,5	136	4,63	18	4383	15
Na^+		4659	1,4	4902	3,5	557	43000	15
$(\text{CO}_3)^{2-}$	Нормальное распределение	530	84,8	506	328,4	103	1207	15
Ca^{2+}		80	28,6	17	110,8	8	400	15
SiO_2		15,1	3,7	13	11,6	2	42,8	10
pH		9,4	0,1	9,4	0,28	9,0	9,9	15
М		31,2	10,3	15	40	4	137	15

Примечание: Статистические параметры посчитаны с использованием данных табл. 3-3. $\bar{X}$ – среднее значение, μ – стандартная ошибка определения среднего значения, m – медианное значение, σ – среднеквадратичное отклонение, N - количество проб.

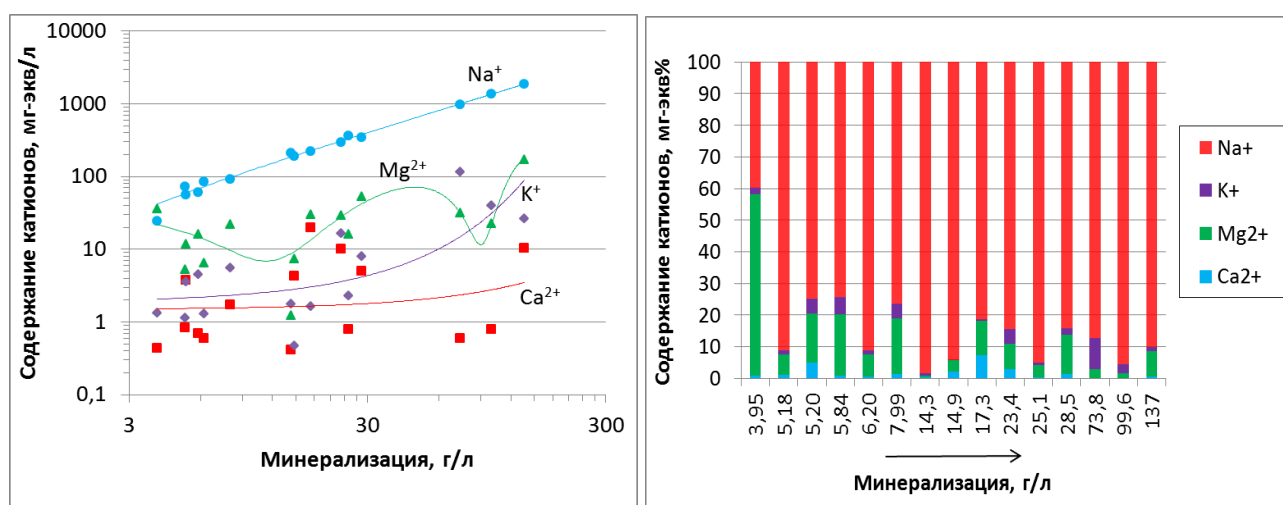


Рисунок 3-7. Зависимость содержания катионов (мг-экв/л – слева, экв% - справа) от минерализации для озер содового типа

Между минерализацией и концентрацией ионов в содовых озерах наблюдается высокая корреляционная зависимость ($r = 0,6-0,8$, табл. 3-8). Исключение составляет лишь кальций, для которого корреляция с минерализацией равняется 0,17. Такая низкая взаимосвязь двух этих показателей раствора обусловлена образованием в содовых озерных водах малорастворимого карбоната кальция (кальцита) и, возможно, доломита. Однако, карбонат- и гидрокарбонат-ионы также участвуют в процессе осаждения этих минералов, но их концентрации в воде и корреляция с минерализацией остаются высокими. Это связано с постоянным поступлением свободного углекислого газа в озерные воды из атмосферы и связыванием его в карбонат- и гидрокарбонат-ионы при попадании в водный раствор по реакции:



Повышенные концентрации гидрокарбонатов, в свою очередь, обуславливают высокую щелочность озер содового типа (рН достигает 9,9, среднее – 9,4). Именно выпадение карбонатов приводит к относительному обогащению вод натрием, который постоянно переходит в раствор в результате выветривания первичных алюмосиликатов.

Таблица 3-8. Корреляционная матрица макрокомпонентов, рН и М (минерализации) для содовых озер (критическое значение – 0,44)

	М	рН	(CO ₃) ²⁻	(HCO ₃) ⁻	(SO ₄) ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺
М	1	-0,33	0,50	0,78	0,83	0,83	0,17	0,58	1	0,74
рН	-0,33	1	0,14	-0,14	-0,17	-0,27	0,04	-0,35	-0,33	0,01
(CO ₃) ²⁻	0,50	0,14	1	0,83	0,44	0,56	0,03	0,19	0,49	0,46
(HCO ₃) ⁻	0,78	-0,14	0,83	1	0,58	0,73	0,17	0,46	0,78	0,50
(SO ₄) ²⁻	0,83	-0,17	0,44	0,58	1	0,77	0,27	0,67	0,82	0,78
Cl ⁻	0,83	-0,27	0,56	0,73	0,77	1	0,33	0,43	0,83	0,66
Ca ²⁺	0,17	0,04	0,03	0,17	0,27	0,33	1	0,44	0,16	0,02
Mg ²⁺	0,58	-0,35	0,19	0,46	0,67	0,43	0,44	1	0,56	0,56
Na ⁺	1	-0,33	0,49	0,78	0,82	0,83	0,16	0,56	1	0,73
K ⁺	0,74	0,01	0,46	0,50	0,78	0,66	0,02	0,56	0,73	1

Кроме описанных выше макрокомпонентов, существенную долю в химический состав озерной воды вносит и кремний, содержания которого при пересчете на SiO₂ варьируют от 2 до 43 мг/л.

Наиболее представительными озерами содового типа являются оз. Хара-Ус-Нуур, Хиргис-Нуур и Шаазгай-Нуур, на них мы остановимся более подробно.

Озеро Хара-Ус-Нуур расположено по дороге Кобдо – Улангом, на границе Улэгэйского сомона Убсу-Нурского аймака. Не смотря на достаточно большую площадь поверхности (63 км²), объем озера составляет 0,3 км³ [Церэнсодом, 2000]. Озеро имеет сильно изрезанные песчаные берега.

Вода озера умеренно солоноватая, щелочная, содовая натриевая (табл. 3-9), слегка мылится. Содержание хлорид-ионов ниже среднего для всех содовых озер данного региона и составляет 1,6 г/л, гидрокарбонат-ионов – 1,1 г/л, концентрация натрия – 1,7 г/л. При относительно невысокой сумме солей – 5,2 г/л, водородный показатель раствора близок к 9,3.

Таблица 3-9. Химический состав вод оз. Хара-Ус-Нуур и р. Ортлого-Гол

Год	pH	CO ₂	(CO ₃) ²⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	М	Eh
		мг/л									г/л	mV
Оз. Хара-Ус-Нуур												
2009	9,0	-	93	1379	376	1544	15	61	1774	31	5,3	-
2010	9,7	-	279	1098	553	1722	12	73	1739	47	5,5	100
2010	10,0	-	331	958	507	1598	24	60	1607	42	5,1	100
2011	8,5	-	84	969	604	1491	17	52	1530	54	4,8	5
Среднее	9,3	-	197	1101	510	1589	17	61	1662	44	5,2	68
1983*	8,3			903	451	1330	8	57	1356	29	4,1	-
Р. Ортого-Гол												
2010	6,5	33	-	73,2	6,7	24,3	18,0	2,5	21,5	0,9	0,15	90
2011	7,2	6,2	-	81,8	7,9	3,15	16,5	3,5	7,7	0,7	0,12	5

* - данные [Рассказов и др., 1991]

По сравнению с данными, представленными в [Рассказов и др., 1991г.] за июль 1983г. химический тип воды озера не изменился, но она стала более щелочной.

Водно-солевое питание озера происходит за счет атмосферных осадков и впадающей в него реки Ортлого-Гол, химический состав вод которой приведен в табл. 3-9. По химическому типу вода реки относится к гидрокарбонатному натриево-кальциевому типу, из чего следует, что она может являться дополнительным источником натрия.

Озеро Хиргис-Нур занимает самую глубокую впадину центральной части КБО и отделяется от Убсу-Нурской котловины хребтом Хан-Хухэй. Одно из крупнейших озер Западной Монголии. Площадь поверхности 1407 км², объем 66 км³. Имеет неправильную форму. Длина озера 75 км. Средняя ширина около 19 км.

Максимальная глубина - 80 м, средняя - 40 м [Церэнсодом, 2000]. В настоящее время оно является конечным водоемом, вмещающим воды, стекающие из озер Айраг-Нур, Хара-Нур и Хара-Ус-Нур. В озеро впадают две крупные реки Западной Монголии: Дзабхан-Гол и Цаган-Эргийн-Гол.

Минерализация воды ниже среднего для Западной Монголии – 8 г/л (табл. 3-10) и в сравнении данными 1983г. [Рассказов и др., 1991] она не изменилась, так же как и значение рН и химический тип озера. Однако, изменилось соотношение в воде ионов – содержание гидрокарбонат-ионов увеличилось в два раза, а сульфат-ионов – почти на 0,6-1 г/л. Вода озера относится к содовому натриево-магниевому типу.

Таблица 3-10. Химический состав вод оз. Хиргис-Нуур

Компонент	pH	(CO ₃) ²⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	M	Eh
Год											
		мг/л								г/л	mV
2008	9,4	343	1464	1500	1150	32	226	1930	219	6,86	-
2009	9,1	400	1808	1025	1882	9	281	2544	192	8,14	-
2010	9,6	387	1775	1954	1270	44	256	1912	209	7,81	87
2010	9,8	480	1739	2038	2130	38	249	2530	246	9,45	88
2010	9,8	463	1665	1203	1686	90	238	1797	201	7,34	80
2011	9,2	426	1519	2244	1475	14	270	2160	225	8,33	-56
2011	9,1	474	1629	2081	1249	14	268	2058	199	7,97	-61
Среднее	9,4	425	1657	1721	1549	34	255	2133	213	8,0	28
1983*	9,5	-	850	2400	1400	10	300	2100	230	7,3	-

* - данные [Рассказов и др., 1991]

Ярким примером содовых озер является также оз. Шаазгай-Нуур, которое наиболее детально исследовалось нами в течение 5 лет (2007-2011гг.). Оно имеет достаточно существенную площадь (около 8,0 км²), а объем составляет примерно 0,01 км³ [Церэнсодом, 2000]. Озеро располагается на высоте 1700 м и является водоемом конечного стока. В озеро впадает р. Харгайн-Гол, имеющая минерализацию 0,19-0,22 г/л, которая, в месте впадения в озеро, образует болото. Речная вода в реке также относится к карбонатному натриевому типу [Шварцев и др., 2014].

Минерализация воды в озере колеблется от 14,5 до 22 г/л при этом значение рН составляет 9,4 (табл. 3-11). Уменьшение минерализации наблюдается с запада на

Таблица 3-11. Химический состав вод оз. Шаазгай-Нуур.

Название озера	Год	pH	(CO ₃) ²⁻	(HCO ₃) ⁻	(SO ₄) ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	М	Eh
			мг/л								г/л	mV
Место впадения реки – северная часть	2009	9,3	624	2233	281	4935	8	17	4150	55	15,2	-
	2010	10,3	1338	2844	673	5414	6	16	5334	74	19,9	113
	2011	9,4	768	3245	726	5480	8	15	5378	97	19,7	-66
	2012	9,9	864	3074	661,5	4526	2	18	5000	64	14,2	-
Восточная часть	2007	9,2	500	2318	562	4083	12	10	4117	45	14,5	-
	2009	9,4	660	2074	485	4509	2	17	4000	41	14,5	-
	2010	10,2	1411	3135	704	6213	8	17	5993	85	22,1	110
	2011	9,3	768	3416	746	5040	9	14	5267	94	19,5	-56
	2012	9,9	821	3128	666	4615	3	18	5050	60	14,4	-
Южная часть	2009	9,4	430	2532	476	7384	6	11	5200	23	19,0	-
	2010	10,1	1314	3050	539	5721	6	16	5532	83	20,6	115
	2011	9,3	780	3318	755	4500	8	14	5100	91	18,7	14
	2012	9,9	83	3060	519	4970	4	20	4600	60	13,3	-
Западная часть	2008	9,3	537	2269	580	4260	16	10	4242	40	14,8	-
	2010	10,2	1376	2928	692	5676	6	16	5552	86	20,6	97
	2011	9,2	816	3392	802	4500	10	3	4906	99	18,7	23
	2012	9,9	806	2884	701	5857	2	24	5750	56	16,1	-
100 м от берега в южной части озера (поверхность)	2009	9,4	363	2269	554	5680	4	13	4926	25	16,5	-
	2010	10,2	1398	3087	634	5451	7	15	5448	85	20,6	95
	2011	9,3	600	2769	661	3580	6	14	3971	72	15,0	14
	2012	9,8	806	3064	450	4615	6	16	4900	72	13,9	-
100 м от берега в южной части озера (~2,5–3 метра)	2009	9,4	576	2285	597	5325	4	17	4760	25	16,5	-
	2010	10,2	1399	3068	541	4424	7	15	4733	82	18,7	104
	2011	9,3	780	3416	689	5040	22	26	5209	100	19,5	6
	2012	9,9	758	2952	678	5680	4	17	5620	64	15,8	-
Дно озера (~5,5–6 метров)	2009	9,4	612	2471	260	5325	7	15	4760	25	16,6	-
	2010	10,2	1445	3074	557	4549	8	15	4863	82	19,1	103
	2011	9,3	768	3367	755	5005	12	14	5133	95	19,3	-41
	2012	9,9	816	3054	500	5325	3	19	5390	72	15,2	-
Среднее		9,6	876	2844	603	5095	8	15	4935	68	18,2	45

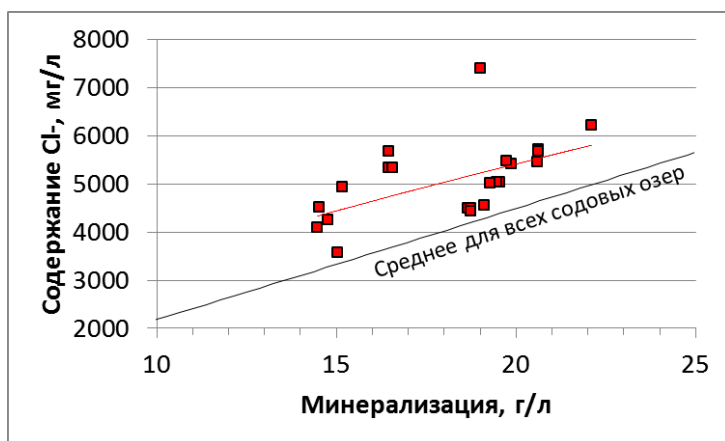


Рисунок 3-8. График зависимости содержания хлорид-ионов от минерализации оз. Шаазгай-Нуур.

Содержание гидрокарбонатов (максимальное содержание – 3,4 г/л, среднее – 2,9) и хлоридов (макс. – 7,4, среднее – 5,1 г/л), из катионов резко преобладает натрий (макс. – 6, среднее – 5,1 г/л). В то время как содержание кальция и магния очень маленькое по сравнению с ионами натрия (среднее значение Ca – 7,8 Mg – 15 мг/л) (табл. 3-11). Средний химический состав озера Шаазгай-Нуур может быть представлен в следующей формуле Курлова:

$$M_{18} \frac{Cl\ 66\ HCO_3\ 28}{Na\ 99} pH_{9,6}.$$

Сопоставление данных, полученных в ходе экспедиций 2007-2009 и 2011 года, показывает, что годовые изменения концентрации основных компонентов озерной воды относительно невелики и находятся на уровне нескольких десятков процентов (табл. 3-11). Однако, стоит отметить, что, в связи с засушливым летним сезоном 2010 г., концентрации большинства макрокомпонентов в пробах этого года резко увеличиваются на фоне данных других лет исследования. В этом году озеро сильно обмелело, а берег в некоторых местах отошел на 1 м.

Анализ вод озера по глубине показывает, что вариация ряда макрокомпонентов (Na, K, Mg, HCO_3^- , CO_3^{2-}) озера Шаазгай Нур не велика (табл. 3-11). Минерализация уменьшается с глубиной, также как и содержание хлоридов и сульфатов, а вот значения pH сохраняются и на глубине – 9,4.

Итак, содовым озерам на территории Западной Монголии присущи высокие щелочность (pH до 10,0) и содержание SiO_2 (2,0 - 48,3, среднее – 20,2 мг/л), относительно низкая соленость, а также невысокие содержания ионов Ca и Mg.

восток. При относительно невысоком общем солевом фоне озерной воды (14,5 - 22 г/л) она характеризуется повышенным содержанием хлорид-ионов (среднее – 5,1 г/л), которое несколько выше среднего значения

для содовых озер данного региона (рис. 3-8). В воде высокое

3.3.2. Микрокомпонентный состав

Среди микрокомпонентов в содовых озерах наблюдается высокое содержание бора (до 67 мг/л), фтора (до 80 мг/л) и урана (до 1 мг/л) (табл.3-12). В то же время для них отмечаются наиболее низкие концентрации среди других химических типов вод таких микроэлементов, как мышьяка (до 1,1 мг/л), лития (до 3,5 мг/л), стронция (до 8 мг/л) и брома (до 106 мг/л). Содержания в содовых озерах молибдена (до 174 мкг/л), рубидия (до 660 мкг/л) и ванадия (до 38 мкг/л) занимают промежуточное значение. Все содержания микроэлементов, изученных в водах, подчиняются нормальному и логнормальному закону распределения.

Табл. 3-12. Микрокомпонентный состав содовых озер Западной Монголии

№ п/п	As	Li	Mo	Rb	Sr	V	U-238	B	Br	F
	мкг/л							мг/л		
1	1090	3440	34	660	40	-	380	67	58,4	24
2	417	190	60	-	3450	-	247	39	11,0	27
3	100	875	60	-	270	-	300	7,8	13,6	9,9
4	19	180	14	-	0	-	17,0	2,7	4,68	44
5	70	980	-	-	23000	-	63,0	23	110	-
6	9	1625	88	20	968	0,9	95,0	3,1	27,0	-
7	313	930	57,8	6,8	267	6,4	943	8,5	12,5	78
8	135	1207	174	1	1407	7,3	86,0	1,7	3,40	22
9	68	331	82,1	13	1112	28	85,4	2,9	3,99	8,1
10	20	70	19	5	940	-	26,0	0,6	1,10	-
11	-	110	-	2	1400	-	110	2,5	10,0	-
12	51	455	1,5	162	330	-	37,4	-	2,52	14
13	260	1640	60	60	1850	-	118	4,2	3,54	20
14	54	1470	-	-	8000	-	420	4,0	31,0	-
15	390	150	82	3	740	-	58,0	2,7	2,19	5,8
16	10	183	27	-	1820	-	31,3	1,6	5,65	-
17	8	67	4,3	-	1940	2	5,60	-	6,17	-
$\bar{X}$ Содовых	99	729	61	14	1133	11	113	12	8,7	25
$\bar{X}$ Хлоридных	111	842	34	391	4289	38	30,9	6,2	106	15
$\bar{X}$ Сульфатных	176	825	229	10	1703	9,3	87,0	8,5	30,6	3,4

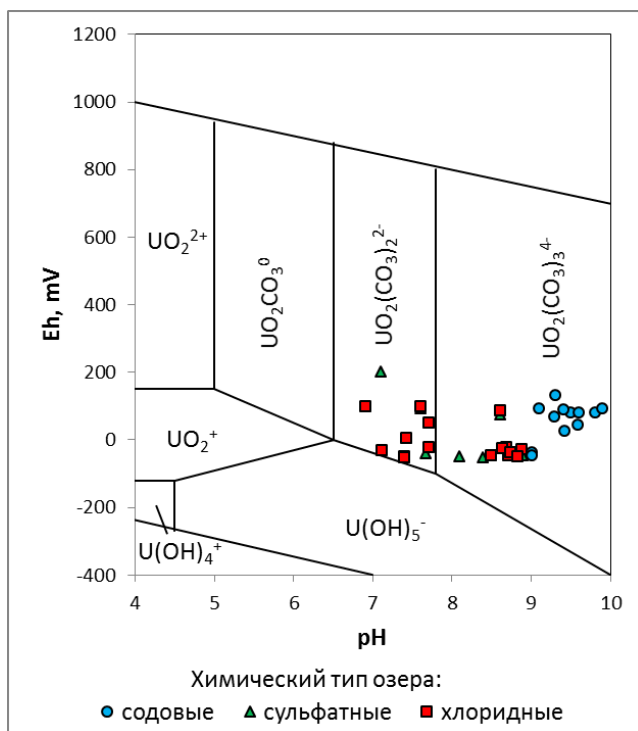


Рисунок 3-9. Eh-pH диаграмма системы $\text{UO}_2 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ при 25°C , $P_{\text{CO}_2} = 10^{-2.33}$ атм и активности $\text{UO}_2^{2+} = 10^{-6}$ моль.

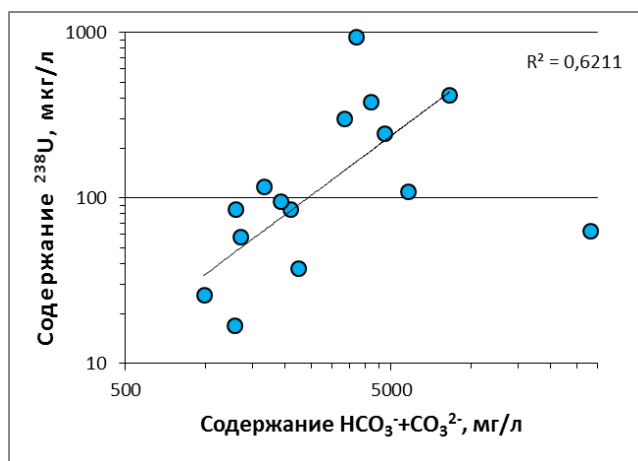


Рисунок 3-10. Связь содержаний урана и суммы карбонат- и гидрокарбонат-ионов содовых озер.

В составе микрокомпонентов вод следует отметить высокое содержание урана, особенно характерное для содовых озер. Связано это с более интенсивным переходом урана в водный раствор при увеличении в нем концентрации $\text{HCO}_3 + \text{CO}_3$, фульвокислот и других веществ, с которыми UO_2^{2+} образует устойчивые комплексные соединения [Крайнов и др., 2004]. При концентрации $\text{HCO}_3 + \text{CO}_3$ больше 100 мг/л в растворе

преобладают карбонатные комплексные соединения уранила (рис. 3-9): UO_2CO_3^0 , $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^{2-}$, $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$ и др., которые резко повышают миграционную способность урана [Drever, 2005; Исупов и др., 2011a].

Об образовании этих соединений косвенно свидетельствует связь его содержаний с суммой гидро- и карбонатных ионов ($r=0.62$, рис. 3-10). Максимальное содержание урана, достигающее 1 мг/л, обнаружено нами в

оз. Шаазгай-Нуур [Исупов и др., 2012]. С содовыми озерами связаны все обнаруженные нами пункты высокого содержания урана, кроме двух. Это озеро сульфатного типа Безымянное, расположенное вблизи оз. Шаазгай-Нуур, и озеро хлоридного типа Бага-Гашун-Нуур, которое отличается высоким содержанием соды, достигающим 172 мг-экв/л.

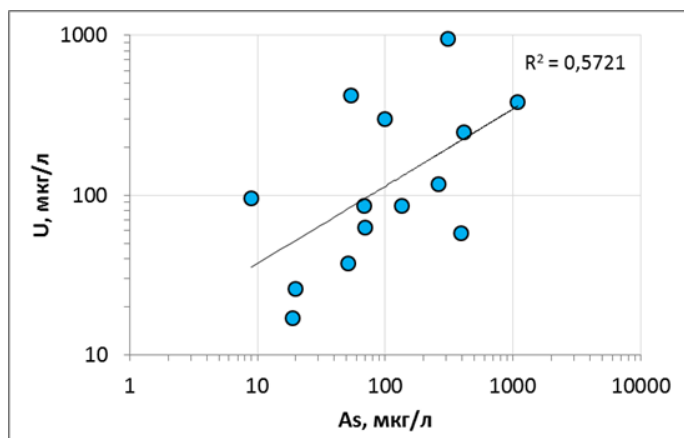


Рисунок 3-11. Корреляция между содержаниями урана и мышьяка в содовых озерах

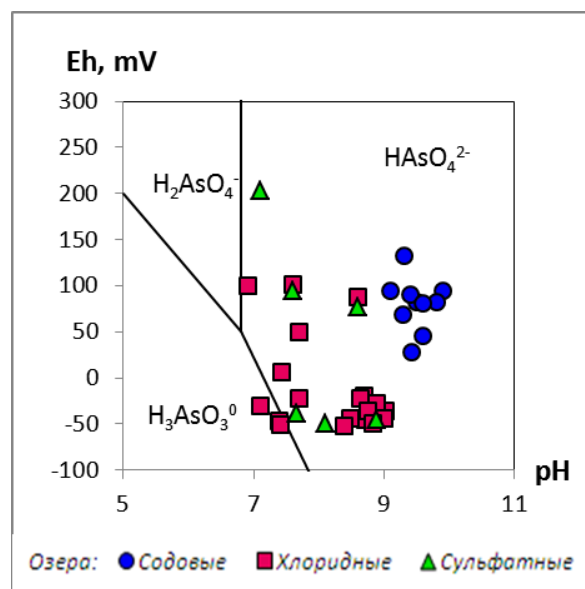


Рисунок 3-12. Положение мышьякосодержащих озерных вод. Термодинамические данные для построения диаграммы взяты из [Brookins, 1987]

Поведение мышьяка в содовых водах аналогично поведению урана, кроме того они хорошо коррелируют между собой (рис. 3-11). Тесная ассоциация As и U в содовых водах известна давно [Перельман, 1972] и в исследованных нами озерах она также хорошо проявляется (табл. 3-13) [Исупов и др., 2011a].

Таблица 3-13. Корреляционная матрица содержания микрокомпонентов с содержанием гидрокарбонат-, хлорид-ионов и минерализацией содовых озер

	HCO ³	Cl-	M	As	Rb	Sr	U	Br	F	B	Li	Mo	V
HCO ³	1	0,78	0,78	0,16	0,25	-0,37	0,39	0,83	0,23	0,38	0,20	-0,13	-0,07
Cl-	0,78	1	0,90	0,15	0,64	-0,72	0,11	0,80	0,15	0,59	0,40	-0,18	-0,70
M	0,78	0,90	1	0,25	0,63	-0,48	0,20	0,74	0,07	0,70	0,25	-0,13	-0,58
As	0,16	0,15	0,25	1	0,23	-0,21	0,57	0,14	0,04	0,61	0,36	0,14	0,20
Rb	0,25	0,64	0,63	0,23	1	-0,67	0,19	0,43	-0,11	0,80	0,66	-0,66	0,15
Sr	-0,37	-0,72	-0,48	-0,21	-0,67	1	0,01	-0,45	-0,18	-0,51	-0,36	0,39	0,25
U	0,39	0,11	0,20	0,57	0,19	0,01	1	0,53	0,40	0,39	0,49	0,20	-0,27
Br	0,83	0,80	0,74	0,14	0,43	-0,45	0,53	1	0,31	0,56	0,58	0,03	-0,65
F	0,23	0,15	0,07	0,04	-0,11	-0,18	0,40	0,31	1	0,02	0,05	-0,16	-0,69
B	0,38	0,59	0,70	0,61	0,80	-0,51	0,39	0,56	0,02	1	0,60	-0,26	-0,20
Li	0,20	0,40	0,25	0,36	0,66	-0,36	0,49	0,58	0,05	0,60	1	0,11	-0,93
Mo	-0,13	-0,18	-0,13	0,14	-0,66	0,39	0,20	0,03	-0,16	-0,26	0,11	1	-0,15
V	-0,07	-0,70	-0,58	0,20	0,15	0,25	-0,27	-0,65	-0,69	-0,20	-0,93	-0,15	1
Крит. знач.	0,44	0,44	0,44	0,45	0,55	0,45	0,44	0,44	0,54	0,45	0,44	0,49	0,9

Так же как и уран, мышьяк в окислительной и щелочной средах образует свой наиболее подвижный комплексный анион HAsO_4^{2-} (рис.3-12). Кроме того, значительная разность в растворимости натриевых и кальциевых (магниевых) соединений мышьяка в воде определяют гораздо большую благоприятность натриевых вод по сравнению с кальциевыми (магниевыми) [Крайнов и др., 2004]. Следовательно, именно содовые воды благоприятнее для извлечения мышьяка из горных пород и его накоплению [Шварцев и др., 2012].

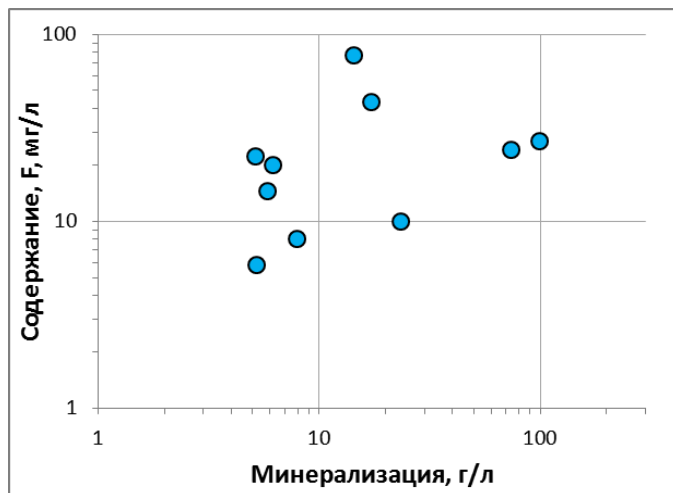


Рисунок 3-13. Связь содержаний фтора и общей минерализации содовых вод.

Помимо мышьяка, вследствие высокой растворимости NaF монокатионные натриевые воды всегда недонасыщены фтором и, как результат, способны к активному его накоплению. Содержание фтора в исследованных нами содовых озерах отмечено в довольно высоких пределах: от 5.8 до 78 мг/л. С увеличением солёности его содержание

растет (рис. 3-13), что естественно, так как это подвижный элемент, который на первых этапах взаимодействия воды с горными породами не встречает геохимических барьеров. В связи с равной растворимостью фторидов кальция и

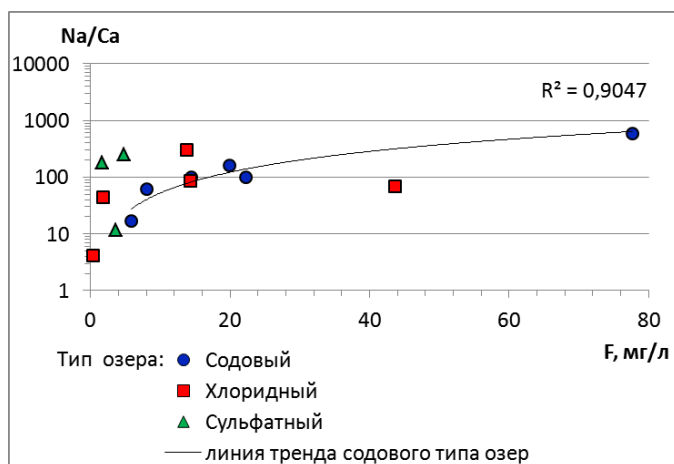


Рисунок 3-14. Корреляция отношения Na/Ca и содержания фтора в озерах разного типа

натрия переход фтора из горных пород в водный раствор, а также его содержания в этих водах зависят от величины Na/Ca в них (рис.3-14). Чем больше это отношение в водах, тем больше фтора при прочих равных условиях они могут содержать.

Среднее содержание стронция в содовых озерах значительно ниже (1133 мкг/л) его содержания в сульфатных или хлоридных, 5753 и 4289 мкг/л,

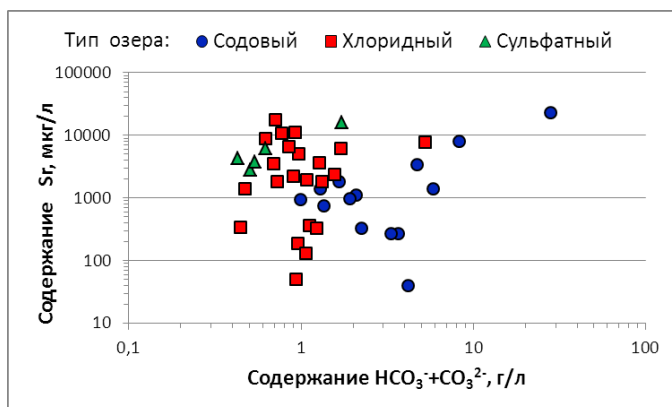


Рисунок 3-15. Зависимость содержания стронция от суммы гидрокарбонат- и карбонат-ионов в озерах Западной Монголии

исследуемые содовые воды находятся в равновесном состоянии, т.е. способны к его высаживанию из раствора (более подробно этот вопрос рассматривается в главе 4). Именно в связи с этим, по мере роста в воде концентрации $\sum \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$, содержания стронция в нем уменьшаются (рис. 3-15). Таким образом, содовые щелочные воды всегда содержат минимальные концентрации стронция [Крайнов и др., 2004]. Необходимо отметить, что по содержанию стронция озеро Сангийн-Далай-Нуур 1 (проба № 6) имеет минимальные показатели (40 мкг/л) в сравнении с остальными изученными озерами Западной Монголии.

Подобно описанным мышьяку и урану, высокое содержание Мо в содовых озерах объясняются образованием именно в щелочных водах подвижных комплексных соединений типа MoO_4^{2-} , которые позволяют этому элементу активно мигрировать в водной среде. Содержание молибдена в рассматриваемых водах колеблется от 1,5 до 174 мкг/л, среднее его значение составляет 61 мкг/л (табл. 3-12). В хлоридных и сульфатных озерах, которые рассматриваются позднее, его концентрации могут достигать 770 и 739 мкг/л, соответственно. Содержание молибдена в морской воде значительно меньше описанных выше концентраций в соленых озерах и колеблется от 8,9 до 12,2 мкг/л [Riley, Skirrow, 1965] для разных океанов и акваторий. Особенность гидрогеохимии молибдена в природных водах определяется высокой растворимостью молибденовой кислоты, а также соединений с натрием и кальцием.

Кроме описанных выше микроэлементов, содовые воды отличаются высокими концентрациями бора (12 мг/л). Содержание его в хлоридных и сульфатных озерах в

соответственно. Связано это с ограничением накопления стронция произведением растворимости наименее растворимого его соединения, каковым является SrCO_3 ($5,2 \cdot 10^{-10}$) и с которым

1,5-2 раза меньше. Такие высокие его содержания объясняются малыми величинами концентраций кальция и магния в водах, которые, как известно [Перельман, Касимов, 1999], являются главными осадителями борат-ионов. Кроме того бор сильно сорбируется глинами, накапливаясь при этом в донных осадках конечных водоемов [Перельман, Касимов, 1999]. Несомненно, что в аридных ландшафтах, которыми отличается территория Западной Монголии, в особенности пригобийские ландшафты, бор накапливается еще и за счет испарительного концентрирования.

Итак, для содового типа озер на территории Западной Монголии характерны повышенные содержания некоторых микрокомпонентов, среди которых особое внимание стоит уделить урану, содержания которого достигают 1 мг/л, и элементам, находящимся в тесной ассоциации с ним (As, Mo, F, V). Содержание таких микроэлементов, как бор, литий, молибден, стронций и рубидий также довольно высокое, хотя и несколько ниже, чем их концентрации в сульфатных и хлоридных озерах, описанных ниже.

3.4. Химический состав хлоридных озер

По М.Г. Валяшко [1962] основными условиями для формирования озер хлоридного типа являются крайние степени метаморфизации в сухом климате; а также участки с активной связью с глубинными водами при повышенном вносе в водоем глинистого вещества в аридных условиях. К озерам данного типа относятся Перекопские озера Крыма, Баскунчак, Кзыл-Яр, Мертвое море, озера Антарктиды.

3.4.1. Макрокомпонентный состав

Среди изученных нами соленых озер именно хлоридный тип встречается чаще всего (44%). Хлоридные озера по сравнению с содовыми характеризуются более высокой соленостью (2,9 - 364, среднее – 105 г/л, табл 3-14), но значительно меньшими значениями pH (7,1 – 9,0, среднее – 8,2). В их число входит и самое соленое из изученных нами на территории Западной Монголии озер – Дэвтэрийн-Давст-Нуур (соленость – 364 г/л, pH – 7,4). В озерах этого типа характерно наиболее высокое содержание таких ионов, как Cl (52), Mg (5,4) и Na (30 г/л, табл. 3-14).

По анионному составу большая часть этих озер является хлоридными натриевыми, и только незначительная часть относится к хлоридно-содовым или хлоридно-сульфатным (13 и 3%, соответственно, рис. 3-16) натриевым или натриево-магниевым (60 и 40%, соответственно).

