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

На правах рукописи

Гусева Наталья Владимировна

МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПРИРОДНЫХ ВОД В РАЗЛИЧНЫХ ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОНАХ ГОРНО-СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЕВРАЗИИ

Специальность 25.00.07 – Гидрогеология

Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. ПОСТАНОВКА ФУНДАМЕНТАЛЬНОЙ ПРОБЛЕМЫ	10
ГЛАВА 2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ	18
ГЛАВА 3. МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА	
ПРИРОДНЫХ ВОД РАЙОНОВ С ГУМИДНЫМ КЛИМАТОМ	25
3.1 Геохимия природных вод водосборной территории озера Поянху, Китай	25
3.1.1 Природные условия района исследований	25
3.1.2 Химический состав природных вод	34
3.1.3 Равновесие природных вод с горными породами и геохимические типы вод	56
3.2 Геохимия природных вод восточного склона Полярного Урала	62
3.2.1 Природные условия района исследований	63
3.2.1 Химический состав природных вод	76
3.2.3 Равновесие природных вод с горными породами и геохимические типы вод	102
3.3 Механизмы взаимодействия вод с горными породами	115
ГЛАВА 4. МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА	
ПРИРОДНЫХ ВОД РАЙОНОВ С АРИДНЫМ КЛИМАТОМ	121
4.1 ГЕОХИМИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ТУВИНСКОЙ МЕЖГОРНОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ	121
4.1.1 Природные условия района исследований	121
4.1.2 Химический состав подземных вод	143
4.1.3 Равновесие подземных вод с горными породами и геохимические типы вод	161
4.2 Геохимия озер Минусинских межгорных впадин	165
4.2.1 Природные условия района исследований	166
4.2.2 Химический состав озер	184
4.2.3 Равновесие вод с горными породами и геохимические типы вод	202
4.3 Механизмы взаимодействия вод с горными породами	215
ГЛАВА 5. МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА	
ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ЗОНАХ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ.	225
5.1 ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ	226
5.2 Химический состав подземных вод	231
5.3 РАВНОВЕСИЕ ВОД С ГОРНЫМИ ПОРОДАМИ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВОД	248
5.4 МЕХАНИЗМ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ВОД С ГОРНЫМИ ПОРОДАМИ	254

ГЛАВА 6. МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ	
ПРИРОДНЫХ ВОД	260
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	267
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	269

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность. Подземные воды, как важнейший элемент гидросферы Земли, активно участвуют в двух разнонаправленных процессах — рассеяния и концентрирования химических элементов, обусловливая геологическое преобразование вещества земной коры. Природные воды по своему составу весьма разнообразны, и природа этого разнообразия до сих пор вызывает споры среди ученых различных областей знаний. Взглянуть по-новому на эту проблему возможно при комплексном анализе всех компонентов окружающего мира: воды, породы, газов и органических веществ с учетом взаимодействий, которые между ними происходят, т.е. рассматривая систему вода-порода-газ-органическое вещество. В работах С.Л. Шварцева (Геологическая эволюция....2004, 2007) показано, что указанная система «способна к прогрессивной и даже антиэнтропийной эволюции, которая обеспечивает непрерывный рост все более сложных структур и явлений».

В процессе эволюции система вода-порода проходит ряд этапов, на каждом из которых формируются вторичный минеральный комплекс, соответствующий геохимический тип вод и геохимическая среда, между которыми существует глубокая генетическая связь. Геохимические свойства минералов и многокомпонентность состава вод, влияет на взаимодействие в системе вода-порода в конкретной геохимической обстановке, которая сказывается на растворении первичных пород и на осаждении вторичных минералов, а, следовательно, и на формировании особенностей химического состава природных вод. Выделяется несколько взаимодействия: латеритный, сиаллитный, бисиаллитный, содово-лессовый и солеобразующий, каждый из которых подразделяется на несколько подтипов. Специфика формирующегося химического состава природных вод при разных типах взаимодействия определяется соотношением масштабов преобразования горных пород и органического вещества при разных гидродинамических режимах. По мере эволюции системы вода-порода на фоне общего увеличения объема разрушающихся пород и роста солености воды число связанных элементов возрастает, а освобождаемых относительно уменьшается, т.е. постепенно часть подвижных элементов переходит в разряд неподвижных. Таким образом, в аспекте учения о миграции химических элементов, важнейшей фундаментальной проблемой является обоснование влияние факторов самоорганизации системы вода-порода на механизмы дифференциации химических элементов в процессе ее геологической эволюции.

Цель исследований — выявление особенностей механизмов взаимодействия вод с горными породами в различных ландшафтно-климатических условиях горно-складчатых областей центральной Евразии и обоснование роли внешних и внутренних факторов эволюционного развития системы вода-порода на рассеяние и концентрирование химических элементов.

Основные задачи:

- 1. Изучить химический состав природных вод во всех районах исследования и выявить его особенности.
- 2. Оценить состояние насыщенности вод алюмосиликатными, карбонатными, сульфатными минералами.
- 3. Установить для каждого рассматриваемого объекта этап эволюционного развития системы вода-порода и обосновать геохимический тип вод.
- 4. Выявить особенности рассеяния и концентрирования химических элементов в системе вода-порода.
- 5. Описать механизмы взаимодействия вод с горными породами в различных условиях геохимической среды на разных этапах эволюционного развития системы вода-порода.
- 6. Оценить роль климатических и геолого-структурных факторов в формировании состава геохимических типов вод.

Объектами научного исследования являются подземные и поверхностные воды восточного склона Полярного Урала, района озера Поянху (Китай); Тувинской межгорной впадины и ее горного обрамления, Минусинских межгорных впадин; углекислые холодные и термальные подземные воды западного склона Восточного Саяна (на примере природного комплекса Чойган), а процессы формирования их состава представляют предмет исследования. Выбранные объекты исследования позволяют проследить механизмы взаимодействия вод с горными породами на начальных этапах эволюционного развития системы вода-порода в различных ландшафтно-климатических условиях.

Фактический материал и личный вклад автора. В основу работы положены материалы совместных полевых и камеральных исследований сотрудников ТПУ в сотрудничестве с ООО НПО «ГЕОСФЕРА» (г. Томск), Восточно-Китайским Технологическим Университетом (г. Наньчан), Китайским Геологическим Университетом (г. Пекин), Наньчанским Университетом (г. Наньчан), Манчестерским Университетом (г. Манчестер), Научно-исследовательским институтом медико-социальных проблем и управления Республики Тыва (г. Кызыл), Институтом земной коры СО РАН (г. Иркутск), полученные при личном участии автора. Временной интервал исследований охватывает период с 2005 по 2017 гг., за который было отобрано 1058 проб воды и 12 проб вторичной минеральной фазы. Основные результаты получены при выполнении проектов, поддержанных РФФИ, АВЦП, ФЦП, Госзадание Наука (проектная часть), в которых автор являлся руководителем или ответственным исполнителем.

В рамках научных исследований автор выполняла обработку и интерпретацию большого

объема гидрогеохимических данных по нескольким регионам, непосредственно осуществляла физико-химические расчеты и моделирование процессов, происходящих в системе вода-порода, для решения проблемы формирования химического состава природных вод в различных ландшафтно-климатических условиях. Собственные фактические данные, а также обобщение и систематизация имевшегося материала позволили автору обосновать механизмы формирования химического состава вод в разных ландшафтно-климатических условиях горно-складчатых областей центральной Евразии на примере конкретных природных объектов.

Методы исследования и подходы базируются на научном положении о геологической эволюции системы вода-порода с позиции ее равновесно-неравновесного состояния (Шварцев, 1998, Геологическая эволюция...., 2005, 2007). На каждом этапе эволюционного развития формируется определенный гидрогенно-минеральный комплекс, объединяющий вторичную минеральную фазу, геохимический тип вод и геохимическую среду. Геохимический тип выделяется на основе равновесия вод с той или иной вторичной фазой, по сути, состав вод есть разность между составом растворяемых горных пород и той частью элементов, из которых образуются вторичные минералы. В отличие от химического типа название геохимического типа формируется с учетом параметров водного раствора, влияющих на формирование вторичной минеральной фазы, а не содержащихся в составе вод в преобладающем количестве.

Исследование в рамках работы предполагало комплексный подход, включающий анализ климатических, геологических и гидрогеологических условий, максимально полное изучение вещественного состава вод и вторичной минеральной фазы (при наличии), применение термодинамических расчетов, выявление особенностей химического состава природных вод в конкретных условиях и обоснование процессов его формирования.

Анализ вещественного состава вод выполнялся в аккредитованной Проблемной научноисследовательской лаборатории гидрогеохимии ТПУ методами титриметрии, потенциометрии, ионной хроматографии, спектрофотометрии, масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой. Исследование минерального и химического состава вторичной фазы осуществлялось в Центре коллективного пользования ТПУ, Нано-центре ТПУ атомно-эмиссионным, рентгенофазовым методами и др.

Физико-химические расчеты, необходимые для выявления форм миграции химических элементов и расчета равновесий воды с основными минералами выполнялись с использованием программного комплекса HydroGeo, Селектор, GWB и PHREEQC.

Положения, выносимые на защиту:

Первое защищаемое положение. В природных водах гумидных областей на начальных этапах эволюции системы вода-порода происходит активное растворение горных пород и переход максимального количества элементов в раствор, в том числе и таких элементов-гидролизатов как Fe, Al, Mn, а также РЗЭ и кремния. Формирование химического состава вод обусловлено взаимным влиянием процессов растворения минералов горных пород и комплексообразования, при определяющей роли геохимической среды. В условиях многолетней мерзлоты геохимическая среда способствует накоплению указанных элементов в водном растворе, а в условиях субтропического климата геохимическая среда подземных вод способствует удалению указанных элементов из раствора и их накоплению во вторичной минеральной фазе.

Второе защищаемое положение. В аридных условиях на территории межгорных впадин распространены разнообразные по составу и минерализации воды. Специфика вод в этих условиях определяется особенностями состава вмещающих отложений – наличием вкраплений сульфидных минералов и эвапоритов, а также процессами испарительного концентрирования, наиболее ярко проявляющимися в формировании состава соленых озер. Под влиянием испарительного концентрирования происходит трансформация анионного состава вод, повышается соленость и изменяется геохимический тип вод, но неизменным остается этап эволюционного развития системы вода-порода.

Третье защищаемое положение. В условиях тектоно-магматической активизации в зонах разрывных нарушений формируются термальные и холодные углекислые подземные воды. Обогащение подземных вод углекислотой влияет на геохимическую среду, соответственно, и на процессы взаимодействия их с горными породами. В условиях геохимической среды углекислых вод наблюдается смещение начала вторичного карбонатообразования, повышается агрессивность вод к вмещающим алюмосиликатным породам, усиливаются процессы гидролиза, что сопровождается накоплением химических элементов в водах и приводит к формированию солоноватых вод, а также способствует дальнейшему эволюционному развития системы вода-порода.

Четвертое защищаемое положение. В горно-складчатых областях центральной Евразии в одной ландшафтно-климатической зоне в результате эволюционного развития системы водапорода формируются различные геохимические типы вод, соответствующие определенным стадиям их взаимодействия с горными породами и обусловленные влиянием зональных (климатических) и азональных (геолого-структурных) факторов. Особенности азональных геохимических типов природных вод определяются влиянием, прежде всего, геолого-

структурных факторов.

Достоверность научных результатов обеспечивается применением современных теоретических подходов к обоснованию механизмов формирования химического состава природных вод, значительным объемом фактического материала, полученным лично автором и в результате ранее проведенных исследований других авторов, выполнением аналитических исследований аккредитованных лабораториях современными высокочувствительными методами, обсуждением результатов исследований на конференциях и исследований представлением научной общественности в формате публикаций, рецензируемых российских и зарубежных изданиях.

Научная новизна работы:

- •Для природных вод всех районов исследования по состоянию их насыщенности вторичными минералами обоснованы геохимические типы вод, соответствующие строго определенному этапу эволюционного развития системы вода—порода.
- •Показана распространенность более 50 химических элементов в геохимических типах вод районов с гумидным климатом;
- •Обосновано влияние геохимической среды на растворение первичных минералов и образование вторичной минеральной фазы;
- •Проведена систематизация состава подземных вод на основе особенностей механизмов формирования химического состава.
- •Показана распространенность РЗЭ в природных водах с различной геохимической обстановкой и обоснована ее роль в миграции РЗЭ в разных ландшафтно-климатических условиях.
- •Обоснованы механизмы взаимодействия вод в разных природно-климатических зонах горно-складчатых областей центральной Евразии.
- •Показана роль климатических и геолого-структурных факторов в формировании геохимических типов вод в горно-складчатых областях центральной Евразии

Практическая значимость. Результаты исследований использовались для совершенствования технологии гидрогеохимических поисков МПИ и эколого-геохимических исследований, а также при обосновании геохимических показателей повышения нефтеотдачи в рамках хоздоговорных работ. Некоторые полученные выводы могут быть использованы организациями, занимающимися поиском и эксплуатацией минеральных вод, развитием рекреационных ресурсов, а также решением экологических и хозяйственно-питьевых проблем. Механизмы формирования химического состава вод районов распространения многолетней мерзлоты могут быть использованы для разработки мероприятий по освоению Арктики в

аспекте поиска МПИ, обеспечения населения качественной питьевой водой, обоснования сооружения объектов инфраструктуры. Результаты исследований используются в образовательном процессе в рамках реализации дисциплин «Общая гидрогеология», «Гидрогеохимические методы поисков МПИ» и при выполнении ВКР магистрами.

Апробация. Основные положения и результаты исследований представлялись на международных и всероссийских конференциях: Международном симпозиуме по взаимодействию вод с горными породами в 2013 г. (WRI 13, г. Авиньон, Франция) и в 2016 (WRI 14 г. Эвора, Португалия), Всероссийской конференции с участием иностранных ученых «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами» в 2012 (г. Томск) и в 2015 (г. Владивосток), Всероссийских конференциях, посвященных 80- и 85-летию кафедры ГИГЭ ТПУ (2010, 2015 гг.) и на многих других научных мероприятиях.

Публикации. По теме диссертации опубликовано 60 работ, в том числе 20 в журналах из перечня изданий, рекомендованных ВАК, а также 15 – в журналах, индексируемых Web of Science и Scopus. Статьи написаны в соавторстве со специалистами, которые не имеют возражений против защиты данной работы.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 6 глав, заключения и списка литературы, включающего 333 наименования. Объем текста — 300 с., количество таблиц — 56, рисунков — 78.

Благодарности. Автор благодарит за многолетнее плодотворное сотрудничество, а также за совместное проведение исследований и обмен идеями своего наставника к.г.-м.н. Ю.Г. Копылову. Глубокую признательность автор выражает д.г-м.н., профессору, лауреату Государственной премии С.Л. Шварцеву за идейное вдохновление и научное консультирование в процессе выполнения работы. Степан Львович на протяжении многих лет направлял и научно-исследовательскую деятельность сопровождал соискателя. Автор признателен д.хим.наук. Б.Н. Рыженко за значительную помощь, а также за творческое сотрудничество. Поддержку в выполнении работы оказал д.г-м.н. В.К. Попов. За проведение совместных полевых исследований, за помощь в химико-аналитических работах и разностороннюю поддержку автор благодарит к.г-м.н. А.А. Хващевскую. Автор выражает огромную признательность всем сотрудникам отделения геологии ИШПР ТПУ, кто на протяжении многих лет поддерживал интерес и стремление к выполнению этой работы.

ГЛАВА 1. ПОСТАНОВКА ФУНДАМЕНТАЛЬНОЙ ПРОБЛЕМЫ

Исследование процессов взаимодействия вод с горными породами является одним из динамично развивающихся и передовых научных направлений в области гидрогеологии. Важной вехой в становлении этого направления в науке стало появление книги американских исследователей Р.М. Гаррелса и Ч.Л. Крайста «Растворы, минералы, равновесия» в 1965 г. Значительный вклад в обоснование равновесного состояния вод с горными породами внес академик Д.С. Коржинский, идеи которого признавались и распространялись как в отечественной науке, так и в трудах зарубежных исследователей (Г. Хелгесон, И. Тарди, Т. Пачес и др.). На основе этих работ были разработаны методические приемы по оценке равновесного состояния в системах земной коры, что позволило подойти к изучению фактического состояния взаимодействия подземных вод с минералами.

Постоянный интерес и актуальность этой проблематики подтверждается, в том числе, 45-летней историей существования Международного симпозиума по взаимодействию вод с горными породами, проходящего каждые три года в разных странах мира, объединяющего ведущих ученых из более чем, 30 стран (Чудаев и др., 2015, Гусева и др., 2014).

Постулат о равновесно-неравновесном характере системы вода-порода, сформулированный и обоснованный в работах (Шварцев, 1975, 1978, 1991, Геологическая эволюция.., 2005, 2007), прочно вошел в обиход гидрогеохимиков и является базой целого научного направления геологической эволюции взаимодействия вод с горными породами. Представляемое же исследование направлено на развитие учения о миграции химических элементов в зоне гипергенеза и решение фундаментальной проблемы геологической эволюции системы вода-порода.

В представлениях ученых (И.Д. Седлецкий, Б.Б. Полынов, Ж. Мило, Ж Педро, И.Тарди, Р. Гаррелс, Т. Пачес, И.К. Карпов, С.А. Кашик, С.Л. Шварцев и многие другие) с позиций жидкофазного подхода к механизмам преобразования минералов в зоне гипергенеза формирование вторичных минеральных фаз в процессе растворения алюмосиликатов связывается с кристаллизацией из раствора путем синтеза, а их состав — с параметрами геохимической среды. Более того, в работах (Шварцев, 1998, Геологическая эволюция..., 2005, 2007) обоснована строгая термодинамическая связь между вторичной минеральной фазой и геохимической среды. Результатом эволюционного развития системы вода-порода является формирование вторичной минеральной фазы, соответствующего геохимического типа вод и характера геохимической среды, которые все вместе образуют генетически единый комплекс, называемый гидрогенно-минеральным комплексом (Геологическая эволюция..., 2007).

На территории Алтае-Саянской области моделированием процессов выветривания (Дутова, 2005) установлена последовательность вторичного минералообразования – гиббсит–гётит; гётит-каолинит; каолинит–гидрослюды–гётит; гидрослюды–гётит; гидрослюды–карбонаты; гидрослюды–карбонаты—кремнезем; карбонаты—кремнезем—монтмориллонит, которая является в общих чертах идентичной независимо от типа горных пород в условиях открытой и закрытой систем. Таким образом, из одного первичного минерала под действием изменяющегося раствора возможно образование вторичных продуктов, ассоциирующих со строго определенными геохимическими типами воды.

Геохимический тип вод выделяется на основе равновесия с той или иной вторичной фазой, и, по сути, его состав есть разность между элементами, перешедшими в раствор при растворении горных пород, и той части элементов, из которых образуются вторичные минералы. Поэтому параметры, контролирующие состав образующейся вторичной минеральной фазы, учитываются в наименовании геохимических типов вод (Геологическая эволюция.., 2007).

Важно подчеркнуть тесную генетическую связь между элементами гидрогенноминерального комплекса, поскольку изменение одного из них повлечет непременное изменение другого. Образование равновесной вторичной минеральной фазы приводит к изменению химического состава вод (геохимического типа) и образуется новая геохимическая среда, влияющая на характер вторичной минеральной фазы.

Геохимическую среду принято характеризовать тремя параметрами – значениями рН и Еh, а также суммой растворенного вещества, в том числе и органического. Эти параметры значительное влияние оказывают как на процессы растворения первичных минералов, так и на осаждение вторичной минеральной фазы. В данном исследовании на примере нескольких объектов показана роль геохимической среды в механизмах взаимодействия вод с горными породами в различных природно-климатических условиях горно-складчатых областей, а именно при активно протекающих процессах комплексообразования в гумидных условиях восточного склона Полярного Урала и водосборной территории озера Поянху (Китай), в аридных условиях при испарительном концентрировании и с участием реакции окисления сульфидов на примере подземных и озерных вод Тувинской впадины и ее горного обрамления, Минусинских межгорных впадин, при углекислотном выщелачивании и термальном воздействии в районах тектоно-магматической активизации на примере углекислых вод природного комплекса Чойган (Восточный Саян).

На начальных этапах эволюционного развития системы вода-порода формирование геохимических типов, соответственно, и процесс вторичного минералообразования контролируется поведением элементов-гидролизатов. Эти элементы характеризуются низкой

растворимостью их гидроксидных соединений (поэтому их называют элементы-гидролизаты), но в то же время они способны к образованию многочисленных, хорошо растворимых комплексных соединений (поэтому иногда их называют элементы-комплексообразователи) (Крайнов и др., 2012).

На этих этапах развития системы вода-порода максимальное количество элементов переходит в раствор, а состав вторичной фазы преимущественно контролируется такими элементами-гидролизатами, как железо, алюминий, марганец, а также кремний.

Специфичная геохимическая среда в гумидных областях оказывает значительное влияние на миграцию этих элементов в виде коллоидных соединений, органоминеральных комплексов, а также на соотношение коллоидных и истинно растворенных форм.

В современной российской и зарубежной научной литературе отмечается интерес к исследованию гидрогеохимии районов с гумидным климатом, особенно арктических и субарктических, главным образом, в аспекте уязвимости природных ландшафтно-геохимических систем, подверженных локальному (загрязнение) и глобальному воздействию (потепление климата), и их определяющей роли в регулировании цикла углерода (Rozanov, 1995; Zelenev., 1996; Christensen et al., 1995; Zimov et al., 1993; Panikov et al., 1995; Семилетов, 1997; Шахова и др., 2009, Сергиенко, 2012, Пипко, 2016).

Проведено большое количество экспериментальных исследований соотношения и состава растворенных и коллоидных форм элементов в природных водах преимущественно бореальных районов (Hoffman et al., 1981, 2000; Benoit, 1995; Lead et al., 1997; Dupre. et al., 1999; Eyrolle and Benaim, 1999; Ingri et al., 2000; Sigg et al., 2000, Pokrovsky et al., 2006), проведено обоснование термодинамических параметров коллоидных соединений металлов (Tipping, 1994; Benedetti et al., 1995; Johannesson et al., 2004; Sonke and Salters, 2006) и растворенных комплексных соединений (Shvarov, 1999, Букаты, 2002). Значительные работы в этом направлении выполнены сотрудниками Лаборатории георесурсов и окружающей среды (GET) (г. Тулуза, Франция). Изучены формы миграции микрокомпонентов в водах тропических (Viers et al., 1997; Braun et al., 1998; Dupre.et al., 1999), бореальных районов с различным составом водовмещающих отложений (Pokrovsky and Schott, 2002) и вод торфяных залежей (Pokrovsky et al., 2005). Значительные экспериментальные исследования, во многом пионерные, проведены в аспекте разработки процедуры фильтрации природных вод для обоснования форм миграции химических элементов (Алехин и др., 1982, Алехин и др., 2010). В упомянутых исследованиях, в основном рассматриваются воды Карельского региона и Восточной Сибири, и практически не были исследованы районы горно-складчатых областей Центральной Евразии.

По-новому взглянуть на формирование и преобразование органоминеральных коллоидных

соединений железа и проследить дальность их водной миграции позволяют исследования изотопов железа. В России подобные исследования являются пионерными и практически не освещены в научной печати. Среди зарубежных исследований отмечаются работы по анализу процессов фракционирования в системе «коллоид-раствор» тяжелых и легких изотопов железа (Escoube et al., 2009), физико-химическому и экспериментальному моделированию (Brantley et al., 2001, Wiesli et al., 2004 et al.) и роли микроорганизмов в процессе перераспределения изотопов железа (Croal et al., 2004).

Достижения в решении проблемы формирования химического состава вод в условиях испарительного концентрирования районов с аридным климатом, представленные в классических работах Н.С. Курнакова, Г.Н. Каменского, О.Г. Ланге, В.А. Ковды, М.Г. Валяшко, не утратили своей актуальности и в настоящее время. Вместе с тем пути формирования состава вод не могут быть до конца поняты без установления взаимосвязи состава вод и продуктов выветривания, количественного соотношения между выносом и накоплением элементов в корах выветривания.

Анализ современного состояния проблемы показывает, что для исследования эволюции химического состава природных вод применяют два основных подхода: изучение изотопного состава воды и элементов в ней растворенных, особенно Cl, Br, B (Strauss et al, 1999, Kleikemper et al, 2004, Kamyshny et al, 2011, Kloppmann et a, 2002, Kietavainen et a, 2013 и др.), а также физико-химическое моделирование (Gamazo et al, 2011, Deocampo and Jones, 2014 и др.). Оба подхода чаще всего направлены на выявление роли процессов испарительного концентрирования в эволюции состава вод. При этом процессы эволюции химического состава вод чаще рассматриваются на примере соленых озер районов с аридным климатом.

В зарубежных исследованиях представлено большое количество результатов по изучению распространенности изотопов таких галогенов как бром, хлор, йод (Kloppmann et a, 2002, Kietavainen et al., 2013), которые зачастую являются типоморфными для районов с аридным климатом. Российскими исследователями изотопы перечисленных элементов слабо изучены, что в большей степени объясняется отсутствием необходимой лабораторной базы для подобных исследований. В России наиболее распространены исследования, касающиеся анализа распространенности изотопов водорода и кислорода (Ferronsky and Polyakov, 2012), в том числе и их фракционирование в процессе испарительного концентрирования и взаимодействия в системе вода-порода.

Однако часто изучение изотопного состава элементов направлено на оценку роли исключительно процессов испарительного концентрирования в формировании химического состава вод, при этом неоправданно занижена или вовсе игнорируется роль процессов

взаимодействия вод с горными породами. Зачастую рассмотрение проблемы взаимодействия вод с горными породами в условиях провинции аридного климата сводится только к анализу конгруэнтного растворения только солесодержащих толщ. Согласно работам (Ковда, 1973) в условиях испарительного режима, например, грунтовые воды проходят силикатную, бикарбонатную, содовую, сульфатную и хлоридные стадии формирования состава. Согласно этой стадийности определяющая роль процессов взаимодействия вод с алюмосиликатными породами отмечается лишь на начальных стадиях. Этот подход не позволяет в полной мере объяснить формирование уникальных сульфатных натриевых вод, которые широкое распространение получили в степных условиях Хакасии и Тувы, особенно среди озерных вод.

Так соленые озера Хакасии исследовались с позиций их рекреационного назначения (Клопотова, 2004), для оценки эколого-геохимического состояния территории (Архипов, 2011, Макаренко и Архипов, 2015), а также достаточно глубоко изучалось биоразнообразие озерных систем (Пименов, 2003, Емельянова, 2003, Рогозин и др, 2010, 2016, Природный комплекс..., 2011 и др.). Вопросы геохимии и процессы формирования соленых озер регионов с аридным климатом, рассматривались в работах (Parnachev and Degermendzhy, 2002, Копылова и др., 2005, Вапкѕ et al, 2004, Склярова и др., 2012, Колпакова, 2014, Гаськова и др., 2015, 2017, Борзенко, 2018).

Примеры успешного применения возможностей физико-химического моделирования для исследования процессов формирования состава соленых озер приведены в российских (Склярова и др., 2004, 2011, Колпакова, 2014, Гаськова и др., 2015, Борзенко, 2018, и др.) и зарубежных работах (Gamazo et al, 2011, Deocampo, 2013 и др.).

Однако процессы эволюции химического состава вод районов с аридным климатом можно проследить не только на примере озер, но и, рассматривая формирование состава подземных вод. Исследованию эволюции химического состава подземных вод уделено не так много внимания, однако следует отметить несколько работ: М.Н. Тийани на примере соленых и рассольных вод Нигерии указывает на два первоначальных источника химических элементов в водах — воды древних морей и растворение галита. При этом он подчеркивает, что важную роль в дальнейшем преобразовании вод играют процессы взаимодействия вод с горными породами.

Достаточно полное описание основных процессов формирования химического состава солоноватых и соленых подземных вод неглубоко залегающих водоносных горизонтов применительно к условиям континентальных и прибрежных обстановок приведено в работе (Van Weert et al., 2009). В условиях прибрежных обстановок основным процессом формирования химического состава соленых подземных вод являются процессы внедрения морских вод в подземные водоносные горизонты (Ма et al., 2007, Shahsavari et al., 2015). В условиях

континентальных обстановок соленые воды формируется в результате процессов испарительного концентрирования, растворения соленосных отложений, фильтрации через слабо проницаемые отложения (Нет, 1970) и др. Часто формирование химического состава соленых вод определяется комплексным воздействием ряда перечисленных процессов. Также повышению солености вод может способствовать антропогенное воздействие (Van Weert et al., 2009, Cary et al., 2015). Кроме этого, среди всех перечисленных процессов определяющая роль в обогащении соленых вод химическими элементами принадлежит процессам взаимодействия с горными породами и не только с эвапоритами, но и с алюмосиликатными минералами (Геологическая эволюция..., 2007, Ryzhenko and Cherkasova, 2012).

Новый взгляд на эволюцию химического состава природных вод в аридных условиях как следствие одной из стадий взаимодействия воды с горной породой развивает С.Л. Шварцев. Согласно современным геохимическим данным в условиях континентального засоления формируются преимущественно три основных химических типа вод: гидрокарбонатные натриевые, сульфатные натриевые, хлоридные натриевые, при наличии промежуточных типов. Все эти типы не могут формироваться только за счет испарения, важную роль играют процессы взаимодействия вод с алюмосиликатными минералами, солями и сульфидами. Шварцевым С.Л. показано, что на начальных этапах эволюции системы вода-порода в аридных условиях, когда степень концентрирования невелика, воды насыщаются монтмориллонитами и кальцитом. В условиях высокого испарения гидрокарбонатные натриевые воды в чистом виде формируются редко, т.к. накопление в растворе сульфат-иона и хлорид-иона трансформирует их в хлоридносульфатный натриевый химический тип, который пользуется наиболее распространением в условиях аридного климата. Согласно развиваемым С.Л. Шварцевым взглядам дальнейшая эволюция вод в рассматриваемых условиях сопровождается переходом на следующий этап эволюционного развития системы вода-порода - насыщение гипсом, выступающим барьером на пути накопления сульфат-иона. С начала процесса осаждения гипса начинается трансформация вод в хлоридный натриевый химический тип. Поэтому на этом этапе эволюционного развития следует говорить о формировании сульфатно-кремнистого карбонатнокальшиевого геохимического типа, состав которого контролируется не только глинистыми минералами и кальцитом, а также гипсом. На более поздних этапах эволюционного развития системы вода-порода воды насыщаются галитом, и формируется хлоридно-кремнистый карбонатно-кальциевый геохимический тип вод. Стоит отметить, что осаждение сульфатных и хлоридных солей – достаточно редкое явление, особенно в рассматриваемых условиях, поскольку степень испарения должна превышать 1000. Если же воды не насыщены гипсом и насыщены кальцитом и глинистыми минералами, а в их анионном составе преобладает хлор-ион, то их

следует называть кремнистые хлоридно-натриевые, а если преобладает сульфат-ион, то это воды кремнистого сульфатно-натриевого геохимического типа.

Сложность процессов взаимодействия воды с горными породами заключается, с одной стороны в многообразии геохимических свойств растворяющихся минералов, а с другой – в многокомпонентности химического состава подземных вод, растворяющих эти минералы (Крайнов и др., 2004). Многокомпонентность химического состава подземных вод обуславливает серию процессов, влияющих на взаимодействие в системе вода-порода в конкретной геохимической обстановке; особенно ярко это проявляется в районах тектонической активизации. Так, углекислота, как правило, имеет глубинный метаморфический генезис, углекислые воды и карбонатные отложения (травертины) обычно связываются с зонами глубинных разломов, очагами неоинтрузий, проявлением современного или молодого вулканизма.

Известно, что тектоно-магматическая активизация непосредственно или опосредованно оказывает влияние на геохимические особенности подземных вод (Вартанян, 1977; Кононов, 1983; Зверев, 2011; Лаврушин, 2012). В этих условиях значительно возрастает глубина проникновения атмосферных осадков вследствие возникновения трещинно-жильных и трещинных систем. В тоже время формирующиеся хорошо проницаемые зоны способствуют проникновению глубинных флюидов в верхние гидрогеологические этажи. Кроме этого, здесь формируется особый тепловой режим недр, который также оказывает влияние на процессы формирования химического состава подземных вод. Нагрев вод происходит региональным тепловым полем в результате глубокой циркуляции вод, либо при дополнительном поступлении в водоносные горизонты глубинного тепла, приносимого магмой или надкритическим флюидом В рассматриваемых условиях (Кононов, зачастую распространены характеризующиеся специфическим химическим составом. Например, азотные термы Забайкалья при температуре вод на выходе до 80°C имеют минерализацию до 500 мг/л и рН более 8.5 и содержат высокие концентрации Si, F, а в некоторых случаях и As и B, а также других элементов (Плюснин и др. 2013). Исследованию термальных вод Байкальской рифтовой зоны и ее югозападной оконечности посвящено также большое количество работ, по большей степени российских исследователей (Ломоносов, 1974, Замана и Пиннекер, 1999, Замана, 2000, Плюснин и др., 2008, 2013). Подобный химический состав имеют воды, распространенные и в других подобных зонах, например, в районе Восточно-Африканского и Рейнского рифта. Таким образом, в районах тектонической активизации формируются флюиды с особым вещественным составом и термальным режимом.

Важную роль в оценке особенностей формирования термальных вод играет оценка теплового потока (Поляк, 2000, Рычкова, 2007, 2009, Дучков и др., 2010, Бадминов и др., 2013).

Кроме этого, специфика термальных вод проявляется в их микрокомпонентном составе (Кааsalainen and Steffansson, 2012, Gob et al, 2013), изотопном составе элементов водной и газовой составляющих (Dotsika et al., 2006, Millot et al, 2012, Polyak et al, 2013, Edmunds et al, 2014, Chelnokov et al, 2015, Malov et al, 2015), а также растворенных элементов, в процессах формирования и эволюции химического состава вод (Чудаев, 2002, Бортникова и др., 2009, Тагап, 2009, Dupalova et al, 2012, Лаврушин, 2012, Haklidir, 2013). Большое внимание уделяется изучению гидротермальных систем, с точки зрения геотермометрии, ресурсов и происхождения вод (Kiryukhin et al., 2012, Лаврушин, 2012, Chelnakov et al, 2015). В изучении термальных минеральных вод авторами широко используются геотермометры для оценки температуры циркуляции различных геотермальных систем (Fournier and Truesdell, 1973; García-Soto et al., 2016, Sharifi и др., 2016; Ваіошту, 2015). Оценивается насыщенность вод минералами горных пород и процессы солеотложения при эксплуатации термальных вод (Delalande, 2011; Pasvanoglu, 2013; Ваіошту, 2015).

Важное место в исследовании особенностей подземных вод районов тектоно-магматической активизации занимает изучение процессов обогащения подземных вод CO₂ (Chiodini и Frondini, 2001; Frondini, 2008), что находит отражение в особенностях их взаимодействия с горными породами. Влияние углекислоты на процессы взаимодействия вод с горными породами проявляется, прежде всего, в формировании особой геохимической среды, а также в формировании особого геохимического типа вод, равновесного с кальцитом. Стоит подчеркнуть, что важным этапом эволюционного характера развития системы вода-порода является насыщение вод кальцитом. Начало образования кальцита вносит существенный перелом в процессы эволюции системы вода-алюмосиликаты, поскольку с этого момента содержание кальция в растворе при прочих равных условиях не может расти. Согласно (Щербина, 1972) параметрами, влияющими на осаждение из вод карбонатов, является СО₂, рост температуры и рН водного раствора.

Таким образом, говоря об эволюционном развитии системы вода-порода, необходимо отметить существование внутренних механизмов, регулирующих последовательную смену взаимодействий в указанной системе и влиянии внешних факторов на формирование тех или иных гидрогенно-минеральных комплексов. В данном исследовании на примере нескольких районов горно-складчатых областей центральной Евразии показана роль геохимической среды во внутренних механизмах взаимодействия вод с горными породами, а также соподчиненное влияние внешних климатических и геолого-структурных факторов на формирование геохимических типов вод, как части гидрогенно-минеральных комплексов.

ГЛАВА 2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Полевые исследования были проведены в нескольких районах, расположение которых показано на рисунке 2.1, в период с 2005 по 2017 гг. по единой методике. Количество отобранных проб и сроки проведения исследований приведены в таблице 2.1.

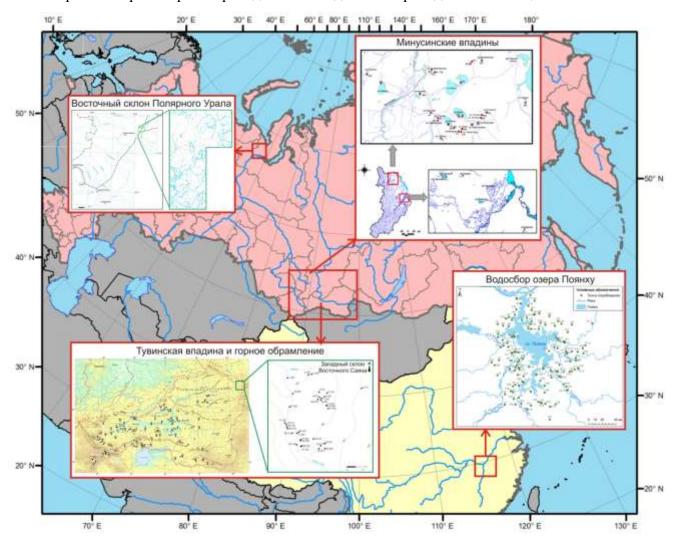


Рисунок 2.1 – Схема расположения районов исследования и пунктов отбора проб

Пробы воды отбирались из поверхностных водных объектов, родников, скважин, колодцев, карьеров. Отбор проб в реках и крупных озерах проводился на расстоянии 100-150 см от берега в зависимости от ширины и глубины русла. Опробование мелких озер (площадью менее 0,2 км²) предусматривало отбор одной пробы с приповерхностных толщ в центральной части озера. В крупных озерах отбиралось от двух до трех проб в зависимости от размера. В глубоких озерах отбиралась глубинная и поверхностная пробы. Пробы вод деятельного слоя отбирались в наиболее глубоких частях мочажин. Отбор проб подземных вод производился на устье скважин после прокачки.