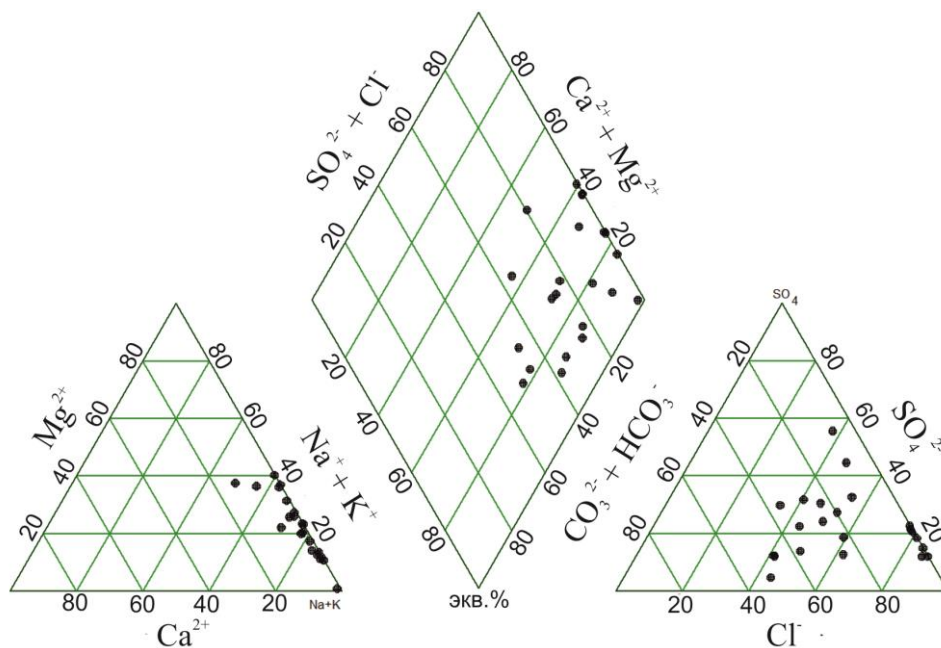


Рисунок 3-16. Диаграмма А.М. Пайпера с нанесением данных по составу хлоридных озер

Таблица 3-14. Макрокомпонентный состав, pH, Eh и соленость (M) хлоридных озер Западной Монголии (2008-2011гг.)

№ п/п	Название озера	pH	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	SiO ₂	M	Eh
			мг/л									г/л	mV
18	Тахилт-Нуур 1	8,4	60	664	562	1314	37	187	962	28	8,8	4,54	
19	Хаг-Нуур	8,3	20	669	480	410	50	145	391	50	1,8	2,90	
20	Бага-Нуур 3	8,2	5	964	390	1400	5	90	1237	75	13,9	5,14	
21	Цэцэг-Нуур	7,7	2	470	520	741	106	179	432	16	19,0	2,94	50
22	Хулам-Нуур	6,9	12	842	51388	146789	225	25482	68526	4107	43,3	298	100
23	Сангийн-Далай-Нуур 3	7,6	42	732	56393	141671	2213	8876	98431	1887	26,3	311	101
24	Бага-Гашун-Нуур	8,6	545	4697	30049	159210	1200	549	104372	21575	10,7	327	88
25	Цавдан-Нуур	7,1	0	927	35317	190400	140	26750	84891	1500	4,7	341	-30
26	Ойгон-Нуур	8,7	288	1269	9041	7030	27	501	7820	128	4,7	27,7	-46
27	Холбо-Нуур	8,5	102	854	243	601	18	89	630	41	4,9	3,53	-44
28	Улан-Нуур	7,7	0	445	92	234	23	42	239	23	31,5	1,54	-22
29	Буст-Нуур	8,7	114	1000	98	680	14	97	660	74	0,4	3,85	-20
30	Джугнай-Нуур	8,9	144	927	725	1043	15	95	1204	60	1,4	5,28	-28
31	Тунамал-Нуур	8,6	144	793	916	1403	22	231	1076	231	1,1	5,75	-23
32	Цэгээн-Нуур	8,7	234	848	3163	3905	42	395	3371	220	3,1	13,3	-36
33	Дэвтэрийн-Давст-Нуур	7,4	0	708	45870	191700	495	17330	105160	1740	6,3	364	-47
34	Тахилт-Нуур 2	7,4	0	622	48900	157330	51	15670	97304		8,4	320	-51
35	Олгой-Нуур	8,8	228	1055	1817	2030	9	192	2250	71	10,6	8,94	-49
36	Давсан-Нуур* (8)	7,4	13	1688	55952	149156	1097	23472	75871	2462	25,2	310	6,2
X̄ Хлоридных		8,1	139	901	15537	51783	57	5362	29519	205	10,8	105	-10
X̄ Содовых		9,4	530	2482	3084	3686	80	205	4659	175	15,1	31,2	80
X̄ Сульфатных		8,0	149	821	39146	4906	224	1332	20211	419	15,7	83	40

* - приведены средние значения отобранных проб в исследуемом озере, в скобках – количество проб

Поведение основных анионов с ростом минерализации, представленное на рис. 3-17, классическое для вод хлоридного типа: содержание хлорид-ионов равномерно увеличивается, сульфат-ионов постепенно увеличивается. Поведение суммы карбонат- и гидрокарбонат-ионов отличается от предыдущих. Их концентрации остаются практически на одном уровне при любой минерализации вод, однако, при солёности воды больше 100 г/л, содержание в воде ионов карбонатов и гидрокарбонатов, также, как и сульфатов, начинает постепенно уменьшаться.

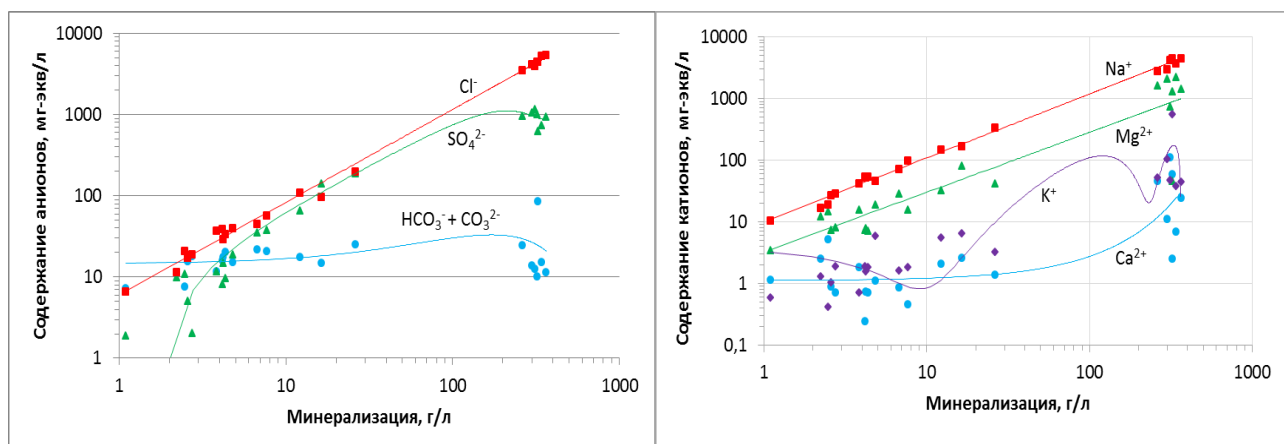


Рисунок 3-17. Зависимость содержания анионов (слева) и катионов (справа) от минерализации содовых озёр

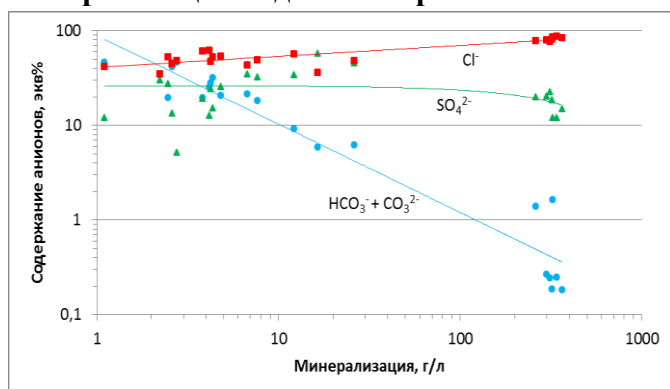


Рисунок 3-18 Зависимость содержаний анионов (экв%) от роста минерализации для озёр хлоридного типа

Уже говорилось, что максимальные концентрации в озерах хлоридного типа относятся к иону натрия, значения которого достигают 105 г/л, среднее - 29,5 г/л (табл. 3-15), что в 3 раз больше, чем в озерах содового типа. Однако, в объёмном содержании, доля натрия в хлоридных озерах несколько ниже, чем в содовых и составляет 72 экв.%, при содержании 83 экв.% в содовых (рис. 3-2). Содержания магния в хлоридных озерах являются максимальными среди всех химических типов, среднее его значение составляет 5,4 г/л, что в 5 раз больше, чем в сульфатных и в 27 раз – чем в содовых озерах. Концентрации же ионов кальция, наоборот, минимальные среди всех типов озерных вод и в среднем составляет 57 мг/л.

Таблица 3-15. Статистические параметры, рассчитанные для макрокомпонентов (мг/л), рН и М (минерализации, г/л) хлоридного типа озер

Компонент Статист. параметр		$\bar{X}$	μ	m	σ	Мин	Макс	N
(HCO ₃) ⁻ Ca ²⁺ K ⁺	Логнормальное распределение	901	1,1	851	1,6	445	4697	22
		57	1,4	39	5,3	4,8	2213	22
		205	1,5	75	7,1	16	21575	21
Cl ⁻ (CO ₃) ²⁻ (SO ₄) ²⁻ Mg ²⁺ Na ⁺ SiO ₂ pH M	Нормальное распределение	51783	16215	1818	76056	234	191700	22
		139	32,6	108	138	1,9	545	18
		15537	4533	1760	21262	91,5	56393	22
		5362	1943	287	9115	41,5	26750	22
		29519	9069	1962	42539	239	105160	22
		10,8	2,4	7,3	11,5	0,4	43,3	22
		8,2	0,1	8,3	0,6	6,9	9,0	22
		105	31,6	7,2	148	1,1	363	22

Примечание: Статистические параметры посчитаны с использованием данных табл. 3-14. $\bar{X}$ – среднее значение, μ – стандартная ошибка определения среднего значения, m – медианное значение, σ – среднеквадратичное отклонение, N – количество проб.

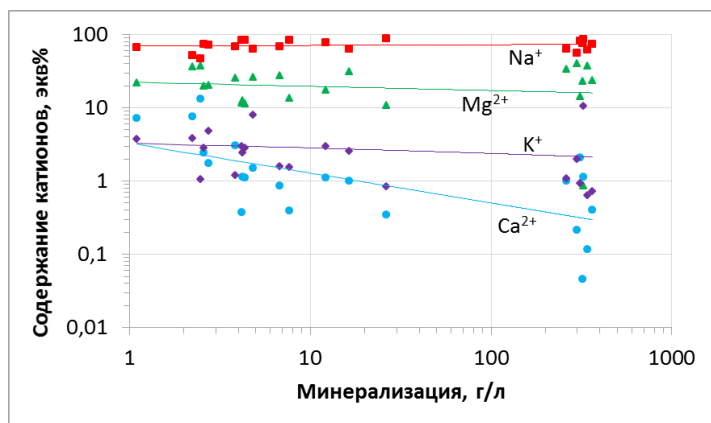


Рисунок 3-19. Зависимость содержаний катионов (экв%) от роста минерализации для озер хлоридного типа

Говоря о содержании ионов кальция в воде стоит отметить, что его рост с увеличением минерализации не так равномерен, как, например, у ионов натрия и магния (рис. 3-17). Для озерных вод, с минерализацией до 30 г/л, его концентрации остаются практически постоянными, также как для

карбонат- и гидрокарбонат-ионов. Однако, если говорить о процентной форме (рис. 3-19) то, в отличие от более постоянных концентраций других катионов, содержание кальция постепенно снижается с ростом минерализации. Зависимость содержания ионов калия от роста минерализации в рассматриваемых водах носит более сложный характер, чем для ранее описанных ионов. Его концентрации варьируются в довольно широких пределах от 16 мг/л до 21,6 г/л, при этом среднее его значение – 0,2 г/л (табл. 3-14). Однако, не смотря на это, процентное его

содержание по мере роста минерализации остается примерно постоянным и держится на уровне 1,5-3 экв%.

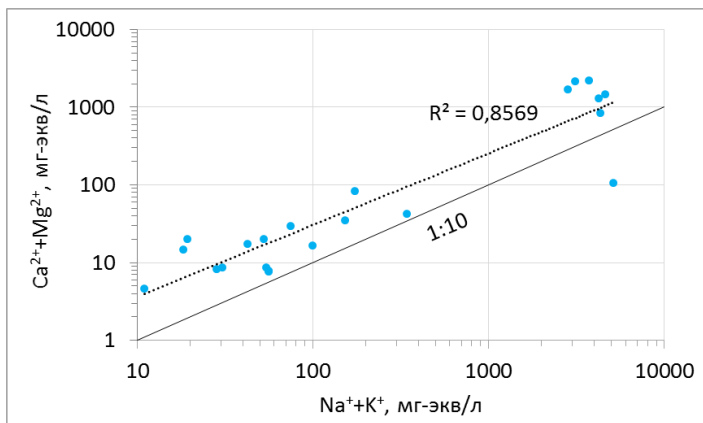


Рисунок 3-20. Отношение суммы ионов натрия и калия к сумме ионов кальция и магния для озёр хлоридного типа

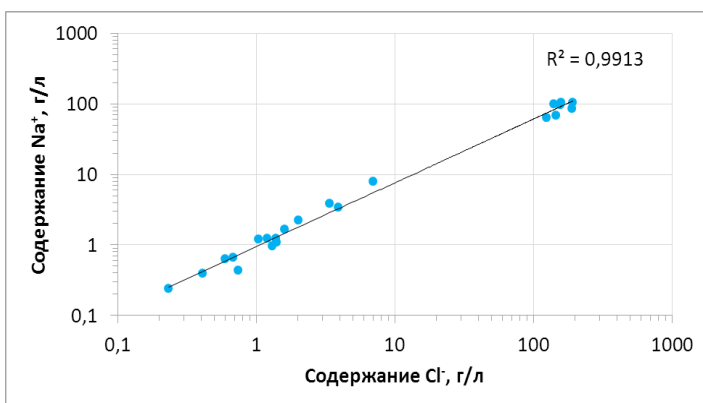


Рисунок 3-22 Связь содержаний ионов натрия и хлорид-ионов для озёр хлоридного типа

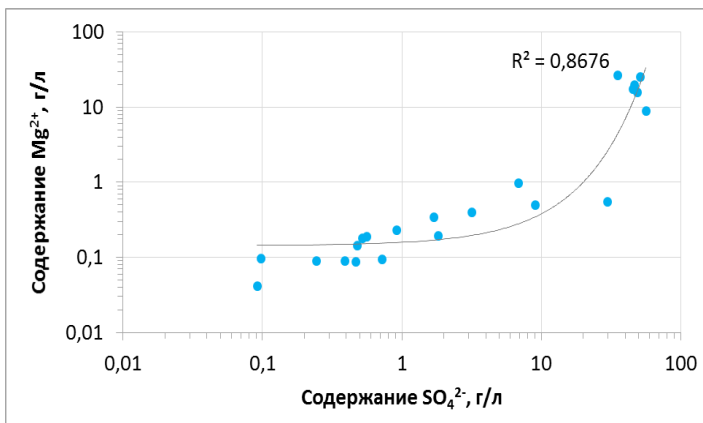


Рисунок 3-21 Связь содержаний ионов магния и сульфат-ионов для озёр хлоридного типа

Кроме того, было отмечено, что в исследуемых водах хлоридного типа отношение $\sum (Ca^{2+}+Mg^{2+})$ к $\sum (Na^{+}+K^{+})$ носит линейную зависимость ($r = 0.86$) и численно относится примерно как 1:10 (рис. 3-20). Натрий, в свою очередь, имеет наиболее высокую корреляцию с ионами хлора (рис. 3-21). А вот для ионов магния такая высокая корреляция наблюдается с ионами SO_4 : $r = 0.87$ (рис. 3-22).

Из табл. 3-16 видно, что именно для озёр хлоридного типа в сравнении с другими типами характерно максимальное количество корреляционных зависимостей среди макрокомпонентов. В озерах содового и сульфатного типов таких зависимостей наблюдается гораздо меньше. Наиболее ярко выраженные прямые корреляции зафиксированы между ионами хлора и сульфата

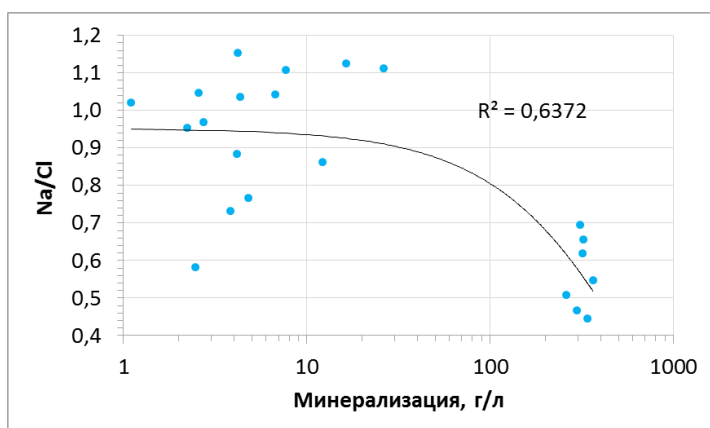
(табл. 3-16). Кроме того с этими двумя анионами хорошо коррелируют большинство катионов ($r = 0,78-0,98$), чего нельзя сказать относительно карбонатов и гидрокарбонатов (коэффициент вариации меняется от -0,09 до 0,25). Однако,

последние ионы единственные отличаются наличием положительной корреляции со значениями pH (0,59 и 0,31, соответственно). Для остальных компонентов корреляция с ними носит отрицательный характер (табл. 3-16).

Таблица 3-16. Корреляционная матрица макрокомпонентов, pH и М (минерализации) для хлоридных озер (критическое значение – 0,37)

	М	pH	(CO ₃) ²⁻	(HCO ₃) ⁻	(SO ₄) ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	SiO ₂
М	1	-0,73	0,12	0,27	0,96	1	0,81	0,83	0,99	0,90	0,37
pH	-0,73	1	0,59	0,31	-0,76	-0,73	-0,59	-0,84	-0,66	-0,46	-0,68
(CO ₃) ²⁻	0,12	0,59	1	0,78	-0,09	0,13	0,05	-0,36	0,21	0,34	-0,39
(HCO ₃) ⁻	0,27	0,31	0,78	1	0,15	0,25	0,27	-0,02	0,29	0,60	-0,15
(SO ₄) ²⁻	0,96	-0,76	-0,09	0,15	1	0,94	0,81	0,84	0,94	0,86	0,50
Cl ⁻	1	-0,73	0,13	0,25	0,94	1	0,78	0,85	0,98	0,88	0,34
Ca ²⁺	0,81	-0,59	0,05	0,27	0,81	0,78	1	0,57	0,82	0,79	0,45
Mg ²⁺	0,83	-0,84	-0,36	-0,02	0,84	0,85	0,57	1	0,75	0,66	0,44
Na ⁺	0,99	-0,66	0,21	0,29	0,94	0,98	0,82	0,75	1	0,90	0,32
K ⁺	0,90	-0,46	0,34	0,60	0,86	0,88	0,79	0,66	0,90	1	0,31
SiO ₂	0,37	-0,68	-0,39	-0,15	0,50	0,34	0,45	0,44	0,32	0,31	1

Известно, что накопление в растворе ионов натрия и хлора идет по пути испарительного концентрирования [Валяшко, 1962]. Однако, из рис. 3-23 видно, что



рост этих ионов с увеличением минерализации не равномерен и при более высоких минерализациях концентрация натрия в водах становится значительно меньше, чем содержание хлорид-ионов. Объясняется это связыванием ионов

Рисунок 3-23 Связь отношения Na/Cl и минерализации для хлоридного типа озер

натрия в глинистые минералы. Хлорид-ион же на данном этапе развития системы «озерная вода - горная порода» не образует собственных минералов и продолжает накапливаться в растворе. Кроме того, концентрация хлорид-иона может увеличиваться за счет поступления дополнительных источников хлоридов, а именно с водами зоны гипергенеза.

По сравнению с данными, представленными в [Рассказов и др., 1991] (табл. 3-17), минерализация большинства изученных нами озерных вод за 20-25 лет несколько увеличилась или незначительно уменьшилась. Для большинства озер

Таблица 3-17. Химический состав озерных вод Западной Монголии [Рассказов и др., 1991]

Название озера	pH	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	М
		мг/л							г/л
Сууж-Нуур, 1983г.	8,5	120	8800	4700	40	1000	5500	250	20,4
Телмен-Нуур, 1986г.	-	1570	1780	1430	10	370	1200	60,0	6,42
Давсан-Нуур, 1983г.	7,2	700	25600	11830	490	9000	71300	600	227
Давсан-Нуур, рассол 1983г.	7,2	600	29200	180000	30	11000	108600	2700	332
Цавдан-Нуур, 1983г.	7,3	700	39100	180700	8	16350	105300	650	343
Дэвтэрийн-Давст-Нуур, 1983г.	6,7	200	14200	189700	500	15300	99600	1420	322
Холбо-Нуур, 1987г.	-	600	180	420	20	70	460		1,75
Буст-Нуур, 1987г.	-	910	20	590	10	100	580		2,21
Джугнай-Нуур, 1987г.	-	820	460	890	20	100	980		3,27
Сангийн-Далай-Нуур 2, 1986г.	-	1050	290	1140	10	90	1180		3,76

увеличение минерализации составило в среднем 1 г/л. Однако, этого нельзя сказать об озере Дэвтэрийн-Давст-Нуур, минерализация которого в 1968г. составляла 287 г/л, в 1983г. – 322 г/л, а по нашим данным – 363 г/л. Такое большое увеличение минерализации озера (на 40 г/л) может говорить о постепенном его усыхании. При этом, в сравнении с данными, представленными в [Рассказов и др., 1991], ионный состав озера существенно изменился. Содержание сульфатов увеличилось почти на 30 г/л, хлорид-ионов и магния – на 2г/л и натрия – на 5 г/л. Не смотря на то, что ионный состав озера за это время претерпел большие изменения, его химический тип остался прежним – хлоридным натриевым. Любопытно также отметить существенное увеличение показателя pH – с 6,7 до 7,4. Оз. Дэвтэрийн-Давст-Нуур является одним из крупных месторождений поваренной соли Монголии, при этом озерные отложения ново-старосадки располагаются не по всей поверхности озера, а выполняют котлы искусственного и естественного происхождения, которые занимают большую часть мелководной северной половины озера, составляя в целом более 60% всей площади соленакопления [Рассказов и др., 1991]. Соль самосадка белого цвета, среднезернистая, содержание хлористого натрия в старосадке 95,91%, нерастворимого в воде осадка 1,79%, горьких солей 1,21% [Рассказов и др.,

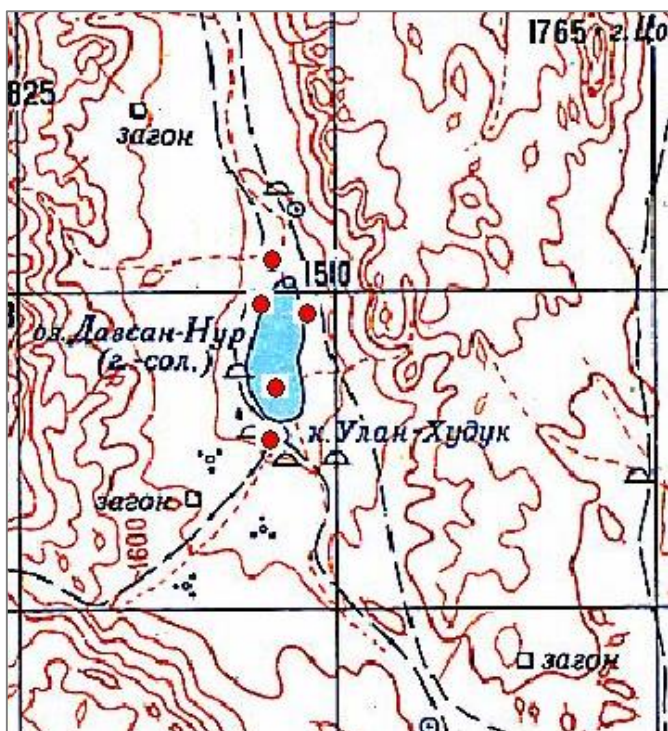


Рисунок 3-24. Озеро Давсан-Нуур с нанесением точек опробования озера и близлежащих колодцев

1991]. Также как и оз. Дэвтэрийн-Давст-Нуур, озер Давсан-Нуур (рис. 3-24) с древних времен используется местными жителями как источник солей. Расположено оно в 10 км к северо-востоку от оз. Убсу-Нур на территории Тэс сомона Убсу-Нурского аймака. Площадь озера составляет 0,7 км², а объем – 0,0001 км³ [Церэнсодом, 2000]. Особенностью оз. Давсан-Нуур является достаточно не равномерное распределение солености воды.

Минерализация вод в северо-западной части озера составляет по нашим

данным 195-279 г/л и увеличивается к юго-востоку до 418 г/л (табл. 3-18). В среднем соленость воды в восточной, более засоленной, части озера составляет 360 г/л, что существенно больше среднего ее значения для озера в целом (310 г/л, табл. 3-18).

По данным, представленным в [Рассказов и др., 1991], озеро также является рассолом, а значение минерализации изменяется от 227 до 332 г/л (табл. 3-17). Неравномерное распределение солености воды в озере можно объяснить двумя факторами: структурой дна озера и расположением грунтовых вод, питающих озеро. К сожалению, точными данным о структуре дна озера мы не владеем, однако, исходя из анализа космоснимка и морфологического анализа территории, можно отметить более высокие глубины в северной части озера. Что касается, уровня грунтовых вод, то здесь, исходя из данных, полученных при изучении близлежащих колодцев, можно говорить о более высоком расположении уровня грунтовых вод в северной части озера (0,8-1 м от поверхности), которые постоянно питают озеро и разбавляют рапу, не давая ей концентрироваться. В южной части грунтовые воды расположены на более глубоких отметках (3-4 м от поверхности) и не оказывают такого сильно влияния на состав озерной воды, как в его северной части.

Таблица 3-18. Химический состав вод оз. Давсан-Нуур

Место опробования озера	Ед. изм.	Северо-западная часть			Северо-восточная часть			Южная часть		Среднее
Год		2010	2011	2012	2010	2011	2012	2011	2012	
pH		7,3	7,4		7,2	7,2		7,0		7,2
CO ₃ ²⁻	мг/л	25	н.о.	н.о.	38	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	13
HCO ₃ ⁻		927	1757	1110	1781	2111	1171	1867	996	1688
SO ₄ ²⁻		40249	41268	31246	86329	67975	43263	43937	22689	55952
Cl ⁻		88478	143050	139307	189900	160400	178168	163950	165070	149156
Ca ²⁺		560	130	100	1000	3650	160	146	400	1097
Mg ²⁺		12956	23263	18483	28670	28950	18203	23520	30256	23472
Na ⁺		50684	68004	70020	106820	75352	101370	78495	60220	75871
K ⁺		1370	2020	1130	3671	2650	1240	2600	800	2462
M	г/л	195	279	261	418	341	344	315	281	310
Eh	mV	95	-74		60	-27		-23		6,2

Для оз. Цавдан-Нуур, расположенного на высоте 1623 м в 30 км к юго-востоку от Дзун-Хангай сомона Увсунурского аймака, также не было отмечено изменение в значениях солёности воды (примерно 340 г/л), в сравнении с данными за 1983г., представленными в [Рассказов и др. 1991]. Однако, при сравнении их с данными 1966г., по которым минерализация озера составляла 27,6 г/л, нетрудно заметить значительное увеличение солёности озерной воды. Видно, что примерно за 40 лет она увеличилась почти на 100 г/л, то есть увеличение минерализации воды составило примерно 2,5 г/л в год. При этом существенно изменился ионный состав озерных вод, показывая увеличение концентрации хлоридов (на 10 г/л) и магния (на 10 г/л) и, в тоже время, уменьшение содержаний натрий-иона (на 20 г/л) и сульфат-иона (на 4 г/л).

Обобщая исследование макрокомпонентного состава озёр хлоридного типа, стоит отметить самое высокое среднее значение минерализации их вод, составляющее около 105 г/л, и которое больше чем в 3 раза превышает среднее ее значение для содового типа вод (31 г/л). Именно к хлоридному типу озёр относятся самые высокоминерализованные исследуемые нами озера, а именно, оз. Дэвтэрийн-Давст-Нуур (солёность – 363 г/л), оз. Цавдан-Нуур (340), оз. Бага-Гашун-Нуур (322), оз. Тахилт-Нуур (320) и др.

3.4.2. Микрокомпонентный состав

В отличие от содовых озер Западной Монголии, хлоридным свойственны высокие концентрации таких микроэлементов, как литий (до 82 мг/л), стронций (до 18 мг/л) и рубидий (1,4 мг/л, табл. 3–19). Однако, содержание последнего обнаружено лишь в 33% озер.

Таблица 3-19. Микрокомпонентный состав хлоридных озер Западной Монголии

№ пробы	As	Li	Mo	Rb	Sr	V	U	B	Br	F
	мкг/л							мг/л		
18	7	56	30	6	1820	-	20,0	0,6	2,60	-
19		30		1350	3500	-	7,5	0,4	1,35	-
20		3500		14	5000	-	130	5,6	3,20	-
21	36	16	13	370	1410	-	13,0	0,2	0,19	0,4
22	240	8940	66		6690	-	47,0	20	180	14
23	190	2570	60		10800	-	38,0	44	298	1,8
24	480	16480	770	970	7700	-	3090	252	202	14
25	179	1450	230	-	11210	140	215	-	315	-
26	18	550	34	-	2380	7,6	48,5	-	23,1	-
27	8	42	11	-	190	4,7	10,7	-	2,19	-
28	4	35	7,9	-	342	1,7	3,40	-	0,76	-
29	1	61	2,6	-	362	1,5	3,20	-	1,53	-
30	11	49	11	-	130	2,9	11,7	-	3,87	-
31	7	350	9,7	-	50	2,7	9,70	-	4,84	-
32	30	165	15	-	17880	13	25,2	-	13,1	-
33	263	1310	223	-	8780	186	152	-	315	-
34	123	2070	100	-	3640	118	55,0	-	218	-
35	44	84	59	-	11210	6,8	74,7	-	4,84	-
36	545	82154	65	4	6198	97	23,5	101	718	43
$\bar{X}$ Хлоридных	111	842*	34	391	4713	38	30,9	6,2	106	15
$\bar{X}$ Содовых	99	729	61	14	633	11	113	12	8,7	25
$\bar{X}$ Сульфатных	176	825	229	10	1703	9,3	87	8,5	30,6	3,4

* - значение точек 26-29 не учитывалось

Концентрации лития в озерных водах хлоридного типа достигают 16,5 мг/л (оз. Бага-Гашун-Нуур), а иногда и 82 мг/л (оз. Давсан-Нуур). Среднее его содержание для данного типа озер составляет 842 мкг/л, в то время как в содовых оно много меньше – 729 мг/л.

Содержания стронция в озерных водах также высоки и варьируются от 1 до 18 мг/л для озер с минерализацией, превышающей 5 г/л. В озерах с меньшей соленостью вод (1-5 г/л) его концентрации, как и лития, не превышают 0,4 мг/л. Наиболее высокие содержания стронция обнаруживаются в оз. Дэвтэрийн-Давст-

Нуур (18 мг/л). Содержание стронция в природных водах больше всего контролируется их сульфатностью. На рис. 3-25 видно, что с увеличением

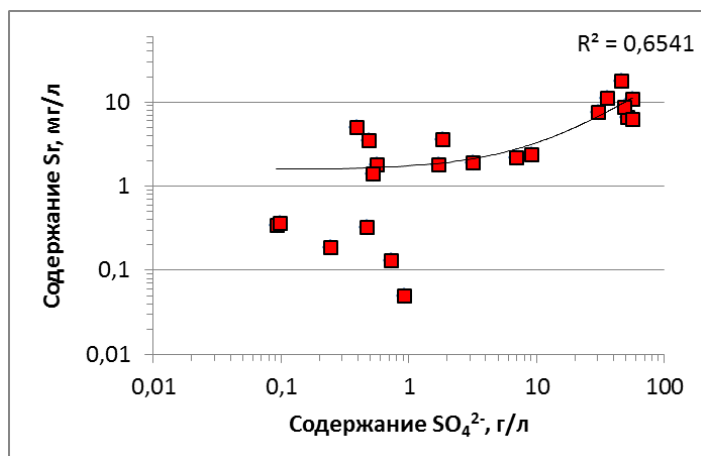


Рисунок 3-25 Зависимость концентрации стронция от содержания сульфат-ионов в озерах хлоридного типа

минерализации вод (более 1 г/л) стронций начинает коррелировать с содержанием сульфата в озерах, причем эта зависимость носит линейный характер. Связано это с образовыванием комплексных соединений с сульфат-ионом

[Перельман, Касимов, 1999].

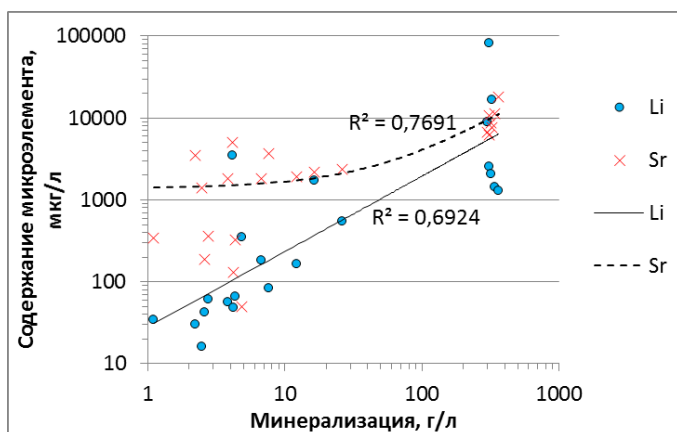


Рисунок 3-26. Связь содержаний лития и стронция в озерах хлоридного типа от их минерализации

Как известно, литий и стронций характеризуются высокой миграционной способностью и активно участвуют в испарительном концентрировании, при этом длительное время сохраняются в растворе, не связываясь вторичными минералами [Крайнов и др., 2004]. В связи с этим их содержание увеличивается с ростом

минерализации озерных вод (рис. 3-26), причем содержание Li растет значительно быстрее, чем Sr. Это может быть объяснено тем, что у стронция более высокая способность к самостоятельному минералообразованию (широко распространенный целестин SrSO_4 и более редкий стронцианит SrCO_3). Близкое поведение зависимости этих элементов от солености озерных вод подтверждается и довольно высокой их корреляцией с хлорид-ионом ($r = 0.77$ и 0.90 , соответственно, табл. 3-20), что свидетельствует об отсутствии в данном случае геохимических барьеров для этих элементов. Для лития также наблюдается хорошая корреляционная зависимость ($r = 0,7-0,9$) со всеми изученными микроэлементами (табл. 3-20), кроме рубидия ($r = -0,01$).

Таблица 3-20. Корреляционная матрица содержания микрокомпонентов с содержанием гидрокарбонат-, хлорид-ионов и минерализацией хлоридных озер

	pH	HCO ₃	Cl ⁻	M	Li	Mo	U	B	As	Rb	Sr	V	Br	F
pH	1	-0,57	-0,72	-0,71	-0,44	-0,45	-0,23	-0,15	-0,44	0,29	-0,66	-0,84	-0,71	0,11
HCO ₃	-0,57	1	0,23	0,26	0,29	0,13	0,05	0,42	0,28	-0,62	0,13	-0,16	0,20	0,20
Cl	-0,72	0,23	1	1	0,77	0,82	0,67	0,89	0,84	0,40	0,90	0,99	0,98	0,69
M	-0,71	0,26	1	1	0,78	0,82	0,66	0,89	0,85	0,40	0,89	0,99	0,98	0,64
Li	-0,44	0,29	0,77	0,78	1	0,79	0,79	0,94	0,85	-0,01	0,68	0,81	0,72	0,80
Mo	-0,45	0,13	0,82	0,82	0,79	1	0,95	0,90	0,85	0,84	0,80	0,81	0,78	0,76
U	-0,23	0,05	0,67	0,66	0,79	0,95	1	0,83	0,86	0,08	0,66	0,73	0,61	0,71
B	-0,15	0,42	0,89	0,89	0,94	0,90	0,83	1	0,91	0,17	0,86	-1	0,84	0,67
As	-0,44	0,28	0,84	0,85	0,85	0,85	0,86	0,91	1	0,95	0,73	0,98	0,78	0,81
Rb	0,29	-0,62	0,40	0,40	-0,01	0,84	0,08	0,17	0,95	1	0,37	-	0,39	1
Sr	-0,66	0,13	0,90	0,89	0,68	0,80	0,66	0,86	0,73	0,37	1	0,98	0,93	0,24
V	-0,84	-0,16	0,99	0,99	0,81	0,81	0,73	-1	0,98	-	0,98	1	0,99	-
Br	-0,71	0,20	0,98	0,98	0,72	0,78	0,61	0,84	0,78	0,39	0,93	0,99	1	0,27
F	0,11	0,20	0,69	0,64	0,80	0,76	0,71	0,67	0,81	1	0,24	-	0,27	1
Крит. знач.	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,38	0,36	0,55	0,38	0,67	0,55	0,43	0,36	0,80

Рубидий, в свою очередь, хорошо коррелирует с такими микроэлементами, как мышьяк, молибден и фтор ($r = 0,95, 0,84$ и $1,0$, соответственно). Также как и другие редкие щелочные элементы, он не образует собственных минералов, а рассеивается преимущественно в слюдах, полевых шпатах и глинах. Среднее содержание этого элемента в хлоридных озерах Западной Монголии составляет 391 мкг/л, а максимальное его значение - 1,4 мг/л, зафиксировано в оз. Хаг-Нуур.