Таблица 2.1 – Объем фактического материала

		Количество проб	
Объект и район исследования	Попион оппоборония	воды и	
	Период опробования	вторичной фазы	
		(в скобках)	
Подземные и поверхностные воды,	2011, 2013-2015	132 (6)	
водосборная территория озера Поянху			
Воды деятельного слоя, озера, реки,	2005	700	
воды карьеров, восточный склон			
Полярного Урала (междуречье			
Ензорьяхи и Юньяхи)			
Подземные воды, Тувинская межгорная	2009-2017	101	
впадина и ее горное обрамление			
Озера, Минусинские межгорные	2009-2014	70 (4)	
впадины			
Углекислые подземные воды западного	2011, 2013	55 (2)	
склона Восточного Саяна (природный			
комплекс Чойган)			
ВСЕГО		1058 (12)	

Для определения концентрации основных ионов отбирали 0,6-1,0 л воды в пластиковые промытые исследуемой водой. бутылки, предварительно трижды Для определения концентраций микрокомпонентов на точке пробоотбора в стерильные пластиковые пробирки объемом 50 мл отбирали 2 образца воды. Один образец фильтровали в полевых условиях через стерильный ацетат-целлюлозный фильтр с размером пор 0,45 мкм с помощью шприца. Первые 30-50 мл фильтрата отбрасывались. Перед каждым отбором пробы каждый фильтр промывался в деионизованной воде и использовался только один раз. Для каждой фильтрации, при снижении расхода, при засорении мембраны, фильтр менялся на новый. Это значительно снижало вероятность перекрестного загрязнения образцов при фильтрации. Фильтрат для определения микрокомпонентов подкислялся особочистой HNO₃, предварительно прошедшей специальную очистку в лабораторных условиях. Второй образец отбирали без фильтрации.

Кроме этого, экспериментальные исследования по анализу форм миграции химических элементов в природных водах водосборной территории озера Поянху (Китай) были выполнены также с использованием процедуры равновесного диализа. Для этого диализный мешок с размером пор 0,001 мкм, заполненный сверхчистой водой, подготовленной с помощью системы очистки воды Simplicity (Merck Millipore, США), помещался в сосуд для диализа, предварительно промытого азотной кислотой высокой степени очистки и сверхчистой водой. Сосуд заполнялся исследуемой водой и плотно закрывался крышкой. Далее проба выдерживалась до состояния равновесия в течение 3 суток, после чего химический состав

внутренней (вода внутри диализного мешка) и внешней (вода вне диализного мешка) среды анализировались масс-спектральным методом с индуктивно связанной плазмой. Сравнение этих данных, а также данных, полученных после фильтрации через мембраны с размером пор 0,45 мкм, позволило определить соотношение взвешенной (больше 0,45 мкм), коллоидной фракции разных размеров (0,45–0,001 мкм), а также элементов в истинно растворенной форме (<0,001 мкм) в природных водах (Nystand and Osterholm, 2013).

На точке опробования измерялись быстроменяющиеся показатели: температура, pH, Eh, удельная электрическая проводимость с использованием портативного мультипараметрового анализатора Water Test, а также по методике, описанной ниже, in situ определялись компоненты карбонатной системы CO_2 , HCO_3^- , CO_3^{2-} .

По возможности из родников отбирались пробы растворенного и свободного газа. Отбор проб растворенного газа проводился в полевых условиях вакуумным способом с использованием полевого шприца-дегазатора В.А. Зуева. Методика отбора заключалась в создании вакуума в рабочем цилиндре дегазатора путем пережима опущенного в исследуемую воду свободного конца водозаборного шланга и выкручивании поршня до упора. Затем под водой освобождался шланг от зажима, и происходило самопроизвольное всасывание воды, ее распыление в полости рабочего цилиндра и дегазация. После дегазации газ переводился в стеклянную посуду объемом 0,2 л, заполненную водой для последующей транспортировки. Пробы свободного газа отбирались в стеклянные бутылки вытеснением воды газом с использованием воронок, резиновых шлангов.

Отбор образцов вторичной минеральной фазы проводился сопряженно с отбором проб воды. В озерах соленосные отложения отбирались у берега. Отобранные образцы вторичной фазы по возможности просушивались и просеивались и помещались целлофановые пакеты. После доставки в лабораторию образцы измельчались до фракции, требуемой для проведения последующих испытаний, и помещались в бумажные фасовочные пакеты для транспортировки в лабораторию.

Опробование на точке сопровождается ведением документации в полевом дневнике, включающей следующие сведения: дата отбора; координаты с GPS-приемника; вид объекта опробования и его характеристики; метеорологические условия; результаты полевых измерений; особые условия, влияющие на качество воды.

Аналитические исследования химического состава вод выполнялись в Проблемной научно-исследовательской лаборатории гидрогеохимии ИШПР ТПУ, аккредитованной на техническую компетентность и независимость в области аналитического контроля природной поверхностной и подземной воды.

Катионы и анионы, включающие F, Br, SO₄²,Cl, PO₄³, Br, Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺ хроматографии определяли методом ионной двухканальном безреагентном на ионохроматографическом комплексе ICS-5000 с кондуктометрическим детектированием производства компании Dionex - Thermo Scientific (США) с общим автосемплером. Для определения анионов применялась аналитическая колонка IonPac AS19 (2×250 мм) и защитная колонка IonPac AG19 (2×50 мм). Измерения проводились при следующих рабочих условиях: скорость подачи элюента – 0,36 мл/мин; рабочее давление в насосе – не более 2000 psi; температура ячейки – 35 °C, температура колонки – 30°C. В качестве элюента использовался раствор гидроксида калия, генерируемый в режиме градиента концентрации с полным разделением пиков в течение 45 мин. Определение катионов проводилось в режиме изократического элюирования с полным разделением пиков в течение 30 мин на аналитической колонке IonPac CS 16. Объем образца 25 мл. Частично исследования выполнялись на ионообменных хроматографах ICS-1000 и ICS-2000 с градиентным элюированием (Dionex, США) с кондуктометрическим детектором, дегазатором, защитной колонкой-улавливателем карбонатионов CRD 200 (Thermo Scientific, США), разделяющей колонкой 2*50 мм IonPac AG 20 (Thermo Scientific, США) и подавителем фоновой электропроводности элюента ASRS 300 (2 мм) (Dionex, США). Объем вводимой пробы составлял 1 мл, скорость подачи элюента – 0,25 мл/мин. Калибровка прибора проводилась c использованием основных комбинированных градуировочных растворов (Dionex, США). Управление прибором и обработку данных осуществляли с помощью программного обеспечения Chromeleon.

Элементы карбонатной системы гидрокарбонат — ион и свободная угольная кислота определялись методом потенциометрического титрования и титриметрическим методом, соответственно. При определении гидрокарбонат — иона в качестве индикаторного применялся стеклянный электрод. Титрование велось раствором соляной кислоты молярной концентрации 0,1 моль/л или 0,5 моль/л до рН 4,0. Титриметрическое определение свободной угольной кислоты проводилось с применением в качестве титранта 0,1 моль/л раствора гидроксида натрия. Точка эквивалентности фиксировалась по изменению окраски раствора с использованием индикатора фенолфталеина.

Определение органического углерода выполняли на анализаторе углерода Liquid TOC компании Elementar (Германия) с детектором инфракрасного излучения методом высокотемпературного каталитического окисления соединений углерода и разложении органического углерода до диоксида углерода (IV) (CO₂). Окисление проводится в присутствии кислорода при температуре 800 °C.

Определение содержания в водах Li, Be, B, Na, Mg, Al, Si, P, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe,

Со Ni Cu Zn Ga Ge As Se Rb Sr Y Zr Nb Mo Ru Rh Pd Ag Cd In Sn Sb Te Cs Ba La Ce Pr Nd Sm Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Re, Os, Ir, Pt, Au, Hg, Tl, Pb, Bi, Th, U проводилось методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). Анализ выполнялся с использованием масс-спектрометра NexION 300D (PerkinElmer, CIIIA) при следующих рабочих параметрах: мощность плазмы 1600 Вт, распыляющий поток аргона 0,86-0,9 л/мин, расход плазмообразующего газа 16 л/мин, расход вспомогательного газа 1,2 л/мин. Масс-спектральные измерения проводились в стандартном и коллизионном режимах, при расходе гелия 2,8 мл/мин в последнем случае. Устранение полиатомных интерференций осуществлялось с применением процесса уменьшения кинетической энергии ионов, реализуемого КЕD-режимом (kinetic energy discrimination) в столкновительной ячейке в присутствии инертного газа гелия (Маzurova et al., 2013). Расчет содержания элементов в анализируемом образце проводится с учетом величины предела обнаружения характерной для данной анализируемой системы и условий настройки масс-спектрометра.

Состав свободных и водорастворенных газов (азот, водород, гелий, кислород, оксид углерода, диоксид углерода, углеводород от С1 до С7) исследовался с помощью аппаратно-программного комплекса (АПК) на базе хроматографа «Хроматэк-Кристалл 2000М» и «Кристалл- 5000» с программным обеспечением «Хроматэк-Аналитик» с использованием двух детекторов по теплопроводности (ДТП.) и двух стальных насадочных колонок. Объемная доля газа вычислялась по методу абсолютной градуировки.

Минералогический состав продуктов выветривания горных пород был исследован с помощью рентгенофазового анализа (РФА) методом порошковой рентгеновской дифракции с использованием рентгеновского дифрактометра XRD-7000 (Shimadzu, Япония) в Нано-Центре Томского политехнического университета. Анализ осуществлялся при диапазоне углов от 5° до 120° со скоростью 2 °/мин с шагом 0,02°. Исследование глинистой фракции образцов осуществлялось в Центре коллективного пользования «Аналитический центр геохимии природных систем» Томского государственного университета с использованием рентгеновского дифрактометра X'Pert PRO (PANalytical, Нидерланды). Пробоподготовка включала в себя прокаливание образцов и осаждение глинистых частиц из водной суспензии на стеклянную пластинку: 100 мг помещали в агатовую ступку и смешивали с 2 мл дистиллированной воды; после взмучивания 7 капель суспензии пипеткой равномерно наносились на стеклянную пластину размером 18×18 мм; в оставшуюся суспензию добавляли одну каплю глицерина, после чего суспензию перемешивали и наносили на стеклянную пластину; нанесенная на стеклянную пластину суспензия высушивалась на воздухе. Съемка осуществлялась трижды: после прокаливания образцов ориентированных препаратов в муфельной печи с терморегулятором при

температуре 550 ⁰C в течение 2 ч; после взмучивания; после добавления глицерина. Полученные рентгенограммы сравнивались для определения качественного состава глинистой фракции.

Исследования химического состава образцов вторичной минеральной фазы проводился в НАЦ Томского политехнического университета (исполнители Л. Костикова, Н. Дорофеева) рентгенофлуоресцентным энергодисперсионном рентгенофлуоресцентном методом на спектрометре Quant'X (Thermo Fisher Scientific, США), а также методом АЭС с индуктивно связанной плазмой на спектрометре iCAP6300 Duo (Thermo Scientific, Великобритания). Перед проведением количественного анализа пробы сушили до постоянной массы при температуре 105 °C. Навески массой 0,5 г помещали в тефлоновый лайнер автоклава и добавляли 5 мл 56 % HNO₃. Автоклавы помещали в микроволновую печь MARS 5 (СЕМ, США) и нагревали до 140°C в течение 20 мин. Растворы охлаждали до комнатной температуры и фильтровали в мерные колбы. Исследование химического состава двух образцов карбонатных отложений в углекислых родниках проводилось масс-спектральным методом с индуктивно связанной плазмой.

В основу изучения геохимических процессов в системе вода-порода положены методы равновесной термодинамики и анализ элементарных реакций, начальными продуктами которых являются основные породообразующие минералы и вода, конечными – вторичные минералы, а также ионы и нейтральные молекулы, которые перешли в жидкую фазу. Расчеты проводились согласно методикам, изложенным в опубликованных работах (Гаррелс, 1968, Зверев, 1982).

Для оценки степени насыщения вод вторичными минералами использовался параметр насыщенности (SI), представляющий собой lg(IAP/Keq), где IAP — произведение активностей веществ в растворе; Keq — константа равновесия реакции. Указанный параметр позволяет оценить степень насыщения данного раствора тем или иным минералом. Если SI равен 0, то раствор находится в равновесии с данным минералом, отрицательная величина свидетельствует об отсутствии насыщения (минерал растворяется), положительная величина указывает на насыщение вод и возможное осаждение минерала. Расчеты проводились с учетом форм миграции химических элементов с использованием программных комплексов HydroGeo (Букаты, 2002), РНREEQC и GWB и возможностей электронных таблиц MS Excel. Изучение форм миграции химических элементов выполнено в программном комплексе HydroGeo. Моделирование процессов испарительного концентрирования проводилось в программном комплексе Селектор.

Изучение особенностей перераспределения химических элементов в системе вода—горная порода выполнено на основе расчетов коэффициента водной миграции (Перельман, 1972) и коэффициента геохимической подвижности (Шварцев, 1998).

Расчеты водного и гидрохимического баланса некоторых озер проводилось по методике, изложенной в работах (Савичев и др. 2015, Гусева и Савичев, 2016) и предполагавшей использование математической модели формирования водного баланса какой-либо территории в общих чертах, имеющей следующий вид (Loucks and Van Beek, 2005):

$$Y_{t} = X_{t} + Z_{t} - E_{t} \pm \Delta U_{t} + A_{1,t} - A_{1,t} \pm I_{t}, \qquad (2.1)$$

где Y_t – слой суммарного водного стока (поверхностного $Y_{s,t}$ и подземного $Y_{g,t}$) за период времени t (за месяц Y_m или год Y_y); X_t – слой атмосферного увлажнения; Z_t – слой водопритока из смежных водосборов; E_t – слой испарения с поверхности водосбора (E_W) или озёра (E_L) с учетом конденсации влаги (за месяц E_m или год E_y); ΔU_t – изменение влагозапасов в водосборе (ΔU_W) или озере (ΔU_L) за месяц (ΔU_m) или год (ΔU_y) ; $A_{1,t}$ и $A_{2,t}$ – сброс сточных вод и забор воды; I_t – потери воды на льдообразование (или приток воды, образующейся при таянии льда в весенний период; для месяцев с положительными среднемесячными температурами воздуха и в целом для года I_t =0). В среднемноголетнем разрезе (для статистически однородного периода по условиям формирования и изменения стока) в первом приближении обычно предполагается, что величина ΔU_v стремится к нулю.

Для интерпретации и обобщения результатов исследований, проведенных в рамках данной работы, были использованы следующие положения теории геологической эволюции и самоорганизации системы вода—порода:

- 1. Система вода-порода является равновесно-неравновесной и характеризуется эволюционным развитием.
- 2. Система вода-порода в процессе своей эволюции проходит ряд этапов, на каждом из которых формируется свой строго определенный гидрогенно-минеральный комплекс.
- 3. Гидрогенно-минеральный комплекс представляет собой вторичные минеральные образования, соответствующий геохимический тип вод и определенный характер геохимической среды, между которыми существует строгая генетическая связь.
- 4. Состав природных вод, являясь результатом совместно протекающих двух разнонаправленных процессов рассеяния и концентрирования химических элементов, представляет собой разность между составом химических элементов, перешедших в воду при растворении первичных горных пород, и той частью элементов, которые образуют вторичные минералы
- 5. Геохимический тип вод выделяется на основе равновесия с той или иной вторичной минеральной фазой. Наименование геохимического типа вод формируется с учетом параметров, контролирующих образование вторичной фазы, а не преобладающих в составе воды.

ГЛАВА 3. МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПРИРОДНЫХ ВОД РАЙОНОВ С ГУМИДНЫМ КЛИМАТОМ

Гумидные районы характеризуются избыточным увлажнением, т.е. количество выпадающих атмосферных осадков значительно больше, чем может испариться. Условия избыточного увлажнения могут формироваться при низких и высоких среднегодовых температурах воздуха, что влияет, кроме всего прочего, и на ландшафтные особенности.

В работе особенности формирования химического состава природных вод гумидных районов рассматриваются на примере двух районов: водосборной территории озера Поянху, где господствует субтропический климат, а также восточного склона Полярного Урала, где преобладает резко континентальный климат с отрицательными среднегодовыми температурами.

3.1 Геохимия природных вод водосборной территории озера Поянху, Китай

3.1.1 Природные условия района исследований

Район исследований представлен водосборной территорией оз. Поянху, площадью 162 225 км² (Feng Lian et al., 2011), находящейся на севере провинции Цзянси в юго-восточной

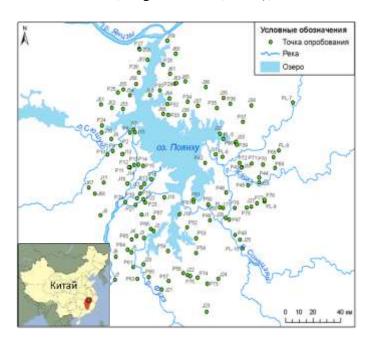


Рисунок 3.1 — Расположение района исследований и схема гидрогеохимического опробования

части Китая (рис. 3.1). Озеро Поянху – самое крупное пресное озеро Китая, расположено в среднем течении р. Янцзы, на ее правом берегу и соединяется с рекой через протоку в районе уездного города Хукоу.

Район исследований относится к провинции субтропического влажного климата. Среднегодовая температура воздуха составляет порядка 17,5 °C (Ye Xuchun et al., 2013), максимальная среднегодовая температура 19,2 °C (2007 г.) (Yan Dan et al., 2013). Регион характеризуется обильными осадками, в основном жидкими. Среднее количество осадков за год изменяется в пределах от 1400 до 2400 мм/год (Wang Qi et

al., 2014), среднегодовые значения суммарной испаряемости изменяются в пределах от 700 до 1400 мм/год в зависимости от типа растительности и ландшафта (Li Xianghu et al., 2011).

Во влажный сезон (с марта по июнь) поверхностный сток территории отличается большим объемом, который обеспечивается обильными дождями. Время с июля по сентябрь характеризуется самой высокой суммарной испаряемостью за год, так как количество осадков в эти месяцы резко снижается. В сухой сезон, который продолжается с сентября по февраль, поверхностный сток очень низок. Также отмечено, что суммарная испаряемость в срок с июня по октябрь, хотя и в незначительной степени, но превышает количество осадков.

Рельеф водосбора оз. Поянху отличается разнообразием — от аллювиальных равнин, расположенных преимущественно в долинах рек, до горных массивов высотой до 2200 м, где располагаются истоки рек, питающих озеро (Li Xianghu et al., 2011; Ye Xuchun et al., 2013). Само озеро Поянху расположено в пределах депрессии с весьма низкими абсолютными отметками, наименьшая из которых составляет 32 м над уровнем моря (Li Xianghu et al., 2011). Пойма оз. Поянху представляет собой обширную озерно-аллювиальную равнину, сформированную, главным образом, донными осадками, которые приносят реки, впадающие в озеро.

Разнообразие рельефа обеспечивает сочетание на территории водосборного бассейна различных типов ландшафтов — горных, холмистых, равнинных, низинных. Названные ландшафты распространяются подобно кольцам вокруг оз. Поянху, начиная от ближайших к озеру низинных ландшафтов и заканчивая горными, расположенными на границе провинции Цзянси и окаймляющими водосборную площадь. Горы и холмы занимают 78 % площади провинции, и лишь 22 % территории приходится на равнины и водные бассейны (Цзянси. Российско-Китайское...). В районе исследования преобладают равнинные и холмистые ландшафты, а в непосредственной близости от озера возрастает роль низинных ландшафтов.

Основными водными объектами, которые определяют гидрологический режим в районе исследований, кроме р. Янцзы и самого оз. Поянху, являются пять питающих это озеро рек – Ганьцзян, Фухэ, Синьцзян, Жаохэ и Сюшуй. Среднегодовой сток рек водосбора оз. Поянху составляет порядка 149 400 млн. км³, что составляет16,7 % от среднегодового стока с водосборного бассейна р. Янцзы (Dong Yanyan, 2010). Истоки рек располагаются в горах на границах провинции Цзянси. Гидравлический градиент снижается по направлению течения рек от горных ландшафтов к равнинам, непосредственно окаймляющим оз. Поянху (Ye Xuchun et al., 2013).

Река Ганьцзян является крупнейшим водотоком водосбора оз. Поянху со среднегодовым стоком $678,9*10^8$ м³ (45 % от объема всего речного стока в оз. Поянху), площадью бассейна – $80~948~\text{кm}^2$ (около 50~% от общей площади водосбора оз. Поянху), протяженностью – порядка 751~км.