Наряду с литием, стронцием и рубидием, для хлоридных озер характерно повышенное содержание таких микрокомпонентов, как В (6,2 мг/л) и Br (106 мг/л). Содержание последнего в некоторых случаях может достигать 0,7 г/л (оз. Давсан-Нуур). На рис. 3-27, показывающем связь содержаний брома и хлора в озерах хлоридного типа, отчетливо видна линейная зависимость, что может говорить

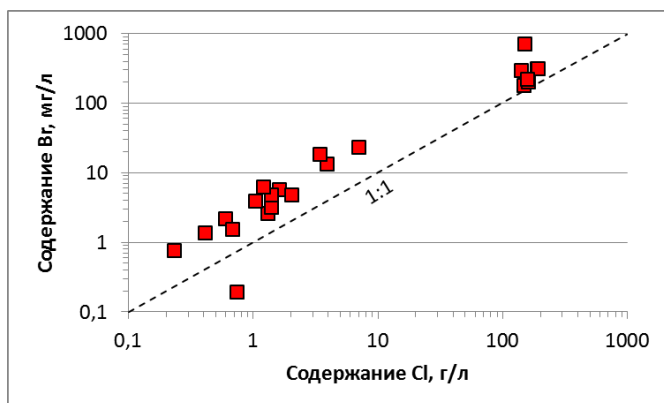


Рисунок 3-27. Связь содержаний брома и хлора в озерах хлоридного типа

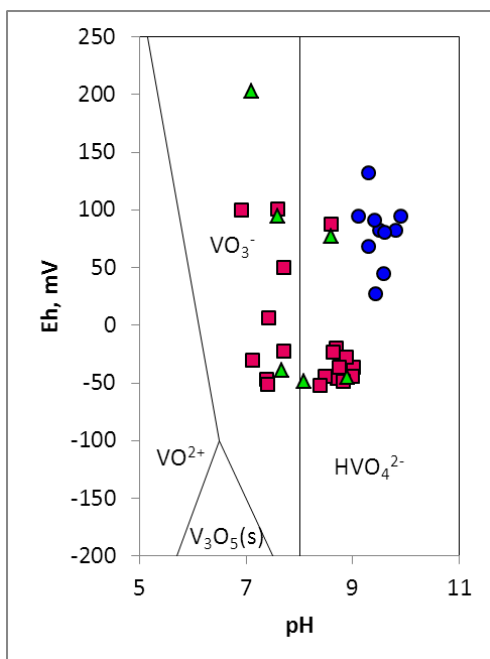


Рисунок 3-28. Eh-pH диаграмма для системы V-O-H при 25°C, $P_{CO_2} = 10^{-2,33}$ атм и $\sum V = 10^{-10}$ моль.

о единой природе этих элементов. Стоит отметить оз. Цэцэг-Нуур (№ 21), в котором зафиксировано необычное для хлоридного типа озер отношение Cl/Br, равное 3000.

В отличие от содового и сульфатного типов, хлоридному типу озер также присущи довольно высокие

концентрации ванадия (1,5 до 186 мкг/л, среднее – 38 мкг/л). Формы миграции его в слабо- и сильнощелочных средах представлены на рис. 3-28. Видно, что комплексы VO_3^- и HVO_4^{2-} являются основными формами миграции ванадия в изучаемых водах, причем только для содового типа характерна исключительно последняя.

Подводя итог о микрокомпонентом составе хлоридного типа озер, можно сказать, что именно для них характерны максимальные концентрации большинства изученных элементов – Li, Rb, Br и V, для которых характерна испарительная концентрация в воде. В то же время они

отличаются минимальными содержаниями Mo, U и B, накопление в растворе которых происходит в результате взаимодействия воды с горными породами.

3.5. Химический состав сульфатных озер

Примерами сульфатных озер являются Каспийское и Аральское моря, заливы Кара-Богаз-Гол, Сиваш; крупные озера: Балхаш, Иссык-Куль; Большое Соленое озеро; Кучук, Эльтон, Индер, озера Китая и Центрального Казахстана. К этому же типу относится самое большое искусственное соляное озеро – Солтон-Си, расположенное на юге Калифорнии [Drever, 2005].

3.5.1. Макрокомпонентный состав

Сульфатный тип озер является наименее распространенным на изученной территории (14 %), но он, как и хлоридный, характеризуется высокой соленостью воды (среднее – 83 г/л, табл. 3-21). Значения pH минимальны среди всех химических типов озер и варьируются в широких пределах (от 7,1 до 8,9, среднее – 8,0).

По предложенной нами классификации, среди изученных озер преобладают воды сульфатного натриево-магниевого типа. Однако, С.Л. Шварцевым [2007] показано, что в чистом виде сульфатные воды встречаются редко, поскольку часто содержат высокие концентрации хлорид-иона. Исследуемые нами озера не являются исключением (среднее содержание Cl – 31 экв.%). Изучив формулу Курлова, составленную по данным среднего химического состава исследованных нами сульфатных озер Западной Монголии:

$$M_{83} \frac{SO_4 \ 63 \ Cl \ 31}{Na \ 68 \ Mg \ 27} \ pH_{8,0},$$

можно заметить, что среди макрокомпонентов главенствует ион SO_4 (среднее - 40 г/л или 63 экв.%), однако, часто встречаются высокие концентрации хлора (до 76 г/л). Содержание карбонат- и гидрокарбонат-ионов в сульфатных озерах меньше и варьируется от 0,4 до 2 г/л. При этом накопление карбонатной составляющей в водах с ростом минерализации происходит намного медленнее остальных анионов (рис. 3-29). Это не удивительно, поскольку эти ионы связываются карбонатными минералами и перестают накапливаться в растворе.

Табл. 3-21. Макрокомпонентный состав, pH, Eh и соленость (М) сульфатных озер Западной Монголии (2008-2011гг.)

№ п/п	Название озера	pH	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	SiO ₂	М	Eh
			мг/л									г/л	mV
37	Сууж-Нуур* (3)	8,4	94	813	6872	3410	52	983	3838	257	9,0	16,3	-52
38	Тонхил-Нуур	7,6	174	1696	116616	75550	318	24140	57977	1562	13,9	280	95
39	Ихес-Нуур	7,1	1	622	78544	11463	160	2098	40939	261	14,4	135	203
40	Цагаан-Нуур	8,1	54	451	3663	2219	67	453	2192	152	42,0	9,76	-49
41	Безымянное озеро	7,7	0	537	11896	3010	728	1294	4484	31	3,5	22,5	-39
42	Цаган-Нуур	8,9	492	1220	23358	10450	37	1403	15300	461		54,4	-45
43	Зэргийн-Цаган-Нуур	8,6	24	403	802	231	32	134	374	46	17,9	2,47	77
X̄ Сульфатных		8,0	149	821	39146	4906	224	1332	20211	419	15,7	83	40
X̄ Хлоридных		8,1	139	901	15537	51783	57	5362	29519	205	10,8	105	-10
X̄ Содовых		9,4	530	2482	3084	3686	80	205	4659	175	15,1	31,2	80

* - приведены средние значения отобранных проб в исследуемом озере, в скобках – количество проб

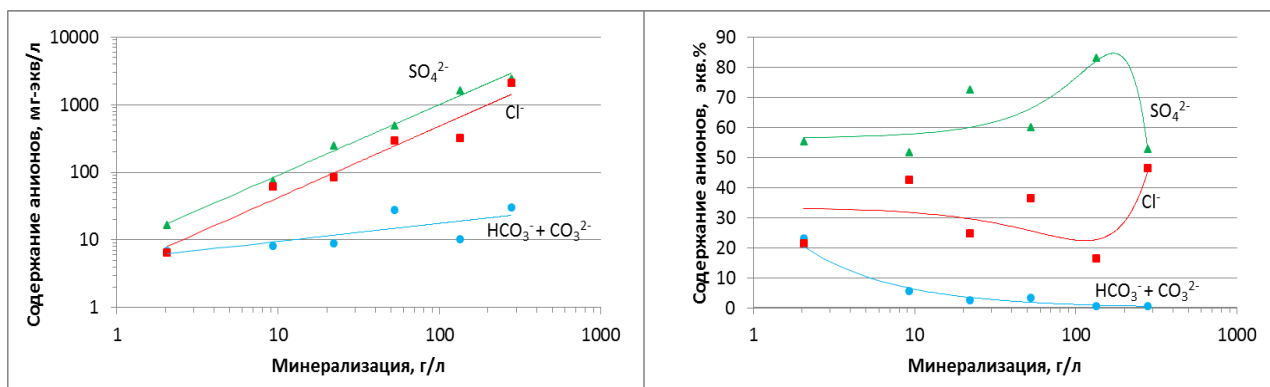


Рисунок 3-29. Зависимость основных катионов от общей минерализации сульфатных озер Западной Монголии

Накопление же сульфатов и хлоридов в растворе происходит постоянно и, соответственно, с ростом минерализации их концентрации постоянно увеличиваются, до тех пор, пока ими также не будет встречен геохимический барьер в виде гипса (для SO_4) и галита (для Cl). Более подробно этот вопрос будет изучен в главе 4.

Неравномерный рост содержаний катионов в растворе по мере его концентрирования также свидетельствует о наличии геохимических барьеров для тех или иных элементов в воде. Так, значения кальция в озере изменяются от 0,03 до 0,7 г/л и рост его намного менее интенсивен, чем для натрия и магния. На рис. 3-30 видно, что по мере увеличения общей минерализации воды в озере, объемное содержание кальция в ней существенно падает. Это можно объяснить насыщенностью раствора карбонатами, которые и регулируют содержание кальция в растворе.

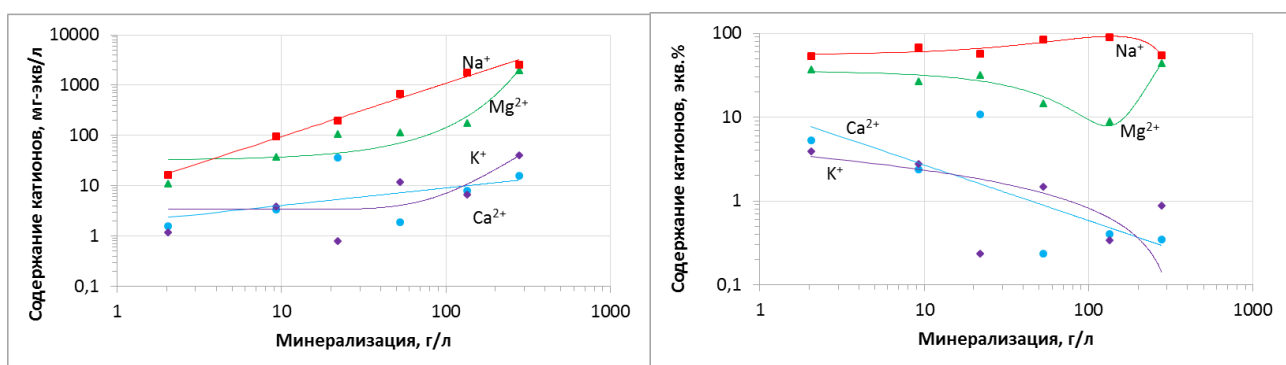


Рисунок 3-30. Зависимость основных анионов от общей минерализации сульфатных озер Западной Монголии

Сравнивая сульфатный химический тип озер с содовыми и хлоридными (рис. 3-2), стоит отметить максимальные объемные содержания в них кальция (3 экв.%) и магния (27 экв.%). В то же время доля натрия и калия в них несколько меньше, 68 и 2 экв.%, соответственно.

Большинство ионов в озерах сульфатного типа, а также значения pH и общей минерализации, подчиняются нормальному распределению (табл. 3-22), остальные ионы (Cl^- , Mg^{2+}) распределены по логнормальному закону.

Таблица 3-22. Статистические параметры, рассчитанные для макрокомпонентов (мг/л), pH и М (минерализации, г/л) сульфатного типа озер

Компонент Статист. параметр		$\bar{X}$	μ	m	σ	Мин	Макс	N
Cl^-	Логнорм распред	4906	2,2	5608	7,0	230	75550	6
Mg^{2+}		1332	2,0	1347	5,6	134	24140	6
$(\text{CO}_3)^{2-}$	Нормальное распределение	149	90	54	203	0,6	492	5
$(\text{HCO}_3)^-$		821	212	579	520	402	1695	6
$(\text{SO}_4)^{2-}$		39146	19386	17626	47486	801	116615	6
Ca^{2+}		224	110	114	269	32	728	6
Na^+		20211	9739	9891	23856	374	57977	6
K^+		419	238	206	582	30	1562	6
SiO_2		15,7	5,8	14,1	14	2,3	41,9	6
pH		8,0	0,27	7,8	0,67	7,1	8,89	6
М		83	43	37	107	2,0	278	6

Примечание: Статистические параметры посчитаны с использованием данных табл. 3-21. $\bar{X}$ – среднее значение, μ – стандартная ошибка определения среднего значения, m – медианное значение, σ – среднеквадратичное отклонение, N – количество проб, Cv – коэффициент вариации.

Максимальная соленость среди озер данного типа наблюдается в оз. Тонхил-Нуур, находящемся к югу от горы Сутай-Хайрхан и в 17 км к югу от центра Тонхил сомона Гоби-Алтайского аймака. Северный берег пологий, остальные — крутые. Берега озера песчаные. На дне залегает ил черного цвета [Рассказов и др., 1991]. Минерализация рапы в 1965 г. достигала 115 г/л, сейчас она составляет 278 г/л. Такое большое увеличение солености озера связано с его большим усыханием. По данным А.А. Рассказова и др. [1991], озеро вытянуто с севера на юг, длина его была 7 км, ширина 4-4,5 км. По данным же Ж. Церэнсоднома [Цэрэнсодном, 2000], оно намного меньшего размера: длина 4,6 км, максимальная ширина – 2,6 км. То есть озеро усохло практически в два раза, что и привело к увеличению его солености практически на 150г/л. Помимо солености воды, изменения произошли также и в ионной составляющей воды озера. На 1965г. химический тип озера определялся как сульфатно-магниевый, сейчас же содержание хлорид-ионов и натрия в нем

увеличилось, что привело к изменению его вод сульфатно-хлоридный натриево-магниевый химический тип.

Подобные изменения произошли и с озером Ихэс-Нур, находящемся в 40 км к северо-востоку от оз. Тонхил-Нуур и расположенного на территории Дарив сомона Гоби-Алтайского аймака. Котловина озера лежит между горами Дарив и Сутай-Хайрхан хребта Монгольского Алтая. Форма озера вытянутая с северо-запада на юго-восток, длина его около 7, ширина 5 км. Берега озера слабо изрезаны, северный и южный берега пологие. Дно озера покрыто черными илами с сероводородным запахом. Водное питание осуществляется главным образом за счет атмосферных осадков и частично за счет грунтовых вод [Рассказов и др., 1991]. По данным [Рассказов и др., 1991], степень минерализации рапы в 1965г. достигала 155 г/л. По химическому составу рапа относилась к сульфатно-магниевому подтипу. Исследования озера и анализы воды, проведенные в августе 1983 г., также показали высокую минерализацию воды (до 107 г/л) с высоким содержанием хлорида натрия. По нашим данным соленость воды составляет 134 г/л, при этом химический тип определен как сульфатный натриевый. Эквивалентная составляющая магния – 9 экв.%.

Таким образом, среди макрокомпонентов в сульфатном типе озер главенствует SO_4 (среднее – 39 г/л) и Na (20 г/л), хотя встречаются и высокие концентрации Cl (до 76 г/л), что объясняется не только испарением воды, но и наличием дополнительных источников сульфат-ионов.

3.5.2. Микрокомпонентный состав

В отличие от макрокомпонентного состава, содержание большинства микроэлементов в сульфатных озерах ниже, чем в других типах озер (средние для Li - 825, U - 87, Rb – 10, V – 9,3 мкг/л, F – 3,4 мг/л). Исключение составляет только As и Mo, содержания которых высоки и достигают 0,6 и 0,7 мг/л, соответственно (табл. 3-23). Кроме того стоит отметить хоть и не самые высокие, однако не менее значительные концентрации стронция (среднее - 1,7 мг/л), которые в озере Безымянное достигают 16 мг/л.

Содержание молибдена в озерах сульфатного типа весьма внушительное (229 мкг/л) и в 4-7 раз превосходит его концентрации в других химических типах озер (табл. 3-23). Кроме того, с учетом данных С.Л. Шварцева [1998], концентрации этого элемента в исследуемых озерах во много раз превосходят его среднее содержание в грунтовых водах провинции аридного климата (4,12 мкг/л). Кроме того, они в 20 раз больше, чем среднее содержание Мо в морской воде (8,9 - 12,2 мкг/л) для разных океанов и акваторий [Riley, Skirrow, 1965].

Таблица 3-23. Микрокомпонентный состав сульфатных озер Западной Монголии

№ пробы	As	Li	Mo	Rb	Sr	V	U	B	Br	F
	мкг/л							мг/л		
38	560	2420	60		6180	0	77,0	21	85,5	1,7
39	320	21	60		2830	0	20,0	4,0	13,6	4,8
40	15	110	16	0	3780	8,3	20,2		3,13	
41	51	697	270	0	16280	25	2190		37,0	
42	90	1660	739	0	4240	22	277		43,9	
43	19	40		10	1210	0	23,0	0,43	0,55	3,7
$\bar{X}$ Сульфатных	176	825	229	10	1703	9,3	87	8,5	30,6	3,4
$\bar{X}$ Хлоридных	111	842	34	391	4713	38	30,9	6,2	106	15
$\bar{X}$ Содовых	99	729	61	14	633	11	113	12	8,7	25

Формирование таких молибденовых аномалий в степных и пустынных ландшафтах во многом определяется не только процессами испарительной концентрации, но и локальной и региональной миграцией этого элемента [Перельман, Касимов, 1999], а также процессами взаимодействия в системе «вода - горная порода». Молибден хорошо коррелирует с сульфат-ионами (рис. 3-33) и другими компонентами раствора.

Содержание фтора в сульфатных озерах несколько меньше, чем в других химических типах. При этом, если в хлоридных и содовых его концентрации с увеличением солёности воды растут (рис. 3-34), что естественно, так как это подвижный элемент, который на первых этапах взаимодействия воды с горными

породами не встречает геохимических барьеров, то для сульфатных они остаются на прежнем уровне – 2-4 мг/л.

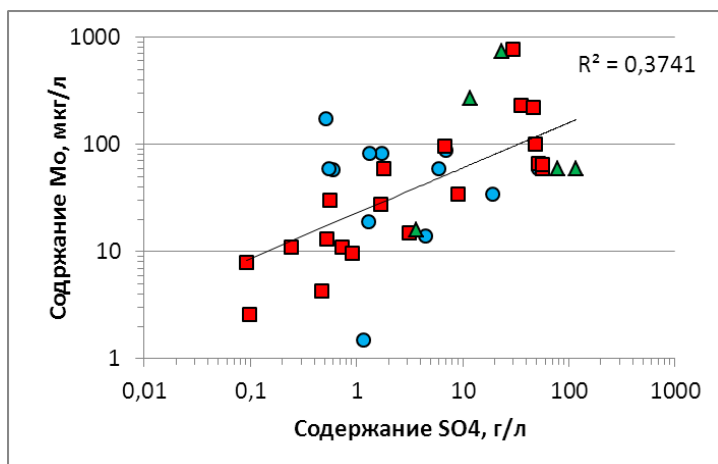


Рисунок 3-321. Зависимость содержания молибдена от концентрации сульфат-ионов в озерах Западной Монголии

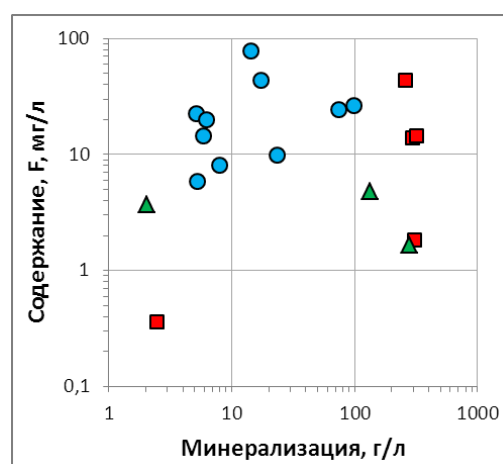


Рисунок 3-312. Зависимость содержания фтора от минерализации озерных вод

Таким образом, сульфатный тип озерных вод отличается от других химических типов наименьшими концентрациями большинства микроэлементов, за исключением мышьяка и молибдена.

Основные выводы

1. Приведенные данные убедительно показывают, что на относительно небольшой территории в близких климатических и ландшафтно-геоморфологических условиях формируются различные геохимические типы озер: содовые, сульфатные и хлоридные.

2. Эти озера достаточно многообразны по химическому составу, солености воды, pH, P_{CO_2} , Eh, содержанию SiO_2 и микрокомпонентов. По величине общей минерализации исследуемые озерные воды варьируют от умеренно солоноватых до сверхкрепких рассолов: соленость достигает 363 г/л, pH – 9,9 и содержания SiO_2 – 43 мг/л. Высокая минерализация характерна для сульфатных и хлоридных озер, высокая щелочность – для содовых.

3. Преобладающим анионом в большинстве изученных озер является хлор (его содержание достигает 192 г/л при среднем значении – 20 г/л), а катионом – натрий (до 105 г/л, среднее – 18 г/л).

4. Помимо основных восьми ионов, являющихся главной составной частью, в солевом составе присутствуют и небольшие количества других элементов рассеяния. Так, повышенное содержание урана и его сопутствующих элементов (мышьяк, молибден, ванадий, фтор) характерно для озер содового типа, а лития, рубидия, брома – для хлоридного. Сульфатный тип озер отличается минимальными концентрациями большинства микроэлементов, за исключением мышьяка и молибдена.

ГЛАВА 4. Равновесие в системе озерная вода-порода

В последние годы появились принципиально новые возможности изучения рассолов соленых озер термодинамическими методами [Питцер, 1992; Борисов, Шваров, 1992; Букаты, 1995, 1997, 2002; Шваров, 1999; Чарыкова, Чарыков, 2003; Алексеев и др., 2005; Чудненко, 2010], что позволяет более полно изучать природу геохимической специализации озер, механизмы их формирования, источники химических элементов [Fritz и др. 1987; Risacher, Fritz, 1991; Long и др., 1992; Risacher и др., 2002; Pellicori и др., 2005; Склярова, 2002, 2004], процессы озерной седиментации [Eugster, 1984; Manega, Bieda, 1987], механизмы вторичного минералообразования [Bowell, Parshley, 2005; Шварцев и др., 2007], распределение микрокомпонентов в озерах [Lyons и др., 1992] и роль различных факторов в формировании состава озер [Krumgalz и др., 2000].

4.1. Методика термодинамических расчетов

Взаимодействие воды с горными породами с позиций равновесно-неравновесной термодинамики для природных сред являются в последние годы объектом повышенного внимания и представляются относительно изученными, чего нельзя сказать об озерных водах Западной Монголии. Поскольку каждая осадочная порода представляет собой совокупность парагенетической ассоциации минеральных и органических компонентов и жидкостно-флюидной фазы, система «вода – порода» относится к наиболее сложным гетерогенным системам с межфазовыми взаимодействиями [Шварцев и др., 2007].

Формирование состава природных вод нельзя понять, не рассматривая равновесия в системе вода-порода. В озерах постоянно происходят, растворение и садка солей, взаимодействие жидкой и твердой фаз. В работе анализируется равновесие озерных вод с карбонатными, сульфатными, хлоридными и алюмосиликатными минералами.

Расчет равновесия воды с горными породами проводился по методике, изложенной в работе Р.М. Гаррелса и Ч.Л. Крайста [1968] для температуры 25⁰С (стандартные условия). Физико-химические расчеты, необходимые для вычисления

квотанта реакции и активных концентраций компонентов, выполнялись с использованием программного комплекса Hydro Geo, разработанного М.Б. Букаты [1999, 2002], для температуры 25°C и давления 0,1 МПа по методу Дэвиса К.В. [Davies, 1938; Ротинян и др., 1981] для растворов с ионной силой до 0,5 моль/л и по методу Питцера [1992] для высокоминерализованных вод и рассолов.

В составе раствора учитывались 20 базовых ионов: H^+ ; Na^+ ; Mg^{2+} ; Al^{3+} ; K^+ ; Ca^{2+} ; Rb^+ ; Sr^{2+} ; $(UO_2)^{2+}$; Li^+ ; e^- ; OH^- ; $(HCO_3)^-$; Br^- ; $(AsO_4)^{3-}$; Cl^- ; $(SO_4)^{2-}$; F^- ; H_2O ; SiO_2 и 150 производных ионов и ионных ассоциатов, в том числе 50 урановых: Na^+ ; $(NaSO_4)^-$; $(NaCO_3)^-$; Mg^{2+} ; $(Mg(CO_3)_2)^{2-}$; $(Mg(SO_4)_2)^{2-}$; $MgCl^+$; $(MgHCO_3)^+$; MgF^+ ; $MgOH^+$; $(MgHSiO_3)^+$; $(MgHSO_4)^+$; K^+ ; $(KSO_4)^-$; $(KCO_3)^-$; Ca^{2+} ; $(Ca(SO_4)_2)^{2-}$; $CaCl^+$; CaF^+ ; $CaOH^+$; $(Ca(CO_3)_2)^{2-}$; $(CaHCO_3)^+$; Al^{3+} ; $(AlO_2)^-$; $(AlO(OH)_2)^-$; $(AlCl)_2^+$; $(AlOH)_2^+$; $(Al(SO_4)_2)^-$; Rb^+ ; $(RbSO_4)^-$; $(RbCO_3)^-$; Sr^{2+} ; $(Sr(SO_4)_2)^{2-}$; $SrCl^+$; SrF^+ ; SrF_2 ; $SrOH^+$; $(Sr(CO_3)_2)^{2-}$; Li^+ ; $(LiSO_4)^-$; $LiCl$; $LiOH$; $(LiCO_3)^-$; SiO_2 ; $(SiF_6)^{2-}$; $(SiO_3)^{2-}$; $(SiO_4)^{4-}$; $(Si_2O_5)^{2-}$; H_4SiO_4 ; H_2SiO_3 ; $(HSiO_3)^-$; $(HCO_3)^-$; $(CO_3)^{2-}$; $(Ca(CO_3)_2)^{2-}$; $(Mg(CO_3)_2)^{2-}$; $(NaCO_3)^-$; $(KCO_3)^-$; $(MgHCO_3)^+$; $(CaHCO_3)^+$; $(LiCO_3)^-$; $(Sr(CO_3)_2)^{2-}$; $(RbCO_3)^-$; $(U(CO_3)_5)^{6-}$; $(UO_2HCO_3)^+$; $UO_2(HCO_3)_2$; $(UO_2(CO_3)_3)^{4-}$; $(UO_2(CO_3)_2)^{2-}$; $(UO_2(CO_3)_3)^{5-}$; $(U(CO_3)_4)^{4-}$; $(SO_4)^{2-}$; $(LiSO_4)^-$; $(NaSO_4)^-$; $(Mg(SO_4)_2)^{2-}$; $(Al(SO_4)_2)^-$; $(HSO_4)^-$; $(S_2O_3)^{2-}$; $(KSO_4)^-$; $(Ca(SO_4)_2)^{2-}$; $(RbSO_4)^-$; $(Sr(SO_4)_2)^{2-}$; Cl^- ; $LiCl$; $MgCl^+$; $(AlCl)_2^+$; $CaCl^+$; $BrCl^-$; $SrCl^+$; Br^- ; $BrCl^-$; $(AsO_4)^{3-}$; $(HAsO_4)^{2-}$; $(As(OH)_4)^-$; $(H_2AsO_3)^-$; F^- ; SrF^+ ; SrF_2 ; $(HF_2)^-$; MgF^+ ; CaF^+ ; $(SiF_6)^{2-}$; $(UO_2)^{2+}$; $(UO_2(SO_4)_2)^{2-}$; $(USO_4)^{2+}$; $U(SO_4)_2$; UO_2Cl^+ ; $(UO_2)^+$; $(UOH)^{3+}$; U^{4+} ; UO_2F^+ ; $(HUO_2)^+$; $(U(OH)_2)^{2+}$; $U(OH)_4$; $(U(OH)_3)^+$; $((UO_2)_2(OH))^{3+}$; UO_2OH^+ ; $((UO_2)_3(OH)_4)^{2+}$; $UO_2(OH)_2$; $(UO_2(OH)_4)^{2-}$; $((UO_2)_2(OH)_2)^{2+}$; $(UO_2(OH)_3)^-$; $((UO_2)_3(OH)_5)^+$; $((UO_2)_4(OH)_7)^+$; UO_2OH ; $(HUO_3)^-$; $(HUO_4)^-$; $(UO_4)^{2-}$; $(UOH)^{2+}$; $(UO_3)^-$; $(U(CO_3)_5)^{6-}$; $(UO_2HCO_3)^+$; $UO_2(HCO_3)_2$; $(UO_2(CO_3)_3)^{4-}$; $(UO_2(CO_3)_2)^{2-}$; $(UO_2(CO_3)_3)^{5-}$; $((UO_2)_2CO_3(OH)_3)^-$; $(U(CO_3)_4)^{4-}$; $(UO_2AsO_4)^-$; $(UO_2(AsO_4)_2)^{4-}$; $(UO_2H_2AsO_4)^+$; $(UO_2(HAsO_4)_2)^{2-}$.

Для расчета константы равновесия использовались значения стандартной свободной энергии Гиббса из работ [Гаррелс, Крайст, 1968; Шварцев и др., 2007], а также базы данных HydroGeo, в которую включены такие работы, как [Shock, Helgeson, 1988; Дорогокупец, Карпов, 1984] и др.

Стандартная свободная энергия реакции есть сумма свободных энергий образования продуктов реакции в их стандартном состоянии за вычетом суммы

свободных энергий образования исходных реагирующих веществ в их стандартном состоянии:

$$\Delta F_{\text{реакции}} = \sum \Delta F_{\text{обр}} \text{ продуктов реакции} - \sum \Delta F_{\text{обр}} \text{ реагентов.}$$

Стандартная свободная энергия реакции связана с константой равновесия следующим равенством: $\Delta F^{\circ}_{\text{реакции}} = -RT \ln K$, в котором $K = \frac{a_D^d a_E^e}{a_B^b a_C^c}$,

R - (универсальная) газовая постоянная, а T - абсолютная температура. При 298,15°C $\Delta F_{\text{реакции}}(\text{ккал}) = -0,001987 \frac{\text{ккал}}{\text{град}} * 298,15 * 2,303 * \lg K$, то есть $\Delta F_{\text{реакции}} = -1,364 \lg K$. Таким образом, получается формула для расчета константы равновесия:

$$\lg K = -\frac{\Delta F_{\text{реакции}}}{1,364}.$$

Данное соотношение между $\Delta F_{\text{реакции}}$ и константой равновесия представляет собой частный случай соотношения между изменением стандартной свободной энергии реакции и активностями участвующих в реакции веществ для равновесной системы.

Решение вопроса о направлении преобразования минерального вещества в сложившихся гидрогеохимических условиях проводилось с использованием полей устойчивости минералов [Гаррелс, Крайст, 1968; Шварцев и др., 2007], построенных в различных координатах. Кроме того, для оценки удаленности системы вода-порода от состояния термодинамического равновесия нами оценивался индекс неравновесности (SI): $SI = \lg \frac{Q}{K}$, где Q- квотант реакции; K – константа реакции. По мере насыщения раствора солями индекс неравновесности растет от отрицательных значений до нуля. При пересыщении раствора его значения становится положительными. Нулевое значение характеризует равновесие раствора с солью или минералом [Merkel, Planer-Friedrich, 2005].

Поскольку основным источником питания озер являются атмосферные осадки, то именно они и рассматривались нами как начальный этап эволюции состава исследуемых вод.

4.2. *Формы миграции химических элементов в озерных водах и их распространение*

Химические элементы в природных водах могут находиться в виде взвеси, коллоидов и истинно растворенных соединений. К взвесям относят частицы, имеющие размер более 0,5 мкм. Частицы меньшего размера являются коллоидальными и растворенными формами. Границы между ними в большинстве случаев провести трудно, так как она подвижна и зависит от химических свойств элементов и образуемых ими форм [Крайнов и др., 2004].

Коллоиды в геохимии природных вод имеют весьма подчиненную роль. Коллоиды – это системы с предельно высокой дисперсностью при условии сохранения гетерогенности, т.е. поверхности раздела между дисперсной фазой и средой. Но в реальных условиях формирования природных вод границу между коллоидами элементов и их растворенными формами провести трудно. Считают, что коллоиды в природных водах образуют только отдельные микрокомпоненты природных вод, такие как кремний, поскольку мета- и ортокремниевые кислоты являются полимерными соединениями, а также элементы-гидролизаты – Al, Fe (III), Mn (IV) и др., гидролизующиеся в природных водах с образованием малорастворимых соединений [Крайнов и др., 2004].

Прочность комплекса обычно выражается константой устойчивости:

$$K_y = \frac{[MeA_m^{mk+n}]}{[Me^{n+}][A^{k-}]^m}$$

где $[Me^{n+}]$ – молярная концентрация элемента с зарядом $n+$ в незакомплексованной форме; $[A^{k-}]$ – молярная концентрация адденда A с зарядом $k-$; $[MeA_m^{mk+n}]$ – молярная концентрация комплексного соединения, имеющего суммарный заряд $mk+n$. Чем выше значение константы устойчивости комплекса, тем он более стабилен.

Комплексы подразделяют на ионные пары, которые обычно имеют небольшие значения констант устойчивости и могут не всегда присутствовать в растворе в качестве реально существующих компонентов, и на координационные соединения,

которые имеют хорошо выраженную структуру и характеризуются, как правило, высокими значениями констант устойчивости. Все комплексы типа ионных пар кинетически неустойчивы, т.е. они быстро образуются и разрушаются при изменении состава раствора. Некоторые комплексы координационного типа также кинетически неустойчивы, однако среди них встречаются и инертные комплексы.

В условиях сухого климата *натрий* – характерный элемент испарительной концентрации. Он занимает первое место среди катионов в исследуемых нами озерных водах и накапливается в солончаковых почвах и растениях, определяя многие геохимические особенности степных районов. Количество его в озерных водах варьирует от 40 до 98% от общей суммы катионов, что в среднем составляет 30% от общей минерализации исследуемых вод. Максимальными его концентрациями отличаются хлоридные и сульфатные озера (в среднем – 30 и 20 г/л, соответственно), минимальными – содовые (среднее значение – 5 г/л, табл. 3-1). Он характерный талассофил (0,42), значительно превосходит в этом отношении Mg, Ca, K и другие катионы [Перельман, 1989].

Аналогом натрия по химическим свойствам является *калий*, однако по водной миграции он близок Mg. Кроме того, K – важный биоэлемент, его кларк в живом веществе 0,3%. При выветривании калий переходит в воды, где быстро захватывается организмами и поглощается глинами. Поэтому в озерные воды относительно бедны им, по сравнению с Na. Наибольшими концентрациями калия отличаются озера сульфатного типа (среднее содержание составляет 0,4 г/л), однако максимальное его количество зафиксировано в оз. Бага-Гашун-Нуур и составляет 22 г/л.

Результаты проведенных расчетов форм миграции показали, что Na и K мигрируют преимущественно в форме ионов, комплексообразование для них не характерно. Доля ионной формы составляет в среднем для Na^+ 97%, а для K^+ 95%, табл. 4-1. Дальнейшее превалирование комплексообразования зависит от кислотно-щелочных условий и химического типа озер. Хлоридный тип отличается максимальными долями ионов Na^+ и K^+ (98%, рис. 4-1). Для содового типа озер характерно связывание Na^+ и K^+ в комплексные соединения $(\text{NaCO}_3)^-$ и $(\text{KCO}_3)^-$ (2,8 и 1,4%, соответственно), а для сульфатного типа – в $(\text{NaSO}_4)^-$ и $(\text{KSO}_4)^-$ (2,5 и 6,4, соответственно).

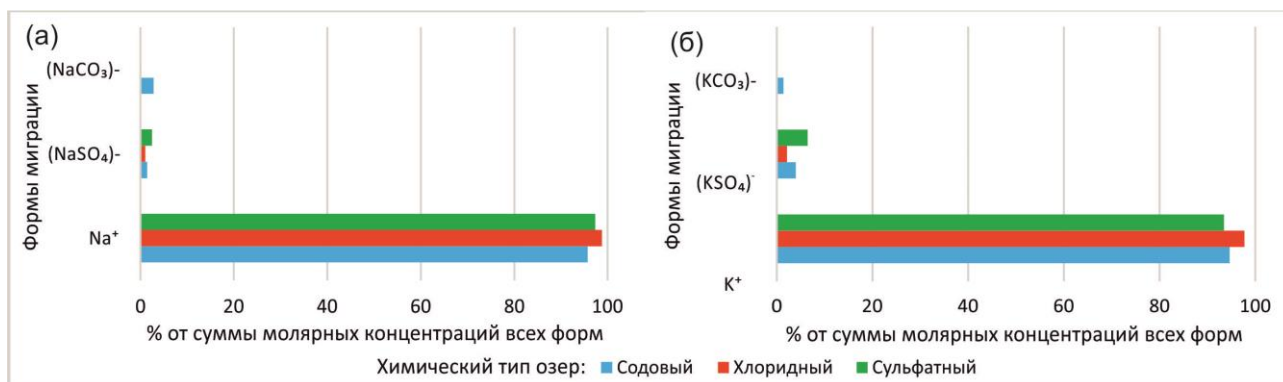


Рисунок 4-1. Основные формы миграции натрия (а) и калия (б) в озерных водах

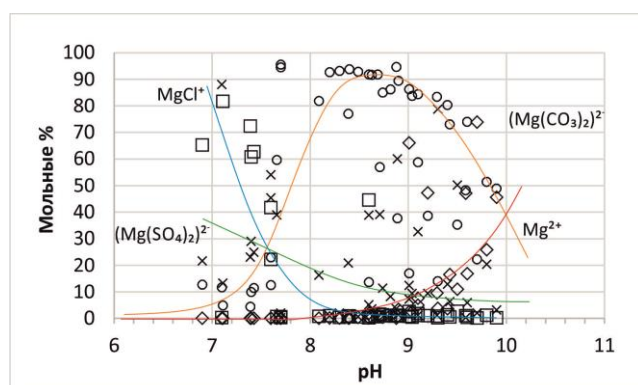


Рисунок 4-2. Формы миграции магния (II) в зависимости от значений pH озерных вод

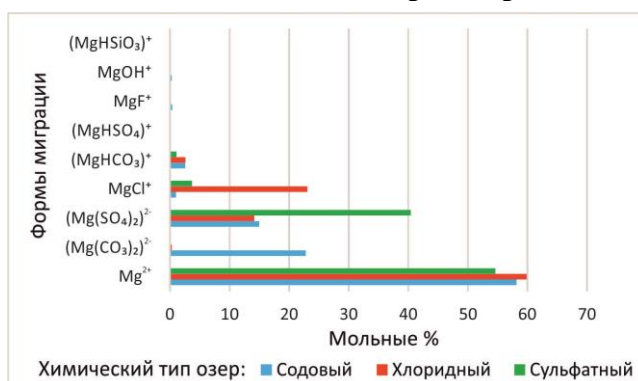


Рисунок 4-3. Формы миграции магния в озерных водах

В отличие от уже рассмотренных химических элементов, формы нахождения Са и Mg в растворах зависят от pH среды. Проведенные расчеты показали, что в отсутствие органических лигандов большой вклад в их комплексообразование вносят карбонатные и гидрокарбонатные, сульфатные, а также хлоридные ионы (рис. 4-2). Если рассматривать комплексообразование *магния*, то при pH меньше 7,5 форма $MgCl^+$ доминирует и в некоторых случаях достигает 80%, а при pH примерно от 7,5 до 9,5 подавляющая часть магния находится в виде

незакомплексованного иона. Значительную роль в озерах играет комплексное соединение $(Mg(SO_4)_2)^{2-}$ (рис. 4-3), достигающее в некоторых сульфатных озерах 90%, при среднем значении – 40%. Доля последнего в содовых и хлоридных озерах составляет в среднем 15%. Образование этого комплекса поддерживает на высоком уровне корреляцию магния и сульфат-ионов, о которой уже было упомянуто ранее в главе 3. Поскольку исследуемые нами озерные воды нередко содержат повышенные содержания хлора, значительная часть магния связывается в комплексное соединение

Таблица 4-1. Основные формы миграции главных ионов в озерах разных химических типов (мольные %)

Химический тип	Содовый			Хлоридный			Сульфатный		
Компонент	Мин.	Макс.	Средн.	Мин.	Макс.	Сред.	Мин.	Макс.	Сред.
Na⁺	90,82	98,66	95,74	96,98	99,85	98,76	94,18	99,04	97,36
(NaSO ₄) ⁻	0,269	5,703	1,445	0,104	2,514	1,032	0,793	5,815	2,507
(NaCO ₃) ⁻	0,808	8,233	2,819	0,004	0,696	0,205	0,008	0,509	0,135
Mg²⁺	14,03	89,41	58,16	4,37	95,45	59,87	11,61	91,80	54,62
(Mg(CO ₃) ₂) ²⁻	2,361	73,90	22,80	0,0002	1,836	0,316	7E-05	0,633	0,119
(Mg(SO ₄) ₂) ²⁻	0,334	78,80	14,97	0,088	45,31	14,13	5,09	87,97	40,43
MgCl ⁺	0,197	2,713	1,005	0,257	81,62	23,06	0,186	22,17	3,695
(MgHCO ₃) ⁺	0,001	5,253	2,556	0,303	6,545	2,587	0,126	2,620	1,096
MgF ⁺	0,034	0,887	0,361	0,008	0,132	0,062	0,004	0,163	0,057
MgOH ⁺	0,009	3,032	0,284	0,000	0,075	0,018	0,000	0,040	0,010
(MgHSiO ₃) ⁺	2E-09	0,089	0,021	3E-05	0,007	0,002	2E-05	0,005	0,001
(MgHSO ₄) ⁺	5E-11	1E-07	3E-08	2E-08	2E-06	5E-07	7E-08	2E-06	8E-07
K⁺	85,22	98,30	94,66	92,84	99,59	97,80	86,16	97,53	93,51
(KSO ₄) ⁻	0,835	13,99	3,945	0,319	6,919	2,099	2,383	13,84	6,424
(KCO ₃) ⁻	0,420	4,436	1,399	0,001	0,289	0,100	0,003	0,233	0,064
Ca²⁺	5,456	85,52	50,15	12,79	96,07	72,19	24,80	93,46	72,05
(Ca(SO ₄) ₂) ²⁻	0,127	66,50	10,00	0,056	35,47	9,50	3,37	74,77	25,51
CaCl ⁺	0,064	1,968	0,589	0,179	58,25	14,72	0,132	4,608	1,046
CaF ⁺	0,010	0,133	0,063	0,002	0,034	0,012	0,0003	0,035	0,012
CaOH ⁺	0,0003	0,278	0,022	7E-06	0,005	0,001	5E-06	0,003	0,001
(Ca(CO ₃) ₂) ²⁻	5,968	88,21	37,04	0,0002	6,582	0,915	0,0002	1,716	0,317
(CaHCO ₃) ⁺	0,001	5,023	2,171	0,265	6,617	2,662	0,169	2,736	1,067
(HCO₃)⁻	0,086	89,67	49,18	17,19	98,26	73,03	52,59	95,55	82,39
(CO ₃) ²⁻	8,719	59,26	24,89	0,359	34,09	6,528	1,386	26,48	7,222
(Ca(CO ₃) ₂) ²⁻	0,164	11,01	2,696	0,0004	5,450	0,336	0,00	0,169	0,047
(Mg(CO ₃) ₂) ²⁻	0,028	24,86	8,414	0,001	1,427	0,377	0,00	3,510	0,709
(NaCO ₃) ⁻	1,414	40,11	14,28	0,02	41,60	4,95	0,40	16,86	3,692
(KCO ₃) ⁻	0,025	1,789	0,262	0,001	1,430	0,102	0,001	0,138	0,033
(MgHCO ₃) ⁺	0,0001	2,783	0,634	0,364	57,94	14,71	1,134	25,06	6,019
(CaHCO ₃) ⁺	7E-06	0,597	0,088	0,044	4,509	0,629	0,032	1,688	0,408
(LiCO ₃) ⁻	0,001	0,042	0,016	2E-05	0,089	0,011	6E-06	0,014	0,003
(Sr(CO ₃) ₂) ²⁻	4E-05	0,027	0,005	2E-07	0,001	0,000	1E-07	0,001	0,000
(RbCO ₃) ⁻	5E-07	0,0001	3E-05	2E-08	1E-04	2E-05	1E-06	1E-06	1E-06
(SO₄)²⁻	72,10	97,03	86,01	22,68	97,34	67,33	25,94	90,67	65,50
(LiSO ₄) ⁻	0,00	0,02	0,01	0,00	1,07	0,07	0,00	0,01	0,00
(NaSO ₄) ⁻	2,23	17,05	7,62	0,75	31,03	7,15	1,51	12,07	5,53
(Mg(SO ₄) ₂) ²⁻	0,07	11,46	5,13	0,50	70,40	23,67	6,72	69,32	27,16
(HSO ₄) ⁻	1E-09	5E-06	1E-06	8E-07	0,0001	2E-05	1E-06	4E-05	2E-05
(KSO ₄) ⁻	0,058	4,226	0,743	0,110	6,161	0,695	0,045	0,470	0,285
(Ca(SO ₄) ₂) ²⁻	0,008	3,629	0,490	0,036	7,172	1,119	0,327	6,872	1,510
(RbSO ₄) ⁻	4E-07	6E-05	2E-05	3E-08	0,001	0,000	3E-06	6E-06	4E-06
(Sr(SO ₄) ₂) ²⁻	9E-05	0,022	0,005	0,000	0,012	0,004	1E-03	3E-02	1E-02
Cl⁻	99,76	99,99	99,91	87,49	99,91	97,28	97,05	99,92	99,37
LiCl	2E-05	0,001	0,0002	4E-06	0,024	0,003	2,5E-06	0,0004	0,0002
MgCl ⁺	0,002	0,236	0,083	0,067	12,47	2,642	0,075	2,936	0,608
CaCl ⁺	0,0003	0,059	0,008	0,002	0,484	0,073	0,003	0,083	0,021
SrCl ⁺	2E-06	0,001	0,000	1E-05	0,002	0,000	4E-05	0,001	0,000

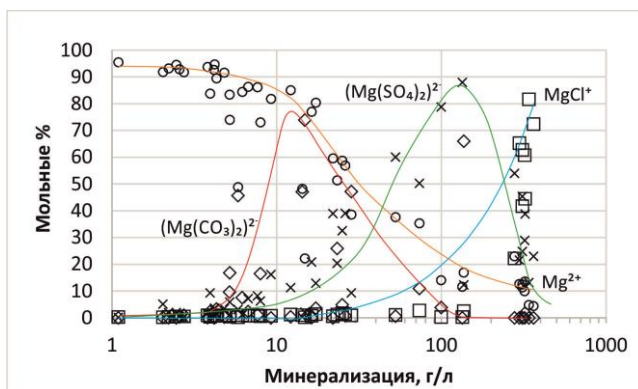


Рисунок 4-4. Формы миграции магния (II) в зависимости от значений общей минерализации озерных вод

$MgCl^+$ (рис. 4-4), в этом и есть существенное отличие исследуемых нами соленых вод от маломинерализованных.

В отношении *кальция* ситуация схожая: основной формой миграции является незакомплексованный ион Ca^{2+} , среднее значение которого для содового типа озера составляет 50%, а для сульфатного и хлоридного типов – 70%.

Немалая доля кальция в озерах содового типа приходится на комплексное образование $(Ca(CO_3)_2)^{2-}$, в некоторых случаях она достигает 88%, при среднем значении – 40%.

Таким образом, среди растворенных форм миграции главных катионов в озерных водах преобладающей является их свободная форма. Кроме того, они отличаются слабой гидролизуемостью. Для калия и натрия не характерно комплексообразование, в то время, как для магния и кальция наоборот, комплексообразование нередко превышает незакомплексованную форму, однако они отличаются относительно невысокой прочностью [Линник, Набиванец, 1986].

Аналогом кальция в геохимических процессах является *стронций*, кроме того он является его спутником в большинстве систем [Перельман, 1989]. Содержания стронция в озерных водах варьируют в широких пределах (от 0,02 до 18 мг/л). В среднем его концентрация в озерных водах составляет 4 мг/л. Наименьшей стронциеносностью (Sr/M) отличаются озера содового типа (в среднем $1 \cdot 10^{-40}$), для озер сульфатного и хлоридного типа доля строния в общем солевом составе вод составляет в среднем $5 \cdot 10^{-40}$, а в редких случаях достигает $16-18 \cdot 10^{-40}$. Однако максимальные его содержания зафиксированы только в озерах хлоридного типа. Связано это с низкой растворимостью целестина: для миграции Sr благоприятны условия с отсутствием его основного осадителя – SO_4^{2-} . Стронций – типичный катионогенный элемент, поэтому и по проведенным нами расчетам он чаще всего образует простые свободные ионы типа Me^{n+} (табл. 4-2). В озерах содового и

Таблица 4-2. Формы миграции катионогенных и анионогенных элементов (мольные%)

Химический тип	Содовый			Хлоридный			Сульфатный		
Компонент	Мин.	Макс.	Средн.	Мин.	Макс.	Средн.	Мин.	Макс.	Средн.
Катионогенные элементы (преобладающее состояние Me^{n+})									
Li⁺	82,17	96,69	91,02	55,50	99,73	87,82	88,55	98,39	94,15
(LiSO ₄) ⁻	0,399	9,792	2,420	0,163	6,493	2,544	1,238	11,120	4,571
LiCl	0,030	1,304	0,239	0,015	38,86	9,106	0,013	5,770	0,961
LiOH	0,001	0,683	0,047	2E-05	0,001	0,0004	2E-05	0,001	0,0003
(LiCO ₃) ⁻	1,751	16,41	6,270	0,020	2,893	0,534	0,021	1,222	0,320
Rb⁺	95,39	99,10	98,04	99,12	99,76	99,59	99,06	99,53	99,30
(RbSO ₄) ⁻	0,136	1,330	0,535	0,164	0,672	0,339	0,393	0,863	0,628
(RbCO ₃) ⁻	0,394	4,122	1,422	0,010	0,207	0,075	0,072	0,079	0,076
Sr²⁺	47,05	98,38	84,03	54,49	99,75	89,08	51,69	98,22	85,63
(Sr(SO ₄) ₂) ²⁻	0,175	51,09	7,540	0,028	12,33	2,848	1,603	47,91	13,53
SrCl ⁺	0,296	5,170	1,202	0,207	33,92	8,026	0,154	2,429	0,819
SrF ⁺	0,005	0,097	0,030	0,0003	0,007	0,002	4E-05	0,011	0,004
SrF ₂	2E-09	3E-07	5E-08	3E-12	1E-09	3E-10	2E-13	2E-09	8E-10
SrOH ⁺	0,001	0,160	0,014	9E-07	0,002	0,0005	2E-06	0,001	0,0003
(Sr(CO ₃) ₂) ²⁻	0,389	32,13	7,200	4E-06	0,268	0,049	0,000	0,108	0,020
Анионогенные элементы									
8-электронные, образующие простые анионы А-, а также анионы с кислородом (MeO_n^{m+})									
Br⁻	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
BrCl ⁻	1E-16	2E-12	2E-13	6E-17	2E-10	2E-11	2E-16	6E-11	2E-11
F⁻	95,69	99,86	97,75	40,71	95,19	68,50	51,52	98,44	81,72
SrF ⁺	4E-06	0,0008	0,0003	0,0002	0,0009	0,0005	0,0001	0,0008	0,0003
SrF ₂	4E-12	2E-09	5E-10	2E-11	3E-10	8E-11	2E-12	3E-10	1E-10
(HF ₂) ⁻	8E-11	5E-08	2E-08	2E-08	5E-07	2E-07	3E-08	6E-07	2E-07
MgF ⁺	0,133	4,248	2,137	3,584	65,39	34,17	1,722	35,30	13,88
CaF ⁺	0,003	0,537	0,102	0,093	1,620	0,817	0,023	0,168	0,085
(SiF ₆) ²⁻	8E-46	2E-26	4E-27	5E-30	1E-20	3E-21	8E-28	1E-22	7E-23
H₄SiO₄	4E-07	83,71	59,68	70,68	82,06	92,77	78,27	79,81	92,58
(SiF ₆) ²⁻	9E-46	5E-26	7E-27	6E-32	4E-20	8E-21	1E-29	2E-23	9E-24
(SiO ₃) ²⁻	6E-05	0,118	0,026	3E-06	0,021	0,002	1E-05	0,009	0,002
(SiO ₄) ⁴⁻	2E-06	100,0	9,212	2E-12	0,972	0,054	2E-09	0,003	0,0005
(Si ₂ O ₅) ²⁻	1E-13	0,016	0,007	4E-06	0,011	0,0007	3E-06	0,001	0,0002
H ₂ SiO ₃	1E-08	2,018	1,439	1,879	2,556	2,215	0,915	2,340	2,223
(HSiO ₃) ⁻	9E-05	48,65	29,18	0,394	15,39	4,646	0,472	17,85	4,762
(VO₄)³⁻	0,012	0,045	0,033	0,0002	0,304	0,150	0,001	0,090	0,020
H ₃ VO ₄	5E-06	1E-05	7E-06	0,001	0,007	0,003	1E-05	0,004	0,001
(HVO ₄) ²⁻	97,13	97,69	97,41	40,62	87,37	71,75	57,01	97,01	77,56
(H ₂ VO ₄) ⁻	2,266	2,826	2,546	12,34	59,37	28,09	2,906	42,99	22,41
(VO ₂) ⁺	5E-12	2E-11	1E-11	5E-09	2E-06	6E-07	6E-11	2E-07	6E-08
(VO) ²⁺	4E-14	2E-12	1E-12	2E-08	0,024	0,006	2E-10	0,0001	3E-05
18-электронные, образующие анионы с кислородом (MeO_n^{m+})									
(MoO₄)²⁻	100,00	100,00	100,00	99,97	100,00	99,99	99,98	100,00	99,99
(HMoO ₄) ⁻	0,001	0,001	0,001	0,001	0,032	0,009	0,0003	0,016	0,007
(AsO₄)³⁻	0,821	96,28	10,59	0,026	48,26	4,752	0,083	2,889	0,925
(HAsO ₄) ²⁻	3,720	99,18	89,41	51,74	99,95	95,24	97,11	99,88	99,07
(As(OH) ₄) ⁻	2E-17	8E-07	2E-07	3E-07	0,074	0,007	3E-07	0,036	0,006
(H ₂ AsO ₃) ⁻	1E-22	2E-05	2E-06	3E-11	0,049	0,006	7E-10	0,017	0,004

сульфатного типов на долю этих ионов приходится в среднем 85% и более (табл. 4-2). Не смотря на это, химический тип озер оказывает значительное влияние на комплексообразование Sr (рис. 4-5): для содовых озер характерной формой миграции является $(\text{Sr}(\text{CO}_3)_2)^{2-}$ (в среднем 30%), для хлоридных - SrCl^+ (в среднем 30%) и для сульфатных - $(\text{Sr}(\text{SO}_4)_2)^{2-}$ (в среднем 50%).

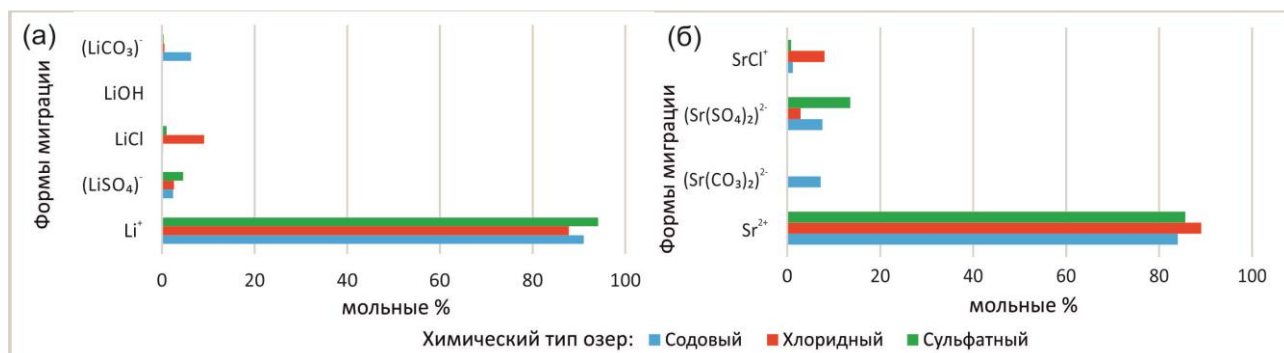


Рисунок 4-5. Основные формы миграции лития (а) и стронция (б) в озерных водах

Литий – это самый легкий металл. Поскольку кларк лития очень мал ($3,2 \cdot 10^{-3}\%$), на его миграцию не оказывают существенного влияния слабо растворимые его карбонаты, фосфаты и фториды. А.И. Гинзбург подчеркивал, что в природных водах Li – аналог Na. В аридных ландшафтах он участвует в испарительной концентрации, накапливаясь в соленых озерах [Перельман, 1989]. Как и стронций литий типичный катиногенный элемент. Мигрирует он, соответственно, в форме иона Li^+ , доля которого составляет примерно 90% (табл. 4-2). На комплексообразование лития немалую роль оказывает содержание сульфатов и хлора в озерной воде, доля иона LiCl в соленых озерах хлоридного типа нередко достигает 40% (табл. 4-2), доля $(\text{LiSO}_4)^-$ в озерах сульфатного типа – 11% (рис. 4-5). Однако, эти комплексы характеризуются слабой растворимостью.

Рубидий в природных водах мигрирует аналогично K, но еще легче сорбируется илами и глинами [Перельман, 1989]. Как и последний, рубидий на 96-98% мигрирует в форме иона Rb^+ (табл. 4-2). В озерах содового типа он может находиться в форме комплекса $(\text{RbCO}_3)^-$, доля которого иногда достигает 4% (табл. 4-2). Поскольку Rb не образует собственных минералов, а в основном входит в состав минералов в виде примеси, он концентрируется по мере увеличения солености

растворов, а максимальными его концентрациями характеризуются озера хлоридного типа.

Галогены – наиболее электроотрицательные, типичные анионогенные элементы, которые участвуют в испарительной концентрации [Перельман, 1989]. В связи с последним фактом высокие их концентрации обнаружены в озерах именно хлоридного типа. Так, например, среднее содержание Вг в последних составляет 100 мг/л. В отличие от него, фтор образует менее растворимые минералы. Важнейшим осадителем F является Ca, с которым он образует труднорастворимый флюорит. Мигрируют представленные анионогенные элементы Вг и F в виде ионов (табл. 4-2). Кроме того, для фтора характерно также образование комплексного иона MgF^+ (в среднем 34% для озер хлоридного типа и 14% для сульфатного типа, табл. 4-2).

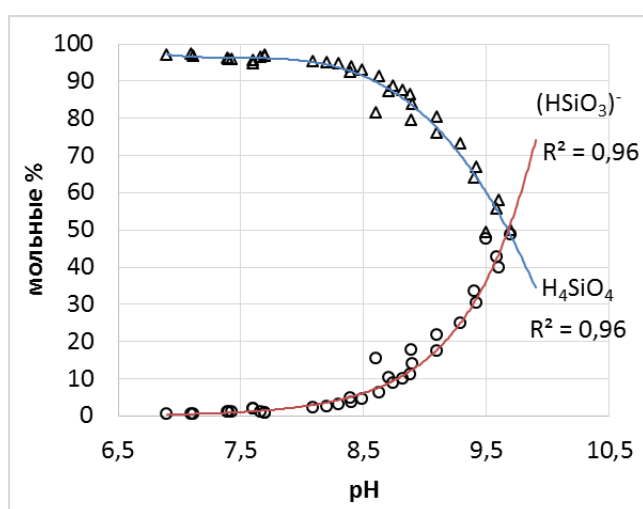


Рисунок 4-6. Формы миграции кремния в зависимости от pH озерных вод

Кремний отличается исключительно прочными связями с кислородом, которые практически не нарушаются [Крайнов и др., 2004], в связи с этим основной формой миграции этого элемента является комплексный ион H_4SiO_4 . На рис. 4-6 ярко выражено, что при pH более 8,0 в миграции Si начинает возрастать роль комплексного иона $(\text{HSiO}_3)^-$, а при pH больше 9,5 она

начинает доминировать в растворе.

В щелочной окислительной среде степей и пустынь *ванадий* окисляется до соединений V^{5+} . На восстановительных барьерах происходит осаждение V^{3+} , в связи с чем в хлоридных озерах с отрицательными значениями Eh наблюдаются низкие концентрации ванадия. За исключением озер с соленостью выше 320 г/л, для которых вообще характерны повышенные значения всех химических элементов (табл. 3-12, 3-19, 3-23). По результатам проведенных расчетов форм миграций, основной формой нахождения в растворе в изучаемых условиях среды для этого элемента являются

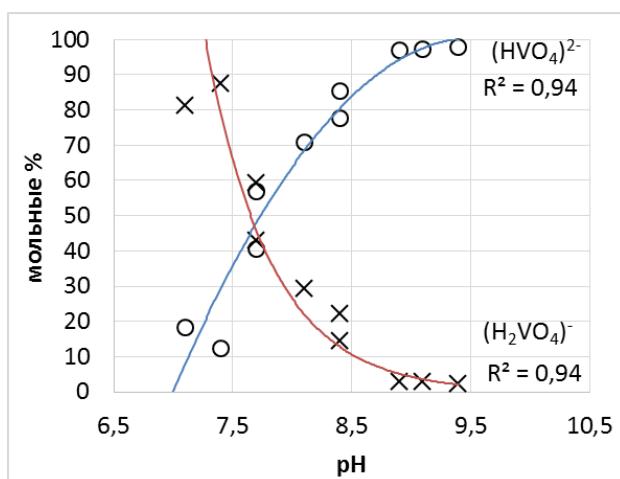


Рисунок 4-7. Формы миграции ванадия в зависимости от pH озерных вод

анионы $(\text{HVO}_4)^{2-}$ и $(\text{H}_2\text{VO}_4)^-$, причем последний ион начинает доминировать в растворе при $\text{pH} > 7,5$ (рис. 4-7). Eh-pH диаграмма, представленная на рис. 3-28 (глава 3.4.2.), также подтверждает наличие представленных форм миграции в исследуемых кислотно-щелочных условиях.

Молибден — сравнительно слабый водный мигрант, однако в отличие от гумидных ландшафтов, в щелочных водах степей и пустынь Мо более подвижен [Перельман, 1989]. Здесь происходит испарительная концентрация Мо, в озерных водах его содержание варьирует от 1,5 до 770 мкг/л, при среднем содержании около 100 мкг/л. Максимальные его концентрации зафиксированы в озерах сульфатного типа (в среднем 230 мкг/л). Для содовых и хлоридных озер средние

содержания молибдена в водах составляют 60 и 30 мкг/л, соответственно. Молибден мигрирует в основном в виде иона $(\text{MoO}_4)^{2-}$, доля которого составляет во всех озерах почти 100% (табл. 4-2).

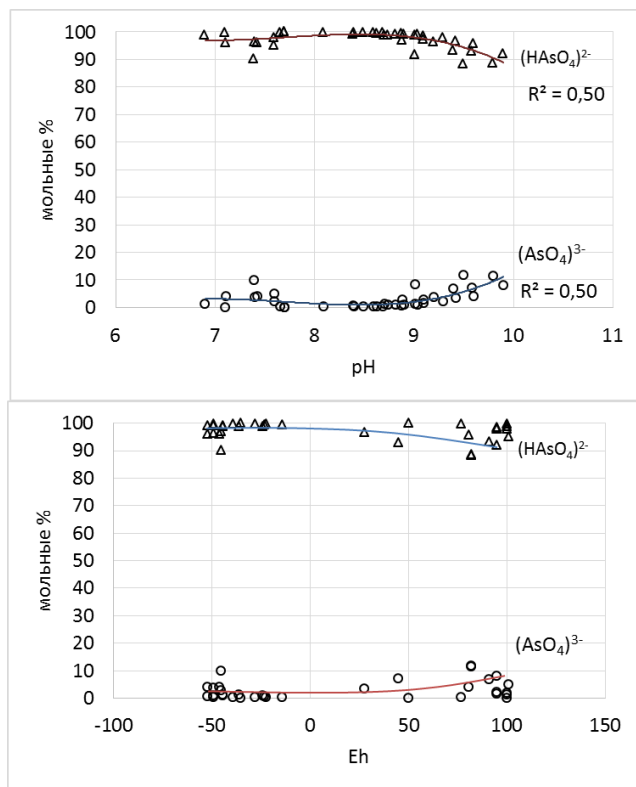


Рисунок 4-8. Формы миграции мышьяка в зависимости от pH (сверху) и Eh (снизу) озерных вод

Поливалентность *мышьяка* во многом определяет большое влияние окислительно-восстановительных условий на миграцию этого химического элемента [Перельман, 1989]. Как представлено на рис. 3-13 (глава 3.3.2.) и подтверждается проведенными нами расчетами, основной формой миграции мышьяка в

исследуемых водах является комплексный ион $(\text{HAsO}_4)^{2-}$. Однако, на рис. 4-8 видно, что при $\text{pH} > 9,0$ и $\text{Eh} > 100\text{mV}$ доля этого иона начинает уменьшаться за счет появления $(\text{AsO}_4)^{3-}$, максимальное значение которого по проведенным расчетам в наиболее щелочных содовых водах составляет 96%, при среднем значении около 10%. В восстановительной среде концентрации Мо в несколько раз меньше, чем в окислительной (рис. 4-8).

Элементы-гидролизаты, или точнее элементы-комплексобразователи, характеризуются низкой растворимостью своих гидроксидных соединений. Но они способны и к образованию многочисленных хорошо растворимых комплексных соединений с катионами подземных вод. Результаты проведенных расчетов форм существования элементов-комплексобразователей приведены в табл. 4-3.

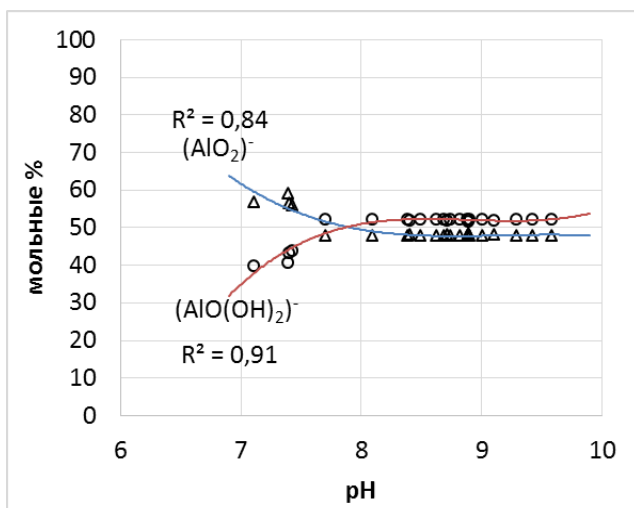


Рисунок 4-9. Формы миграции алюминия в зависимости от pH озерных вод

Поскольку в нейтральных и слабощелочных средах степей и пустынь Al почти не мигрирует [Перельман, 1989], его концентрации в озерных водах исследуемого района достаточно малы и варьируют от 1,5 мкг/л до 440 мкг/л. При этом содовые озера отличаются минимальными содержаниями этого элемента. Для Al (III) в рассмотренных кислотнощелочных условиях среды

основными миграционными формами являются $(\text{AlO}(\text{OH})_2)^-$ и $(\text{AlO}_2)^-$. При этом, на рис. 4-9 представлено, что при pH равном 7,5 происходит смена преобладающей части $(\text{AlO}_2)^-$ на $(\text{AlO}(\text{OH})_2)^-$. Однако, разница в их количестве несущественная и составляет 3-8%.

В отличие от шестивалентного молибдена, являющимся «кислотообразующим» окислом, шестивалентный уран, благодаря значительно большему размеру своего иона, обладает свойствами слабого основания. Однако валентность, равная шести, даже для сравнительно крупного катиона является очень высокой, ион U^{6+} энергетически является неустойчивым, соединения U^{6+} немедленно гидролизуются

(например, по схеме: $\text{UF}_6 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{UO}_2\text{F}_2 + 4\text{HF}$) с образованием солей комплексного двухвалентного катиона – уранила UO_2^{2+} вместо аниона типа MoO_4 . Но даже комплексный катион UO_2^{2+} обладает высокой способностью к комплексообразованию [Основные черты..., 2013]. С карбонатными ионами уранил образует семейство комплексных соединений [Черняев и др., 1959] с молярным отношением $\text{CO}_3^{2-}/\text{UO}_2^{2+}$, равным 3; 5/2; 2; 2/3 и 1. В водном растворе термодинамически устойчивы только два комплексных иона с целыми значениями отношений углерода к урану:

Таблица 4-3. Формы миграции элементов-комплексообразователей (мольные%)

Химический тип	Содовый			Хлоридный			Сульфатный		
Компонент	Мин.	Мин.	Мин.	Мин.	Макс.	Сред.	Мин.	Макс.	Сред.
Al^{3+}	8E-14	1E-11	5E-12	1E-11	1E-03	2E-04	2E-10	8E-08	3E-08
$(\text{AlO}_2)^-$	47,85	48,09	47,92	47,82	59,05	50,74	47,88	48,33	48,05
$(\text{AlO}(\text{OH})_2)^-$	51,91	52,15	52,08	39,83	52,18	48,96	51,67	52,12	51,95
$(\text{AlCl})_2^+$	5E-14	1E-11	3E-12	4E-12	3E+00	0,237	2E-10	2E-08	7E-09
$(\text{AlOH})_2^+$	4E-10	2E-08	1E-08	3E-08	6E-01	0,061	2E-07	1E-05	5E-06
$(\text{Al}(\text{SO}_4)_2)^-$	9E-17	4E-13	1E-13	5E-14	4E-06	5E-07	5E-12	2E-09	9E-10
$(\text{UO}_2)^{2+}$	3E-19	2E-12	3E-13	3E-18	2E-07	1E-08	2E-14	3E-09	7E-10
UO_2CO_3^0	3E-21	2E-10	2E-11	1E-16	28,45	2,226	3E-10	13,64	2,659
$(\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3)^{4-}$	99,45	100,0	99,92	5E-03	99,96	68,84	5,284	99,99	69,07
$(\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2)^{2-}$	3E-06	0,214	0,048	2E-06	96,20	28,44	0,0008	80,19	25,22
$(\text{UO}_2(\text{SO}_4)_2)^{2-}$	2E-18	2E-12	2E-13	1E-16	2E-08	1E-09	1E-13	1E-08	3E-09
UO_2Cl^+	4E-19	1E-13	2E-14	1E-16	7E-09	7E-10	4E-15	2E-10	6E-11
UO_2F^+	1E-15	5E-11	1E-11	8E-16	5E-07	9E-08	2E-14	2E-08	7E-09
UO_2OH^+	2E-15	3E-08	5E-09	4E-14	0,0002	2E-05	3E-12	3E-06	9E-07
$\text{UO}_2(\text{OH})_2$	8E-14	3E-06	8E-07	4E-13	0,001	0,0002	3E-12	0,0001	2E-05
$(\text{UO}_2(\text{OH})_4)^{2-}$	5E-15	0,038	0,002	3E-16	2E-06	1E-07	1E-15	5E-08	8E-09
$(\text{UO}_2(\text{OH})_3)^-$	2E-11	2E-01	1E-02	2E-11	0,082	0,005	3E-11	0,005	0,0007
UO_2OH	2E-27	3E-19	3E-20	3E-28	2E-15	9E-17	2E-26	3E-17	6E-18
$(\text{HUO}_4)^-$	2E-11	0,236	0,014	2E-11	0,080	0,005	3,5E-11	0,004	0,0007
$(\text{UO}_4)^{2-}$	6E-15	0,043	0,003	7E-16	2E-06	1E-07	2E-15	6E-08	8E-09
$(\text{UO}_2\text{HCO}_3)^+$	2E-18	2E-10	2E-11	5E-16	2E-05	1E-06	3E-13	5E-08	2E-08
$(\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3)^{5-}$	6E-12	2E-07	1E-08	2E-11	1E-05	2E-06	6E-12	5E-08	2E-08
$(\text{UO}_2\text{AsO}_4)^-$	2E-21	4E-13	8E-14	5E-20	1E-09	1E-10	7E-18	3E-11	5E-12
$(\text{UO}_2(\text{AsO}_4)_2)^{4-}$	2E-19	3E-13	4E-14	6E-18	5E-13	5E-14	2E-15	3E-13	6E-14
$(\text{UO}_2\text{H}_2\text{AsO}_4)^+$	2E-28	8E-19	1E-19	1E-24	2E-12	1E-13	2E-21	6E-15	1E-15
$(\text{UO}_2(\text{HAsO}_4)_2)^{2-}$	1E-25	2E-16	2E-17	3E-23	2E-12	2E-13	5E-20	9E-15	2E-15
$(\text{USO}_4)^{2+}$	8E-55	9E-34	1E-34	5E-41	1E-24	7E-26	8E-35	4E-25	6E-26
$\text{U}(\text{SO}_4)_2$	2E-54	6E-33	6E-34	5E-42	3E-24	1E-25	2E-35	3E-24	4E-25
$(\text{UOH})^{3+}$	5E-109	3E-94	2E-95	8E-105	2E-88	1E-89	3E-101	3E-90	5E-91
U^{4+}	3E-54	6E-36	7E-37	8E-38	5E-22	3E-23	4E-36	2E-26	2E-27
$(\text{HUO}_2)^+$	2E-30	1E-15	9E-17	5E-26	9E-10	5E-11	2E-22	1E-11	2E-12
$(\text{U}(\text{OH})_2)^{2+}$	3E-32	1E-15	1E-16	3E-24	1E-08	7E-10	1E-19	2E-10	5E-11
$\text{U}(\text{OH})_4$	2E-26	4E-14	3E-15	1E-25	2E-09	1E-10	5E-23	5E-11	8E-12
$(\text{U}(\text{OH})_3)^+$	1E-24	6E-10	4E-11	2E-20	0,0004	2E-05	6E-17	6E-06	1E-06
$(\text{HUO}_3)^-$	2E-18	3E-09	2E-10	1E-20	6E-06	4E-07	3E-19	5E-07	8E-08
$(\text{U}(\text{CO}_3)_5)^{6-}$	1E-27	1E-09	6E-11	1E-18	0,0001	1E-05	8E-21	5E-10	7E-11
$(\text{U}(\text{CO}_3)_4)^{4-}$	5E-34	2E-16	2E-17	1E-20	1E-12	2E-13	3E-20	2E-13	4E-14

трикарбонато-уранил $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3]^{4-}$ и диаква-дикарбонато-уранил $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2(\text{H}_2\text{O})_2]^{2-}$; ионы с дробным отношением существуют весьма непродолжительное время и диспропорционируют.