В результате влияния восточноазиатского муссона сток рек на данной территории в течение года распределяется весьма неравномерно. Во время сезона дождей он достигает максимальных значений и составляет около 63-79% от годового объема стока водосборного бассейна оз. Поянху (Liu Xiao-zhi et al., 2011).

Средний уровень воды в самом озере Поянху составляет 12,9 м (Dong Yanyan, 2010; Wu Long-hua et al., 2011). Однако наблюдается весьма большой разброс в значениях уровня воды в озере в течение года (в среднем от 9,8 до 15,4 м (Wu Long-hua et al., 2011)), что соответствует годовому циклу осадков. Это означает, что площадь водной поверхности и объем воды в озере также значительно меняются в разные периоды времени. С повышением уровня воды во влажный сезон пойма затапливается, из-за чего формируется обширная водная поверхность; во время сухого сезона, когда уровень воды понижается, береговая линия отступает и обнажает пойму, сокращая тем самым площадь водной поверхности. По сравнению с маловодными месяцами, объем воды в озере в период с максимальным речным стоком увеличивается в 7 – 11 раз (Wang Hongdao, 1987).

Озеро Поянху характеризуется тесной гидравлической связью с р. Янцзы, являясь основной гидрологической подсистемой бассейна этой реки. Поэтому колебания уровня воды в озере в течение года также зависят и от уровня воды в р. Янцзы. Во влажный сезон в движении воды преобладает направление с юга на север. Это происходит за счет того, что сток рек в это время увеличивается, и уровень воды в южной части озера становится выше, чем в северной, что, в свою очередь, способствует разгрузке озерных вод в р. Янцзы. С июля по сентябрь, при резком сокращении количества осадков и закономерно уменьшающимся стоке рек, происходит снижения уровня воды в южной части озера. Одновременно с этим увеличивается и уровень воды в р. Янцзы, который достигает своего максимума в середине–конце лета. В это время направление течения воды в озере изменяется, воды р. Янцзы разгружаются в оз. Поянху, и уровень воды в северной и южной частях озера выравнивается (Dong Yanyan, 2010; Feng Lian et al., 2011).

Та часть района исследований, что непосредственно примыкает к озеру и дельтам основных рек, представляет собой водно-болотную экосистему, несущую черты как наземной, так и водной экосистемы и характеризующуюся постоянной динамикой границы между водой и сушей (Lei Sheng et al., 2011). Кроме колебаний уровня воды в озере этому способствует обильное накопление донных осадков в местах впадения рек. Таким образом, по классификации А.И. Перельмана эту территорию следует отнести к аквально-супераквальным ландшафтам (Перельман, Касимов, 1999). Постоянное изменение положения береговой линии приводит к возникновению растительной зональности (Zhao Xi et al., 2011). Наиболее характерными для

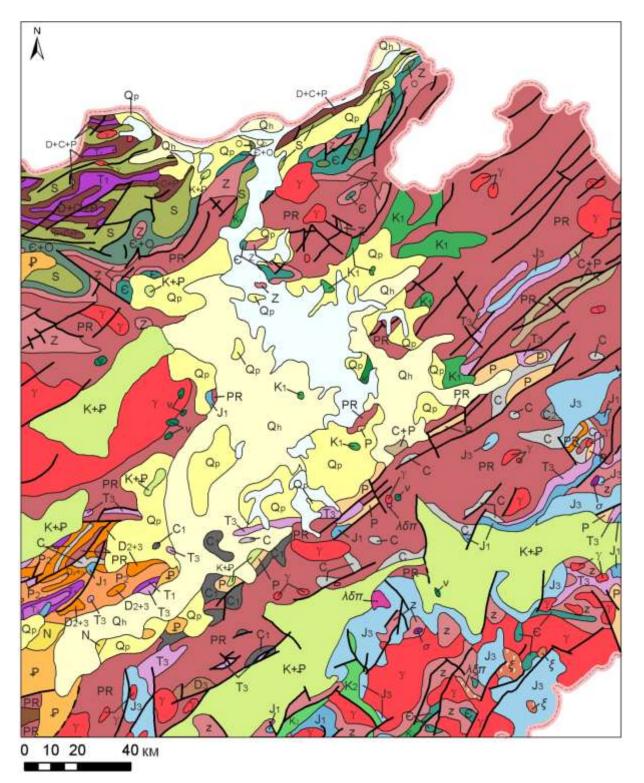
данного ландшафта являются: высокая многолетняя растительность на сезонно изменяющихся прибрежных участках рек, средняя и низкая многолетняя растительность низменных участков по берегам озера, погруженные и выходящие на водную поверхность укорененные на дне макрофиты, а также мелководные и сезонно обнажающиеся участки поймы, илистые или песчаные (Wang Lin et al., 2012).

Помимо этого, на водосборной территории оз. Поянху представлены луговые и лесолуговые ландшафты, а также влажные субтропические леса, сохранившиеся главным образом в горных районах. Для данного региона характерны вечнозеленые широколиственные, хвойные, смешанные и бамбуковые леса, кустарники и трава на горных склонах, а также болота и травяная растительность (Jiangxi sustainable..., 2010). Стоит отметить, что естественная растительность, находясь под влиянием хозяйственной деятельности, на значительных площадях замещена вторичными смешанными лесами с участием хвойных и зарослями кустарников, таким образом, данные ландшафты относятся к вторично-производным (Фортыгина, 2004).

Еще одной отличительной особенностью естественных ландшафтов является развитие их на каолинитовых корах выветривания с включениями гидроксидов Fe, реже Al (Hong Hanlie et al., 2010). Далее в тексте подобные ландшафты будут называться красноземами. Присутствие в составе почвенного покрова гидроксидов Fe и Al придает ему красноватый и красноватобурый оттенок.

Исследуемый район располагается в пределах двух тектонических блоков. Северная часть относится к юго-восточной окраине Южно-Китайской древней платформы, южная – к Катазитской складчато-покровной системе, сформировавшейся в позднекаледонскую эпоху тектогенеза. Результатом столкновения этих структур является тектонический пояс Ганьхан (Yu Xinqi et al., 2006), который протянулся по территории провинции Цзянси с северо-востока на юго-запад.

В геологическом строении района исследований участвуют образования всех геологических систем. Коренные породы, слагающие горные массивы, окружающие озеро, и относительно возвышенные территории, представлены алевролитами, аргиллитами, сланцами, туфогенными песчаниками, туффитами, роговиками и полимиктовыми конгломератами протерозойского возраста, прорванными гранитоидами и изредка магматическими породами основного состава (рис. 3.2).



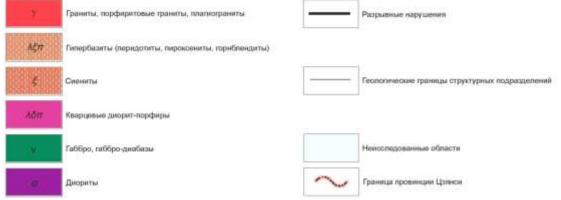
Карта составлена сотрудниками Бюро геологоразведки и разработки минеральных ресурсов провинции Цзянси (The geological map..., 1996)

Рисунок 3.2 – Геологическая карта района исследований

Условные обозначения приведены на следующей странице

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ





Отмечено, что территория провинции Цзянси отличается повсеместным распространением магматических пород. Основу составляют породы кисло-среднего и кислого состава, широко распространены гранитоиды (Geological memoirs..., 1984). Из магматических пород представлены перидотиты, пироксениты, амфиболиты, диориты, габбро, габбро-диабазы, сиениты. Однако наиболее распространены породы кислого состава, чьи обширные выходы приурочены к тектоническому поясу Ганьхан на юго-востоке рассматриваемой провинции и, кроме того, проявлены в ее западной части (рис. 3.2).

На древних протерозойских образованиях развиты отложения осадочного чехла, сложенного преимущественно породами мезозоя и кайнозоя, и реже палеозоя.

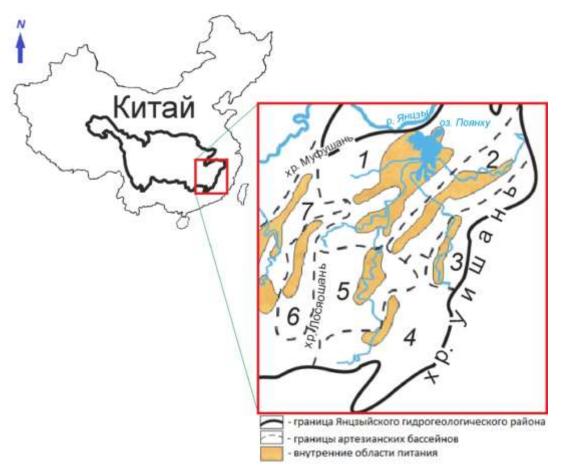
В непосредственной близости от русла р. Янцзы (на север и северо-запад от оз. Поянху) распространены карбонатные породы. Представлены кембрийские известняки с прослоями углеродсодержащих и глинистых сланцев, известняки и мергели ордовикского возраста, силурийские органогенно-обломочные известняки, переслаивающиеся с фосфоритами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и сланцами, нерасчлененные отложение девона, карбона и перми, представленные доломитами, известняками и мергелями, переслаивающимися с конгломератами, песчаниками, алевролитами, сланцами и туффитами, а также триасовые известняки и доломиты с прослоями аргиллитов (Geological memoirs..., 1984).

На западе, юге и юго-востоке района исследований развиты нерасчлененные толщи песчаников, алевролитов, аргиллитов и конгломератов мел-палеогенового возраста, заполняющие главным образом небольшие депрессии. Местами эти отложения являются красноцветными, представленными сцементированной корой выветривания, состоящей из каолинита с примесью гидроксидов Fe, реже Al. Гиббсит встречается редко на останцах коренных пород небольшого размера, сложенных диабазами и андезитами. Нерасчлененные толщи мела и палеогена наиболее широко развиты на юге, юго-востоке от оз. Поянху в районе тектонического пояса Ганьхан, к которому также приурочены выходы юрских песчаников, алевролитов и аргиллитов, в том числе известковых, с вкраплениями туфогенных пород и вулканических пород верхней юры. В меньшей степени в районе тектонического пояса Ганьхан распространены древние отложения синийской системы и кембрия.

Наиболее низкие участки территории заполнены четвертичными отложениями средней мощностью 20–25 м (максимально до 150 м), которая увеличивается в низменности по мере приближения к озеру, а также в долинах рек. Четвертичные отложения сложены преимущественно аллювиально-озерными отложениями – продуктами химического и физического выветривания коренных пород – глинами, суглинками, песками, гравием разной степени окатанности. Отложения верхних надпойменных террас (III и IV) часто представляют

собой красноцветную кору выветривания. Четвертичные глины представлены в основном каолинитом, реже иллитом и монтмориллонитом. Почвы и продукты современного выветривания также содержат монтмориллонит, иллит и каолинит, реже хлорит.

Гидрогеологические условия. Водосборный бассейн оз. Поянху и окружающие его горные массивы располагается в пределах Янцзыйского гидрогеологического района в его крайней восточной части. На его территории выделяются пять основных межгорных артезианских бассейнов. Район исследований охватывает преимущественно территорию Наньчанского, и в меньшей степени Восточно-Наньчанского артезианских бассейнов. Сюйцзянский артезианский бассейн расположен к востоку от района исследований. Восточно-Хэньянский, Средне-Ганьцзянский и Верхне-Ганьцзянский артезианские бассейны расположены к югу от района исследований; на западе от границ водосборного бассейна оз. Поянху расположен Хэньянский артезианский бассейн (рис. 3.3).



Артезианские бассейны: 1 — Наньчанский, 2 — Восточно-Наньчанский, 3 — Сюйцзянский, 4 — Верхне-Ганьцзянский, 5 — Средне-Ганьцзянский, 6 — Восточно-Хэньянский, 7 — Хэньянский.

Рисунок **3.3** — Схема гидрогеологического районирования восточной части Янцзыйского гидрогеологического района (Гидрогеология Азии, 1974)

На исследуемой территории водовмещающими породами главным образом являются алюмосиликаты разного петрографического состава и возраста.

Внешними областями питания, находящимися на окраинах Наньчанского и Восточно-Наньчанского артезианских бассейнов, являются прилегающие к ним части поднятий, которые представлены горами Хуайюйшань на северо-востоке, Уишань на востоке, Дагэнлин и Цзюляньшань на юге, хребтом Лосяошань на западе, и хребтами Муфушань и Цзюлиншань на северо-западе. Подземные воды внешней области питания формируются в древних, в основном протерозойских, реже палеозойских, породах зоны экзогенной трещиноватости и разрывных нарушений, а в районах развития известняков, кроме этого, еще и в карстовых полостях.

Карбонатные породы наиболее водообильны — удельные дебиты скважин достигают 10 л/с и более. Они представлены известняками и доломитами палеогенового возраста — кембрийского, ордовикского, девонского, каменноугольного и пермского, и реже отложениями триасового возраста. Однако первые от поверхности водоносные горизонты карбонатного состава распространены в районе исследований только локально, преимущественно к северу, северу-западу от оз. Поянху и не охвачены сетью опробования.

Наиболее водообильными в зоне экзогенной трещиноватости являются породы, которые приурочены к зонам контактов осадочно-метаморфических и интрузивных образований (Гидрогеология Азии, 1974). Так, в районе развития массива интрузивных пород кислого состава к западу от оз. Поянху удельные дебиты скважин достигают своего максимума для водовмещающих пород, залегающих в зоне экзогенной трещиноватости и разрывных нарушений. В целом же водовмещающие породы внешней области питания характеризуются как слабоводоносные и весьма слабоводоносные.

Внутренние области питания представляют собой межгорные впадины и депрессии, где водоносными являются рыхлые и пористые толщи песчано-глинистых и эффузивных пород мезозойского, палеогенового, неогенового и четвертичного возраста, а также трещинно-пористые отложения древних и современных красноцветных кор выветривания. Наиболее распространены песчано-глинистые четвертичные отложения и красноцветные коры выветривания мелового и палеогенового возраста. Мощность мезозойских и кайнозойских отложений в Наньчанском артезианском бассейне нередко достигает нескольких километров в виду того, что глубина погружения фундамента во впадинах здесь весьма значительна.

Четвертичные отложения внутренних областей питания характеризуются невыдержанностью состава в разрезе и по простиранию. Они представлены в основном глинами, суглинками, песками и гравием разной степени окатанности, и реже красноцветными корами выветривания. Их мощность изменяется от нескольких метров до 150 м в долинах рек и

по мере приближения к оз. Поянху. Этими факторами обуславливаются их неравномерная водоносность и наличие, наряду с безнапорными, напорных вод (Гидрогеология Азии, 1974). Наиболее водообильными являются четвертичные аллювиальные и аллювиально-озерные песчано-глинистые отложения к западу и юго-западу от оз. Поянху (удельный дебит скважин 1–10 л/с, на локальных участках – более 10 л/с), приуроченные к бассейнам рр. Ганьцзян и Фухэ и к дельте р. Сюшуй, и к юго-востоку от оз. Поянху, относящихся к бассейнам рр. Синьцзян и Жаохэ. Трещинно-поровые отложения красноцветных кор выветривания мелового и палеогенового возраста внутренних областей питания характеризуются весьма слабой водоносностью (удельные дебиты скважин не превышают 0,1 л/с). Однако в целом изучаемую территорию можно охарактеризовать как высокообеспеченную пресными подземными водами (Гидрогеология Азии, 1974).

На исследуемой территории отмечается высокая интенсивность водообмена - среднее значение модуля подземного стока ($M_{\text{под}}$) составляет около 20 л/с*км². Это способствует формированию здесь низкоминерализованных ультрапресных и умереннопресных подземных вод преимущественно гидрокарбонатного кальциевого и натриево-кальциевого состава. Пресные подземные воды в районе исследований обычно залегают на небольшой глубине (от 2 до 10 м). Но встречаются и подземные воды более глубокого залегания – до 20 м и более.

Основным источником восполнения ресурсов подземных вод является инфильтрация атмосферных осадков и, вероятно, потери поверхностного стока. Вследствие того, что на некоторых реках с зарегулированным стоком уровень воды постоянно выше естественного, подпитывание подземных вод поверхностными возможно не только в периоды паводков, но и в другие сезоны года. На основании этого, предполагается, что доля участия поверхностных вод в питании подземных вероятно весьма значительна (Гидрогеология Азии, 1974).

Подземные воды глубоких горизонтов разгружаются по зонам разломов и через литологические окна. Разгрузка же подземных вод зоны активного водообмена и частично замедленного водообмена происходит в речную и озерную сети (Гидрогеология Азии, 1974).

3.1.2 Химический состав природных вод

Гидрогеохимическое опробование на территории исследований проводилось в 2011, 2013-2015 гг. Объектом исследования являлись преимущественно грунтовые воды. Пробы отбирались из бытовых колодцев, скважин и родников. Общее количество проб подземных вод за указанный период составляет 132. Также были отобраны пробы поверхностных вод из рек Сюшуй, Ганьцзян, Фухэ, Жаохэ, Чжишуй (8 проб) и оз. Поянху (2 пробы). С целью изучения особенностей миграции микрокомпонентов для проведения процедуры фильтрации были

отобраны пробы грунтовых вод из частных и общественных скважин и колодцев (18 проб) и поверхностных вод - из рек Ганьцзян и Сюшуй и оз. Поянху (5 проб).

Подземные воды района озера Поянху являются ультрапресными (минерализация до 200 мг/л) и умеренно пресными (минерализация 200–500 мг/л), лишь в нескольких точках минерализация вод превышает 500 мг/л. Средняя минерализация для подземных вод района исследований составляет 183 мг/л. Максимальная минерализация рассматриваемых вод составляет 800 мг/л.

Кислотно-щелочные свойства вод изменяются в широких пределах, величина рН варьируется от 4,5 до 7,7, среда изменяется преимущественно от кислой до нейтральной (табл. 3.1). В отдельных точках величина рН повышается, и среда становится слабощелочной. Средняя величина рН исследуемых вод составляет 6,2. По мере роста минерализации закономерно возрастает рН вод. Наиболее значительный рост рН отмечается в ультрапресных водах, а в водах с более высокой минерализацией этот рост замедляется (рис.3.4).

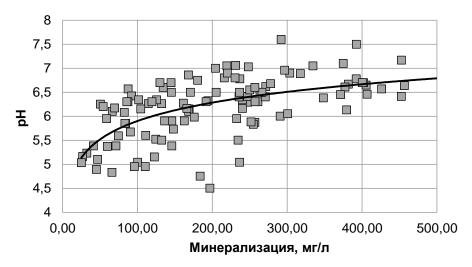


Рисунок 3.4 – Зависимость значений pH от общей минерализации исследуемых подземных вод

Величина Еh в рассматриваемых водах изменяется от -91 до 382 мВ, то есть преобладают воды с окислительной обстановкой (Eh>100 мВ). Значения Eh менее 100 мВ характерны, главным образом, для подземных вод района, расположенного к западу от оз. Поянху в бассейнах рек Ганьцзян и Сюшуй.