Уран, растворенный в природных водах окислительной обстановки, находится в шестивалентном состоянии, [Лисицин, 1975]. Проведенные термодинамические расчеты позволяют утверждать, что наибольшим распространением среди форм миграции урана в рассматриваемых условиях среды пользуются ионы $(\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3)^{4-}$ и $(\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2)^{2-}$. Распределение соотношения этих комплексов во многом зависит от кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных условий среды. На рис. 4-10 представлено, что при $\text{pH} > 7,5$ и сумме $(\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-})$ больше 0,5 г/л в растворе резко преобладает комплекс $(\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3)^{4-}$. А вот при pH менее 7,5 и сумме $(\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-})$ менее 0,5 г/л доминирующей в растворе является форма $(\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2)^{2-}$.

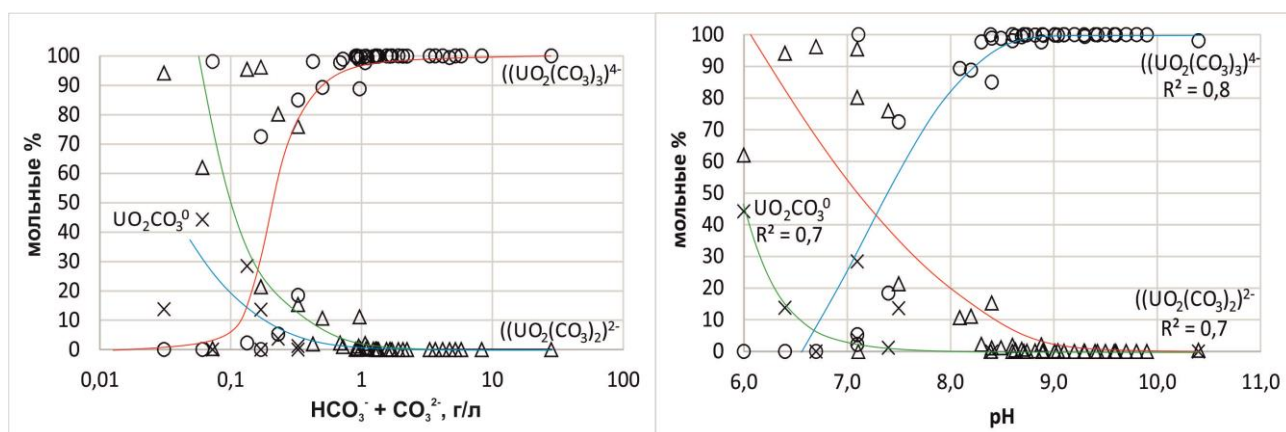


Рисунок 4-10. Формы миграции урана в зависимости от pH (слева) и суммы $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ (справа) озерных вод

Это же подтверждаю данные, представленные в [Бабко, Коденская, 1960], где утверждается, что трикарбонато-уранил преобладает в растворе при большом избытке ионов CO_3^{2-} , а уменьшение концентрации CO_3^{2-} приводит к диссоциации трикарбонато-уранила и переходу его в дикарбонато-уранил (рис. 4-11). По результатам расчетов небольшая часть форм миграции урана приходится также на комплексный ион UO_2CO_3^0 (до 14% в сульфатных озерах и до 28% - в хлоридных). Однако, каких-либо доказательств присутствия в растворе комплекса $[\text{UO}_2\text{CO}_3]^0$ в литературе не имеется [Бабко, Коденская, 1960]. По-видимому, он слишком неустойчив и никогда не преобладает в растворе [Основные черты..., 2013].

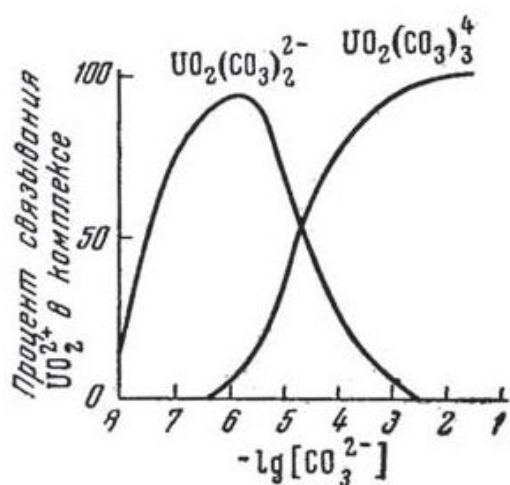


Рисунок 4-11. Распределение уранила между карбонатными комплексными анионами (ось ординат) в зависимости от концентрации ионов CO_3^{2-} (ось абсцисс) [Бабко, Коденская, 1960]

Дальнейшее уменьшение концентрации CO_3^{2-} -ионов приводит к образованию гидрокси-уранила UO_2OH^+ или гидроокиси уранила $\text{UO}_2(\text{OH})_2$ (в зависимости от pH среды). По полученным нами данным, уран в рассматриваемых условиях среды образует комплексные ионы $(\text{UO}_4)^{2-}$, $(\text{HUO}_4)^-$, $(\text{UO}_2(\text{OH})_3)^-$, $(\text{UO}_2(\text{OH})_4)^{2-}$, $\text{UO}_2(\text{OH})_2$, однако доля их весьма незначительна и, как правило, не превышает $14 \cdot 10^{-3}\%$.

По мнению Г.Б. Наумова и А.К. Лисицына, основной формой существования урана в большинстве природных вод с pH более 6,5 (в окислительных условиях), по-видимому, являются уранил-карбонатные комплексы. Сульфатные комплексы уранила по своему строению аналогичны карбонатным [Черняев и др., 1959], однако характерны только для кислой среды (pH = 2–4), где ионы UO_2^{2+} не подвергаются заметному гидролизу. В связи с тем, что рассматриваемые нами условия имеют pH=6,5–10,3, а значит среда более щелочная, чем описываемые выше условия, сульфатные комплексы в термодинамических расчетах нами не рассматривались.

Что же касается четырехвалентного урана, то он фигурирует в виде катиона U^{4+} , образующего соли типа UCl_4 или $\text{U}(\text{SO}_4)_2$. Четырехвалентный уран обладает свойствами гораздо более слабого основания, чем шестивалентный; этот парадокс (потому что обычно, чем выше валентность иона, тем он «кислотнее») объясняется тем, что шестивалентный уран находится в форме двухвалентного комплексного катиона – уранила UO_2^{2+} [Основные черты..., 2013]. Отсутствие урана в природе в виде самородного и соотношение его четырехвалентных и шестивалентных соединений определяется величинами окислительно-восстановительных потенциалов урана [Латимер, 1954]. Растворы урана IV устойчивы в восстановительной обстановке, быстро окисляются на воздухе в слабокислой среде и значительно медленнее – в сильнокислой. На пространствах, где развиты резко восстановительные

(для U^{6+}) условия, например в более глубокие слои соленых озер или в некоторые иловые и придонные воды последних, почти весь уран переходит из шести- в четырехвалентное состояние и практически теряется раствором. А значит, низкие концентрации урана характерны для вод, содержащих сероводород и углеводороды, обладающих восстановительным по отношению к U^{6+} состоянием ($Eh > -50$ мв при рН 6,0–7,5). Минеральные воды окислительной обстановки (с $Eh > 100$ мв) содержат больше урана [Основные черты..., 2013]. Проведенные расчеты указывают на то, что

озерные воды с рН $< 8,0$ и восстановительной обстановкой ложатся в поле равновесия

растворенного урана с UO_2 и $UO_{2,25}$ (рис. 4-12). А вот озерные воды, наиболее обогащенные ураном находятся в более щелочной среде с окислительной обстановкой. Все это подтверждает вышесказанное о накоплении урана именно в озерах содового типа.

Комплексообразование в условиях поверхностных водоемов и водотоков играет важную роль в миграции металлов, так как способствует их нахождению в водной фазе в растворенном состоянии, причем в больших концентрациях, чем это возможно в соответствии с термодинамическими расчетами [Линник, 2013]. Однако все

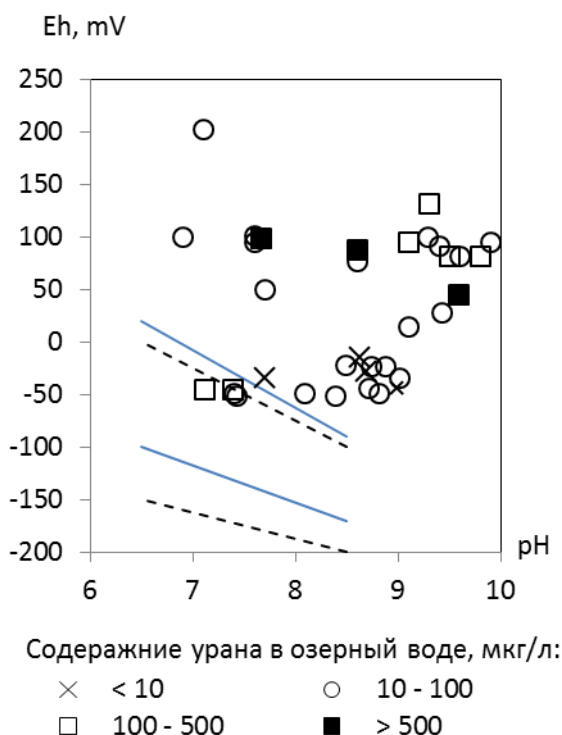


Рисунок 4-12. Зависимость содержаний урана в озерных водах от величины Eh и рН. Сплошными линиями ограничен интервал осаждения урана в виде UO_2 , штриховыми – $UO_{2,25}$

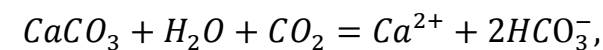
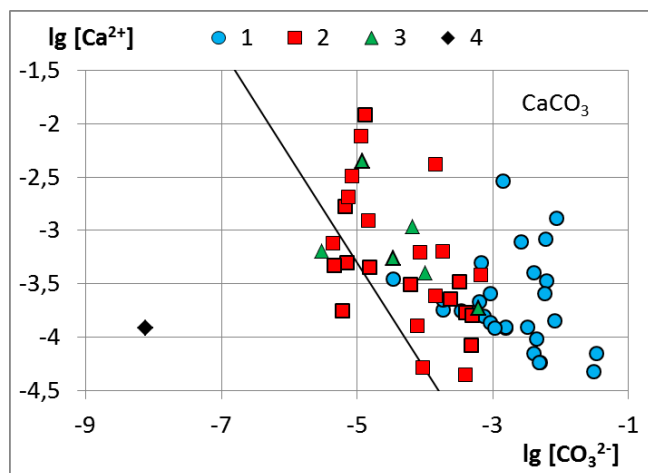
физико-химические константы выведены для чистых водных растворов соединений представленных компонентов. То есть проводя расчет форм нахождения химических элементов в природных водах, мы не учитываем влияния некоторых природных факторов, например взаимодействие последних с органическими соединениями, которые также оказывают значительное влияние на формы миграции. Невозможно

пока учесть и адсорбции взвешенными частицами, влияния микроорганизмов и ряда других факторов [Основные черты..., 2013].

Таким образом, по расчетным данным неорганических форм миграции Br, Li, Rb, Na, K, Sr, а также Ca и Mg в озерных водах находятся преимущественно в ионной форме. Для последних характерно частичное (около 40%) связывание в комплексы с карбонат-, сульфат- и хлор-ионами в зависимости от солености воды, а также кислотно-щелочных условий среды. F на 70-98% мигрирует в ионной форме, частично (до 30%) в комплексе MgF^+ . Для Si, V (V), As (V) преобладающей формой миграции (60 – 100%) в исследуемых условиях среды является $H_kMeO_n^{m+}$. Al в рассматриваемых условиях находится в форме анионов с кислородом и гидроксокомплексов, доминирование которых определяется значениями pH раствора. U (VI) мигрирует в виде уранил-карбонатных комплексов, превалирование которых в растворе зависит от характера геохимической среды.

4.3. Равновесие озерных вод с минералами солей

Наиболее широким распространением среди карбонатов щелочно-земельных металлов пользуется кальцит, поэтому рассмотрим, прежде всего, состояние его равновесия с озерными водами Западной Монголии. Это равновесие контролируется реакцией конгруэнтного растворения и описывается уравнением:



константа которой при 25°C равна $K = [\text{Ca}^{2+}] [\text{HCO}_3^-]^2 / P_{\text{CO}_2} = 10^{-8,3}$.

По данным С.Л. Шварцева [1998], равновесие с кальцитом наступает при минерализации природных вод около 0,6 мг/л и величине рН 7,4, а значит

Рисунок 4-13. Равновесие озерных вод содового (1), хлоридного (2) и сульфатного (3) типов, а также атмосферных осадков (4) с кальцитом при температуре 25°C и давлении 0,1МПа.

большая часть изучаемых нами озерных вод должна находиться в равновесном состоянии с данным минералом. Именно такая картина и наблюдается на рис. 4-13, иллюстрирующем пересыщение подавляющей части озерных вод этим минералом, при этом воды содовых озер все без исключения насыщены к кальциту. Среди оставшихся типов озерных вод не равновесны с кальцитом лишь несколько озер: сульфатное Ихес-Нуур и хлоридные Хулам-Нуур, Тахилт-Нуур 2, Цавдан-Нуур и воды южной части оз. Давсан-Нуур. Обусловлено такое положение точек низкими концентрациями кальция в водах описанных выше озер (51-225 мг/л), а также низкими значениями рН (6,9 – 7,4, рис. 4-14). Удивительно, что для озера Давсан-Нуур в других его частях равновесие с кальцитом зафиксировано, а в южной – нет. Это также объясняется низкими значениями здесь рН (7,0), в отличие от северо-западной и северо-восточной части, где среднее значение рН составляет 7,3 и 7,2, соответственно (табл. 3-18).

Естественно, что есть и другие озера с низким содержанием кальция (табл. 3-6, 3-14, 3-21), однако в них значения рН уже выше 7,6. То есть активность CO_3 намного выше в этих водах, чем при более низких значениях рН, и его содержания достаточно для достижения равновесия с кальцитом даже при низких содержаниях кальция.

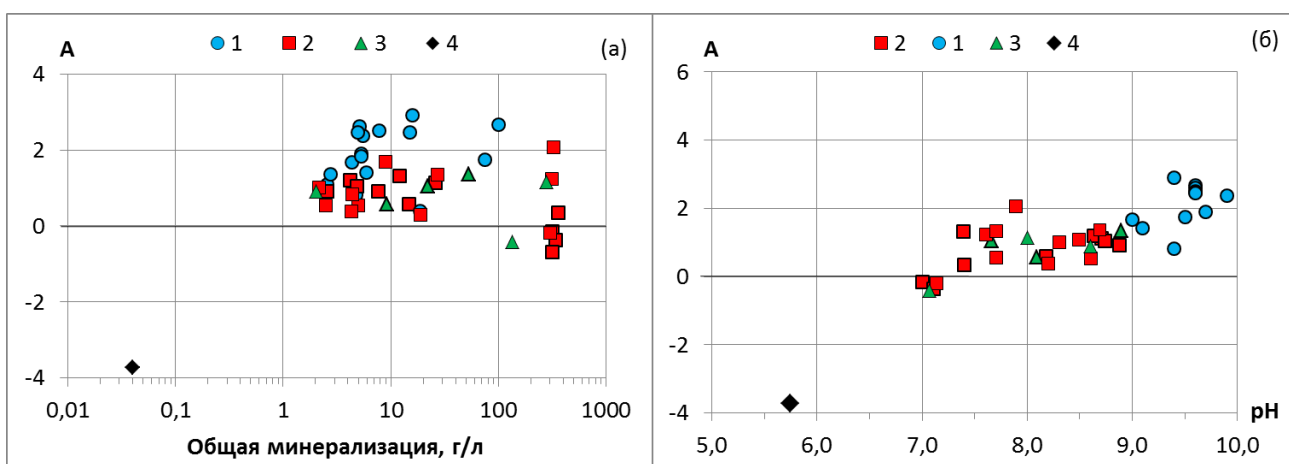


Рисунок 4-14. Значения индекса неравновесности (SI) озерных вод относительно кальцита в зависимости от общей минерализации (а) и от pH (б).

Таким образом, с момента наступления равновесия изучаемых вод с кальцитом концентрирование Са в них не представляется возможным без изменения характера геохимической среды.

При определенных концентрациях карбонат-ионов, а также кальция и магния в растворе возможно образование магнезита или доломита. Диаграммы равновесия, представленные на рис. 4-15, показывают полное насыщение озерных вод этими минералами. Соответственно, озерные воды способны высаживать магнезит или доломит в донных осадках в условиях имеющей место геохимической среды. При этом накопление магния в растворе прекращается, а доминирующим становится ион натрия, у которого в этих геохимических условиях нет контролирующей реакции.

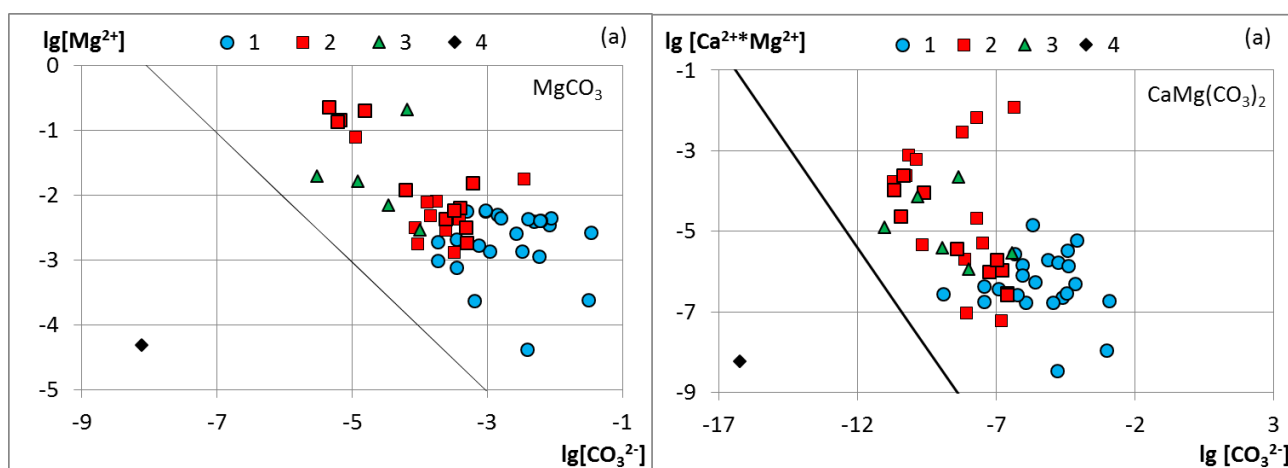


Рисунок 4-15. Равновесие озерных вод с магнезитом (а) и доломитом (б) при стандартных условиях. Условные обозначения см. на рис. 4-13.

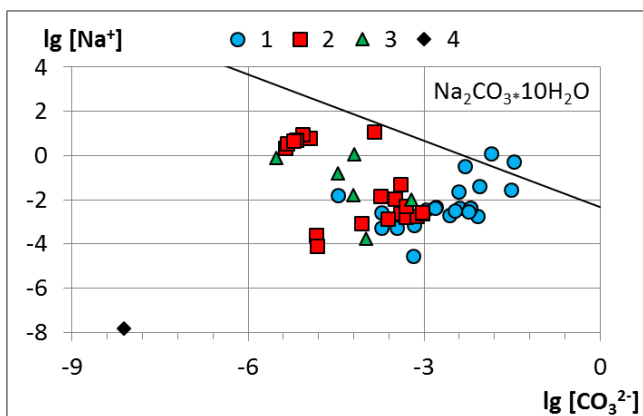


Рисунок 4-16. Равновесие озерных вод с натритом при 0°C и 25°C и давлении 0,1МПа. Условные обозначения см. на рис. 4-13.

При изучении индекса неравновесности озерных вод относительно натрита или соды ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, рис. 4-16) зафиксировано, что в сравнении с другими геохимическими типами именно содовые озера наиболее близки к линии

насыщения вод этим минералом. Кроме того, содовые озера Цохор-Нуур и Бага-

Нуур 2, в которых, при содержании

карбонат- и гидрокарбонат-ионов 5 и 28 г/л, наблюдаются еще и самые высокие концентрации натрия - более 30 г/л (рис. 4-17). Из озер хлоридного типа, лишь одна точка (оз. Бага-Гашун-Нуур, проба №24) находится близко к линии насыщения вод содой. Это связано с максимальной среди озер этого типа долей карбонатных солей (172,2 мг-экв/л, табл. 4-4), которая превышает средние значения последних для содовых озер (157,3 мг-экв/л).

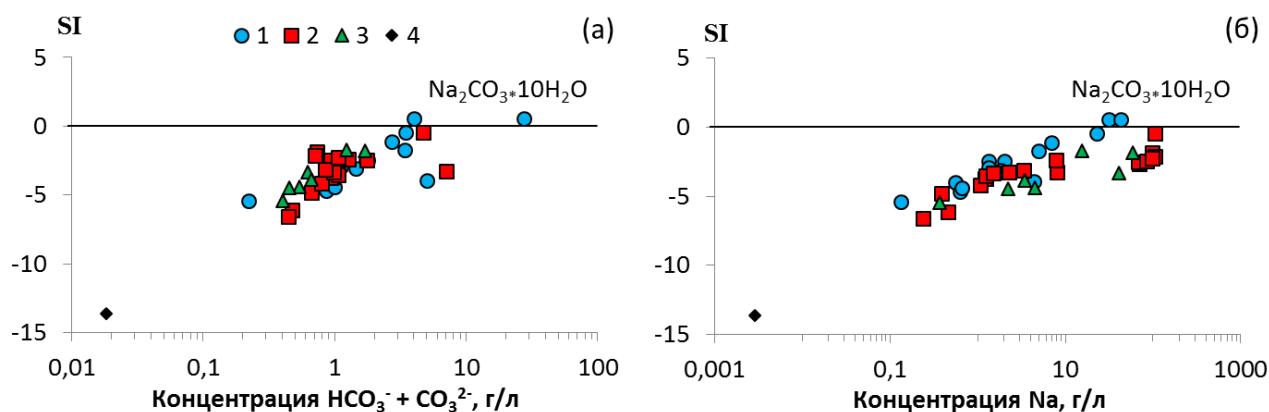


Рисунок 4-17. Значения индекса неравновесности (SI) относительно натрита в зависимости от суммы карбонат- и гидрокарбонат-ионов (а) и от иона натрия (б). Условные обозначения см. на рис. 4-13.

В отличие от карбонатов, в подавляющем большинстве озер нет равновесия вод с *сульфатными минералами* по причине низких концентраций Са, который связывается карбонатными минералами. То есть для наступления равновесия с ними необходимы высокие содержания сульфат-иона, а также высокие значения общей минерализации. Так, по мнению П. Сонненфельда [1988], кристаллизация гипса в

озерах происходит только при ионной силе раствора $> 2,73$, что примерно соответствует солености воды 120-150 г/л. Именно такую картину мы и наблюдаем в исследуемых нами водах. Пересыщение относительно гипса (рис. 4-18) зафиксировано в 10 озерах, из которых три – сульфатных (Безымянное озеро, Тонхил-Нуур, Ихес-Нуур), шесть – хлоридных (Хулам-Нуур, Бага-Гашун-Нуур, Давсан-Нуур, Дэвтэрийн-Давст-Нуур, Цавдан-Нуур, Сангийн-Далай-Нуур 3) и одно – содовое (Бага-Нуур 1).

Таблица 4-4. Минимальные, максимальные и средние содержания растворенных солей в разных типах озер Западной Монголии

Содержание, мг-экв.	Тип озер								
	Содовые озера			Хлоридные озера			Сульфатные озера		
	1*	2*	3*	1	2	3	1	2	3
Мин	32,4 (№10)	19,5 (№16)	36,1 (№10)	14,6 (№27)	3,82 (№28)	13,2 (№28)	14,0 (№43)	33,4 (№43)	13,0 (№43)
Макс	926 (№4)	2176 (№2)	2428 (№4)	172,2 (№24)	2350 (№23)	10800 (№33)	61,4 (№38)	4859 (№38)	4256 (№38)
Средние	157	304	393	37,4	729	3360	30,9	1439	855,8

Примечание: *Соли: 1 – карбонатные; 2 – сульфатные; 3 – хлоридные. В скобках указаны номера озер из табл. 3-6,3-14, 3-21, соответствующие указанному значению.

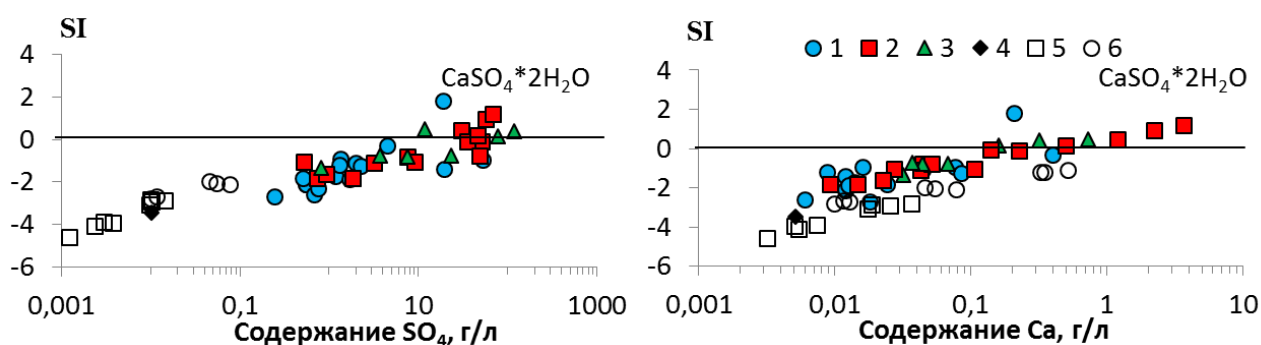


Рисунок 4-18. Значения индекса неравновесности озерных вод относительно гипса при стандартных условиях в зависимости от содержаний кальция (а) и сульфат-ионов (б). Условные обозначения см. на рис. 4-13.

Во всех этих озерах содержание сульфат-иона более 12 г/л, кальция – 160 мг/л, а минерализация превышает 130 г/л (рис. 4-18). В озерах Цохор-Нуур, Сангийн-Далай-Нуур 1, Тахилт-Нуур 2 и Цаган-Нуур также зафиксированы высокие концентрации сульфат-иона (19-52 г/л), однако в них наблюдаются очень маленькие концентрации Ca (12-50 мг/л), которых недостаточно для насыщения воды гипсом. Осаждение гипса ограничивает рост Ca^{2+} и SO_4^{2-} в озерной воде, но не Na^+ , который продолжает расти, и поэтому через некоторое время возможно равновесие с

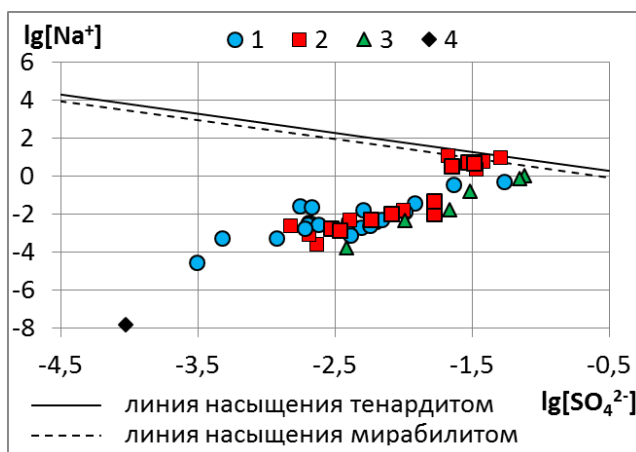


Рисунок 4-19. Степень насыщения озерных вод тенардитом и мирабилитом при стандартных условиях. Условные обозначения см. на рис. 4-13.

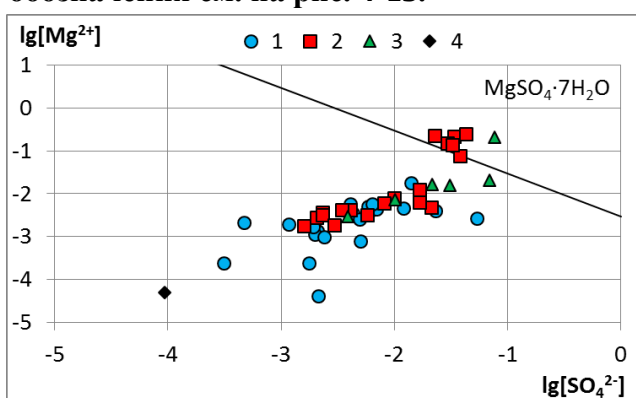


Рисунок 4-20. Степень насыщения озерных вод эпсомитом при стандартных условиях. Условные обозначения см. на рис. 4-13.

сульфатами: в начале Ca, Mg и Na, а позже только Na. Так, лишь воды оз. Давсан-Нуур достигают равновесия с тенардитом (рис. 4-19). К мирабилиту, помимо оз. Давсан-Нуур, насыщены также оз. Сангийн-Даалй-Нуур 2 и оз. Бага-Гашун-Нуур (рис. 4-19).

Остальные точки, приближающиеся к этому равновесию, также принадлежат хлоридному типу озер. Недостаток насыщения сульфатными минералами способствует дальнейшему росту концентраций сульфат-ионов в этих озерах. Помимо мирабилита, описанные выше озера также пересыщены относительно эпсомита (рис. 4-20).

Неравновесность большинства озерных вод с сульфатами объясняется

тем, что на пути концентрирования SO_4 появляется геохимический барьер в виде гипса, что мешает его дальнейшему накоплению и, соответственно, способствует росту отношения Cl/SO_4 . В отличие от глинистых и карбонатных минералов, равновесие с сульфатными солями чаще всего сезонное, оно устанавливается только в наиболее сухой период, когда количество осадков минимально, а испарение особенно интенсивно. Сезонный характер равновесия определяет также и локальное образование вторичных солей [Шварцев и др., 2007].

Равновесие на исследуемой территории озерных вод с *хлоридными минералами* встречается еще реже, чем с сульфатными. Так, например, с галитом равновесны лишь оз. Давсан-Нуур, Бага-Гашун-Нуур и Дэвтэрийн-Давст-Нуур, соленость которых выше 300 г/л и является максимальной среди всех изученных нами озер (рис. 4-21).

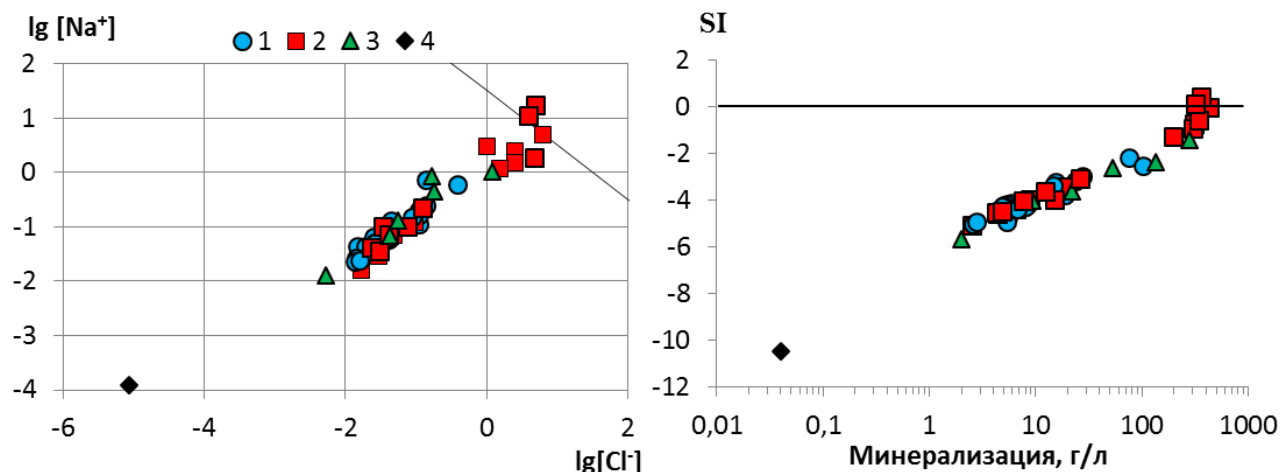


Рисунок 4-24-1. Степень насыщения озерных вод галитом при стандартных условиях. Условные обозначения см. на рис. 4-13.

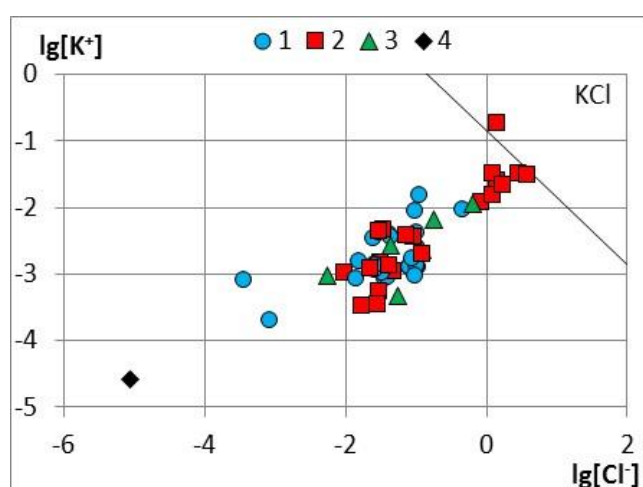


Рисунок 4-22. Степень насыщения озерных вод сильвинитом при стандартных условиях. Условные обозначения см. на рис. 4-13.

Такая же ситуация и с сильвинитом, равновесие с которым установлено только в оз. Бага-Гашун-Нуур (рис. 4-22), в котором, помимо высокой солености (322 г/л), максимально содержание калия (22 г/л). Именно такая высокая активность калия в растворе может обеспечить осаждение сильвинита из раствора.

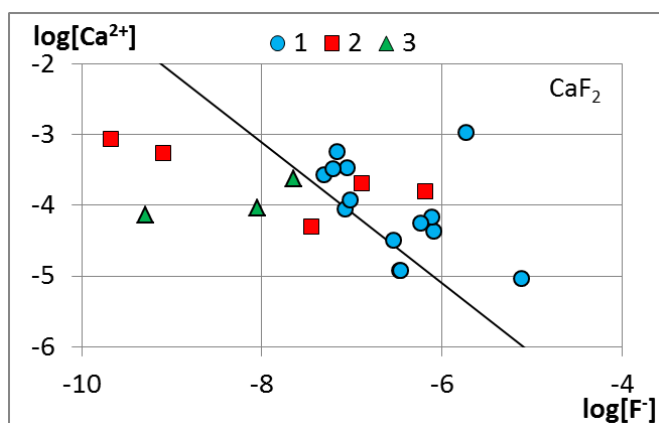


Рисунок 4-23. Степень насыщения озерных вод флюоритом при стандартных условиях. Условные обозначения см. на рис. 4-13.

Более половины изученных озер насыщены флюоритом (рис. 4-23). Видно, что практически все содовые озера, несмотря на низкое содержание Ca, насыщены к этому минералу. Незначительная недонасыщенность наблюдается только в оз. Сангийн-Далай-Нуур 1. Из хлоридных озер равновесным к флюориту оказалось только оз. Давсан-Нуур с

минерализацией около 400 г/л, в котором в разных частях озера зафиксирована максимальная для данного типа озер концентрация фтора (65 мг/л).

Равновесие рассчитывалось также с целестином, стронцианитом, баритом и молибденитом, но ни с одним из этих минералов оно не было установлено (рис. 4-24).