Таблица 3.1 – Химический состав природных вод водосборной территории оз. Поянху, мг/л

Компонент	По	одземнь Мах	е воды	Поверхностные воды Міп Мах Среднее			Среднее для подземных вод зоны гипергенеза провинции субтропического климата (Шварцев, 1998)	Кларк речной воды ¹
pН	4,5	7,7	6,2	6,4	7,3	6,9	6,9	_
Еh, мВ	-91	382	194	51	270	143	_	_
HCO ₃	2,4	353	50,5	12,2	43,9	33,5	119	_
SO ₄ ²⁻	0,16	148	10,4	7,50	22,4	13,2	6,2	_
Cl ⁻	0,99	102	14,2	2,60	17,2	9,37	8,2	5,5
NO ₂	0,01	4,3	0,02	<0,01	3,15	0,91	_	_
NO ₃	0,1	206	17,9	0,93	7,75	3,90	2,4	_
PO ₄ ³⁻	<0,01	1,8	0,05	<0,05	0,49	0,14	0,18	_
F ⁻	0,01	1,4	0,07	0,04	0,36	0,22	0,37	0,1
Br ⁻	0,01	0,69	0,05	<0,02	0,11	0,04	_	0,02
Ca ²⁺	1,8	98,2	19,0	5,39	16,8	12,7	19,8	12
Mg ²⁺	0,23	55,2	5,5	1,29	3,35	2,29	9,3	2,9
Na ⁺	1,0	58,3	12,1	1,30	10,9	6,84	12,5	5,0
K ⁺	0,23	76,0	2,7	1,32	2,88	2,00	2,4	2,0
NH ₄ ⁺	<0,05	6,4	0,10	0,09	0,58	0,25	0,14	_
Si	1,3	35,9	7,3	4,0	4,5	4,3	10,8	_
$Mин^2$	25,1	500	183	35,2	116	83,8	203	_
CO _{2 (CB.)}	3,5	141	18,2	1,70	15,8	5,53	_	_
Сорг	0,34	7,6	1,2	1,45	3,56	2,34	8,2	_
Количество проб	122			10		_	_	

Примечания

¹по А. П. Виноградову (1967), с дополнениями по В. Н. Иваненко, В. В. Гордееву, А. П. Лисицину (1979) и В. В. Гордееву (1983) (Соловов и др., 1990); ² Мин – минерализация; «—» – данные отсутствуют.

С ростом минерализации, согласно рисунку 3.5 а, закономерно увеличиваются концентрации практически всех катионов за исключением калия. При этом в ультрапресных водах в ионном составе сложно выделить доминирующий катион, в то время как в водах с минерализацией более 200 мг/л преобладающим катионом является кальций. На начальных стадиях формирования химического состава катионный состав вод во многом определяется составом вмещающих горных пород (Шварцев, 1998). Следует отметить особенность поведения

иона магния, концентрация которого имеет незначительную, но очевидную тенденцию к снижению при повышении минерализации до 600 мг/л (Солдатова и др., 2014).

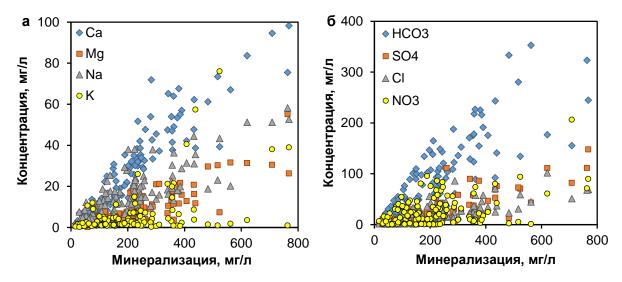


Рисунок 3.5 — Зависимость концентрации основных катионов (a) и анионов (б) в подземных водах от их минерализации

Содержания натрия, кальция и магния составляют 1,0–58,3 мг/л, 1,8–98,2 мг/л и 0,2–55,2 мг/л соответственно, что в целом соответствует средним концентрациям соответствующих элементов в подземных водах провинции субтропического климата по данным (Шварцев, 1998). Однако, средняя концентрация магния в подземных водах значительно ниже, чем концентрации натрия и кальция (табл. 3.1). В отдельных точках отмечаются аномально высокие концентрации калия (до 76 мг/л). Повышенные концентрации калия в подземных водах приурочены к точкам опробования, расположенным в бассейнах рек Ганьцзян, Сюшуй и Фухэ к западу – юго-западу от оз. Поянху, и, в меньшей степени, в междуречье рек Синьцзян и Жаохэ, к юго-востоку от озера.

В анионном составе доминирующим является гидрокарбонат-ион, особенно в водах с минерализацией более 200 мг/л (рис. 3.5 б), зачастую в рассматриваемых водах отмечаются высокие концентрации сульфат-иона, хлорид-иона, нитрат-иона.

Концентрации сульфат-иона в исследуемых подземных водах изменяются от 0,16 до $148 \, \mathrm{мг/л}$, при среднем $10,4 \, \mathrm{мг/л}$. Воды с повышенными содержаниями сульфат-иона приурочены к северной части района исследований, а также к междуречью рек Ганьцзян и Фухэ. В меньшей степени повышенные концентрации $\mathrm{SO_4}^{2^-}$ распространены в подземных водах, отобранных в междуречье рек Ганьцзян и Сюшуй. Содержание хлорид-иона изменяется от 0,99 до $102 \, \mathrm{мг/л}$.

Отличительной особенностью рассматриваемых подземных вод является значительное

содержание соединений азота — нитратов, нитритов и иона аммония. Концентрация нитрат-иона в пределах района исследований изменятся от 0,1 до 206 мг/л. Концентрация NO₃⁻ практически не коррелирует со значением минерализации (рис. 3.5). Максимальная концентрация NO₃⁻ наблюдается в точке J11 и составляет 206,3 мг/л. Повышенные относительно среднего для исследуемой территории значения концентрации нитратов (17,9 мг/л) отмечаются почти в половине точек опробования. Для анализа особенностей формирования химического состава вод в рассматриваемых природно-климатических условиях воды с повышенными концентрациями указанных анионов не учитывались, т.к. идентифицированы нами как воды антропогенных ландшафтов (Shvartsev et al, 2016).

Концентрация аммония изменяется от значений ниже предела обнаружения (0,05 мг/л) до 6,4 мг/л. Точки опробования подземных вод, характеризующихся повышенными концентрация иона аммония, концентрируется главным образом в нижнем течении р. Ганьцзян, где, помимо прочего, формируются особые окислительно-восстановительные условия – Eh < 100 мВ, способствует восстановленных что накоплению форм соединений Восстановительные условия среды также способствуют накоплению значительных концентраций Fe²⁺ в исследуемых подземных водах.

Опробование вод производилось, в основном, во время сухого сезона, когда испарительное концентрирование могло оказывать влияние на формирование химического состава рассматриваемых вод. В октябре и ноябре, когда была отобрана основная часть проб подземных вод, есть особые предпосылки к этому, поскольку октябрь и ноябрь непосредстенно следует за периодом, когда величина суммарной испаряемости достигает своего максимума и превышает количество атмосферных осадков (Ye Xuchun et al., 2013). При этом согласно 1982) испарительное Дриверу (Drever. концентрирование должно приводить пропорциональному росту концентраций хлорид-иона и других компонентов химического состава, однако в значительно меньшей степени, чем это свойственно районам с аридным климатом. На рисунке 3.6 такая зависимость четко проявляется для иона натрия, в меньшей степени для ионов кальция и магния. Точки на рисуках 3.6е и 3.6ж лежат несколько выше и ниже линии, соответсвующей пропорциональному концентрированию, однако слабая тенденция роста концентраций все же отмечается. Подобная тенденция характерна и для сульфат-иона (рис.3.6б) (Солдатова и др., 2014).

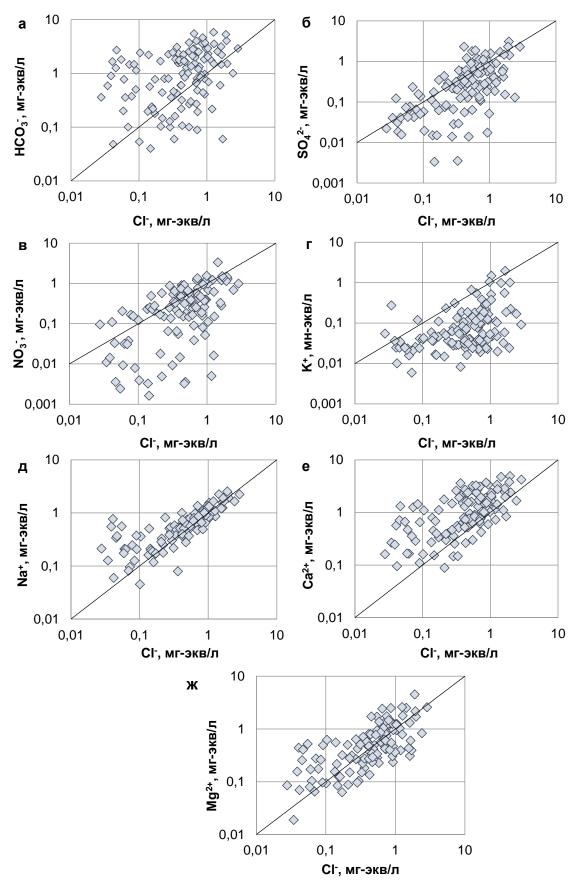


Рисунок 3.6 – Зависимость концентрации HCO_3^- (а), SO_4^{2-} (б), NO_3^- (в), K^+ (г), Na^+ (д), Ca^{2+} (е), Mg^{2+} (ж) от содержания Cl^- в подземных водах

Полным отсутствием тенденции к простому концентрированию характеризуется поведение гидрокарбонат-иона (рис. 3.6 а). Вероятно, это связано с тем, что рост концентрации гидрокарбонат-иона происходит за счет реакции нейтрализации щелочности СО2, что делает процесс обогащения подземных вод НСО₃ более сложным, чем в случае простого перехода элементов в раствор в результате растворения горных пород. Также тенденция к испарительному концентрированию отсутствует в поведении иона калия (рис. 3.6 г), которое формируется под влиянием как процессов растворения-осаждения минералов, так и процессов поглощения живыми организмами в верхних горизонтах зоны гипергенеза, поскольку калий является дефицитным элементом для растений (Перельман, Касимов, 1999). Кроме того на поведение калия может оказывать влияние антропогенные факторы, например, внесение калийных удобрений, о чем свидетельствуют аномально высокие концентрации в некоторых точках опробования. Вероятно, те же факторы оказывают влияние и на концентрацию и поведение нитрат-иона, для которого обнаруживается лишь незначительная тенденция к испарительному концентрированию (рис. 3.6 в). Таким образом, говорить сколько бы значимом испарительного влиянии процессов концентрирования на формирование состава рассматриваемых вод не приходится.

Для установления возможных источников поступления химических элементов в раствор были построены зависимости, представленные на рисунке 3.7. Растворение сульфатных минералов, например гипса и ангидрита, как основной процесс обогащения вод соответствующими химическими элементами маловероятно, о чем свидетельствует зависимость на рисунке 3.7 а. Однако, согласно зависимости на рисунке 3.7 б обогащение вод сульфат-ионом, а также хлорид-ионом происходит в том числе и за счет взаимодействия вод с горными породами, о чем свидетельствует пропорциональный рост их концентрации с увеличением содержания катионов. Частичное обогащение вод сульфат-ионом может происходить за счет окисления сульфидных минералов (Солдатова и др., 2014).

В пределах рассматриваемой территории карбонатные отложения распространены локально или вне района исследований к северо и северо-западу от оз. Поянху, поэтому карбонатные породы как основной источник химических элементов в исследуемых водах рассматривать нельзя, что и подтверждается зависимостью на рисунке 3.7 б.

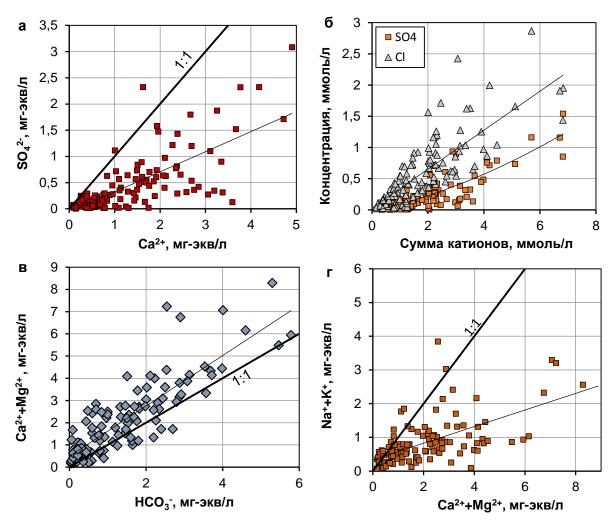


Рисунок 3.7 – Зависимость концентраций основных компонентов химического состава подземных вод друг от друга: а. Ca^{2+} от SO_4^{2-} ; б. Сумма катионов от SO_4^{2-} и Cl^- ; в. HCO_3^- от $Ca^{2+}+Mg^{2+}$; г. $Ca^{2+}+Mg^{2+}$ от Na^++K^+

Особенностью рассматриваемых вод является низкое содержание органических веществ. Концентрация C_{opr} изменяется в пределах 0,3-7,6 мг/л при среднем значении 1,2 мг/л (табл. 3.1). Биологическая продуктивность ландшафтов в пределах исследуемой территории высока и составляет порядка 2000-2500 т/год*км² (Перельман, Касимов, 1999). Однако активный водообмен и высокая среднегодовая температура способствует протеканию процессов минерализации органического вещества. Так, парциальное давление CO_2 в почвах может достигать $10^{-1,5}$ – $10^{-2,5}$ атм, т.е. в 100 раз выше, чем в атмосфере. Эти факторы способствуют формированию кислой и слабокислой среды в подземных водах.

По соотношению основных ионов в пределах исследуемой территории выделяются разнообразные химические типы, локально иногда не характерные для данных природно-климатических условий, а именно, сульфатно-гидрокарбонатных и сульфатно-хлоридно-

гидрокарбонатных и других по анионному составу, и калиево-натриево-кальциевых, кальциево-калиевых, кальциево-натриево-калиевых по катионному составу (рис. 3.8 а) (Солдатова и др., 2014).

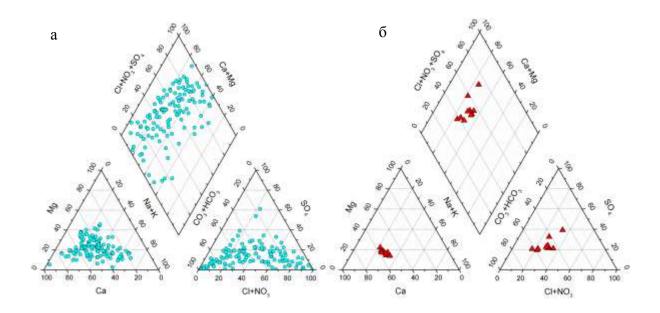


Рисунок 3.8 – Диаграмма Пайпера с нанесением данных по химическому составу подземных вод (a) и поверхностных вод (б)

Значительные вариации химического состава рассматриваемых подземных вод свидетельствуют о сложном влиянии на процессы формирования их состава различных факторов (Sun Zhanxue et al., 2014 (b), Soldatova et al., 2014).

На основе анализа коэффициентов ранговой корреляции Спирмена (табл. 3.2) выявлена тесная взаимосвязь (r>0,7) в поведении катионов кальция и магния с сульфат-ионом и гидрокарбонат-ионом, в то время как для иона хлора характерна тесная взаимосвязь с натрием. В виду отсутствия в пределах изучаемой территории сколь-нибудь значимых отложений солей, которые могут быть источниками ионов хлора и натрия, из полученных корреляционных зависимостей можно сделать вывод о различных процессах обогащения подземных вод этими группами компонентов. Вероятнее всего, доминирующая роль в обогащении исследуемых подземных вод HCO_3^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} принадлежит естественным процессам, происходящим в системе вода—порода.

Значительная корреляционная взаимосвязь (0,5 < r < 0,7) прослеживается также в парах Cl^- и NO_3^- , Na^+ и NO_3^- , что подтверждает существенное влияние антропогенного фактора на обогащение подземных вод Cl^- и Na^+ . При этом не следует исключать влияние природных процессов на обогащение подземных вод Cl^- и Na^+ , т.к. отмечается значительная положительная

корреляция между этими элементами и концентрациями HCO_3^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} . Тесная взаимосвязь показателя pH с концентрацией HCO_3^- , значительная взаимосвязь pH и концентраций Ca^{2+} и Mg^{2+} и умеренная, но статистически значимая, взаимосвязь pH и SiO_2 указывают, на то, что кислотно-щелочные свойства формируются преимущественно в результате взаимодействия вод с горными породами (Солдатова и др., 2014).

Таблица 3.2 — Коэффициенты ранговой корреляции Спирмена между компонентами химического состава исследуемых подземных вод

	pН	HCO ₃	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₂	NO ₃	NH_4^+	Ca ²⁺	Mg^{2+}	Na ⁺	\mathbf{K}^{+}	CO_2	SiO ₂	Min*
pН	1,00													
HCO ₃	0,83	1,00												
Cl	0,18	0,36	1,00											
SO ₄ ²⁻	0,44	0,55	0,63	1,00										
NO ₂	0,05	0,02	0,20	0,17	1,00									
NO ₃	-0,12	-0,17	0,58	0,36	0,23	1,00								
NH ₄ ⁺	0,05	0,20	0,04	-0,12	0,23	-0,27	1,00							
Ca ²⁺	0,68	0,83	0,63	0,75	0,14	0,26	-0,06	1,00						
Mg^{2+}	0,59	0,75	0,69	0,74	0,23	0,28	0,13	0,82	1,00					
Na ⁺	0,22	0,44	0,85	0,61	0,20	0,50	0,11	0,59	0,68	1,00				
K^{+}	0,14	0,14	0,45	0,42	0,34	0,42	0,06	0,29	0,27	0,43	1,00			
CO_2	-0,37	-0,01	0,21	-0,06	-0,05	-0,17	0,38	-0,19	0,01	0,36	0,11	1,00		
SiO ₂	0,42	0,44	0,04	0,22	-0,18	-0,29	0,17	0,12	0,27	0,18	0,09	0,20	1,00	
Min*	0,64	0,82	0,74	0,77	0,18	0,33	0,05	0,95	0,89	0,76	0,38	-0,01	0,23	1,00

Примечания

жирным курсивом отмечены коэффициенты корреляции, принятые на уровне значимости α <0.01.

Поверхностные воды бассейна оз. Поянху являются ультрапресными, их минерализация изменяется от 35,2 до 116 мг/л при среднем значении 83,8 мг/л (табл. 3.1). Поверхностные воды характеризуются околонейтральной реакцией среды, показатель рН изменяется незначительно от 6,4 до 7,3. Среднее значение рН составляет 6,9. Значения Еh изменяются от 51 до 270 мВ при среднем 143 мВ.

В химическом составе поверхностных вод преобладающим среди катионов является Ca^{2+} , велика также доля Na^+ , для которых характерна сильная линейная взаимосвязь с минерализацией. Концентрации Mg^{2+} и K^+ составляют 1,3–3,4 мг/л и 1,3–2,9 мг/л, соответственно, и практически не изменяются с ростом минерализации. Анионный состав поверхностных вод разнообразен, здесь отмечаются гидрокарбонатные, хлоридногидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные химические типы вод, однако преобладающим анионом остается HCO_3^- , лишь в одной точки опробования концентрация сульфат-иона превышает концентрацию остальных анионов. С ростом

^{*}Min – минерализация;

минерализации концентрации основных анионов, за исключением NO_3 , также увеличиваются (рис. 3.8 б). Таким образом, основной вклад в значение минерализации поверхностных вод вносят Ca^{2+} , Na^+ , HCO_3 , SO_4^{2-} и Cl. Следует отметить, что поведение анионов в поверхностных водах носит более сложный характер, чем поведение катионов: рост их концентраций значительно хуже аппроксимируется линейной функцией. Вероятно, это обусловлено комплексным влиянием природных и антропогенных факторов на обогащение вод этими элементами.

В целом же можно отметить, что химический состав опробованных поверхностных вод достаточно однороден, концентрации основных компонентов изменяются незначительно по сравнению с аналогичными в подземных водах. Также следует отметить, что средние концентрации химических элементов в поверхностных водах водосборного бассейна оз. Поянху соответствуют кларку речных вод (Соловов и др., 1990).

Распространенность микрокомпонентов в подземных и поверхностных водах представлена в таблице 3.3. Подземные воды района исследований обеднены по сравнению с поверхностными водами Li, B, Al, V, W и U и обогащены Be, Si, Sc, Mn, Fe, Co, As, Se, Y, Ba, Re и редкоземельными элементами (табл. 3.3). При этом концентрации Fe и Mn в подземных водах более чем на порядок превышают аналогичные в поверхностных водах. Высокие концентрации железа и марганца коррелируют с высокими содержаниями мышьяка и наблюдаются в водах, в которых формируется глеевая геохимическая обстановка. Полученные концентрации микрокомпонентов в подземных водах сопоставимы с данными других авторов (табл. 3.3) (Zheng Zhaohua, 1997), отличия отмечаются для Li Mn, Fe, Ni, As, Sr, Mo.

Таблица 3.3 – Микрокомпонентный состав природных вод водосбора оз. Поянху, мг/л

	Концентр	рания ¹			Среднее для	
Элемент	Подземные воды	Поверхностные воды	Средняя концентрация по Цзэну ²	Кларк речной воды ³	подземных вод зоны гипергенеза провинции субтропическо го климата (Шварцев, 1998)	
Li	<u>0,00022 - 0,01451</u> 0,00106	<u>0,00446 – 0,00700</u> 0,00560	0,01483	0,0025	0,0022	
Be	<0,00003 - 0,00035 0,00007	<0,00003	0,00017	ı	<0,0001	
В	$\frac{0,0018 - 0,0389}{0,0044}$	<u>0,0042 - 0,0169</u> 0,0143	_	0,02	0,038	
Al	<0,001 - 0,98 0,008	0,004 - 0,017 0,006	_	0,16	0,147	
Si	<u>4,4 - 19,4</u> 11,1	<u>4,0 – 4,5</u> 4,3	7,68	6	10,1	
Sc	<u>0,0001 – 0,0006</u> 0,0003	<u>0,0001 - 0,0002</u> 0,0001	_	0,000006	_	
Ti	<0,001 - 0,007 0,002	<u>0,001 – 0,011</u> 0,001	0,001	0,003	0,003	
V	<0,0001 - 0,0271 0,0002	<u>0,0009 – 0,0010</u> 0,0009	0,0001	0,001	0,001	
Mn	0,004 - 4,945 1,164	0,029 - 0,045 0,040	0,015	0,01	0,042	
Fe	$\frac{0.02 - 56.04}{2.7}$			0,04	0,25	
Со	<u>0,00008 – 0,00823</u> 0,00047	<u>0,00008 – 0,00014</u> 0,00009	0,00018	0,0003	0,00041	
Ni	<0,0001 - 0,0075 0,0015	0,0010 - 0,0011 0,0011	0,0005	0,0025	0,005	
Cu	<0,0005 - 0,0009 0,0003	<u><0,0005 - 0,0009</u> 0,0006	0,0003	0,007	0,005	
Zn	<0,002 - 0,021 0,007	<0,002 - 0,012 0,005	0,004	0,02	0,037	
Ga	<u>0,00001 – 0,00016</u> 0,00004	<u>0,00002 - 0,00004</u> 0,00002	_	0,0001	<0,001	
As	$\frac{0,0001 - 0,0773}{0,01407}$	<u>0,00114 - 0,00203</u> 0,00188	0,00068	0,002	<0,002	
Se	<0,0005 - 0,0021 0,0008	<u><0,0005 - 0,0006</u> 0,0003	_	0,0002	0,00013	
Rb	<u>0,00061 - 0,03904</u> 0,00815	<u>0,00219 – 0,00638</u> 0,00605	-	0,00002	0,002	
Sr	$\frac{0,0249 - 0,2723}{0,1135}$	<u>0,0409 – 0,0553</u> 0,0539	0,0288	0,05	0,047	
Y	<u>0,000007 - 0,000584</u> 0,000154	<u>0,000019 - 0,000529</u> <u>0,000031</u>	_	0,0007	_	
Mo	<0,0005 - 0,0084 0,0013	<u>0,0008 – 0,0020</u> 0,0019	0,00007	0,001	0,002	
Cd	<0,000005 - 0,001066 0,000026	<u>0,000016 - 0,000042</u> <u>0,000037</u>	0,000031	0,0002	<0,0003	
Sn	<0,00001 - 0.00005 0,00001	<0,00001 - 0.00005 0,00001	_	0,00004	<0,0005	
Cs	<0,000005 - 0,000245 0,000081	<u>0,000073 - 0,000110</u> 0,000097	_	0,00003	_	

Продолжение таблицы 3.3

	Концентр	рация ¹			Среднее для
Элемент	Подземные воды	Поверхностные воды	Средняя концентрация по Цзэну ²	Кларк речной воды ³	подземных вод зоны гипергенеза провинции субтропическо го климата (Шварцев, 1998)
Ba	$\frac{0.0188 - 0.2859}{0.0987}$	0,0213 - 0,0236 0,0227	_	0,03	0,009
La	<0,000005 - 0,000551 0,000123	<0,000005 - 0,000308 0,000018	-	0,00005	_
Ce	<0,000005 - 0,000895 0,000112	<0,000005 - 0,000733 0,000027	_	0,00008	_
Pr	<0,000005 - 0,000087 0,000025	<0,000005 - 0,000078 0,000005	-	0,000007	_
Nd	<0,000005 - 0,000331 0,000094	<u>0,000005 - 0,000301</u> 0,000018	_	0,00004	_
Sm	<0,000005 - 0,000063 0,000018	<0,000005 - 0,000072 0,000005	_	0,000008	_
Eu	<0,000005 - 0,000033 0,000014	<0,000005 - 0,000 0,000003	_	0,000001	_
Gd	<0,000014 <0,000005 - 0,000079 0,000022	<0,000005 <0,000005 - 0,000074 0,000005	_	0,000008	_
Tb	<0,0000022 <0,000005 - 0,000011 0,000004	<0,000003 <0,000005 - 0,000012 0,000003	_	0,000001	_
Dy	<0,000005 - 0,000061	<0,000005 - 0,000080	_	0,000005	_
Но	0,000016 <0,000005 - 0,000013	0,000003 <0,000005 - 0,000019	_	0,000001	_
Er	0,000005 <0,000005 - 0,000039	0,000003 <0,000005 - 0,000067	_	0,000004	_
Yb	0,000010 <0,000005 - 0,000030	0,000003 <0,000005 - 0,000085		0,000004	
	0,000008 <0,000005 - 0,000272	0,000003 0,000553 - 0,000650	_	· -	_
W	0,000038 <0,000005 - 0,000029	0,000601 <0,000005 - 0,000005	_	0,00003	_
Re	0,000008	0,000003	-	_	_
Tl	<0,000005 - 0,000105 0,000025	<u>0,000009 - 0,000042</u> 0,000038	_	0,001	_
Pb	<0,00005 - 0,00441 0,00005	<0,00005 - 0,00036 0,00003	0,00027	0,001	0,002
U	<0,000005 - 0,000127 0,000031	0,000145 - 0,000191 0,000157		0,0005	0,0009
Количество проб	72	10	-	_	-

«-» – данные отсутствуют.

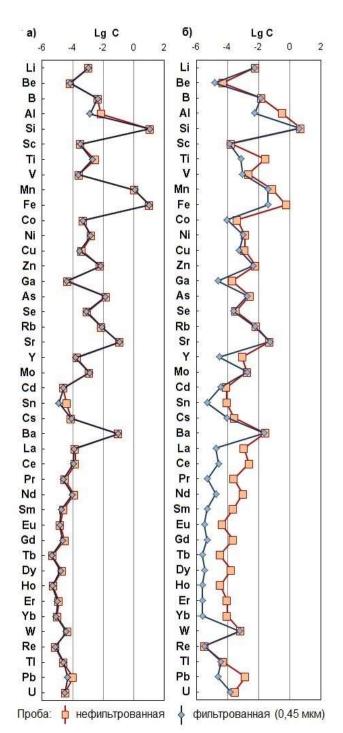
При сопоставлении концентраций химических элементов в рассматриваемых подземных средними содержаниями в подземных водах провинции тропического и субтропического климата для большинства компонентов выявлены соответствия. Лишь

Примечания в числителе дроби – минимальное и максимальное содержание, в знаменателе – среднее значение; ¹ приведены концентрации в растворенной форме (после фильтрации через мембрану с размером пор 0,45 мкм);

² средние концентрации химических элементов в подземных водах равнинной части водосборного бассейна оз. Поянху согласно Чж. Цзэну (Zheng Zhaohua, 1997);

³ по А.П.Виноградову (1967), с дополнениями по В.Н.Иваненко, В.В.Гордееву, А.П.Лисицину (1979) и В.В.Гордееву (1983) (Соловов и др., 1990);

концентрации Li, Mn, Fe, Se, Sr, Ва в рассматриваемых подземных водах несколько выше, чем



Примечание — С-концентрация, мг/л Рисунок 3.9 — Средние концентрации микрокомпонентов в подземных (а) и поверхностных (б) водах водосборной площади оз. Поянху в фильтрованный и не фильтрованных пробах

кларк подземных вод провинции тропического и субтропического климата.

Поверхностные воды района исследований обогащены Sc, Rb и W по сравнению с кларком речных вод (Соловов и др., 1990), при этом концентрации Al, Cu, Y, Tl и Pb в исследуемых водах значительно ниже кларковых значений.

Зачастую уровни накопления химических элементов в водах, кроме всего прочего, определяются формами миграции химических элементов. В работе было проведено разделение фракций химических элементов по размерам их комплексных соединений с помощью процедуры фильтрации.

Данные, полученные c помошью процедуры фильтрации, показывали, что микрокомпоненты В подземных водах мигрируют преимущественно в растворенной форме, под которой в данном случае понимается совокупность частиц в коллоидной и истинно растворенной форме размером менее 0,45 мкм. Это подтверждается отсутствием существенных различий между их концентрациями в пробах, не фильтрации, подвергавшихся И пробах, профильтрованных через мембрану с размером пор 0,45 мкм (табл. 3.4).

Незначительно снижаются после фильтрации через фильтр с размером пор 0,45 мкм лишь концентрации Al, Fe, Mn, что хорошо прослеживается и по средним концентрациям (рис. 3.9 a).

Таблица 3.4 – Концентрация химических элементов в подземных вода, мг/л

Компонент	P2*	P2 f**	P7	P7 f	P8	P8 f	P9	P9 f	P10	P10 f
Li	0,002	0,002	0,014	0,014	0,0007	0,0007	0,0008	0,0008	0,002	0,002
Be	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	0,0004	0,0004
В	0,002	0,002	0,03	0,03	0,003	0,003	0,003	0,003	0,01	0,01
Al	0,002	н/д	0,002	0,001	0,002	н/д	0,002	н/д	0,045	0,042
Si	17,95	17,71	18,12	18,28	5,45	5,45	11,85	11,57	8,55	8,44
Sc	0,0004	0,0004	0,0005	0,0005	0,0002	0,0002	0,0004	0,0004	0,0002	0,0002
Ti	0,01	0,002	0,004	0,004	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001
V	0,0006	0,0002	0,03	0,03	0,001	0,001	0,0001	0,0001	0,0003	0,0004
Mn	4,1	3,8	0,04	0,05	0,007	0,008	2,6	2,5	0,17	0,16
Fe	39,00	35,76	0,16	0,04	0,04	0,02	3,28	2,98	0,07	0,03
Co	0,001	0,0004	0,0002	0,0002	0,00008	0,00008	0,001	0,0009	0,002	0,001
Ni	0,002	0,001	0,002	0,002	0,0009	0,0009	н/д	н/д	0,004	0,004
Cu	0,005	0,0005	0,001	0,0009	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д
Zn	0,1	0,008	0,05	0,02	0,004	н/д	0,009	н/д	0,01	0,01
Ga	0,0002	0,0001	0,00001	н/д	н/д	н/д	0,00008	0,00006	0,00001	0,00001
As	0,05	0,02	0,003	0,004	0,0008	0,0008	0,02	0,02	0,0004	0,0004
Se	н/д	0,0005	0,001	0,001	н/д	н/д	0,0008	0,0008	0,0013	0,0011
Rb	0,005	0,005	0,03	0,03	0,001	0,001	0,0009	0,0009	0,004	0,004
Sr	0,08	0,07	0,13	0,14	0,06	0,06	0,09	0,08	0,07	0,07
Y	0,00005	0,00002	0,00001	0,00001	0,00008	0,00006	0,00008	0,00007	0,00037	0,00034
Cd	н/д	н/д	0,00007	0,00005	0,000016	0,000015	0,00009	0,00009	0,0001	0,0001
Sn	0,00016	н/д	0,00019	0,00004	н/д	н/д	0,00002	н/д	н/д	н/д
Sb	0,00007	0,00002	0,001	0,001	0,0001	0,0001	0,00003	0,0008	н/д	н/д
Cs	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,00002	0,00002	0,000008	н/д	0,0001	0,0001
Ba	0,14	0,12	0,03	0,03	0,05	0,05	0,03	0,03	0,07	0,07
W	0,0001	0,00005	н/д	0,00005	0,00001	0,00001	0,000005	н/д	н/д	н/д
T1	н/д	н/д	0,0001	0,0001	0,00001	0,00001	0,000007	0,000008	0,000022	0,000017
U	н/д	н/д	0,00005	0,00005	0,00002	0,00001	0,000008	н/д	0,00004	0,00003

Примечание * – проба не фильтровалась, f – проба фильтровалась через фильтр с размером пор 0,45 мкм, н/д – нет данных

Продолжение таблицы 3.4

Компонент	P11	P11 f	P12	P12 f	P14	P14 f	P16	P16 f	P17	P17 f	P18	P18 f
Li	0,003	0,003	0,001	0,001	0,0007	0,0007	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,002	0,002
Be	0,00007	0,00006	0,00008	н/д	0,00005	0,00004	н/д	н/д	н/д	н/д	0,0002	0,0002
В	0,006	0,006	0,002	0,002	0,003	0,003	0,001	0,001	0,002	0,002	0,003	0,003
Al	0,02	0,003	0,004	0,003	н/д	н/д	0,002	н/д	0,002	0,001	0,01	0,008
Si	6,79	6,06	7,24	6,97	20,47	19,42	9,72	9,78	15,23	15,14	15,51	15,12
Sc	0,0002	0,0002	0,00024	0,00022	0,00055	0,00055	0,00035	0,00035	0,00037	0,00038	0,00040	0,00035
Ti	0,002	н/д	н/д	н/д	0,008	0,007	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002
V	0,0037	0,0036	0,0006	0,0005	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	0,0002	0,0002
Mn	0,015	0,011	0,1	0,1	4,9	4,9	1,8	1,8	0,9	0,8	3,1	3,1
Fe	0,14	0,03	0,13	0,11	64,40	56,04	17,03	16,51	42,94	44,43	0,06	0,02
Co	0,0008	0,0006	0,001	0,0009	0,00015	0,00015	0,002	0,002	0,003	0,003	0,008	0,008
Ni	0,001	0,0008	0,007	0,007	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	0,00285	0,00283
Zn	0,003	0,003	0,004	0,005	н/д	н/д	0,003	н/д	0,003	н/д	0,011	0,012
Ga	0,00001	н/д	н/д	н/д	0,00016	0,00016	0,00005	0,00005	0,00005	0,00003	0,00012	0,00012
As	0,0009	0,0008	0,0004	0,0004	0,04	0,03	0,07	0,07	0,03	0,03	0,0009	0,0008
Se	0,002	0,002	0,0005	0,0006	0,0006	0,0005	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д
Rb	0,003	0,003	0,001	н/д	0,003	0,003	0,005	0,005	0,004	0,004	0,013	0,013
Sr	0,17	0,15	0,09	0,09	0,1	0,1	0,15	0,15	0,09	0,09	0,14	0,13
Y	0,0003	0,0002	0,0003	0,0002	0,00007	0,00005	0,00005	0,00004	0,00004	0,00004	0,00070	0,00058
Cd	0,000039	0,000030	0,000040	0,000045	н/д	н/д	0,000007	0,000007	н/д	н/д	0,001	0,001
Sn	0,00002	0,00002	0,00001	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	0,00004	н/д	0,00008	0,00004
Sb	0,000080	0,000053	0,000016	н/д	0,000007	н/д	0,000043	0,000043	0,000032	0,000424	0,000031	н/д
Cs	0,000062	0,000059	0,000248	0,000245	0,00006	0,00006	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,000096	0,000095
Ba	0,095	0,093	0,068	0,067	0,154	0,149	0,28	0,28	0,097	0,096	0,2	0,2
W	0,000007	0,000006	0,00005	0,00005	0,000275	0,000228	0,000094	0,000098	0,000054	0,000047	0,000008	0,000006
Tl	0,00002	0,00002	0,00002	0,00002	н/д	н/д	0,000017	0,000019	0,000011	0,000012	0,000067	0,000061
U	0,00014	0,00012	0,00011	0,00010	н/д	н/д	0,000006	0,000007	н/д	н/д	0,000035	0,000034

В поверхностных водах многие из изученных микрокомпонентов склонны мигрировать во взвешенной форме (рис. 3.9 б), о чем свидетельствует значительное снижение их концентраций после процедуры фильтрации через фильтр с размером пор 0,45 мкм. Однако средние концентрации Li, B, Si, Sc, Ni, Zn, As, Se, Rb, Sr, Mo, Ba, W, Re, и Tl в поверхностных водах практически не изменяются после процедуры фильтрации. Очевидно, что высокое содержание взвешенных частиц в поверхностных водах вносит свой вклад в особенности миграции микрокомпонентов, способствуя их перемещению с частицами крупного размера. Следует также обратить внимание на высокие уровни концентрации редкоземельных элементов (РЗЭ), зафиксированные во взвешенной фракции поверхностных вод, которые в ряде случаев на несколько порядков превышают аналогичные концентрации в подземных водах (Soldatova et al., 2015).

миграции элементов значительное влияние оказывают параметры Ha геохимической среды. В рассматриваемых водах это влияние наиболее показательно проявляется в поведении железа, концентрации которого в подземных водах варьируются в широких пределах (от 0.02 до 56.04 мг/л в растворенной форме и от 0.03 до 64.40 мг/л во различных окислительно-восстановительных В взвешенной форме) при условиях. восстановительных (глеевых) условиях может накапливаться в растворе значительное количество Fe, что наблюдается в точках опробования P2, P9, P14–17, где значения Eh не превышают 16 мВ. В глеевой обстановке (Ећ ниже или около 0 мВ в отсутствии сероводорода) концентрации Fe в фильтрованных и нефильтрованных пробах отличаются незначительно (рис. 3.10 а), т.е. железо мигрирует преимущественно в растворенной форме. В большинстве же точек опробования, где значения Ећ существенно выше 0 мВ, после проведения процедуры фильтрации концентрация Fe снижается в 10,7 раз (рис. 3.10 б).