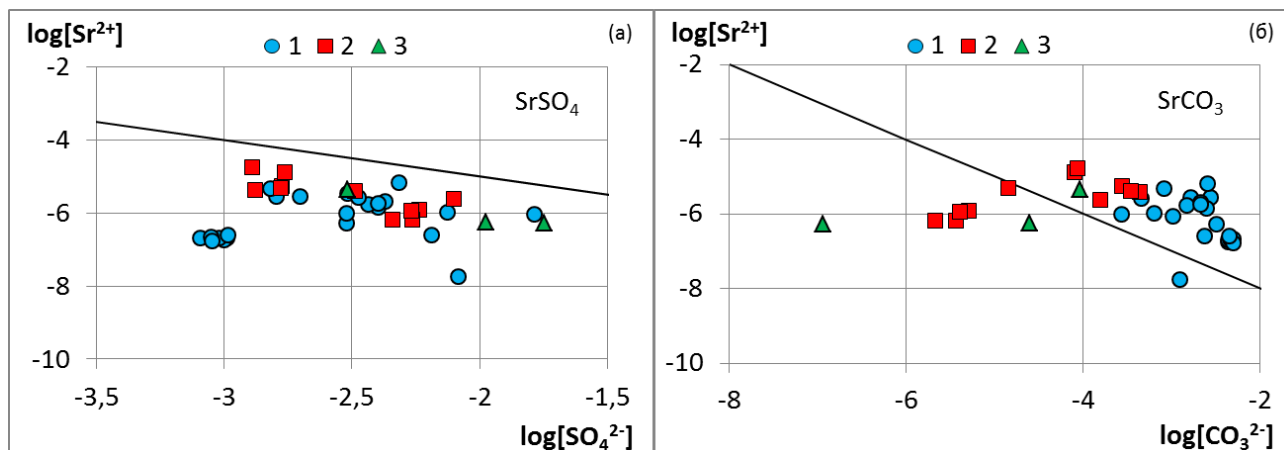


Рисунок 4-24. Степень насыщения озерных вод целестином (а) и стронцианитом (б) при стандартных условиях. Условные обозначения см. на рис. 4-13.

Для проведения анализа достоверности полученных результатов нами были изучены донные осадки некоторых из опробованных нами озер. К сожалению, отбор проб вторичной минеральной фазы не всегда представляется возможным, в связи с чем в работе представлены лишь некоторые яркие представители, результаты РФА которых приведены в табл. 4-5. Сравнение результатов численных расчетов с реальными природными осадками соленых озер подтверждает наличие в их донных отложениях представленных выше минералов, с которыми воды находятся в состоянии равновесия. Так, например, основной формой выпадения карбонатов во вторичной минеральной фазе являются карбонаты кальция и кальция-магния, а вот магнезита в большинстве донных осадков не обнаружено (табл. 4-5). Такое распределение карбонатных минералов зависит от соотношения концентраций Ca^{2+} и Mg^{2+} в растворе. Поскольку в исследуемых озерах отношение $Mg/Ca > 7$, то происходит в основном образование доломита и только при достижении $Mg/Ca > 40$ доломит будет переходить в магнезит [Drever, 2005]. К тому же совместно с образованием простых солей в растворе одновременно происходит и садка глинистых минералов, которые также связывают в своем составе некоторую долю Ca, Mg, K и Na и препятствуют образованию их солей. В донных осадках оз. Давсан-Нуур и Бага-Гашун-Нуур, соленость которых превышает 300 г/л, были обнаружены тенардит и галит, что также совпадает с результатами численных расчетов.

Таблица 4-5. Наличие твердых фаз в изученных донных и солевых отложениях некоторых озер Западной Монголии

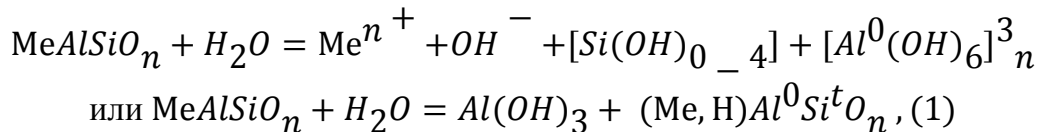
Название озера	Давсан-Нуур	Бага-Гашун-Нуур	Их-Гашун-Нуур	Хиргис-Нуур	Шаазгай-Нуур	Шаазгай-Нуур
Хим. тип озера	Хлоридный	Хлоридный	Содовый	Содовый	Содовый	Содовый
Глубина, см	0-5	0-5	0-5	0-5	0-5	5-10
Кальцит	-	+	-	+	-	+
Магнезит	-	+	-	-	-	-
Карбонаты*	-	+	+	+	+	+
Тенардит	+	+	-	-	-	-
Галит	+	+	-	-	-	-

* - Карбонаты кальция и магния: Твердый раствор на основе кальцита (низкое содержание магния) – $Mg_{0,03}Ca_{0,97}CO_3$, Хюнтит (двойной карбонат магния-кальция) - $Mg_3Ca(CO_3)_4$.

В результате проведенных расчетов установлено, что все озерные воды Западной Монголии насыщены относительно кальцита, доломита и магнезита и способны высаживать их из раствора, формируя новообразованную вторичную твердую фазу, аккумуляция которой происходит на протяжении всего времени взаимодействия в системе вода-порода. При этом, процесс формирования карбонатных минералов на протяжении всего времени взаимодействия носит закономерный характер, который определяется такими параметрами геохимической среды как pH, температура и минерализация озерных вод.

4.4. Равновесие озерных вод с алюмосиликатными минералами

Другой тип взаимодействия характерен для алюмосиликатов, растворение которых протекает по механизму гидролиза [Келлер, 1963; Гедройц, 1975]:



где n относится к неопределенным атомным соотношениям, o и t – соответственно к октаэдрическим и тетраэдрическим координатам; Me – катионы металлов.

Многокомпонентный характер реакций гидролиза не позволяет решать проблемы равновесия алюмосиликатов с водным раствором путем построения простых диаграмм как это принято для простых солей. Для них используются более сложные диаграммы полей устойчивости [Гаррелс, Крайст, 1968]. С использованием таких диаграмм нам удалось проанализировать закономерности химического равновесия некоторых глинистых минералов (рис. 4-25).

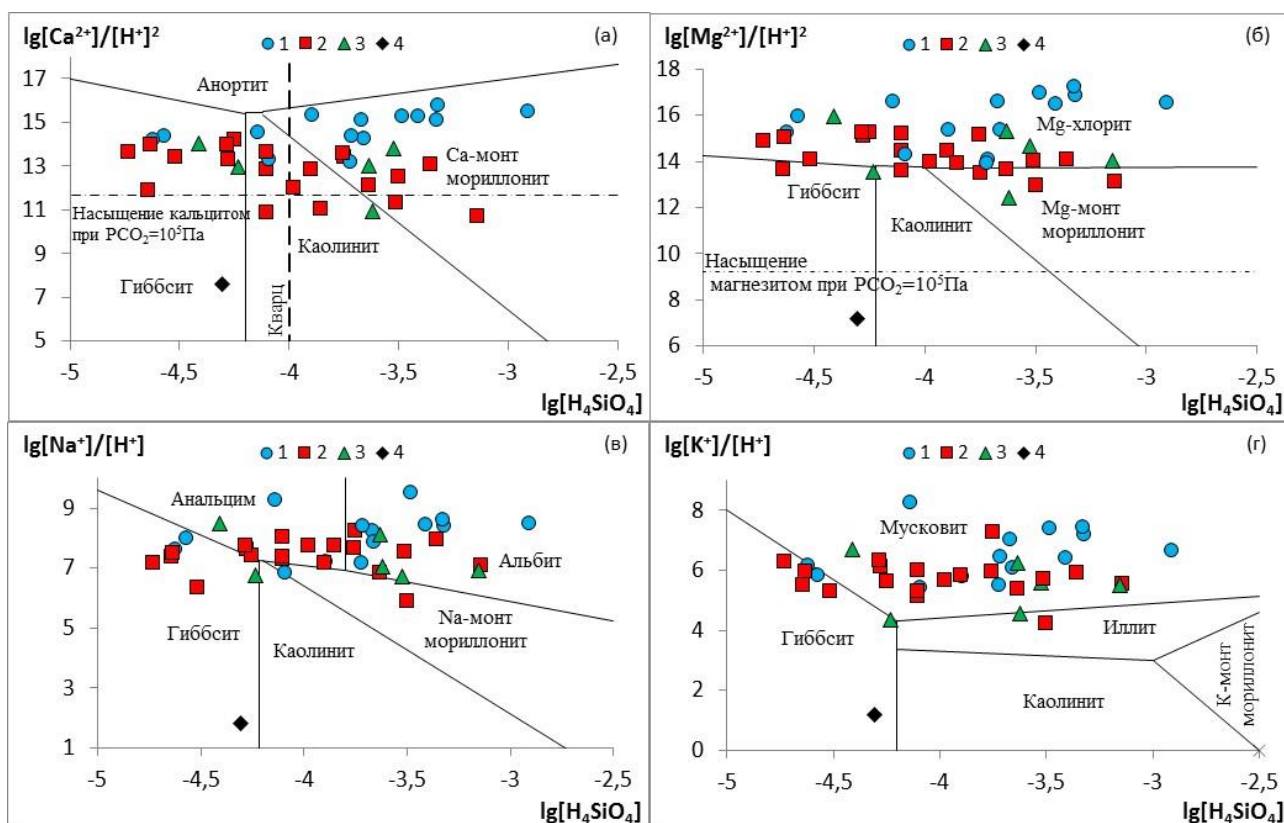


Рисунок 4-25. Равновесие озерных вод с алюмосиликатными минералами при температуре 25°C в различных системах: (а) - $\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CaO}-\text{CO}_2-\text{SiO}_2$, (б) – $\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}-\text{CO}_2-\text{SiO}_2$, (в) - $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$, (г) - $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$. Штриховыми линиями показано насыщение вод кварцем и аморфным кремнеземом. Штрихпунктирная линия указывает на насыщение вод кальцитом (а) и магнезитом (б) при соответствующем парциальном давлении P_{CO_2} . Условные обозн. см. на рис. 4-13.

Наличие равновесия озерных вод с широким спектром алюмосиликатных минералов обусловлено в основном разнообразием содержаний кремнекислоты и, соответственно, значениями ее активности. Большая часть содовых вод оказалась сосредоточена в области устойчивости Са-монтмориллонита, меньшее количество в полях каолинита и гиббсита (рис. 4-25). Кроме того, основная масса содовых вод пересыщена относительно кварца. Такое поведение точек объясняется тем, что при высоких значениях pH растворимость кремнекислоты тоже повышается, что и способствует перемещению точек вод содового типа в сторону насыщения монтмориллонитом, который является более затратным при процессе минералообразования в отношении кремния. На диаграмме полей устойчивости минералов в зависимости от активностей в воде ионов кремнекислоты, pH, а также калия, натрия или магния, содовые воды ложатся исключительно в поле мусковита, альбита и Mg-хлорита, соответственно (рис. 4-25). Следует обратить внимание, что в любой рассматриваемой системе на рис. 4-25 точки содовых озер расположены значительно выше хлоридных. Это связано с более высокими значениями в них pH.

Сульфатные воды имеют более низкие активности катионов по сравнению с содовыми водами, поэтому точки располагаются ниже, хотя основная масса их все также находится в области устойчивости с альбитом, мусковитом, Mg-хлоритом и Са-монтмориллонитом (рис. 4-25).

Низкие концентрации Са и относительно низкое pH хлоридных озер, а также низким содержанием в них кремнезема, в отдельных случаях приводит к равновесию их вод с каолинитом, который иногда встречается в озерах среди глинистых минералов. Кроме того, некоторые точки находятся на границе полей устойчивости этого минерала с Са-монтмориллонитом, что может указывать на образование смешанных глин. Также большинство точек равновесны относительно Mg-хлорита (рис. 4-25), то не исключаются случаи образования каолинит-монтмориллонитовых смешанных глин с хлоритовыми слоями.

В системе $SiO_2-Al_2O_3-Na_2O-CO_2-H_2O$ (рис. 4-25) разброс точек достаточно большой, однако основная их масса располагается в области равновесия с гиббситом и анальцимом, несколько точек в области каолинита, а также у границы гиббсита и

анальцима. Однако ни одна точка не попадает в область равновесия с альбитом и На-монтмориллонита.

Анализ полученного при построении материала показал, что все озерные воды ненасыщены к анортиту. При этом, по мнению С.Л. Шварцева [1998], одним из ведущих факторов непрерывного вторичного карбонатообразования является неравновесное состояние вод с первичными алюмосиликатными минералами. Так, в системе $HCl-H_2O-Al_2O_3-CaO-CO_2-SiO_2$ (рис. 4-25), изученные нами воды достаточно разнородны по содержанию Са и H_4SiO_4 , поэтому область нанесенных точек достаточно обширна.

Согласно представленному на рис. 4-25 материалу, все алюмосиликатные минералы, кроме каолинита, иллита и монтмориллонита занимают поля, расположенные выше линии равновесия с кальцитом и магнезитом. Следовательно, озерные воды насыщаются карбонатными минералами раньше, чем алюмосиликатными, и связывают подавляющую часть поступающих в раствор из горных пород Са и Mg. В связи с этим, в химическом составе монтмориллонитов, обнаруженных в донных осадках озер, чаще всего преобладает натрий над другими катионами (табл. 4–6). Иллит и разные по составу монтмориллониты связывают часть Na, Mg, K и Si, растворенных в озерной воде, и выступают геохимическими барьерами на пути формирования минералов, расположенных в верхней части рис. 3 – альбита, мусковита. Однако глинистые минералы, в отличие от карбонатных, не способны связать весь поступающий в озерную воду Na, K, Si, поэтому равновесие с альбитом, анальцимом, мусковитом достигается. Выпадение этих минералов в виде вторичной фазы также подтверждается данными РФА (табл. 4-6), в результате которого альбит и анортит были обнаружены в донных осадках озер, причем первый в большинстве своем в содовых озерах, второй – в хлоридных. Такое распределение вторичной фазы в озерах разного типа связано с различным содержанием кремнезема, преобладание которого свойственно для содовых озер.

Некоторые исследователи считают, что глинистые минералы, встречаемые в донных осадках озер приносятся с окружающих территорий поверхностными и подземными водами и являются первичными, а не аутигенными, возникшими из

растворенных в воде элементов. Естественно, что взаимодействие озерных вод с горными породами не так масштабно, как, например, для подземных вод на водосборных площадях. Однако, этот вопрос о количественной его составляющей остается актуальным. Так, например, альбит обычно относят к терригенным минералам, но судя по представленным в работе расчетам равновесий можно говорить и о том, что он может иметь аутигенную составляющую, но, поскольку в расчетах не учитывается кинетическая составляющая, эта проблема остается малоизученной.

Изучение состава донных осадков озер, выполненное с помощью РФА, позволяет говорить о достоверности выполненных физико-химических расчетов равновесий, а также о наличии представленных выше минералов, с которыми воды равновесны, в осадках озер (табл. 4-6). Так, во всех изученных осадках озер обнаружены пики, соответствующие каолиниту, альбиту и различным слюдам. Кроме того, в озере Шаазгай-Нуур зафиксированы пики, принадлежащие монтмориillonиту.

Таблица 4-6. Наличие твердых фаз в изученных донных и солевых отложениях некоторых озер Западной Монголии

Название озера	Давсан-Нуур	Бага-Гашун-Нуур	Их-Гашун-Нуур	Хиргис-Нуур	Шаазгай-Нуур	Шаазгай-Нуур
Геохим. тип озера	Хлоридный	Хлоридный	Содовый	Содовый	Содовый	Содовый
Глубина, см	0-5	0-5	0-5	0-5	0-5	5-10
Каолинит	-	+	+	+	+	+
Монт-мориллонит	-	-	-	-	+	+
Альбит	-	+	+	+	+	+
Анортит	-	+	+	-	-	-
Анальцим	-	-	-	-	-	-
Кварц	-	+	+	+	+	+
Слюды	-	+	+	+	+	+

* - Формулы твердой фазы: Монтмориillonит - $\text{Na}_{0.3}(\text{Al,Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2\text{H}_2\text{O}$, Альбит - $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$, Анортит - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, Анальцим - $\text{Na}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]\times\text{H}_2\text{O}$

Итак, во всех выше рассмотренных случаях озерные воды неравновесны с анортитом и равновесны по отношению ко вновь образующимся продуктам выветривания первичных алюмосиликатов – глинам (каолинит, монтмориillonиты, гидрослюды). Образование глин разного состава препятствует накоплению в растворе в больших количествах таких элементов, как Al и Si.

Таким образом, каждый химический тип озерных вод характеризуется определенным набором вторичных минералов, с которыми они могут достичь равновесия. Так, содовые озера равновесны не только с монтмориллонитом, но и с альбитом, хлоритом, мусковитом, что не типично для содовых подземных вод [Шварцев и др., 2007]. Это же касается хлоридных и сульфатных озер, воды значительной части которых также насыщены к альбиту, хлориту, мусковиту и др. глинистым минералам. Установлено, что рассматриваемая нами система «озерная вода – горная порода» является равновесно-неравновесной, а ее состояние поддерживается с одной стороны постоянным поступлением в озеро различных элементов с подземными и поверхностными водами, а с другой – насыщением озерных вод не только глинистыми и карбонатными, но и сульфатными, хлоридными и алюмосиликатными минералами.

Основные выводы

1. Таким образом, результаты расчета неорганических форм миграции катионогенных химических элементов показали, что наряду со свободной формой нахождения химических элементов в озерных водах, немалую роль играет комплексообразование с карбонатами, сульфатами и хлоридами. При этом доминирование определенного комплекса определяется как кислотно-щелочными условиями среды, так и химическим типом исследуемых вод.

2. Проведенные расчеты равновесия содовых озер со вторичными минералами показали, что они насыщены относительно большинства карбонатов, в редких случаях с содой. Кроме того, они равновесны с широким спектром глинистых минералов, а также альбитом, мусковитом и Mg-хлоритом. Насыщения содовых озер сульфатными и хлоридными минералами не наблюдается.

3. Для озер сульфатного типа состояние равновесия близко к содовым, однако добавляется насыщение такими минералами, как гипс и, редко, эпсомит. Кроме того, в отличие от содовых, они далеки от насыщения вод содой.

4. Поскольку соленость озер хлоридного типа значительно выше остальных и содержание многих химических элементов в них существенно больше, они достигают равновесия не только с кальцитом, магнезитом, доломитом, тенардитом, эпсомитом, но и нередко с гипсом, галитом и сильвином.

4. Озерные воды всех рассмотренных типов далеки от равновесного состояния с первичными алюмосиликатами (анортит, полевые шпаты, роговая обманка и др.). Рассматриваемая нами система «озерная вода-порода» является равновесно-неравновесной: в течение всего времени взаимодействия происходит постоянное разрушение эндогенных минералов и, одновременно, образование вторичной минеральной фазы. Первичные алюмосиликаты инконгруэнтно растворяются с образованием карбонатов и глин группы каолинита и монтмориллонита. При этом значительная часть элементов переходит в раствор, часть которых взаимодействует между собой и дает начало новым минеральным фазам.

ГЛАВА 5. Формирование состава соленых озер Западной Монголии

5.1. Основные факторы формирования состава озерных вод

Все озера являются накопительными системами, в которых происходит накопление различного типа химических элементов. Соотношение этих элементов значительно варьирует в разнотипных озерах и в различных ландшафтно-климатических областях. Преобладающий химический тип озерных вод, как известно, формируется в зависимости от ландшафтно-климатических факторов (количество осадков, испарение, водообмен, ландшафтная структура водосбора и др.), условий тепло- и влагообеспеченности озерных бассейнов, гидрохимических особенностей и биологической продуктивности водоемов. Для формирования и эволюции соленого озера необходимо выполнение трех следующих условий: сток из озера отсутствует или крайне ограничен; испарение превышает приток, по крайней мере, на протяжении какой-либо части года; приток является достаточным, чтобы обеспечивать наличие поверхностных или межкристальных рассолов. К основным источникам поступления химических элементов в озерные воды относятся в первую очередь атмосферные осадки, а также поверхностные и подземные воды, однако существенный вклад вносят и горные породы, слагающие водосборный бассейн озера. В процессе эволюции бессточных озер происходит постепенное возрастание общей минерализации воды за счет накопления растворимых соединений.

Важная роль в формировании гидрохимического состава озер принадлежит климату, в частности *величине испарительной концентрации солей*. Резко континентальный климат Западной Монголии характеризуется высокими температурами воздуха и значительными величинами испарения, часто в несколько раз превышающими количество выпадающих осадков [Севастьянов и др., 1994]. Для этого района характерны засоленные почвы и грунтовые воды высокой минерализации, а также бессточные котловины, накопление солей в которых связано с основной расходной частью их водного баланса, а именно испарением с поверхности воды, рапы, пластов солей, с поверхности почв и грунтов бассейна озера.

Уже давно никем не оспаривается роль испарения в гидрогеохимическом режиме соленых озер [Сонненфелд, 1988; Куриленко, 1997], однако количественная сторона этого процесса до сих пор изучена недостаточно, что может привести к ошибкам в определении как режима, так и направления развития соленых озер. Испарение с поверхности открытой рапы определялось на соленых озерах Кулундинской степи, в Прикаспии на оз. Индер, в заливе Кара-Богаз-Гол, на крымских озерах и в других районах. Результаты этих опытов показывают, что испарение рапы, близкой к насыщению солями, чаще всего составляет от 55 до 75% от испарения пресной воды в тех же условиях [Гроховский, 1972].

Основной моделью последовательности химических разделений, необходимых для интерпретации химического состава вод, подвергшихся испарению, является модель Харди-Эгстера [1970]. Для демонстрации эффекта испарения ими был выбран хлоридный ион. Стоит отметить, что в данной модели происхождение хлорид-иона полностью связано с дождевой водой, поскольку он не поступает и не удаляется в заметных количествах благодаря взаимодействию с породами и не осаждается в форме солей, пока водный раствор не достигнет очень высокой солености [Drever, 2005]. Таким образом, нанеся концентрацию любого иона на диаграмму как функцию от содержания иона хлорида, можно выяснить, в каких размерах его концентрация будет контролироваться процессом испарения. Кроме того, можно проследить степень влияния других процессов на его концентрацию, в частности, роль взаимодействия данной воды с горными породами.

Диаграмма, представленная на рис. 5-1а, иллюстрирует, что роль процессов испарения в концентрировании карбонатных ионов минимальна, в то время как роль вторичного минералообразования оказывает более значимое влияние. Важно при этом, что карбонатные формы удаляются из раствора при любых его концентрациях, как при малых, так и при их увеличении на 3 и более порядка. Соответственно, гидрокарбонат- и карбонат-ион не накапливаются в растворе по мере увеличения его концентрирования. На ранних стадиях его удаление происходит в основном за счет осаждения карбонатов, а вот его постоянное поддержание обусловлено увеличением рН вод и присутствием углекислого газа CO_2 по реакции (*, стр. 73).

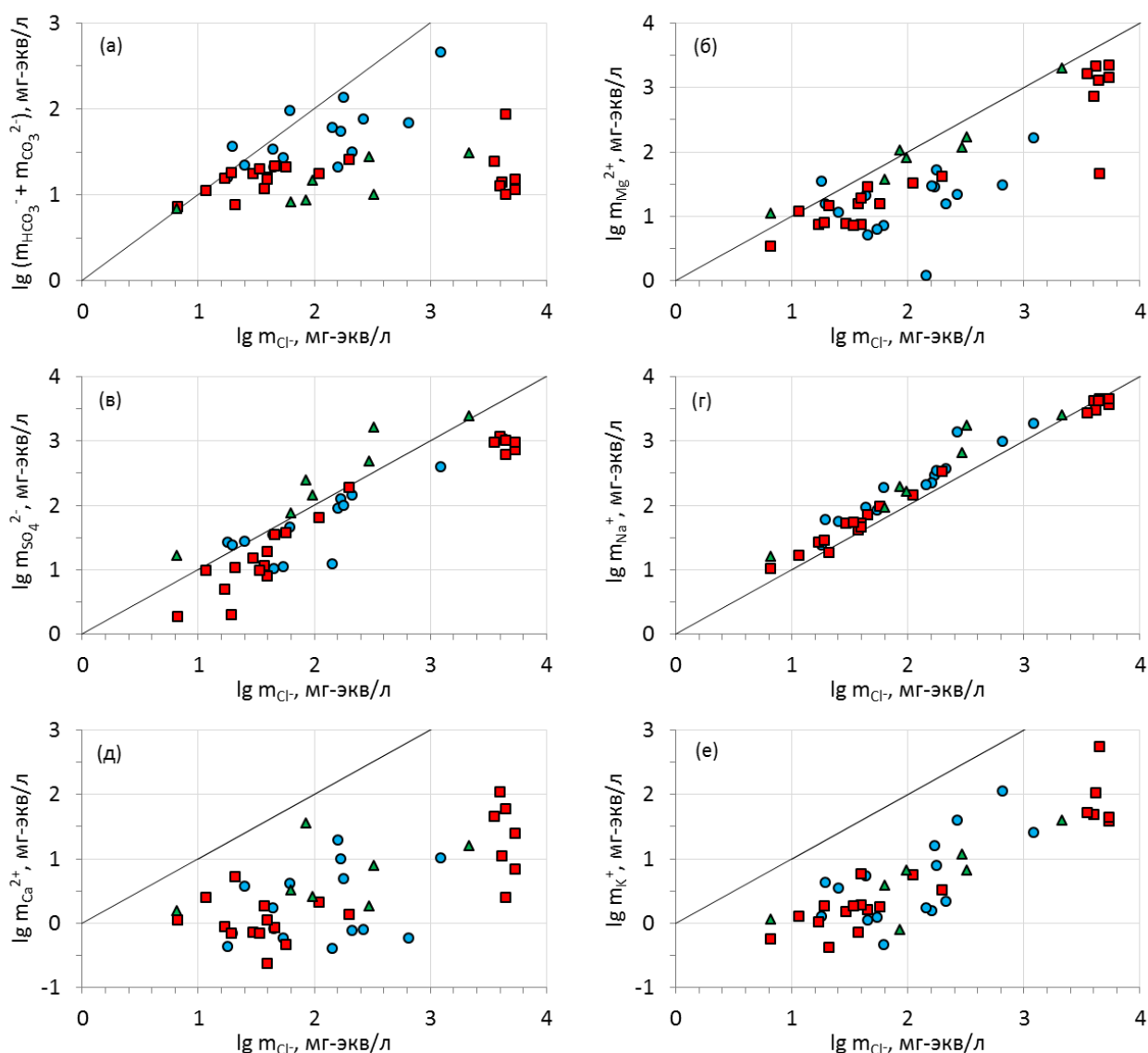


Рисунок 5-1. Зависимость концентрации основных ионов от хлорид-иона в водах озер Западной Монголии. Сплошная линия с наклоном 45° соответствует положению точек, ожидаемому при простом испарении (по Харди и Эгстеру [1970])

Кальций и магний также связываются вторичной фазой. Однако, в отличие от гидрокарбонат- и карбонат-ионов, их концентрации все же увеличиваются по мере роста минерализации (рис. 5-1 б,д), причем для магния эта зависимость более четкая. Такое положение точек может говорить либо о недостатке анионных форм при формировании вторичных минералов, либо о взаимодействии озерных вод с первичными алюмосиликатами, которые, растворяясь, переводят в раствор ионы кальция и магния.

В отличие от описанных выше катионов, в накоплении натрия более существенное влияние принадлежит процессам испарительного концентрирования

(рис. 5-1 г). Однако для вод с концентрацией хлоридов до 2х порядков, где точки ложатся выше линии, ожидаемой при простом испарении, на увеличение натрия оказывает влияние также и растворение первичных алюмосиликатов. При этом по мере роста солености раствора точки располагаются все ближе к линии испарения. Из этого можно судить о менее значительной роли взаимодействия с горными породами по сравнению с процессами испарительного концентрирования на более поздних этапах формирования состава. Зависимость, представленная на рис. 5–1б, говорит о значительном влиянии на концентрирование натрия в озерах процессов испарения. Но из этого не следует вывод о слабой роли горных пород в обогащении вод Na, поскольку он уравнивается в растворе ионами HCO_3^- и CO_3^{2-} . Стоит отметить, что в большинстве рассмотренных нами случаев, содовые озера, в отличие от хлоридных, ложатся дальше от линии испарения, что говорит о наличии в воде избыточных количеств Na, поступающего из горных пород. В этом случае и формируются содовые озера.

Калий, также как и ионы кальция и магния, хоть и накапливается в растворе по мере роста его солености, однако его содержания все же существенно ниже, чем при простом испарении воды (рис.5-1е). Его низкие концентрации также могут быть объяснены новообразованной вторичной фазой, в частности, различных слюд, с которыми воды равновесны (раздел 4.3.).

Сульфат-ион также интенсивно удаляется из раствора на всех стадиях эволюции рассола. Однако, так как с сульфатными минералами равновесны только озера с минерализацией более 130 г/л, то процессы удаления сульфат-ионов в менее минерализованных рассолах с концентрацией последних до 2х порядков остаются малоизученными. Одни авторы связывают этот процесс с восстановлением сульфатов [Драйвер, 1985], другие с биохимическими процессами [Крайнов и др., 2004].

Обобщая описанную выше *теорию химического разделения*, Дж. Драйвер [1985] сформулировал основной ее принцип: *«Всякий раз, когда в процессе испарения осаждается бинарная соль и эффективное отношение двух ионов в соли отличается от отношения концентраций этих ионов в растворе, дальнейшее испарение будет приводить к увеличению содержания иона, присутствующего в растворе в более*

высокой относительной концентрации и к снижению содержания иона, присутствующего в более низкой концентрации». Таким образом, все растворенные в воде вещества должны осаждаться в определенном порядке, который предусмотрен моделью Харди-Эгстера [1970]. При этом, конечным результатом цикла испарение – растворение является вода, которая почти полностью включает все ионы, осаждающиеся в форме высокорастворимых солей, но теряет часть ионов, осаждающихся в форме менее растворимых соединений. В качестве критерия для определения последовательности осаждения минералов они использовали соотношение значений щелочности и содержаний ионов Са в питающих озеро водах:

$$2m_{Ca^{2+}}/m_{HCO_3^-} + 2m_{CO_3^{2-}} . \quad (**)$$

Если это соотношение больше 1, то испарительная эволюция состава вод озера идет по нейтральному или кальциевому пути, при котором рН сохраняется на уровне 7-8, а содержания Са в воде растут. Если рассматриваемое соотношение (**) <1, то эволюция протекает по щелочному или содовому пути, при котором рН может расти до 9-11, а содержания Са в растворе остаются небольшими.

Описанная выше модель, однако, является сильным упрощением всех природных процессов, происходящих как в самом озере, так и на территории его водосбора. Остаются открытыми множество вопросов. Например, данная модель не учитывает, что в условиях одинакового климата испарение воды с единицы площади озера хоть и остается одинаковым, в целом для озер различных по объему весьма отличается. Кроме того, эта модель основана на предположении, что минерализованная вода, попавшая в аридный бассейн, подвергается непрерывному испарению, пока не превратится в концентрированный раствор. Однако в природе нередко встречается полное выпаривание воды и осаждение всех растворенных веществ в течении сухого периода с последующим частичным растворением этих веществ во влажный период [Drever, 2005]. К тому же, путем простого выпаривания любой воды (пресной, соленой, морской и т.д.) не удастся получить содовые воды [Жеребцова, Волкова, 1966; Harvie и др., 1980; McCaffrey и др., 1987, Шварцев, 1998].

Детальное изучение геоморфологических особенностей разных химических типов озер показало, что содовые и сульфатные озера расположены в основном на

территории Котловины Больших озер (озера юга Монгольская Алтая в данном случае включены в КБО, поскольку климатические условия здесь схожие), хлоридные – на территории Хангайского нагорья. Исходя из этого распределения озер можно говорить о том, что хлоридные озера расположены в районе с меньшей величиной испарения с поверхности воды (рис. 5-3) Однако, в этом случае не учитывается морфология озерных котловин. Из представленных на рис. 5-3 данных видно, что озера хлоридного и сульфатного типов существенно меньше содовых по объему.

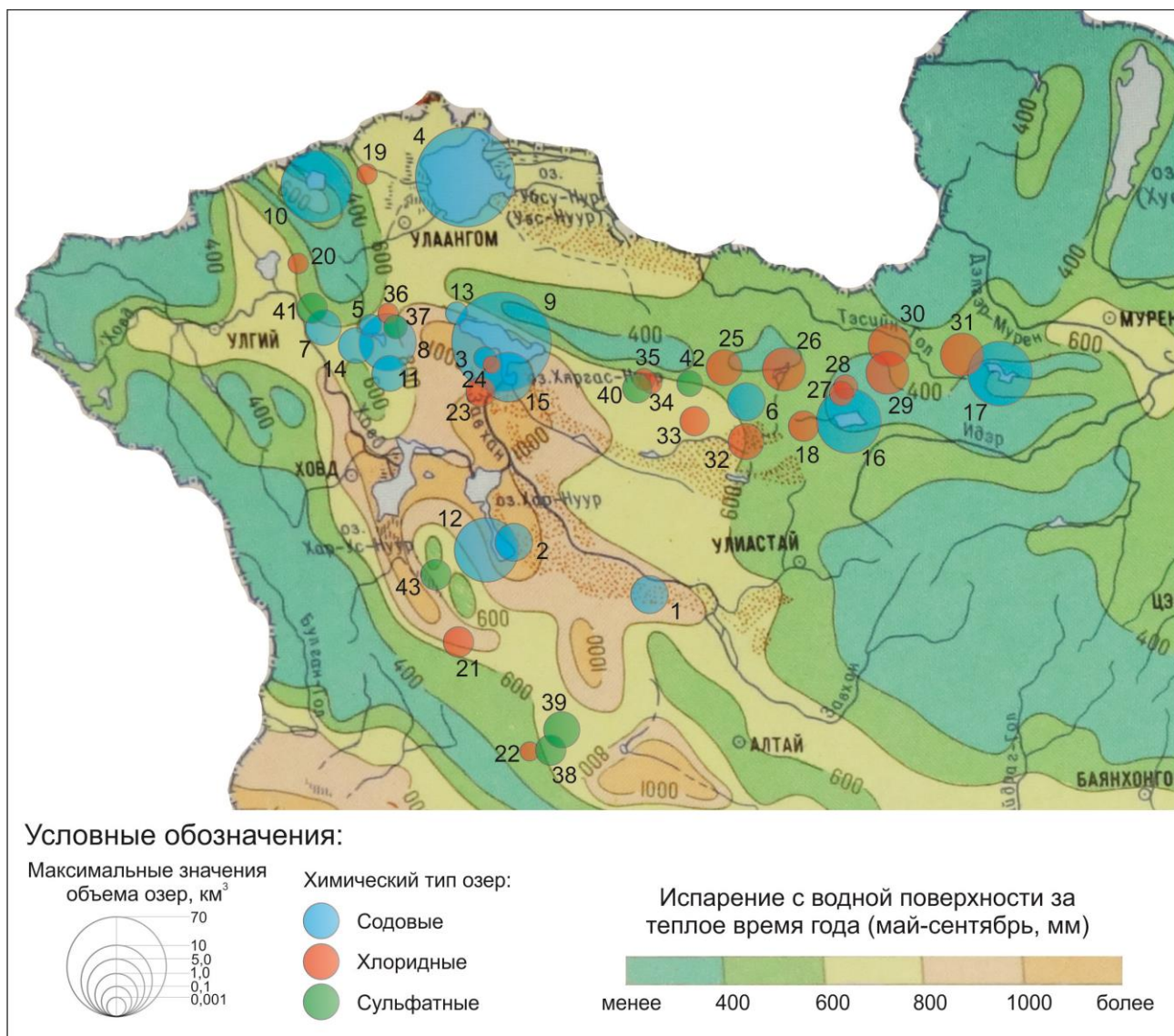


Рисунок 5-2. Карта испарения с водной поверхности за теплое время года [Атлас МНР, год], с изменениями автора

Численное отношение объемов озер хлоридного и сульфатного типов к содовым, представленное на рис. 5-4, также говорит о значительно больших объемах котловин последних. Не сложно заметить, что объемы озер хлоридного типа редко превышают

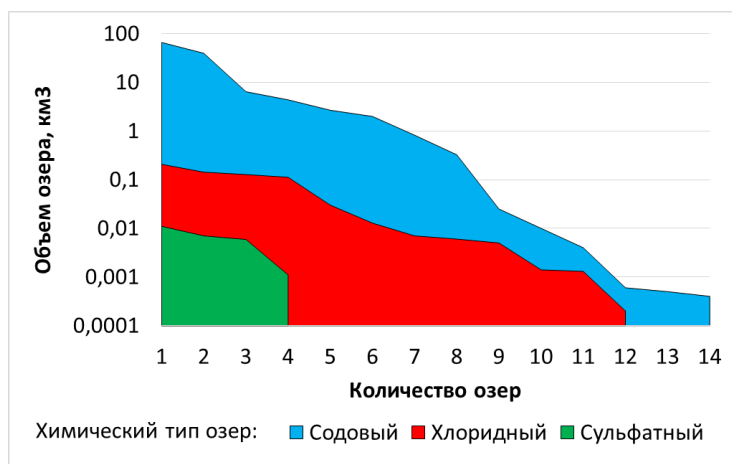


Рисунок 5-3. Объемы озерных котловин (км³) содовых, хлоридных и сульфатных озер

0,1 км³ и обычно на 1–3 порядка меньше объемов озер содового типа, а значит и доля испарения озерных вод у них в 10-1000 раз выше.