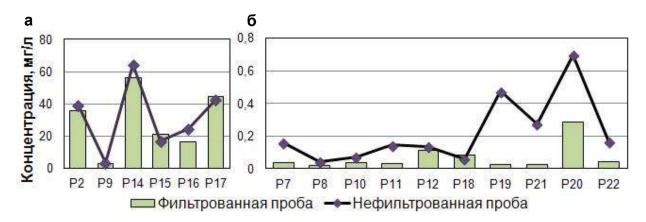


Рисунок 3.10 – Концентрации Fe в пробах подземных вод: a. Eh<0; б. Eh>0

Вероятно, процесс образования оксидов и гидроксидов Fe в окислительной обстановке сопровождается образованием их взвешенной метастабильной форм (Солдатова и др., 2015). Особенности поведения железа в рассматриваемых водах могут отражаться и на миграции других химических элементов. Так, в результате действия сорбционных процессов или в результате соосаждения на крупных частицах, вместе с Fe во взвешенной форме могут мигрировать и другие микрокомпоненты.

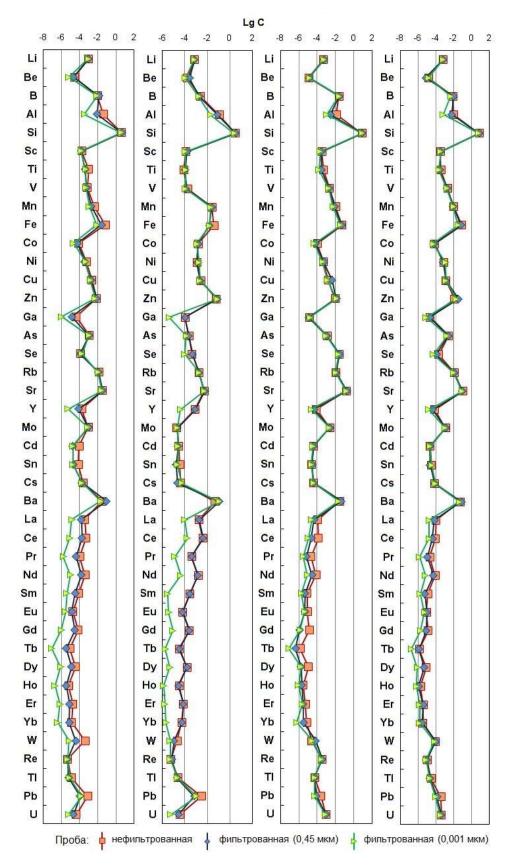
Следует отметить, что на примере отдельных точек опробования отмечается также склонность редкоземельных элементов и алюминия мигрировать во взвешенной фазе подземных вод (рис. 3.11). В ряде случаев содержания этих элементов во взвешенной форме превалирует над их концентрациями в растворенной форме.

Процедура равновесного диализа, с помощью которой из растворенной фракции (<0,45 мкм) были выделены истинно растворенная (<0,001 мкм) и коллоидная (0,001–0,45 мкм) фракции, показала, что большинство микрокомпонентов в подземных водах склонны мигрировать в истинно растворенной форме. Исключение составляют Al, P3Э, иногда Fe, Ga и W, которые мигрируют, в основном, в коллоидной форме.

Таким образом, можно заключить, что миграция микрокомпонентов в подземных водах района исследований происходит преимущественно в растворенной фракции. При этом большинство микрокомпонентов склонно мигрировать в истинно растворенной форме. Исключение составляют A1 и P3Э, миграция которых, согласно имеющимся данным, происходит, в основном, в форме коллоидов. В ряде случаев отмечается повышенная роль взвешенной фракции в миграции Fe, A1 и P3Э, вплоть до преобладания взвешенной формы этих элементов в растворе над коллоидной и истинно растворенной.

Кроме разделения на фракции по размерам в рамках данной работы исследованы форм миграции некоторых элементов-гидролизатов с помощью физико-химических расчетов в программном комплексе HydroGeo.

Согласно рисунку 3.12 Fe и Mn в исследуемых подземных водах мигрируют в основном в ионной форме, доля которой превышает 60 % и в некоторых пробах достигает 98 %. Также Fe и Mn связываются карбонатными и гидрокарбонатными комплексами, а также комплексами с сульфат-ионом и фосфат-ионом. Однако на долю этих комплексов в миграции Fe обычно приходится не более 8 %. При этом разнообразие комплексов с железом определяется величиной рН.



Примечание – С-концентрация, мг/л

Рисунок 3.11 — Изменения концентраций микрокомпонентов в пробах подземных вод после процедуры фильтрации и равновесного диализа

Подземные воды водосбора оз. Поянху обеднены органическим веществом, а присутствующие в воде фульво- и гуминовые кислоты, в основном, не образуют комплексов. Доля органоминеральных комплексов железа невелика и составляет 0,2 – 2,3 % (рис. 3.12).

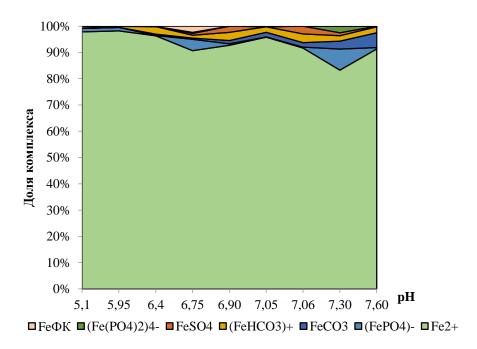


Рисунок 3.12 — Соотношение форм миграции железа в зависимости от величины рН в подземных водах водосборной территории озера Поянху

Разнообразие комплексов с марганцем также увеличивается с ростом рН. Следует отметить очевидное увеличение содержания карбонатного комплекса MnCO₃ при увеличении рН до 7,0, а также значительную роль комплекса MnSO₄ при миграции Мn в водах с резким преобладанием сульфат-иона (рис. 3.13).

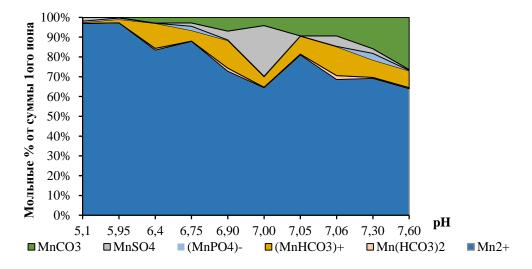


Рисунок 3.13 — Соотношение форм миграции марганца в зависимости от величины рН в подземных водах водосборной территории озера Поянху

Содержание A1 в исследуемых водах невелико от 0,0007 до 0,042 мг/л; однако, этому элементу свойственно комплексообразование, и он присутствует в исследуемых водах в виде разнообразных оксидов, гидроксокомплексов, а также комплексов с фтором, что показано на рисунке 3.14. Наиболее распространенным является комплекс AlO_2^- .

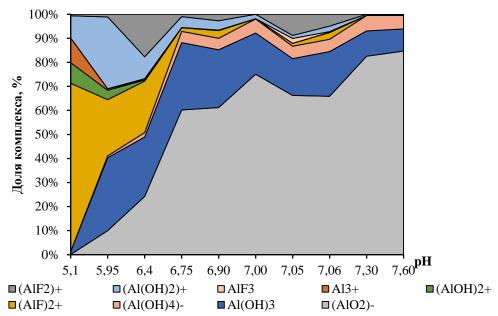


Рисунок 3.14 — Соотношение форм миграции алюминия в зависимости от величины рН в подземных водах водосборной территории озера Поянху

Согласно рисунку 3.14 в кислых водах (pH 5,1) присутствует в значительных количествах ион $A1^{3+}$ (10,2 %), доля которого резко уменьшается при увеличении pH, и в водах с pH 5,95 составляет уже 0,65 %. С ростом pH также отмечается уменьшение доли комплекса $(A1F)^{2+}$, в кислых водах его содержание достигает 70 %, а при достижении pH 6,9 – снижается до 3 %.

Соотношение оксидных и гидроксидных форм миграции Al при разных кислотнощелочных условиях показано на рисунке 3.15. В водах с низкими значениями pH доминирующую роль играют положительно заряженные и нейтральные комплексы – $(Al(OH)_2)^+$, $(AlOH)^{2+}$ и $Al(OH)_3^0$. При увеличении pH возрастает доля миграции отрицательно заряженных комплексов $(AlO_2)^-$ и $(Al(OH)_4)^-$.

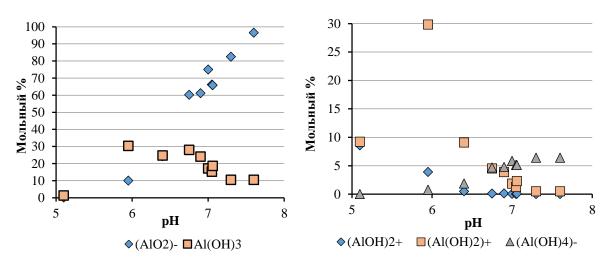


Рисунок 3.15 — Соотношение форм оксидов (a) и гидроксидов (б) алюминия в зависимости от величины pH в подземных водах водосборной территории озера Поянху

Основными неорганическими формами миграции лантана и лютеция в подземных водах бассейна оз. Поянху являются карбонатные комплексы – $(LuCO_3)^+$ и $(LaCO_3)^+$. Как и для марганца для указанных комплексов с ростом pH происходит увеличение их содержания (рис. 3.16). При этом формы миграции лантана более разнообразны, чем у лютеция, и его поведение в большей степени сходно с поведением Mn. Так, например, в водах с преобладанием сульфатиона комплекс $(LaSO_4)^+$ имеет существенное значение, его содержание достигает 43 %. Доля же простых ионов La^{3+} уменьшается с увеличением pH, и при достижении его значения 6,9 приобретает подчиненное значение, что аналогично поведению Al^{3+} . Также для лантана характерна миграция в форме комплексов с гидроксидом и фтором, однако доля этих комплексов незначительна, 0,5–5,4 % и 0,005–2 %, соответственно.

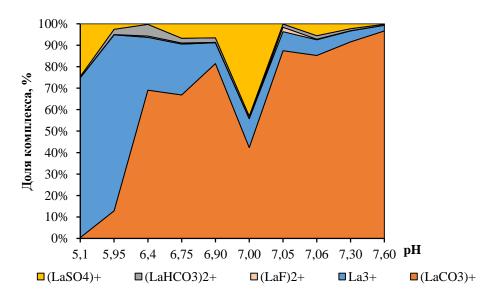


Рисунок 3.16 — Соотношение форм миграции лантана в зависимости от величины рН в подземных водах водосборной территории озера Поянху

Миграция же лютеция происходит, в основном, в форме следующих трех комплексов – $(LuCO_3)^+$, Lu^{3+} , $(LuSO_4)^+$. Согласно рисунку 3.17 доля формы Lu^{3+} резко уменьшается уже при достижении рН значения 6,4, нейтральных и слабощелочных водах форма простого иона практически отсутствует.

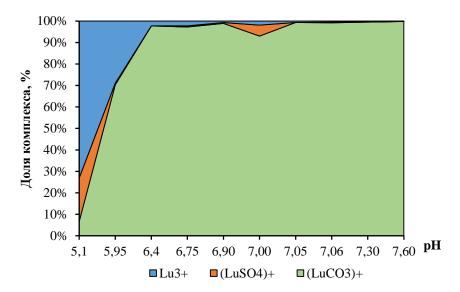


Рисунок 3.17 — Соотношение форм миграции лютеция в зависимости от величины рН в подземных водах водосборной территории озера Поянху

Комплекс с сульфат-ионом играет подчиненное значение практически во всех пробах, кроме тех, где в анионном составе вод преобладает сульфат-ион.

3.1.3 Равновесие природных вод с горными породами и геохимические типы вод

Система вода-порода в исследуемом районе, как и других регионах мира, является равновесно-неравновесной: вода растворяет минералы, с которыми она неравновесна, и образует те, с которыми она равновесна (Геологическая эволюция..., 2007). Рассматриваемые воды неравновесны со всеми эндогенными минералами, такими как полевые шпаты, оливины, роговые обманки, слюды, гранаты, пироксены и т.д. В пределах естественных ландшафтов подземные воды насыщены в основном каолинитом, гидроксидами Fe, и редко Al и Mn (рис. 3.18), что подтверждается и характером развития в регионе кор выветривания и почв, в составе которых преобладает каолинит (Qafoku et al., 2004). Красный и красно-бурый оттенок этих образований обусловлен присутствием гидроксидов Fe и Al (Jiang Jun, 2010; Hong Hanlie et

al., 2010, 2012). По данным рентгенофазового анализа содержание гетита в исследованных образцах красноцветной каолинитовой коры выветривания достигает 11%.

В отдельных точках отмечается насыщенность подземных вод железистыми минералами (табл. 3.5): сидеритом, а в некоторых и дафнитом и нонтронитом. Эти воды характеризуются отрицательными значениями Еh и высоким содержаниям железа.

Таблица 3.5 –Параметр насыщенности некоторых подземных вод железистыми минералами

Муугород	Точка опробования									
Минерал	P2	P14	P15	P16	P17					
Сидерит	0,15	0,19	0,12	0,17	0,19					
FeCO ₃	0,13	0,19	0,12	0,17	0,19					
Дафнит	1,25	2,18	0,35	-0,12	1,18					
$(Fe^{2+},Al)_3((OH)_2 AlSi_3O_{10})\times(Fe_3(OH)_6)$	1,23	2,10	0,55	-0,12	1,10					
Нонтронит	3,67	3,98	0,68	0,05	3,75					
$Fe_2(Si_4O_{10})(OH)_2 \times nH_2O$	3,07	3,96	0,00	0,03	3,73					

В тоже время рассматриваемые воды ненасыщены кальцитом, магнезитом, гидроксиапатитом, монтмориллонитом, иллитом, хлоритом и др. (рис. 3.18).

В меньшей степени подземные воды водосборной территории озера Поянху насыщены монтмориллонитом и иллитом, о чем свидетельствует положение точек на рисунке 3.18. Эти воды, приуроченные к агроландшафтам, характеризуются более высокими значениями pH, содержат больше Si, а иногда и K^+ . Эти воды находятся ближе к насыщению кальцитом, а в 2-3 точках достигают равновесия с этим минералом. В зоне гипергенеза такое возможно, если воды содержат более 70 мг/л Ca^{2+} при pH не менее 7,5 (Геологическая эволюция..., 2007).

По данным рентгенофазового анализа образцов вторичной минеральной фазы, отобранной на водосборном бассейне оз. Поянху, в них присутствуют все вторичные фазы, равновесие к которым рассчитано физико-химическим методом. В составе отмечаются такие, минералы как каолинит, гетит, монтмориллонит и т.д. (рис. 3.19).

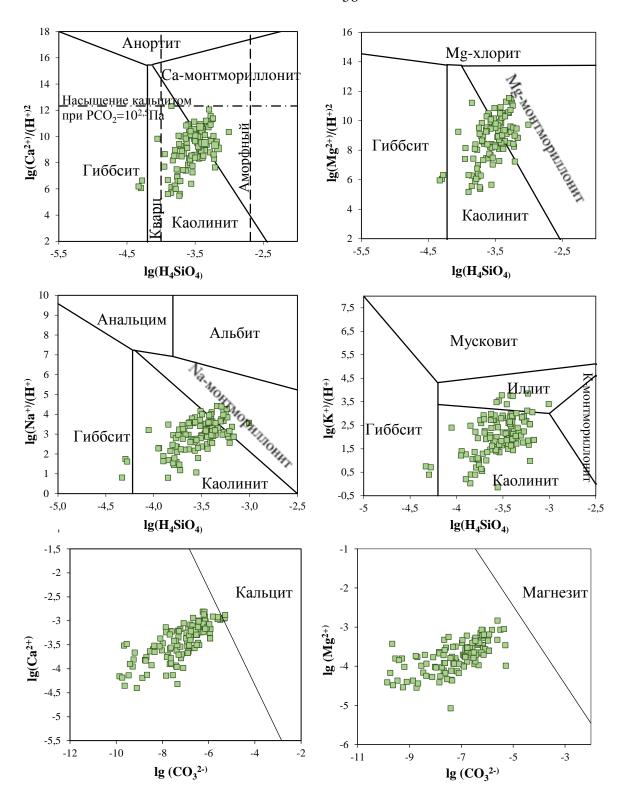
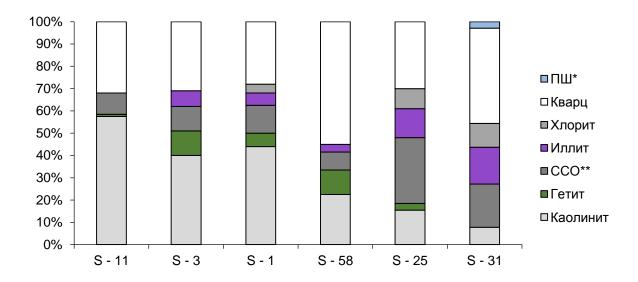


Рисунок 3.18 — Диаграммы степени насыщенности исследуемых подземных вод основными минералами горных пород ($T=25^{\circ}C$, P=1 атм)

Таким образом, рассматриваемые подземные воды находятся преимущественно на начальных этапах развития системы вода-порода, т.е. достигают равновесия с гидроксидами алюминия и железа, каолинитом, и в значительно меньшей степени – монтмориллонитами.



Условные обозначения: ПШ* – полевые шпаты; ССО** – смешаннослойные образования гидрослюдамонтмориллонитового ряда

Рисунок 3.19 — Минералогический состав образцов кор выветривания и почв района оз. Поянху

В пределах рассматриваемого района можно выделить два геохимических типа вод (табл. 3.6).

Таблица 3.6 – Характеристика геохимических типов подземных вод водосборного бассейна озера Поянху

Геохимический тип вод	Необходимое химическое условие и вторичная минеральная фаза	Характеристика геохимической среды вод
Алюминиево- кремнистый	Равновесие с каолинитом	Ультрапресные слабокислые воды, $Si = 6.0 \text{ мг/л}, \text{ pH} = 5.8, Eh = 218 \text{ мB}, \\ M = 74.7 \text{ мг/л}, C_{opr} = 1.24 \text{ мг/л}, Fe = 0.07 \text{ мг/л}$
Кремнистый Ca-Mg-Na	Равновесие с Са-, Mg-, Na-монтмориллонитом	Умеренно пресные нейтральные воды, $Si = 11.5 \text{ мг/л}, \text{ pH} = 6.9, Eh = 146 \text{ мB}, M = 318 \text{ мг/л}, C_{\text{opr}} = 1.5 \text{ мг/л}, \text{ Fe} = 0.08 \text{ мг/л}$

Подземные воды алюминиево-кремнистого типа района исследований залегают неглубоко (2–10 м) в зоне трещиноватости коренных пород разного состава и реже непосредственно в коре выветривания. Минерализация подземных вод алюминиево-кремнистого типа очень низкая: сумма солей колеблется в пределах от 25 до 134 мг/л при среднем значении 74,7 мг/л (табл. 3.7).