Помимо вышесказанного, для оценки степени испарения озер, нами было изучено соотношение содержания хлора и общей

минерализации (М). Поскольку Cl в данном случае не образует собственных минералов (за исключением озер хлоридного типа Давсан-Нуур, Бага-Гашун-Нуур и Дэвтерийн-Давст-Нуур, которые в расчете средних значений в данном случае не учитывались) и, по мере испарения воды, его содержание в озере растет, то растет и отношение Cl/M, которое варьируется от 0,09 до 0,56 (табл. 5-1). Оно минимальное в содовом оз. Цохор-Нуур и сульфатном оз. Ихес-Нуур, и максимальное – в хлоридном оз. Цавдан-Нуур. Среднее его значение для содовых озер 0,19, хлоридных – 0,34, сульфатных – 0,16 (табл. 5-1).

Таблица 5-1. Минимальные, средние и максимальные соотношения хлора и общей минерализации в разных химических типах соленых озер Западной Монголии

	Содовые			Хлоридные			Сульфатные		
	Мин	Макс	Среднее	Мин	Макс	Среднее	Мин	Макс	Среднее
Cl/M	0,12	0,35	0,19	0,19	0,56	0,34	0,09	0,27	0,16
Кол-во озер	17			19			7		

Таким образом, для хлоридных озер характерно максимальное испарение, намного менее интенсивное - для содовых и минимальное – для сульфатных. Конечно, этот критерий не является абсолютным, поскольку озеро может питаться солеными хлоридными водами, но в большинстве случаев содержание хлорид-ионов в основном связано с интенсивностью испарения воды.

Чем больше испарение озерных вод, тем выше содержание в ней подвижных элементов и ниже компонентов, связывающихся вторичным минералообразованием. В этом плане показательным является различное поведение в озерах Li и U. Поступающий в озеро Li концентрируется в основном за счет процессов испарения

воды. Это подтверждается его достаточно высокой корреляцией с содержанием Cl (коэффициент корреляции (r) равен 0,7, глава 3.4.2), который имеет такой же генезис. В двух хлоридных озерах (оз. Бага-Гашун-Нуур и Давсан-Нуур) обнаружено содержание лития в промышленных кондициях (≥ 10 мг/л), 16 и 90 мг/л, соответственно. В то время, как максимальные содержания Li в содовых озерах достигают только 16,5 мг/л, а в сульфатных – и того меньше, всего 2,4 мг/л [Шварцев и др., 2012]. В отличие от Li, максимальные содержания U характерны для содовых озер, в которых обнаружены его наиболее высокие содержания до 3 мг/л и высокая корреляция с ионами HCO_3^- ($r = 0,71$) и CO_3^{2-} ($r = 0,69$) (глава 3.3.2). Максимальные его запасы также связаны исключительно с содовыми озерами [Исупов и др., 2011а, 2011б]. С формальной стороны понятно, что в содовых озерах U образует комплексные соединения с карбонатными ионами типа UO_2CO_3^0 , $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^{2-}$, $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$ и др., становится весьма подвижным, не встречает геохимических барьеров и поэтому накапливается в воде [Перельман, 1979]. Но все это не объясняет природу источников урана в содовых водах, поскольку его содержания не коррелируют со степенью испарения воды в озерах, если судить по хлору. Источники урана, в отличие от лития, необходимо искать в тесной увязке с генезисом соды [Исупов и др., 2012б]. Содообразование начинается с момента насыщения воды кальцитом и/или магнезитом. Отсутствие равновесия такой воды с эндогенными алюмосиликатами или частью из них обеспечивает их растворение с осаждением карбонатных и глинистых минералов с накоплением в растворе подвижных элементов, в частности Na и U [Шварцев и др., 2012]. Отсюда в содовых водах и озерах всегда наблюдаются повышенные содержания этих элементов, относительно других. Естественно, что испарение воды также способствует концентрированию U и Na, а оно, судя по содержанию Cl в содовых озерах Западной Монголии, имеет место. Но источником U, как и Na, выступают горные породы водосборных территорий. Конкретную роль испарения и горных пород в обогащении озер ураном предстоит выяснить в будущем [Шварцев и др., 2012].

В процессе формирования геохимической среды, определяющей развитие процессов накопления солей в озерных котловинах, особо важную роль играют

поверхностные и подземные источники, за счет которых происходит питание озер. Так как исследуемые нами озера по условиям формирования водно-солевого питания являются континентальными первичного соленакопления, то есть их питание осуществляется водами, солевой состав которых определяется процессами выветривания коренных пород на прилегающих водосборных площадях [Куриленко, 1997], то, для понимания процессов формирования их химического состава и химических типов необходимо изучить влияние на них вод зоны гипергенеза.

Как правило, содовые озера расположены в зоне более интенсивного питания подземными водами, чем хлоридные. Это связано с тем, что геоморфологически они расположены значительно ниже, чем хлоридные. Абсолютные отметки уровней воды первых колеблются от 759 до 1700, среднее 1233 м, вторых – от 1022 до 2221, среднее 1614 м. Кроме того, для содовых озер характерно наличие поверхностного притока вод с реками. Например, содовое озеро Шаазгай-Нуур питается р. Харгайн-Гол с расходом 70-100 л/с (август 2010 г.) и общей минерализацией 0,2 г/л (табл. 5-2), а озеро Хара-Ус-Нуур – рекой Ортлогоо-гол с общей минерализацией 0,1 г/л. Гидравлически связанные содовые озера Айраг-Нуур и Хиргис-Нуур питаются р. Завхан с расходом 40,3 м³/с (также август 2010 г.) и соленостью 0,17 г/л. При этом, характерно, что даже ультрапресные воды небольших ручьев отличаются высокими значениями pH и HCO₃-Na составом (пробы 5 и 6, табл. 5-2), а в некоторых колодцах при солености чуть более 1 г/л значение pH достигает 9,6 (проба 8, табл. 5-2). Такое возможно только в условиях, где развиты процессы содового засоления [Базилевич, 1965]. Карта- схема проб представлена на рис.5-4.

Наиболее детально было изучено оз. Шаазгай-Нуур, расположенное на высоте 1700 м в Хархиринской структурной зоне. Глубина залегания уровня подземных вод в долинах и у подножий гор в данном регионе колеблется от 2 до 3 м и зависит от гипсометрического положения устья колодца. Водообильность горизонта довольно высокая и характеризуется дебитом колодцев и скважин от 0,1 до 8 л/сек. Воды довольно часто разгружаются в виде ниспадающих родников [Чистоедов, 1989-1990], о чем свидетельствуют и натурные наблюдения территории. Соленость воды

Таблица 5-2. Химический состав (мг/л), значения pH и общей минерализации (М), а также химический тип вод (по преобладающему иону) поверхностных и подземных вод

	Название источника	Год опробования	pH	CO ₂ св.	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	М	Si	Химический тип
1	Атмосферные осадки	2011	5,8		18	10	0,3	5,5	1,4	2,9	1,1	40	1,38	HCO ₃ -SO ₄ -Ca
Содовые озера														
Озеро Шаазгай-Нуур														
Речные воды														
2	Елын-Булаг	2011	6,4		31	3,8	1,1	5,0	0,9	3,9	1,4	47	1,38	HCO ₃ -Ca
3	Булгийн-гол	2011	6,4		31	2,4	0,4	5,4	0,9	3,2	0,9	44	4,19	HCO ₃ -Ca
4	Бухен-Харгайн-гол	2012	7,8	3	25	2,0	1,8	4,0	1,2	4,2	0,3	39	5,34	HCO ₃ -Ca-Na
5	Харгайн-гол 1	2009	8,6	9	96	10	25	5,1	2,4	37,0	1,2	177		HCO ₃ -Cl-Na
		2010	6,0	40	61	7,4	20	10	2,4	22,9	1,3	125	7,00	HCO ₃ -Cl-Na-Ca
		2011	7,3		104	10	18	17	2,8	37,0	1,9	191	8,26	HCO ₃ -Na-Ca
		2012	8,5	7	75	6,7	7,2	12	2,4	19,2	1,0	123	9,45	HCO ₃ -Na-Ca
6	Харгайн-гол 2	2009	8,2	4	116	7,4	30	16	4,9	36,0	1,2	211		HCO ₃ -Cl-Na-Ca
		2010	7,1	17	134	9,2	29	26	6,0	35,8	1,6	242	7,50	HCO ₃ -Cl-Na-Ca
		2011	7,0		128	10	24	26	3,8	37,0		229	8,90	HCO ₃ -Na-Ca
		2012	7,9	9	103	12	25	20	2,4	31,9	1,2	195	6,39	HCO ₃ -Cl-Na-Ca
Зоны разгрузки подземных вод														
7	Разгрузка в р. Харгайн-гол	2011	7,2		159	10	26	36	5,0	39,4	1,4	277	3,58	HCO ₃ -Ca-Na
		2012	7,3	9	110	16	5,0	28	2,4	14,8	1,2	177	6,49	HCO ₃ -Ca-Na
8	Зона разгрузки 1	2012	7,8	7	92	11	21	14	3,7	29,6	1,5	173	4,73	HCO ₃ -Cl-Na-Ca
9	Зона разгрузки 2	2011	7,5		171	10	13	37	6,8	24,7	1,4	264	21,30	HCO ₃ -Ca-Na
		2012	8,4	(2)	148	10	28	32	3,7	36,6	1,3	263	5,66	HCO ₃ -Ca-Na
10	Зона разгрузки 3	2010	8,3	22	390	97	19	124	3,7	57,5	4,9	697	21,3	HCO ₃ -Ca-Na
		2011	9,5	(72)	220	43	33	12	8,2	132	8,8	529	6,72	HCO ₃ -Na
		2012	10,9	(113)	250	39	48	12	10	192	11	674	3,58	HCO ₃ -Na
Подземные воды														
11	Колодец 1	2011	7,4		329	77	128	33	14	180	3,7	765		HCO ₃ -Cl-Na
12	Колодец 2	2011	7,1		232	54	32	43	10	62,4	5,8	438	5,52	HCO ₃ -Na-Ca
		2012	8,5	9	120	34	21	34	6,1	23,0	3,1	242	5,34	HCO ₃ -Ca-Na
13	Колодец 3	2011	7,0		128	13	8,0	34	5,1	13,0	1,8	203	7,13	HCO ₃ -Ca
		2012	8,3	9	138	17	8,1	34	8,5	9,5	1,3	216	7,13	HCO ₃ -Ca-Mg
14	Скважина в районе зоны разгрузки 3	2011	7,4		403	45	30	68	8,4	85,2	16	656	12,2	HCO ₃ -Na-Ca

	Название источника	Год опробования	pH	CO ₂ св.	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	М	Si	Химический тип
Озеро Хиргис-Нуур														
Речные воды														
15	Завхан-гол	2010	6,7	44	110	13	2,4	28	2,4	10,2	3,0	169	5,67	HCO ₃ -Ca
		2012	7,2	4	110	19	8,0	26	6,1	12,4	2,2	184	5,67	HCO ₃ -Ca-Mg
16	Хойт Мдайн Булаг	2012	9,4	7	183	990	170	132	59	390	3,2	1927	5,16	SO ₄ -Na
Родники														
17	Источник Аршан	2012	8,8	9	190	100	8,9	47	16	40,0	2,0	404	12,14	SO ₄ -Na
18	Источник Цагарганы Булак	2012	8,5	7	400	952	167	128	74	426	1,9	2149	8,38	HCO ₃ -SO ₄ -Ca-Na
Подземные воды														
19	Скважина сомон Завхан	2012	8,7	9	281	174	142	44	10	210	2,2	863	7,7	HCO ₃ -Cl-SO ₄ -Na
20	Колодец Восток	2012	9,0	5	179	380	68	52	62	108	13	862	5,5	SO ₄ -Mg-Na
Озеро Хара-Ус-Нуур														
21	Река Ортлогоо-гол	2010	10,4	33	73	6,6	31	18	2,4	21,4	1,0	153	3,17	HCO ₃ -Cl-Na-Ca
		2011	7,2		82	7,9	3,2	17	3,5	7,7	0,7	121	3,17	HCO ₃ -Ca
		2012	9,2	11	68	4,1	8,4	16	2,4	10,0	0,0	109	4,29	HCO ₃ -Ca-Na
Хлоридные озера														
Озеро Ойгон-Нуур														
22	Ручей Безымянный	2012	9,5	(30)	1043	454	639	34	150	700	34,0	3084	0,004	Cl-HCO ₃ -Na-Mg
Озеро Давсан-Нуур														
Подземные воды														
23	Колодец 1 юг	2009	7,6	9	220	281	266	68	51	217	16	1119		Cl-SO ₄ -Na
		2010	8,2	14	231	230	277	112	34	189	15	1088	10,67	Cl-SO ₄ -Na-Ca
		2011	7,3		244	322	240	81	67	200	27	1181	6,31	Cl-SO ₄ -Na-Mg
		2012	9,0	4	226	160	234	76	48	128	13	885	8,92	Cl-HCO ₃ -Na-Mg- Ca
24	Колодец 2 север	2009	7,8	9	267	260	391	72	78	218	16	1301		Cl-SO ₄ -Na-Mg
		2010	8,4	(12)	329	300	440	76	102	223	17	1500	8,33	Cl-SO ₄ -Na-Mg
		2011	7,2		317	349	382	79	76	219	14	1437	4,61	Cl-SO ₄ -Na-Mg
		2012	8,7	7	293	392	604	106	106	356	17	1874	7,56	Cl-SO ₄ -Na-Mg

* - в скобках указаны значения CO₃²⁻

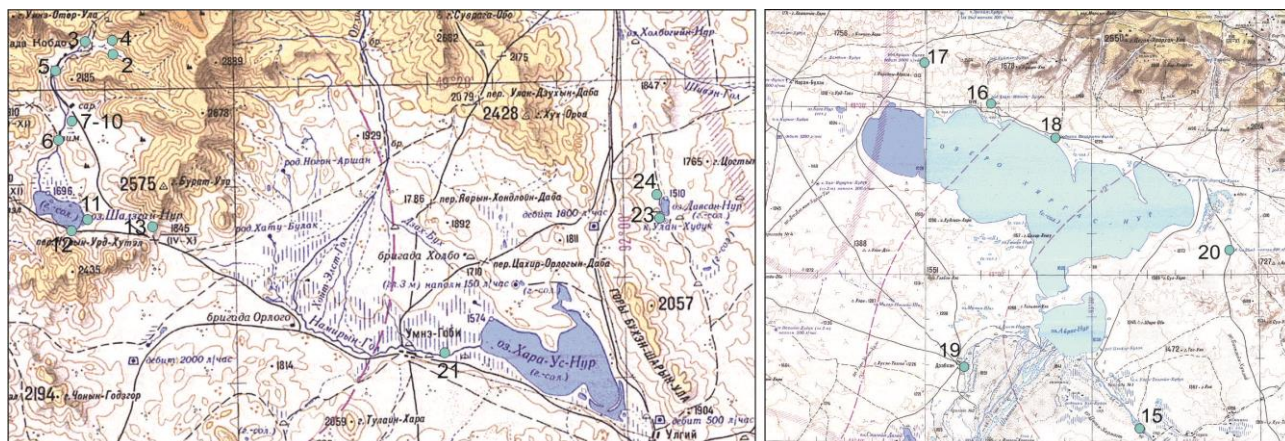


Рисунок 5-4. Карта-схема точек опробования поверхностных и подземных вод

оз. Шаазгай-Нуур в среднем составляет 14 г/л (табл. 3-6) и с учетом разработанной нами классификацией она относится к содовому типу, рН воды в среднем значении составляет 9,6. Однако, в химическом составе его вод существенную роль занимает хлорид-ион, содержание которого может достигать 66 экв. %. При изучении принятого в гидрогеологии генетического коэффициента Cl/SO_4 , было отмечено, что его среднее значение для данного озера равняется 12, а это значит, что для хлорид-иона существует дополнительный источник поступления. В целях его обнаружения, нами были изучены основные источники питания озера: р. Харгайн-Гол, подземные воды в колодцах и зоны разгрузки последних (табл. 5-2). Выявлено, что основной привнос в озеро химических элементов осуществляется за счет вод р. Харгайн-Гол, общая минерализация которой составляет 0.15-0.22 г/л (табл. 5-2). При этом, даже ультрапресные воды небольших ручьев, впадающих в реку, отличаются довольно высокими значениями рН и $HCO_3-Ca-Na$ составом (при этом доля натрия достигает 40%). В среднем течении р. Харгайн-Гол зафиксировано несколько зон выхода на поверхность грунтовых вод, состав которых также приведен в табл. 5-2. По гидрохимическому типу их воды относятся к гидрокарбонатному натриево-кальциевому, а минерализация колеблется от 0,17 до 0,69 г/л. Кроме того, для разгрузки 3 характерно высокое значение рН, достигающее значения 10,9. Стоит отметить, что после прохождения зоны разгрузки подземных вод в р. Харгайн-Гол наблюдается увеличение содержания хлорид-иона (почти на 10%), при этом доля карбонатов и сульфатов остается прежней. Это позволяет предположить, что

Таблица 5-3. Микрокомпонентный состав поверхностных и подземных вод

Номер пробы	Год	Br	Li	Sr	As	Cs	Mo	Rb	V	U
		мг/л			мкг/л					
Содовые озера										
Озеро Шаазгай-Нуур										
Речные воды										
2	2011	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3	2011	0,02	0,01	-	0,20	-	1,00	-	0,2	0,90
4	2012	0,02	0,01	-	0,20	-	0,90	-	0,2	0,80
5	2009	0,01	0,004	0,01	0,07	0,001	-	1,40	-	0,40
	2010	0,16	0,13	0,91	2,00	1,70	7,00	15,00	2	87,0
	2011	0,07	0,08	0,04	-	-	-	-	-	14,0
	2012	0,10	0,14	-	2,70	-	9,60	-	0,4	11,4
6	2009	0,04	0,06	0,06	2,00	0,003		9,00	-	5,40
	2010	0,16	0,11	0,13	-	-	9,00	-	2,5	30,0
	2011	0,06	0,11	0,13	19,00	-	-	-	-	3,00
	2012	0,06	0,11	-	1,40	-	10,0	-	0,9	21,6
Зоны разгрузки подземных вод										
7	2011	2,40	0,13	2,80	13,00	0,03	-	0,07	-	19,0
	2012	0,08	0,11	-	1,30	-	16,2	-	1,2	42,0
8	2012	0,03	0,08	0,01	1,30	0,34	-	4,10	-	5,60
9	2011	0,06	0,10	0,71	12,00	-	420	7,40	-	310
	2012	0,08	0,08	0,01	5,10	1,90	-	15,00	-	3,00
10	2010	0,07	0,09	0,02	2,20	0,003	-	0,27	-	40,0
	2011	0,08	0,07	-	2,50	-	21,6	-	2,2	66,0
	2012	0,95	0,84	-	29,30	-	70,0	-	19	78,8
Подземные воды										
11	2011	0,25	0,68	-	4,50	-	-	1,10	-	59,0
12	2011	0,34	0,07	-	3,80	-	55,0	-	3,3	198
	2012	0,02	0,08	-	1,20	-	6,6	-	1,7	84,0
13	2011	0,08	0,05	0,40	4,50	0,003	-	2,10	-	37,0
	2012	0,07	0,05	-	0,30	-	24,6	-	0,5	48,6
14	2011	0,07	0,04	0,14	110,00	0,003	-	0,86	-	48,0
Озеро Хиргис-Нуур										
Речные воды										
15	2010	0,06	0,08	0,01	2,10	0,003		2,00	-	16,0
	2012	0,04	0,05	0,18	-		25,0	-	-	3,50
16	2012	0,06	0,01	0,22	7,80	2,90	-	0,87	-	4,00
Родники										
17	2012	0,19	0,36	-	6,40	-	59,4	-	6,6	110
18	2012	0,32	0,01	2,60	0,48	4,80	-	0,99	-	12,0
Подземные воды										
19	2012	0,06	0,01	0,51	2,10	0,01	-	0,24	-	9,00
20	2012	0,25	0,03	0,47	1,70	0,28	-	2,40	-	30,0
Озеро Хара-Ус-Нуур										
21	2010	0,69	0,05	2,80	0,48	5,90	-	0,78	-	28,0
	2011	0,02	0,01	-	1,90	-	3,30	-	2	2,40
	2012	<0,05	0,11	0,16	12,00	-	60,0	10,0	-	6,70
Хлоридные озера										
Озеро Ойгон-Нуур										
22	2012	0,02	0,03	0,16	-	3,70	-	0,09	-	2,40

Продолжение табл. 5-3.

Номер пробы	Год	Br	Li	Sr	As	Cs	Mo	Rb	V	U
		мг/л			мкг/л					
Озеро Давсан-Нуур										
Подземные воды										
23	2009	0,63	0,15	1,80	-	-	10,0	-	-	6,30
	2010	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	2011		0,19	1,67	2,00	-	17,0	-	4	-
	2012	0,86	0,19	-	2,90	-	23,6	-	3,1	8,00
24	2009	1,38	0,10	0,23	10,00		-	8,00	-	16,0
	2010	0,91	0,11	1,60	6,90	0,01	-	0,01	-	7,60
	2011	-	0,13	1,99	0,60	-	7,00	-	4	-
	2012	1,21	0,12	-	3,40	-	6,93	-	2,8	16,5

основным источником поступления хлоридов в р. Харгайн-Гол являются питающие ее подземные воды. Естественно, что эти грунтовые воды питают и само озеро непосредственно. Так например, состав воды из колодца 1, расположенного в северной части водосборного бассейна озера, имеет существенную долю хлорид-иона (35%). А вот подземные воды с южной части озера (колодцы 2 и 3), наоборот отличаются менее высокими значениями общей минерализации и $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ составом (табл. 5-2). Микрокомпонентный состав поверхностных и подземных вод, расположенных на водосборной площади оз. Шаазгай-Нуур представлен в табл. 5–3. Анализ распределения урана позволяет говорить о том, что основным источником поступления урана как в реку, так и в озера являются подземные воды, содержание в них урана варьируется от 37 до 198 мкг/л. С литием ситуация обратная: максимальные его концентрации (0,2 мг/л, табл. 5–3) обнаружены в поверхностных водах, а именно в р. Харгайн-Гол. В отношении мышьяка стоит отметить зону разгрузки подземных вод №3, образующую небольшое озерко, в котором его содержания достигают 30 мкг/л. Подземные воды, отобранные вблизи этого озерка имеют концентрацию As 110 мкг/л (табл. 5–3). Описанный выше состав реки и подземных дает хорошее представление о формировании состава оз. Шаазгай-Нуур, а также о поступлении в его воды хлорид-ионов.

В 60 км в востоку от оз. Шаазгай-Нуур, находится озеро хлоридного типа – Давсан-Нуур. Озеро небольшого размера: площадь водного зеркала составляет 0,7 км², средняя глубина – 0,3 м. Подземные воды, отобранные в районе озера, имеют $\text{Cl-SO}_4\text{-Na}$ и $\text{Cl-SO}_4\text{-Na-Mg}$ состав (табл. 5–2). Так как дополнительных источников,

питающих озеро, нет, то именно эти воды обуславливают его химический тип. Естественно, что помимо дополнительных источников хлоридов, на формирование химического состава озера оказывают существенное влияние другие факторы, в частности интенсивное испарение воды и связанное с этим концентрирование растворимых соединений в растворе. Содержание лития в подземных водах составляет 0,1–0,2 мг/л, урана – 7–17 мкг/л (табл. 5–3).

Водоемом конечного стока для вод котловины Больших озер, в том числе и для вод описанных выше, является озеро Хиргис-Нуур. Общая минерализация озера составляет около 8 г/л (табл. 5–2), а химический тип данного озера, также как и оз. Шаазгай-Нуур – содовый. Отношение Cl/SO_4 для данного озера изменяется в разные годы и в различных частях озера от 0,8 до 2,5, что позволяет предполагать равномерное накопление хлоридов и сульфатов. Тем не менее, на территории водосбора озера обнаружены небольшие поверхностные и подземные источники SO_4 -Na, SO_4 -Mg-Na и HCO_3 - SO_4 -Ca-Na состава (табл. 5–2), которые могут являться дополнительными источниками сульфатов. Однако, основное питание озеро получает через протоку Нурын-Холой, несущий воду из близлежащего содового озера Айраг-Нуур, соленость которого несколько меньше и составляет 5,2 г/л. Общий сток через протоку составляет порядка 1,2 км³ в год. Озеро Айраг-Нуур в свою очередь питается самой крупной рекой в Западной Монголии – Завхан-Гол, средний расход воды которой на выходе из гор составляет 60 м³/сек [Рассказов и др., 1991]. Вероятно, воды именно этой реки с HCO_3 -Ca составом создают химический баланс для того, чтобы оно оставалось содовым (рН – 9,4) и не переходило в сульфатный или хлоридный геохимические типы.

Поскольку формирование состава озер начинается еще на водоразделах и продолжается на всей территории водосбора, где происходит постоянное взаимодействие жидкой и твердой фаз, то выявление механизма этого взаимодействия невозможно без детального изучения системы «вода-порода» на территории водосборного бассейна озер. Результаты термодинамических расчетов равновесия поверхностных и подземных вод с основными породообразующими минералами, показало, что они равновесны с каолинитом, иллитом и

монтмориллонитами различного состава (рис. 5–5), частично с кальцитом и доломитом (рис. 5–6). В тоже время они неравновесны с первичными алюмосиликатами (альбит, оливин, анортит, анальцит, слюды), то есть способны их растворять и приносить соответствующие химические элементы в озеро.

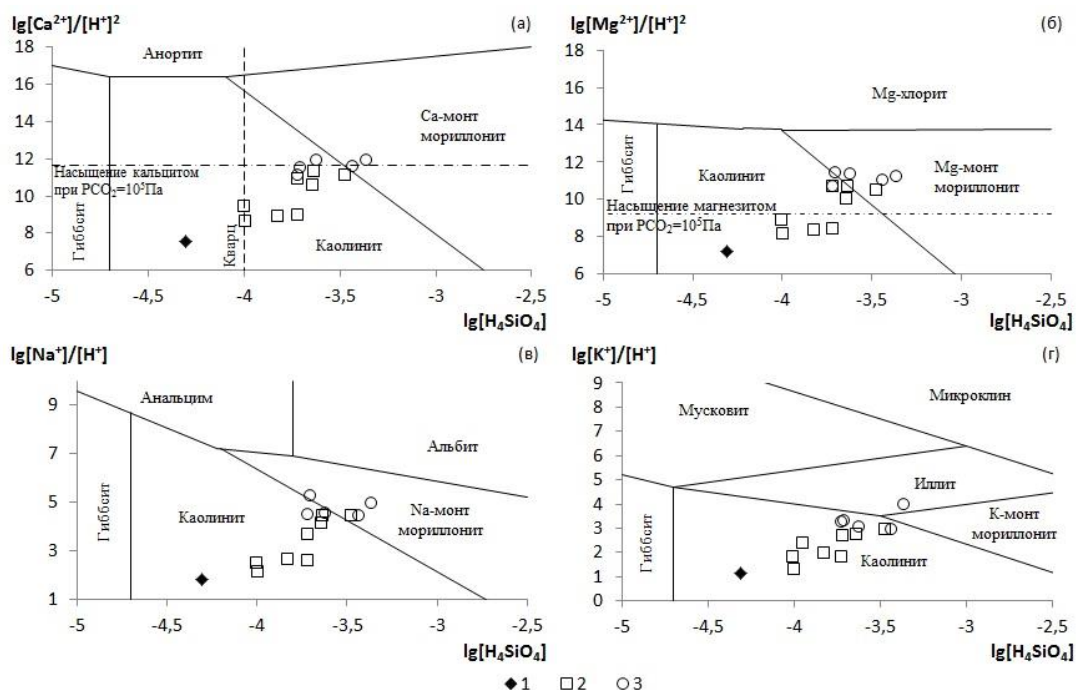


Рис. 5-5. Равновесие атмосферных осадков (1), речных (2) и подземных вод (3) с алюмосиликатными минералами при температуре 25°C в различных системах: (а) - $HCl-H_2O-Al_2O_3-CaO-CO_2-SiO_2$, (б) - $HCl-H_2O-Al_2O_3-MgO-CO_2-SiO_2$, (в) - $SiO_2-Al_2O_3-Na_2O-CO_2-H_2O$, (г) - $SiO_2-Al_2O_3-K_2O-CO_2-H_2O$.

Подводя итог по всему вышесказанному, можно говорить о том, что в формировании химического состава озер на территории Западной Монголии, наряду с процессами испарительной концентрации и взаимодействия в системе «вода-порода», существенная роль принадлежит поверхностным и подземным источникам поступления химических элементов. При этом формирование состава озерных вод принципиально не отличается от аналогичных процессов, протекающих на территории водосбора. Разница лишь в том, что масштабы испарения в соленых озерах больше, и поэтому испарительное концентрирование химических элементов выше. Испарение «ускоряет процесс эволюции системы вода-порода» [Шварцев и др., 2014], но не меняет ее направленность. Поэтому масштабы эволюции озерных вод всегда выше, чем подземных, что выражается в более высокой их солености, pH, содержании подвижных элементов, количестве образованных минералов солей, вторичных глинистых минералов и т.д., хотя климатические условия одинаковы.

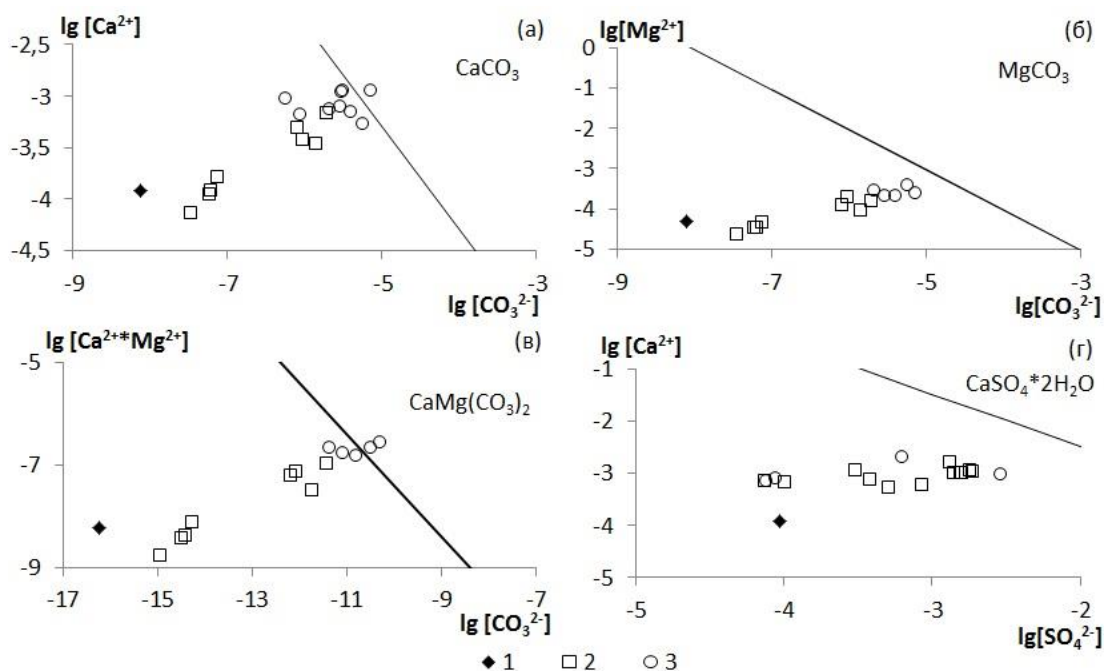


Рисунок 5-6 Равновесие атмосферных осадков (1), речных (2) и подземных вод (3) с кальцитом (а), магнезитом (б), доломитом (в) и гипсом (г) для температуры 25°С и давления 0,1 МПа

В рассматриваемой нами системе в течение всего времени взаимодействия происходит постоянное растворение эндогенных минералов и, одновременно, образование вторичной минеральной фазы. При этом значительная часть элементов переходит в раствор, часть которых взаимодействует между собой и дает начало новым минеральным фазам. Основным механизмом, поддерживающим постоянное поддержание и развитие системы «вода-порода» служит их неравновесный характер взаимодействия с первичными алюмосиликатами, которые обеспечивают постоянное поступление в раствор химических элементов. Конечно, по мере насыщения теми или иными минералами содержание некоторых ионов в растворе уменьшается (Ca, Mg, HCO₃ и CO₃), а других растёт (Na, Cl, SO₄). Это приводит к постепенной трансформации содовых HCO₃-Na типов озерных вод в SO₄-Cl-Na, а после достижения равновесия с гипсом – в Cl-Na. Следовательно, формирование состава озерных вод определяется двумя основными процессами: 1) взаимодействием воды с горными породами на водосборной площади и в озере, которое ведет к накоплению в растворе соды и других солей и 2) интенсивностью испарения воды в озере, которое ведет к их обеднению содой, но обогащению хлоридными и сульфатными солями. В зависимости от доминирования того или иного процесса формируется соответствующий химический тип озера.

5.2. Механизмы формирования содовых озер

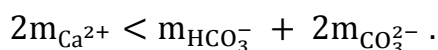
Проблема формирования содовых вод обсуждается уже многие десятилетия и описана в публикациях многих ученых (К.К. Гедройц, А.Н. Бунеев, В.А. Ковда, Н.И. Базилевич, М.И. Врублевский, И.Я. Пантелеев, Е.В. Посохов, Е.Ф. Станкевич, С.Р. Крайнов, С.Л. Шварцев; Blake, 1989; Kimura, 1992 и др.).

Считается общепризнанным, что гидрокарбонатные и карбонатные ионы в содовых водах имеют главным образом биохимическое и атмосферное происхождение и образуются в результате растворения в воде CO_2 , по реакции (*, стр. 79). В вопросе же об источниках поступления в подземные воды и характере накопления в них ионов натрия мнения исследователей расходятся. Существуют две основные гипотезы: 1) геологическая, согласно которой сода образуется в процессе выветривания массивно-кристаллических и осадочных пород (Ф.Ф. Кларк, М.И. Кучин, Е.В. Посохов, К.Ф. Филатов и др.) и 2) ионно-обменных процессов, согласно которой сода образуется путем вытеснения из коллоидного комплекса [ПК] поглощенного Na растворенным в воде Ca (К.К. Гедройц, В.А. Ковда, В.А. Сулин, В.Г. Попов и др.):



Однако, оба этих подхода сталкиваются с определенными трудностями. Так, первая гипотеза не может объяснить избирательное концентрирование натрия в растворе, тогда как при выветривании алюмосиликатов в раствор переходят все катионы, включая Na, Ca, K и Mg, вторая – отсутствие связи между распространением содовых вод и коллоидного или поглощенного комплекса, обогащенного только натрием.

В зарубежной литературе широкое распространение получила уже упомянутая ранее в подглаве 5.1 теория Харди-Эгстера. По данной теории, состав озерных вод в процессе испарительного концентрирования определяется составом вод, которые питают озеро. При этом, направление эволюции состава вод по содовому пути определяется соотношением



Однако, эта идея не имеет под собой никаких теоретических основ и противоречит законам термодинамики, поскольку даже при низких содержаниях Са в питающих озеро водах в процессе их испарения насыщение воды кальцитом все равно произойдет, хотя и более позднее по времени. Важно, что с этого момента (при любых начальных содержаниях Са) возникает геохимический барьер для этого элемента и его концентрации не растут ни в содовых, ни хлоридных, ни сульфатных озерах [Шварцев и др., 2012].

О.А. Складорова с соавторами [2004] предлагают следующую схему эволюции состава озерных вод, в виде двух альтернативных последовательностей:

1. $(\text{HCO}_3)\text{--}(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Na}) \rightarrow (\text{HCO}_3)\text{--}(\text{Mg}, \text{Na}) \rightarrow (\text{HCO}_3)\text{--}(\text{Na})$
2. $(\text{HCO}_3, \text{SO}_4)\text{--}(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Na}) \rightarrow (\text{HCO}_3, \text{SO}_4)\text{--}(\text{Mg}, \text{Na}) \rightarrow (\text{SO}_4, \text{HCO}_3)\text{--}(\text{Mg}, \text{Na}) \rightarrow (\text{SO}_4, \text{Cl})\text{--}(\text{Mg}, \text{Na}) \rightarrow (\text{Cl})\text{--}(\text{Na})$

Из представленных рядов видно, что формирование состава озерных вод при испарительном концентрировании определяется составом источников питания озер. При этом, авторы никак не объясняют почему при равных содержаниях хлора в начальном растворе в одном случае воды идут по карбонатному (содовому) пути, а в другом – по хлоридному (галитному).

Удивительно, но ни одна из представленных гипотез не учитывает роль алюмосиликатных пород, а также временного взаимодействия в системе «вода-порода». Согласно теории, развиваемой С.Л. Шварцевым [2004], «содообразование – это естественное следствие взаимодействия воды с алюмосиликатными горными породами, связанное с определенной стадией эволюции этой системы, когда достигается насыщение воды относительно карбонатов». Именно начало образования кальцита вносит существенный перелом в процесс эволюции системы вода-алюмосиликаты, поскольку с этого момента содержание Са в растворе при прочих равных условиях не может расти. Магний в это время связывается монтмориллонитом и, так как Na на данном этапе не образует собственных минералов, то именно он продолжает концентрироваться в растворе, что постепенно приводит к формированию гидрокарбонатных натриевых, т.е. содовых, вод. Н.И. Базилевич [1965] на примере Барабинских степей выделено 11 стадий

метаморфизации солевых аккумуляций с участием соды. Установленные стадии отвечают степени содопроявления в природных солевых аккумуляциях. Причиной метаморфизации является концентрирование растворов; механизмом – осаждение солей в твердую фазу. При достаточно высокой минерализации воды (девятая стадия) отмечается продолжающийся рост «минерализации растворов, накопление сульфатов Na^+ и Mg^{2+} и хлоридов Na^+ и практически полное подавление соды. Формируются бессодовые хлоридно-сульфатные натриевые и магниевые солевые аккумуляции очень высоких концентраций». Кроме того, ею показано, что в основе перераспределения солей в озерах лежат процессы зимней дифференциации – смыв более растворимых при низких температурах хлоридов и относительное накопление сульфатов и карбонатов. А сода в них накапливается вследствие привноса ее грунтовыми водами и осаждения карбонатов Ca и Mg. Содовые озера при утрате сточности превращаются в сульфатные, а затем и хлоридные. Все это лишний раз подтверждает наличие стадийности в образовании соды [Базилевич, 1965].

Важным фактором в вопросе изучения содообразования является его строгое положение среди типов вод широтной и вертикальной зональности. Е.В. Посохов [1969], В.А. Ковда [1973], А.И. Перельман [1975] и др. в своих работах неоднократно говорили, что содовые воды развиты в основном на границе лесных ландшафтов с лесостепными и степными, а также в пределах последних, для которых характерен относительно слабый водообмен, а степень испарительного концентрирования солей недостаточно велика. При этом содообразование протекает независимо от типа вмещающих горных пород и носит региональный характер. Из сказанного можно сделать вывод о том, что содовые озера расположены в районах, где испарение воды всегда имеет место, однако дело не только в испарении, а еще и в объемах притока подземных вод и количестве приносимых с ними солей, а также, что особенно важно, в масштабах взаимодействия озерных вод с горными породами.

Как уже отмечалось, содовые озера отличаются высокими значениями рН, повышенными содержаниями Na, Si, U, Sr, B, F и др. (глава 3.2.). Эти особенности их состава невозможно объяснить только процессами испарительного концентрирования химических элементов и стоит обратить пристальное внимание на влияние горных

пород в процессе формирования разных типов озер. Важно отметить, что все изученные нами озерные воды содержат то или иное количество соды, доля которой в целом колеблется от 0,2 до 47 % (рис. 5-7). Естественно, что содовые озера содержат

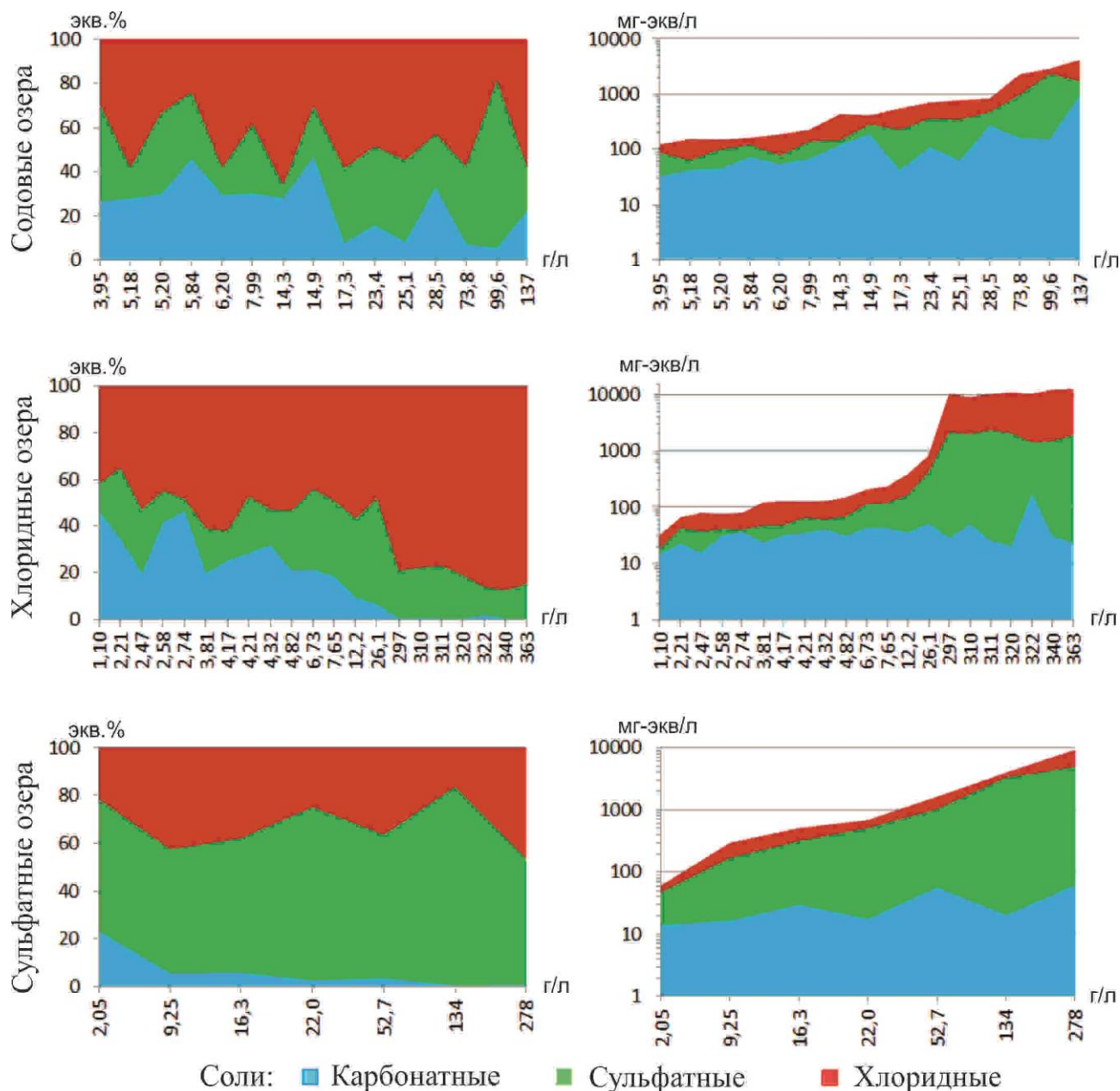


Рисунок 5-7. Зависимость содержания карбонатных, сульфатных и хлоридных солей (по вертикали) от минерализации (по горизонтали) озер содового, хлоридного и сульфатного типа

максимальное количество карбонатных солей (среднее 25,7), сульфатные – минимальное (8,1), а хлоридные – промежуточное (14,3%). При изучении поведения карбонатной составляющей в разных типах вод было отмечено следующее:

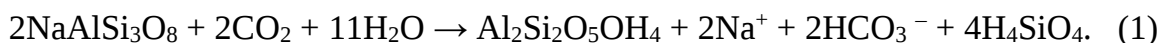
- В содовых озерах содержание карбонатов постепенно растет по мере увеличения солености воды, в хлоридных и сульфатных типах – остается

примерно одинаковым и составляет в среднем 38 и 31 мг-экв/л, соответственно (рис. 5-4, справа).

- По мере увеличения испарения в хлоридных и сульфатных типах озер абсолютные содержания карбонатной составляющей в них неуклонно уменьшаются за счет увеличения других солей (рис. 5-7, слева), при этом ее относительное содержание остается примерно на одном уровне.

В главе 5.1 было отмечено, что питание содовых озер происходит в основном водами $\text{HCO}_3\text{-Na}$ состава. Однако, озера питаются не только этими содовыми водами, но и атмосферными осадками, а также более глубокими водами, которые часто являются хлоридными. Созданный этими водами водообмен, а также насыщенность вод к кальциту, и являются наиболее благоприятным условиями для содообразования. Следствием этих условий является наличие соды в почвах, рыхлых продуктах выветривания, подземных и озерных водах и даже атмосферных осадках, поскольку частицы солей с дневной поверхности попадают и в атмосферу.

Как уже было показано выше Са на определенной стадии эволюции раствора удаляется из него в результате образования вторичных минеральных фаз (в частности кальцита). Однако, поскольку он, как и любой другой ион, образует растворимые комплексные соединения, его содержание все же увеличивается по мере концентрирования раствора, но в значительно меньших количествах, чем Na (рис. 5-1 а), который в рассматриваемых условиях практически не образует собственных минералов и продолжает концентрироваться в растворе до насыщения воды галитом. То есть, именно высокая подвижность Na в сравнении с другими катионами, равновесное состояние вод с кальцитом, а также недонасыщенность вод относительно первичных алюмосиликатов – главные факторы, определяющие постепенный рост содержаний Na в растворе и приводящие к доминированию его среди катионов. При этом основной реакцией, обуславливающей постоянное его поступление в раствор, служит растворение кислых алюмосиликатов (альбит, анальцит и др.) до тех пор, пока не достигнуто термодинамическое равновесие с этими минералами:



(альбит)

(каолинит)

Уже отмечалось, что содовые озера геоморфологически расположены значительно ниже, чем хлоридные. Абсолютные отметки уровней воды первых колеблются от 759 до 1700, среднее 1233 м, вторых – от 1022 до 2221, среднее 1614 м. Иначе говоря, содовые озера расположены в зоне активного водообмена и питаются в большей степени подземными водами, чем хлоридные. Н.И. Базилевич [1965] установлено, что содовое засоление свойственно преимущественно степной и лесостепной зонам, являясь северным вариантом проявления соленакопления. Главным фактором таких условий является водообмен или время взаимодействия воды с горными породами [Шварцев, 1998, Шварцев и др., 2007]. Водообмен, в свою очередь определяется степенью испарения воды и источниками питания озера. Очевидно, что содообразующий водообмен возникнет только в том случае, когда испарительное концентрирование солей не масштабно и не подавляет при этом процесс образования соды формированием хлоридных и сульфатных солей. В то же время величины испарения должно хватать, чтобы атмосферные осадки совместно с поверхностным притоком не могли разбавить озерные воды до солёности < 1 г/л и сода могла бы образоваться. То есть, образование же содовых озёр возможно в том случае, если испарение относительно невелико или компенсируется притоком в озеро дополнительных объёмов поверхностных или подземных вод. В чистом виде, однако, содовые воды встречаются редко, поскольку интенсивное накопление Cl и SO₄ в условиях местного климата трансформирует их в SO₄-HCO₃-Na или Cl-HCO₃-Na типы, которые наиболее широко распространены в исследуемом регионе.

Говоря о процессе содообразования, стоит отметить, что он всегда сопровождается значительным ростом pH вод по причине заимствования водами химических элементов из алюмосиликатных горных пород. В этом случае поступающие в раствор катионы уравниваются гидроксильной группой OH⁻, источником которой по реакции гидролиза является вода. Анион OH⁻ всегда реагирует преимущественно с CO₂ по реакции (*, стр. 73), константа которой при 25°C равна 10^{6,16}. Из этой константы видно, что при одном и том же парциальном

давлении P_{CO_2} , чем выше активность HCO_3^- , тем выше pH. Поэтому содовые озера, накапливая HCO_3^- или CO_3^{2-} , обеспечивают высокие значения pH.

Наряду с содообразованием в степных районах важнейшим процессом формирования состава вод в целом и особенно озерных является испарение и связанное с этим накопление части химических элементов в воде. При испарении происходит садка минералов, с которыми наступает равновесие, прежде всего глинистых и карбонатных. Поэтому содержание ионов Ca, Mg, HCO_3^- и CO_3^{2-} в растворе уменьшаются, а ионов Na, Cl, SO_4^{2-} растет. Это приводит к постепенной трансформации содовых HCO_3^- -Na типов озерных вод в SO_4 -Cl-Na, а после достижения равновесия с гипсом – в Cl-Na.

К сказанному необходимо добавить, что, помимо рассмотренных в работе процессов взаимодействия воды с горными породами и испарительного концентрирования солей, в формировании состава озер содового типа многие ученые уделяют роли биологических процессов, в частности процессам сульфатредукции [Борзенко, 2011, 2012]. В этом случае формирование соды происходит по схеме: $\text{Na}_2\text{SO}_4 + 2\text{C} = \text{Na}_2\text{S} + 2\text{CO}_2$; $\text{Na}_2\text{S} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{H}_2\text{S}$. Однако, именно насыщенность воды соленых озер различными солями, наличие твердой фазы с которой они неравновесны, а также сравнительная бедность исследуемых озер живыми организмами определяют руководящую роль равновесно-неравновесных гидрохимических процессов при подчиненном значении биохимических реакций. Не смотря на это, по берегам изученных озер нередко обнаруживались топки черные грязи, издающие запах сероводорода и, вероятно, являющиеся результатом биологических процессов. Этот вопрос нам еще предстоит изучить, но ясно наверняка, что такие условия возникают лишь в частных случаях.

5.1. Механизмы формирования хлоридных и сульфатных озер

В отличие от содовых озер, высокое содержание химических элементов в сульфатных и хлоридных типах обусловлено преимущественно процессами испарения. Так как сульфат- и хлорит-ионы обладают очень высокой миграционной способностью, а значит очень активно накапливаются в жидкой фазе и часто в соленых озерах Западной Монголии занимают ведущее положение. При этом роль карбонат- и гидрокарбонат-ионов постепенно уменьшается, а катионы уравниваются уже в основном ионами Cl и в меньшей мере SO_4 , в связи с чем pH прекращает так сильно расти, как в содовых. До сих пор многие исследователи не могут прийти к единому выводу о том, почему на определенном этапе эволюции озера в его составе преобладают сульфаты, а иногда хлориды и какими процессами регулируются эти процессы.

Однозначно можно говорить о том, что сульфатные озера не могут являться продуктом просто испарительного концентрирования, так как отношение SO_4/Cl (при простом испарении отношение всегда близко к единице) в случае исследуемых нами соленых вод составляет 1,5 – 6,9 (табл. 5–4). Высокое отношение этих ионов свидетельствует о наличии дополнительных источников. Однако, поскольку в регионе отсутствуют гипсоносные отложения, таким дополнительным источником SO_4 в озерных водах могут служить либо акцессорные сульфидные минералы горных пород, либо подземные воды SO_4 -Na состава, также широко распространенные в области озер сульфатного типа [Писарский, 2003].

Таблица 5-4. Минимальные, средние и максимальные соотношения сульфатов и хлоридов в разных химических типах соленых озер Западной Монголии

	Содовые			Хлоридные			Сульфатные		
	Мин	Макс	Среднее	Мин	Макс	Среднее	Мин	Макс	Среднее
SO_4/Cl	0,12	2,02	0,98	0,14	1,29	0,53	1,54	6,85	3,04
Кол-во озер	15			20			7		

Еще одно важно обстоятельство – это равновесие SO_4 -Na вод с карбонатными и глинистыми минералами, редко с гипсом, из которого вытекает преобладание в катионном составе сульфатных вод иона натрия. Дальнейшее испарительное концентрирование содовых вод, естественно при наличии дополнительных

источников сульфатов, может привести к трансформации содовых вод в сульфатно-натриевые.

Последовательное насыщение водного раствора ко все новым и новым вторичным минералам и, соответственно, их осаждение приводит к переходу одного типа вод в другой и формированию определенного состава вод. Конечным пунктом трансформации состава вод является доминирование хлоридов над сульфатами. Однако, состав хлоридных озер может быть различным, так как при испарении на ранних этапах концентрирования раствора содержания SO_4 и Cl растут в одинаковой пропорции. Если, при этом, для хлоридов будет иметь место дополнительный источник, например, подземные воды, то в составе раствора будет доминировать хлорид-ион. Еще одним переломным моментом при формировании состава озерных вод является насыщение вод относительно гипса, который выступает в роли геохимического барьера для дальнейшего накопления сульфатов и приводит к преобладанию хлорид-иона.

Естественно, что в формировании химического состава сульфатных и хлоридных озер частично присутствуют и процессы содообразования. Поэтому в них не исключены и повышенные содержания HCO_3 или CO_3 (табл. 3–5).

По мнению С.Л. Шварцева [2007], соленакопление, как и содообразование, - это следствие одной из стадий взаимодействия воды с горными породами, которая достигается в условиях крайне замедленного водообмена, интенсивного испарения и геологически длительного развития региона в условиях аридного климата, обеспечивающего аккумуляцию солей из горных пород огромного водосборного бассейна на локальных, относительно небольших, площадях.

Таким образом, механизм образования хлоридных и сульфатных озер определяется привносом в озеро ионов Cl или SO_4 подземными водами. Дополнительным источником сульфат-иона чаще всего выступают подземные воды верхней гидродинамической зоны, содержащие O_2 , которые на пути своего движения окисляют пирит и другие сульфиды. В отличие от сульфат-иона, дополнительным источником хлора, наоборот, выступают подземные воды состава, если имеются условия для их разгрузки в озеро.

Основные выводы

1. Состав озерных вод – следствие определенного водообмена или водного режима в озере. Тип озерных вод формируется за счет испарения и взаимодействия воды с горными породами.

2. Содовые озера – продукт специфического взаимодействия воды с горными породами. Их формирование обусловлено осаждением карбонатов, протекающим в условиях повышенного для аридного климата водообмена, сохраняющегося в течение геологически длительного времени, при котором в озере формируются вторичные карбонатные и глинистые минералы.

3. Формирование сульфатных и хлоридных озер происходит в условиях более слабого водообмена и значительного испарения воды. Доминирующий ион, при этом, определяется наличием дополнительных источников питания озера.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выявлено, что на территории Западной Монголии широким распространением пользуются озера содового, хлоридного и сульфатного типов, характерной особенностью которых являются высокие содержания таких микрокомпонентов, как U, Sr, Rb, As, Br, Mo, V, достигающие в некоторых случаях промышленных концентраций. Высокая минерализация свойственна сульфатным и хлоридным озерам, высокая щелочность – содовым.

Показано, что химический состав озерных вод является продуктом единого геохимического процесса, определяемого интенсивностью водообмена и взаимодействием в системе вода-порода. Наиболее детально изучены озера содового типа. Доказано, что они являются результатом взаимодействия вод с алюмосиликатными минералами, и формируются после стадии образования кальцита во вторичной минеральной фазе в условиях относительно слабого испарения воды.

Полученный в ходе работы фактический материал позволил определить основные формы миграции ведущих химических элементов в рассматриваемых озерных водах в зависимости от химического типа последних, а также кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных условий среды. Выявлено, что основным источником химических элементов в озерах выступают горные породы, а на их накопление значительно влияет испарительный процесс, определяющий избирательное концентрирование в растворе химических элементов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алекин О. А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 443с.
2. Алексеев В.А., Рыженко Б.Н., С.Л. Шварцев, Зверев В.П., Букаты М.Б., Мироненко М.В., Чарыкова М.В., Чудаев О.В. Геологическая эволюция и самоорганизация системы "вода-порода": в 5 томах. Т. 1. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 244с.
3. Амантов В.А. Геология МНР. М.: Недра, 1973. Т. 1-2. 752 с.
4. Бабко А.К., Коденская В.С. Равновесия в растворе карбонатных комплексов уранила // Журн. неорган. химии. 1960. №. 11.
5. Базилевич Н.И. Геохимия почв содового засоления. М.: Наука, 1965. 351с.
6. Беспалов Н. Д. Почвы Монгольской Народной Республики. М., 1951. 318с.
7. Беус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М.: Недра. 1975. 280с.
8. Борзенко С.В. Роль вторичного минералообразования в формировании содовых вод Доронинское // Вестник ЧитГУ, 2008. №3(48). С.106-112
9. Борзенко С.В., Замана Л.В. Восстановленные формы серы в воде содового озера Доронинское (Восточное Забайкалье) // Геохимия, 2011. №3. С.268-277
10. Борзенко С.В. Геохимия и формирование содовых вод озера Доронинское (Восточное Забайкалье). Диссертация на соискание степени канд. геол.-минер. наук. 2012. 151с.
11. Борисов М.В., Шваров Ю.В. Термодинамика геохимических процессов. М.: Изд-во МГУ, 1992. 256с.
12. Букаты М.Б. Механизмы формирования рудопроявлений стронция в пределах западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1995. №2. С. 105-114.
13. Букаты М.Б. Разработка программного обеспечения в области нефтегазовой гидрогеологии// Разведка и охрана недр. 1997. №2. С. 37-39
14. Букаты М.Б. Разработка программного обеспечения для решения гидрогеологических задач // Изв. Томск. Политехн. Ун-та. 2002. Т.305, вып. 6. С. 348-365

15. Бухарова О.В. Минералого-геохимические особенности хрусталеносных гранитоидов Западной Монголии / Автореф. дис. на соискание степени канд. геол.-минер. наук. Томск, 2009. 18с.
16. Валяшко М.Г. Закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 397 с.
17. Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 368с.
18. Гедройц К.К. Избранные научные труды. М.: Наука, 1975. 637с.
19. Гидрогеологическая карта Монгольской Народной Республики масштаба 1:500 000 / под ред. Н. А. Маринова. М.: ГУГК, 1971.
20. Гидрогеология Азии / под ред. Маринова Н.А. М: Недра, 1974. 574с. (с ил.)
21. Гусева Н. В., Копылова Ю. Г., Хвощевская А. А., Сметанина И. В. Химический состав соленых озер Северо-Минусинской Котловины, Хакасия // Известия Томского политехнического университета, 2012. № 1 , т. 321. С. 163-168.
22. Гроховский Л.М. Озерные месторождения солей, их изучение и промышленная оценка. М.: Недра, 1972. 168с.
23. Девяткин Е. В. Кайнозой внутренней Азии. М.: Наука, 1981. 196 с.
24. Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Павленко В.С. Геология Западной Монголии. М.: Наука, 1980. 195с.
25. Дорогокупец П.И., Карпов И.К. Термодинамика минералов и минеральных равновесий. М.: Наука, 1984, 180 с.
26. Жеребцова И.К., Волкова Н.Н. Экспериментальное изучение поведения микроэлементов в процессе естественного солнечного испарения воды Черного моря и рапы Сасык-Сивашского озера // Геохимия, 1966. № 7. С. 832-845.
27. Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Баярбилэг Л. Габброидные формации Западной Монголии. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1990. 269с.
28. Исупов В.П., Владимиров А.Г., Ляхов Н.З., Шварцев С.Л., Ариунбилэг С, Колпакова М.Н., Шацкая С.С, Чупахина Л.Э., Куйбида Л.В., Мороз Е.Н.

Ураноносность высокоминерализованных озер Северо-Западной Монголии // ДАН, 2011а, т. 437, №.1, С. 85-89.

29. Исупов В.П., Владимиров А.Г., Шацкая С.С., Шварцев С.Л., Колпакова М.Н., Куйбида Л.В., Кривоногов С.К., Куйбида Л.В., Ариунбилэг С. Химический состав и гидроминеральные ресурсы соленых озер Северо-западной Монголии. // Химия в интересах устойчивого развития, 2011б, т. 19, № 2. С. 141-150.

30. Исупов В.П., Ариунбилэг С, Разворотнева Л.И., академик РАН Ляхов Н.З., Шварцев С.Л., Владимиров А.Г., Колпакова М.Н., Шацкая С.С., Чупахина Л.Э., Мороз Е.Н., Куйбида Л.В. Геохимическая модель накопления урана в озере Шаазгай Нуур (Северо-Западная Монголия) // ДАН, 2012. Т.447, № 6. С. 658-663.

31. Кадыров В. К. Гидрохимия Иссык-Куля и его бассейна. Фрунзе: Элим, 1986. 211с.

32. Келлер У.Д. Основы химического выветривания // Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. С. 85-197.

33. Ковда В.А. Основы учения о почвах. М.: Наука, 1973. Кн. I. 448с. Кн. II. 468с.

34. Крайнов С.Р., Белоусова А.П., Рыженко Б.Н. Геохимические системы формирования высококарбонатных щелочных подземных вод верхних водоносных горизонтов // Геохимия, 2001, №12, с.1251-1264.

35. Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. М.: Наука, 2004, 677с.

36. Кузнецов Н. Т. Воды Центральной Азии. Л.:Наука, 1967. 272 с

37. Куриленко В.В. Современные бассейны эвапоритовой седиментации. СПб.: СПбГУ, 1997. 256с.

38. Латимер В .Н. Окислительные состояния элементов и их потенциалы в водных растворах. Изд-во иностр. Лит-ры, 1954.

39. Леонова Г.А., Бобров В.А., Богуш А.А., Бычинский В.А., Аношин Г.Н. Геохимическая характеристика современного состояния соленых озер Алтайского края // Геохимия, 2007. №10. С.1114-1128.

40. Лисицин А.К. Гидрогеохимия рудообразования. М.: Недра, 1975. 248с.

41. Магакьян И.Г. Рудные месторождения. Москва, 1955. 336с.

42. Маринов Н.А., Попов В.Н. Гидрогеология Монгольской Народной Республики. М.: Гостоптехиздат, 1963. 450с.
43. Маринов Н.А. Геологические исследования МНР. М. Недра 1967г. 843с.
44. Маринов Н.А. Стратиграфия МНР. Издательство АН СССР, М., 1957г. 268 с.
45. Миронов Ю.Б. Уран Монголии. СПб., 2006, 328с.
46. Монгольская Народная Республика. Карты. Национальный атлас / гл. ред. Ш. Цэгмид, В. В. Воробьев ; отв. ред. Н. Орших, Н. А. Моргунова, М. Н. Родионов. 1990. 144с.
47. Мурзаев Э. М. Монгольская Народная Республика: Физико-географическое описание. Изд. 2-е, доп. М.: Географгиз, 1952. 472с.
48. Новикова А.В. Засоленные почвы, их распространение в мире, окультуривание и вопросы экологии. Харьков, ХНАУ, 2004, 120 с.
49. Овчинников А.М. Общая гидрогеология. М.:Госгеолтехиздат, 1955. 383с.
50. Перельман А.И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М.: Недра, 1972г. 288с.
51. Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. М.: МГУ, 1999. 610с.
52. Писарский Б.И., Намбар Б., Арьяадагва Б. Карта минерализованных вод Монголии. Улан-Батор, 2003.
53. Писарский Б.И. Газовый состав подземных минеральных вод Монголии. Иркутск, 2007.
54. Питцер К.С. Термодинамическая модель плотных водных растворов // Термодинамическое моделирование в геологии (минералы, флюиды, расплавы). М.: Мир, 1992. С. 110-153.
55. Посохов Е.В. Происхождение содовых вод в природе. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 153с.
56. Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф., Тугуши И.Н. Обменно-адсорбционные процессы в подземной гидросфере. Уфа: Изд. УРО РАН, 1992, 156с.
57. Почвенная карта МНР. / под ред. Ногиной Н.А. 1980. Масштаб 1:2500000.
58. Рассказов А.А., Лувсандорж Ш., Севастьянов Д.В., Цэрэнсодном Ж., Егоров А.Н. Озера МНР и их минеральные ресурсы. М.: Наука, 1991. 136 с.

59. Ротинян А.Л., Тихонов К.И., Шошина И.А. Теоретическая электрохимия. - Л.: Химия, 1981. - 424 с.
60. Руднев С.К. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и озерной зоны Западной Монголии. Диссертация на соискание степени доктора геол.-минер. наук. Новосибирск, 2010. 522с.
61. Севастьянов Д.В., Шувалов В.Ф., Неуструева И.Ю. Лимнология и палеолимнология Монголии. – СПб.: Наука, 1994г. 304с.
62. Селиванов Е.И. Неотектоника и геоморфология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1972. 292 с.
63. Склярова О.А., Скляров Е.В., Федоровский В.С. Структурно-геологический контроль размещения и состава родников и озер Приольхонья // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 8. С. 732-755.
64. Склярова О.А., Скляров В.Е. и др. Минеральные озера Приольхонья: вопросы генезиса и эволюции // География и природные ресурсы. 2004. №4. С. 44-49
65. Скляров Е.В., Склярова О.А., Меньшагин Ю.В., Данилова М.А. Минерализованные озера Забайкалья и северо-восточной Монголии: особенности распространения и рудогенерирующий потенциал // География и природные ресурсы, 2011. № 4. С. 29-39
66. Сонненфелд П. Рассолы и эвапориты: Пер. с англ. М.: Мир, 1988. 480с.
67. Страховенко В.Д., Щербов Б.Л., Маликова И.Н., Восель Ю.С. Закономерности распределения радионуклидов и редкоземельных элементов в донных отложениях озер Сибири // Геология и геофизика. Т.51, № 11, 2010. С. 1501-1514.
68. Хорн Р. Морская химия. М.: Мир, 1972. 400с.
69. Хруцкий В.С., Голубева Е.И. Динамика ледников горного узла Тургэн-Хархира (Западная Монголия). География и природные ресурсы. №3. 2008. С. 145-156.
70. Церэнсодном Ж. Каталог монгольских озер. Улан-Батар: Шуувун Сараал. 2000. 141с. (На монг. яз.).
71. Чарыкова М.В., Чарыков Н.А. Термодинамическое моделирование процессов эвапоритовой седиментации. СПб.: Наука, 2003. 262с.

72. Черняев И.И., Гловня В.А., Эллерт Г.В. и др. К вопросу о строении комплексных соединений уранила // Химия радиоэлементов и радиационных превращений. М. : Атомиздат, 1959
73. Чистоедов Л.В. Геологическое строение и полезные ископаемые Хархиринского нагорья в Западной Монголии. Том 1. Книга 2. 1989-1990.
74. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения // Академическое изд-во «Гео», Новосибирск, 2010. 287с.
75. Шваров Ю.В. Алгоритмизация численного равновесия моделирования динамических геохимических процессов// Геохимия. 1999. №6. С.646-652.
76. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза, изд.2-е, испр. и дополн. М.: Недра, 1998, 366с.
77. Шварцев С.Л. Содовые воды как зеркало противоречий в современной гидрогеохимии // Фундаментальные проблемы современной гидрогеохимии. Томск: Изд-во НТЛ, 2004. С. 70–75
78. Шварцев С.Л., Исупов В.П., Владимиров А.Г., Колпакова М.Н., Ариунбилэг С., Шацкая С.С., Мороз Е.Н. Литий и уран в бессточных озерах Западной Монголии // Химия в интересах устойчивого развития. 2012. № 1. С. 43-48.
79. Шварцев С.Л., Рыженко Б.Н., Алексеев В.А., Дутова Е.М., Кондратьева И.А., Копылова Ю.Г., Лепокурова О.Е. Геологическая эволюция и самоорганизация системы "вода-порода": в 5 томах. Том 2. – Издательство СО РАН, Новосибирск, 2007 – 389с.
80. Шварцев С.Л., Колпакова М.Н., Исупов В.П., Владимиров А.Г., Ариунбилэг С. Геохимия и формирование состава соленых озер Западной Монголии // Геохимия. 2014. №5. С. 432-449
81. Howell R.J., Parshley J.V. Control of pit-lake water chemistry by secondary minerals, Summer Camp pit, Getchell mine, Nevada. Chem. Geol. 2005. Vol. 215. P. 373-386.

82. Blake R. The origin of high sodium bicarbonate waters in the Otway Basin Victoria, Australia // Proc.of 6thInt.Symp.Water. Rock. Interact. Rotterdam: Brookfield, 1989, p.83-85.
83. Brookins D.G. Eh-pH diagrams for geochemistry. N.Y.: Springer, 1987. 180 p.
84. Connell T, Dreiss S. Chemical evolution of shallow groundwater along the northeast shore of Mono Lake, California. Water Resours Res. 1995. №31. p. 3171–3182.
85. Dagvadorj D.; Natsagdorj L., Dorjpurev J., Namkhainyam B. Mongolia assessment report on climate change 2009, Ministry of Nature, Environment and Tourism, Ulan Bator, 2010. 226p.
86. Davies C.W. The extent of dissociation of salts in water. Part VIII. An equation for the mean ionic activity coefficient of an electrolyte in water, and a revision of the dissociation constants of some sulphates // Journal of the Chemical Society, 1938. P. 2093-2098
87. Drever J.I. (Edit). Surface and groundwater, weathering, and soils // Treatise on geochemistry. Vol. 5. Elsevier, Pergamon, 2005. 605p.
88. Egorov A.N. Mongolian salt lakes: some features of their geography, thermal patterns, chemistry and biology // Hydrobiologia. 1993, V. 267, pp. 13-21.
89. Eugster H.P. Lake Magadi, Kenya, and its Pleistocene precursors // Hypersaline brines and evaporitic environments. Elsevier, Amsterdam. 1980, pp 195–232
90. Eugster H.P. Geochemistry and sedimentology of marine and nonmarine evaporates // Eclog. geol. Helv. 1984. Vol. 77, N2. P. 237-248.
91. Fritz B., Zins-Pawlas M.-P., Gueddari M. Geochemistry of silica-rich brines from lake Natron (Tanzania) // Sci. Geol., Bull. 1987. Vol.40. P. 97-110.
92. Hardie L.A., Eugster H.P. The evolution of closed-basin brines // Mineral.Soc. Am. Spec. Publ. 1970. V. 3. p.273-290
93. Harvie, C. E., Weare J. H., Hardie L. A., and Eugster H. P. Evaporation of sea water: calculated mineral sequences // Science, 1980, Vol. 208, P. 498-500.
94. Hillaire-Marcel C., Casanova J. Isotopic hydrology and paleohydrology of the Madagi (Kenya)-Natron (Tanzania) basin during the late quaternary // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1987. Vol.58, №.3–4, p. 155-181

95. Jones B.F., Eugster H.P., Rettig S.L.. Hydrochemistry of the Lake Magadi basin, Kenia // *Geochim.Cosmochim. Acta*. 1977. Vol. 41, p. 53-72
96. Jones B. F., Deocampo D. M. Geochemistry of Saline Lakes // *Treatise on Geochem.* 2003. V.5. P. 393–424
97. Kimura K. Mechanism of the forming of ground water with high content of sodium bicarbonate into the plains part of the formation Kobe (Japan) // *J. Ground Water Hydrol.*, 1992, v.32, №1, p.5-16.
98. Krumgalz B.S., Hecht A., Starinsky A., Katz A. Thermodynamic constraints of Dead Sea evaporation: can the Dead Sea dry up? // *Chem.Geol.* 2000. Vol. 165. P. 1-11.
99. Long D. T., Fegan N.E., Lyons W.B., Hines M.E. , Macumber P.G, Giblin A.M. Geochemistry of acid brines: Lake Tyrrell, Victoria, Australia // *Chem. Geol.* 1992. Vol. 96. P. 33-52.
100. Lyons W.B., Welch S., Long D.T., Hines M.E., Giblin A.M., Carey A.E., Macumber P.G., Lent R.M., Herczeg A.L. The trace-metal geochemistry of the Lake Tyrrell system brines (Victoria, Australia) // *Chem.Geol.* 1992. Vol.96. P. 115-132.
101. McCaffrey M.A., Lazar B., Holland H.D. The evaporation path of seawater and the coprecipitation of Br⁻ and K⁺ with halite // *J. Sedim. Petrol.*, 1987. Vol. 57. P. 928-937.
102. Manega P.C., Bieda S. Modern sediments of lake Natron, Tanzania // *Sci. Geol., Bull.* 1987. Vol.40. P.83-95.
103. Merkel B.; Planer-Friedrich B: *Groundwater Geochemistry - A Practical Guide to Modeling of Natural and Contaminated Aquatic Systems*, Springer Verlag, 1st edition, 2005. 200p.
104. Myagmarjav D.B., Davaa G. (editors). *Mongolia Surface water*. Ulaanbaatar. Mongolia. 1999. 345p.
105. Pellicori D.A., Gammons C.H., Poulson S.R. Geochemistry and stable isotope composition of the Berkley pit lake and surrounding mine waters, Butte, Montana // *Appl. Geoch.*, 2005. Vol. 11. P. 2116-2137.
106. Shock E.L., Helgeson H.C. Calculation of the thermodynamic and transport properties of aqueous species at high pressures and temperatures: Correlation algorithms for

- ionic species and equation of state predictions to 5 kb and 1000 C // *Geochim. Cosmo. Acta*. 1988. V. 52. P. 2009-2036.
107. Riley J.P., Skirrow G. *Chemical Oceanography*. 1965 V. 1, 2, Academic Press. p.712
108. Risacher F., Fritz B. Geochemistry of Bolivian salars, Lipez, southern Altiplano: Origin of solute and brine evolution // *Geochim. Et Cosmochim. Acta*. 1991. Vol. 55. P. 687-705.
109. Risacher F., Alonso H., Salazar C. Hydrogeochemistry of two adjacent acid saline lakes in the Andes of northern Chile // *Chem.Geol.* 2002. Vol.187. P. 39-57.
110. Williams W.D. Chinese and Mongolian saline lakes: a limnological overview // *Hydrobiologia*. 1991, V. 210, pp. 39-66.
111. Yaman Mehmet, et al Distribution Study of U, V, Mo, and Zr in Different Sites of Lakes Van and Hazar, River and Seawater Samples by ICP-MS. *Clean - Soil, Air, Water* 2011; 39(6):530-536
112. Zemmrich A. The northern part of Khovd province – An ecological introduction // *Hamburger Beiträge zur Physischen Geographie und Landschafts ökologie*. 2008, Vol. 18. P.1-10.
113. Zheng M. On salinology // *Hydrobiologia*. 2001. V. 446. P. 339–347.