Таблица 3.7 – Химический состав алюминиево-кремнистого геохимического типа подземных вод водосборной территории оз. Поянху, мг/л, Eh – мВ

Номер точки	pН	Eh	HCO ₃	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	SiO ₂	Min*	Сорг	CO _{2(cb.)}	Fe _{общ}
J1	6,26	238	48,3	13,9	8,42	9,35	8,00	3,82	18,8	1,43	20,3	132	-	-	-
J8	5,59	283	11,9	5,31	4,80	14,2	5,37	1,89	3,70	2,28	25,0	74,5	-	-	-
J10	6,1	221	22,7	3,15	2,78	10,3	5,74	2,14	5,66	0,99	12,8	66,4	-	-	-
J16	5,85	200	34,7	8,36	5,12	0,10	8,95	2,64	4,83	1,40	18,2	84,2	-	-	-
J17	6,60	167	68,9	6,62	3,24	-	13,0	6,00	4,73	1,60	30,3	134	-	-	-
J21	5,23	169	6,30	3,56	7,47	1,10	1,77	1,07	7,56	0,58	3,10	32,5	-	-	-
J25	5,16	302	3,30	2,76	3,60	7,52	3,20	1,14	1,04	1,53	2,80	26,9	-	-	-
J30	6,34	340	26,0	12,2	12,8	13,5	11,4	2,21	11,1	2,87	9,60	102	-	-	-
J33	5,37	367	10,8	2,99	6,11	12,9	6,68	0,77	3,90	1,79	13,9	59,9	-	-	-
J34	6,30	382	47,0	3,05	2,14	0,57	9,33	2,09	4,81	0,91	17,5	87,4	-	-	-
J50	6,25	193	21,7	3,65	2,24	1,95	3,28	1,26	4,71	0,61	11,1	50,5	-	-	-
J53	6,34	220	76,4	1,98	1,62	2,03	14,1	3,11	7,77	0,95	17,7	126	-	-	-
J66	5,38	125	7,81	3,16	10,1	15,4	2,93	1,17	12,3	1,07	17,3	71,2	-	-	-
J67	5,38	125	12,2	2,05	2,09	12,6	3,29	0,97	3,99	0,85	3,20	41,2	-	-	-
PL-5	5,03	297	2,90	0,89	1,49	6,78	1,90	0,85	1,37	0,39	8,50	25,1	1,11	12,3	0,04
PL-7	4,89	217	2,44	0,16	5,26	15,7	3,06	1,03	4,52	1,81	11,4	45,3	1,01	12,3	0,05
P22	6,30	4	30,5	2,40	3,20	0,49	2,18	1,18	8,58	0,93	36,3	85,8	0,41	22,0	0,14
P23	6,30	90	54,9	5,90	1,38	0,88	4,86	1,89	12,7	1,41	35,6	119	0,34	30,8	0,21
P39	5,10	233	6,10	11,2	2,46	1,92	5,00	2,72	2,16	0,23	16,8	46,7	<1	10,5	0,05
P45	6,15	167	48,8	0,67	9,67	4,00	9,30	7,34	8,87	1,25	18,7	105	<1	22,0	0,35
P53	6,20	246	13,4	0,72	5,70	14,1	7,90	3,70	2,70	0,63	6,90	54,3	<1	7,04	0,07
P65	6,08	184	26,8	11,2	7,84	0,30	7,76	3,42	4,08	1,94	19,1	82,5	1,33	13,2	0,08
P66	5,95	102	21,9	1,06	0,99	5,92	3,20	1,04	4,88	2,12	17,5	58,8	<1	13,2	0,06
Среднее	5,80	218	22,5	4,65	4,81	6,89	10,9	3,21	6,29	1,29	13,0	74,7	1,24	20,5	0,07
Среднее для тропич. климата (Шварцев, 1998)	6,1	-	103	3,7	6,0	1,3	16,1	8,2	8,9	2,7	17,6	170	10,9	97	0,40

Оно ниже, чем среднее для регионов с субтропическим климатом и скорее соответствует среднему районов с тропическим климатом (Шварцев, 1998). По химическому составу воды преимущественно являются HCO_3 Ca–Na, но иногда отмечаются повышенные содержания Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , NO_3^- , SO_4^{2-} и Cl^- . Значения pH колеблются от 4,9 до 6,6, среднее 5,8, т.е. они являются слабокислыми, реже кислыми. Геохимическая среда является окислительной, что определяет низкое содержание в водах Fe и растворенного органического вещества, которое в этих условиях в значительной мере минерализуется с образованием CO_2 и H_2O_3 , что обеспечивает слабокислую реакцию подземных вод.

Подземные воды кремнистого Ca-Mg-Na геохимического типа характеризуются более замедленным водообменом и приурочены к активно возделываемым территориям, где сельскохозяйственная деятельность оказала сильное воздействие на окружающую среду, произошло коренное преобразование природных ландшафтов, охватившее все его компоненты, в том числе подземные воды. Химический состав вод кремнистого Ca-Mg-Na геохимического типа приведен в таблице 3.8.

Таблица 3.8 — Типичный химический состав подземных вод кремнистого Ca-Mg-Na геохимического типа, мг/л, Eh — мВ

Номер точки	pН	Eh	HCO ₃ -	SO ₄ ²⁻	Cl	NO ₃	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	SiO ₂	Min*	Сорг	CO _{2 (cв.)}	Fe _{общ}
J13	6,67	249	218	11,6	30,3	9,78	37,7	17,6	25,2	8,44	23,2	382	-	-	-
J18	6,27	175	101	1,49	1,45	-	11,2	5,38	17,6	0,95	22,5	161	-	-	-
J20	7,15	107	333	13,0	23,0	2,39	61,2	29,6	18,8	1,46	21,0	504	-	-	-
J24	6,65	354	225	15,0	33,3	3,21	67,6	11,6	18,0	6,4	25,0	405	-	-	-
J52	6,30	225	143	19,2	13,6	3,42	42,1	6,21	13,0	2,91	17,7	261	1	-	-
J54	7,26	217	353	43,2	44,5	1,00	67,1	31,6	20,2	1,82	32,2	595	1	-	-
J56	7,06	200	138	10,4	9,68	-	29,3	7,77	11,8	2,41	21,7	231	1	-	-
J58	6,61	216	176	57,5	22,9	5,55	54	13,4	22,4	2,99	22,8	377	-	-	-
J60	6,62	225	111	27,2	32,5	16,1	29,3	15,3	20,4	0,89	18,7	272	-	-	-
J62	6,89	216	136	58,4	16,1	9,43	45,6	21,0	13,9	0,63	16,8	318	-	-	-
J63	7,17	217	243	52,7	24,9	-	62,2	16,2	31,1	3,79	18,4	453	-	1	-
J65	6,70	105	216	17,3	45,4	9,3	55,1	21,7	19,9	0,77	16,8	402	-	-	-
PL-8	6,86	139	89,9	7,50	3,01	9,46	28,7	3,17	2,89	4,60	19,0	168	1,87	17,6	0,04
P9	6,50	16	110	3,50	1,95	0,15	13,3	6,37	12,8	0,95	21,0	171	0,75	39,6	1,63
P25	6,90	238	281	72,9	30,8	5,02	73,5	12,7	23,1	0,94	32,2	549	2,19	15,8	0,07
P29	6,50	192	121	24,1	23,9	16,7	34,0	9,65	14,8	0,89	18,4	266	1,8	13,2	0,05
P32	6,90	127	107	17,5	13,9	11,0	30,0	11,5	11,8	3,23	18,3	220	2,42	7,04	0,07
P34	7,00	236	103	21,0	7,36	10,5	34,0	6,23	6,55	2,19	14,2	204	1,18	4,40	0,02
P36	7,50	183	227	16,6	19,5	9,07	64,0	2,01	13,2	0,93	30,7	392	0,56	4,40	0,03
P38	6,55	193	149	15,2	11,2	0,57	48,0	4,4	5,01	1,10	13,9	250	1,05	22,0	0,05
P54	7,65	220	188	5,97	12,9	4,02	68,0	1,02	1,82	0,32	8,60	292	1,03	4,40	0,04
Среднее	6,84	164	146	24,3	20,1	7,46	43,3	9,32	16,6	2,09	21,1	318	1,51	15,5	0,08
Средне для субтропич. климата (Шварцев, 1998)	6,9	-	119	6,2	8,2	2,4	19,8	9,31	12,5	2,4	23,1	203	8,15	-	0,19

Минерализация вод по сравнению с водами алюминиево-кремнистого типа (табл. 3.7) возрастает более чем в 4 раза относительно средних и достигает почти 600 мг/л при среднем значении 318 мг/л. Такая минерализация вод типична для подземных вод провинции умеренновлажного климата, лесных и лесостепных ландшафтов (Шварцев, 1998).

По составу воды кремнистого Ca-Mg-Na геохимического типа преимущественно HCO₃-

Са, хотя содержание всех других катионов и анионов повышены в 3–5 раз, а иона HCO₃ в 6,5 раза по сравнению с подземными водами алюминиево-кремнистого типа. Значения рН колеблются от 6,3 до 7,7, среднее 6,8, т.е. преобладают околонейтральные воды.

В этих условиях доминирует окислительный характер геохимической среды, преобладают значения Eh>100 мВ. В тоже время, некоторые воды этого типа характеризуются глеевой геохимической обстановкой, для которых характерны отрицательные значения Eh от - 68 до -91 мВ.

3.2 Геохимия природных вод восточного склона Полярного Урала

Формирование состава природных вод районов Крайнего Севера, где широко распространены многолетнемерзлые породы, происходит в особых природно-климатических условиях. Воды тесно контактируют с атмосферой, испытывают сезонные фазовые переходы и при этом большую часть года они находятся в твердом состоянии. Эти и другие явления определяют специфику процессов формирования состава вод рассматриваемого региона.

Вопросы геохимии вод районов с холодным климатом, в том числе и с распространением многолетней мерзлоты, освещены достаточно широко (Reynolds and Johnson, 1972; Ugolini, 1986; Drever and Zobrist, 1992; Clow and Drever, 1996; Anderson et al., 1997, 2000, 2003; Hodson et al., 2002; Cooper et al., 2002; Kokelj et al., 2002; Millot et al., 2002, 2003; Gaillardet et al., 2003; Dragon and Marciniak, 2010, Savichev et al., 2011, Pokrovsky, 2005, 2013). Авторы перечисленных работ затрагивают различные аспекты гидрогеохимии рассматриваемых районов: особенности формирования химического состава вод в условиях взаимодействия с карбонатными и сульфатными минералами и с алюмосиликатными породами, формирование состава вод в условиях фазовых переходов.

Подходы к исследованию состава вод с позиций взаимодействия в системе вода-порода, используемые авторами, являются прогрессивными. Однако стоит отметить, что практически никто из них не уделяет в своих работах достаточно внимания роли растворенного органического вещества в процессе формирования состава вод зоны многолетней мерзлоты. При этом состав органических веществ в водах арктических районов не остался без внимания исследователей (Lobbes, 2000, Kawahigashi, 2004 Cory, 2007, Holmes, 2008, Spencer, 2008, 2009 Balcarczyk et al., 2009, Shirokova et al., 2013). Большая часть работ посвящена анализу поверхностных речных вод, в меньшей степени подземных (Niu et al., 2011, Karlsson et al., 2012). Проблемы формирования микрокомпонентного состава вод районов распространения мерзлоты также практически не затронуты в проведенных ранее исследованиях. Отмечается небольшое количество работ, посвященных этому вопросу (Dai et al., 1995, Rember and Trefry,

2004, Pokrovsky O. S.et al., 2005, Guay et al., 2010). Исследования микрокомпонентного состава вод тундровой зоны важны с точки зрения установления региональных кларков, что является весьма актуальной проблемой гидрогеологии и геохимии.

3.2.1 Природные условия района исследований

Район исследований приурочен к восточному склону Полярного Урала и в административном плане относится к Ямало-Ненецкому автономному округу. Район характеризуется слабой степенью обжитости – плотность населения менее 1 человека на км² (Хромов, 1968). Основными населенными пунктами являются крупные города Салехард и Лабытнанги и более мелкие – Харп и Полярный (рис. 3.20).

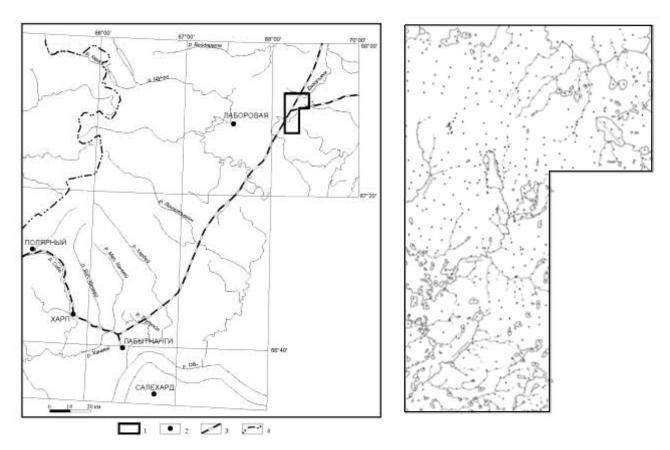
Инфраструктура региона развита весьма слабо. Основные транспортные пути — железная дорога и воздушные линии, а в летний период речная сеть обеспечивают сообщение между крупными населенными пунктами. Большая же часть территории региона является слабо благоустроенной, что во многом затрудняет доступ ко многим районам края и, соответственно, усложняет проведение исследований.

В целом химический состав вод в районе формируется исключительно под воздействием природных факторов. Железная и автомобильная дороги оказывают локальное влияние, что выражается только, возможно, в нарушении стока при пересечении ими понижений в рельефе.

Опробование вод проведено в июле 2005 г. На междуречье Ензорьяхи и Юньяхи общей площадью 170,2 км 2 было отобрано 700 проб. Отбирались пробы вод деятельного слоя, рек, озер и карьеров.

Район исследований благодаря влиянию Арктики отличается суровыми климатическими условиями. Здесь преобладает резко континентальный климат с холодной продолжительной зимой (до 8-9 месяцев) с постоянными сильными ветрами и коротким прохладным летом.

Средняя годовая температура воздуха составляет от минус 5 до минус 8 градусов. Самый холодный месяц — февраль. Средняя температура февраля минус 19 градусов. Средняя температура самого теплого месяца — июля — 12—14 градусов (Клименко, 2005).



1 – площадь гидрогеохимических работ; 2 – населенные пункты; 3 – железная дорога; 4 – административные границы.

Рисунок 3.20 – Обзорная карта района работ и схема гидрогеохимического опробования

Осадков на Полярном Урале выпадает много, причем на восточном склоне в 2-3 раза меньше, чем на западном, и составляет около 400–600 мм в год, из которых примерно половина выпадает зимой, а остальная часть – весной, летом и осенью.

Снег выпадает в конце сентября – начале октября и сходит 10–20 июня, но в долинах под обрывами часто сохраняется до середины июля. Летом выпадают продолжительные моросящие дожди, в августе и сентябре часто со снегом.

Оценки испарения с земной поверхности, выполненные в разные годы и разными авторами, существенно различаются (Атлас...., 1983, Григорьев, 1946, Мезенцев, 1969, Орлов, 1962, Хромов, 1968), но все они сходятся в одном и главном: соотношение годовых осадков к испарению близко 2:1, а соотношение жидких осадков к испарению ~ 1:1.

Ветры летом преобладают северные, приносящие воздушные массы, сформированные в большей степени над океаном, зимой – южные, несущие континентальные воздушные массы. Наибольшие скорости ветра отмечаются в феврале – 27–29 м/сек, в апреле – 20–25 м/сек и в конце августа, в сентябре – 15–20 м/сек. Количество дней с сильными ветрами не превышает 4–

6 в месяц.

Отрицательная среднегодовая температура предопределила развитие и сохранение в данном районе мощной толщи многолетнемерзлых пород, что наряду с высокой относительной влажностью и слабой испаряемостью оказывает значительное влияние на гидрогеологические условия района.

Наиболее благоприятным месяцем для проведения геохимических исследований является первая половина лета. В это время практически полностью сходит снег, выпадает минимальное количество осадков, что предотвращает разубоживание вод. Формирование геохимических полей в пределах районов развития многолетней мерзлоты обусловлено потоками миграции за счет термического градиента. Восходящее направление потока в зимнее время обуславливает формирование в приповерхностных пространствах геохимических аномалий. В летнее время направление потока изменяется на нисходящее, что способствует обогащению химическими элементами вод деятельного слоя (Левинсон, 1976).

Район работ располагается в переходной зоне от горных сооружений Полярного Урала к Западно-Сибирской низменности, в полосе развития холмисто-увалистого рельефа. На фоне плоской равнинной поверхности с абсолютными отметками от 20 до 160 м очень рельефно выступают г. Сибилепе (157,6 м), г. Нганотанэ (176,2 м) и г. Неруцьяхэ (174,1 м.), представляющие собой выходы на поверхность коренных пород. Непосредственно на междуречье Ензорьяхи и Юньяхи в среднем относительные превышения незначительные и достигают не более чем 40-50 м. Выравненность и выположенность поверхности в значительной степени отражаются на подземном и поверхностном стоке, а, следовательно, и на характере водообмена.

Рассматриваемый район представляет собой водораздельное пространство двух крупных рек Ензорьюха и Юньяха. Река Ензорьяха протекает в пограничной части северной кромки площади исследований, поворачивает далее на север и впадает в Байдарацкую губу. Река Юньяха, текущая в пограничной части южной кромки, является левым притоком р. Щучья. Последняя впадает в Обскую губу. С рассматриваемого водораздельного пространства радиально стекают более десятка малых речек и ручьев, являющихся притоками двух названных рек. Наиболее крупными из них являются Нганотаяха, Неруцьяха, Хохорэйтанё и Нияшор. Питание рек осуществляется за счет весенних талых вод, а летом за счет атмосферных осадков и таяния снежников и подземного льда. Поверхностные воды крупных рек в период высокой воды насыщают аллювиальные отложения, а при низкой воде и зимой питаются за счёт них. В бортах рек часто обнажаются коренные выходы пород (Результаты..., 1973).

Характерными компонентами гидрографии района являются многочисленные озера разных размеров и глубины, находящиеся на разных гипсометрических уровнях. На территории

насчитывается более 140 озер. Озера как связаны с речными системами (являются истоковыми или проточными в долинах рек), так и не связаны с ними (бессточные). Озера располагаются группами и их размеры весьма разнообразны, зеркало самого крупного озера Западное Сибилето составляет 0,87 км². Остальные озера не такие крупные, площадь зеркала менее 0,25 км². Глубина озер не превышает за редким исключением 2-3 м, при этом глубина некоторых не достигает 1м. Озера с глубиной менее 3 м зимний период полностью промерзают. Происхождение озер связано с процессами развития термокарста, но также в качестве вероятного рассматривается и ледниковое происхождение.

Широкое развитие в пределах изучаемой территории получили «заболоченности», проявляющиеся на фоне общей выравненности рельефа в форме небольших понижений, в которых формируются водонасыщенные участки.

Рассматриваемый район приурочен к тундровой зоне, подзоне кустарниковой тундры. Подзона кустарниковой тундры, наряду с лишайниками и мхами, характеризуется наличием кустарников карликовой березы, ольхи и ивы высотой 0,6-2 м. Обилие зарослей густых кустарников отмечается в речных долинах и в нижних и средних частях склонов различных возвышенностей.

Биомасса тундры колеблется в широких пределах – от 40 до 300 ц/га (примерно, как в пустынях) (Перельман, 1975). Ориентировочная величина ежегодного прироста биомассы составляет 25 ц/га, что также близко к показателям для сухих степей и пустынь. Из-за низкой температуры разложение остатков организмов в тундре протекает медленно, многие группы микроорганизмов не функционируют или же работают очень слабо (Перельман, 1975). Недостаток тепла в тундре не позволяет сформироваться большой массе живого вещества, объем которой сопоставим с биомассой аридных ландшафтов, где ограничивающим фактором является недостаток влаги. Но при этом по характеру разложения органического вещества зона тундры аналогична северной тайге. Минерализация органического вещества ослаблена, энергично идет образование кислых водорастворимых органических соединений, что способствует обогащению вод органическими веществами.

Согласно материалам Е.В. Черняева (Проведение..., 2007) и ряду других фондовых материалов в региональном плане район исследования приурочен к участку пересечения крупных структур - Восточно-Уральской (Тагило-Магнитогорской) палеозойской структурной мегазоны и Себета-Щучьинской зоны мезозойской тектоно-магматической активизации.

В соответствии с Легендой Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 для Щучьинской структурно-формационной зоны, материалам отчета В.Н. Воронова по геологосъемочным работам масштаба 1:50000, материалам по соседним территориям Полярного Урала геологическое строение площади представляется следующим образом (рис. 3.21).

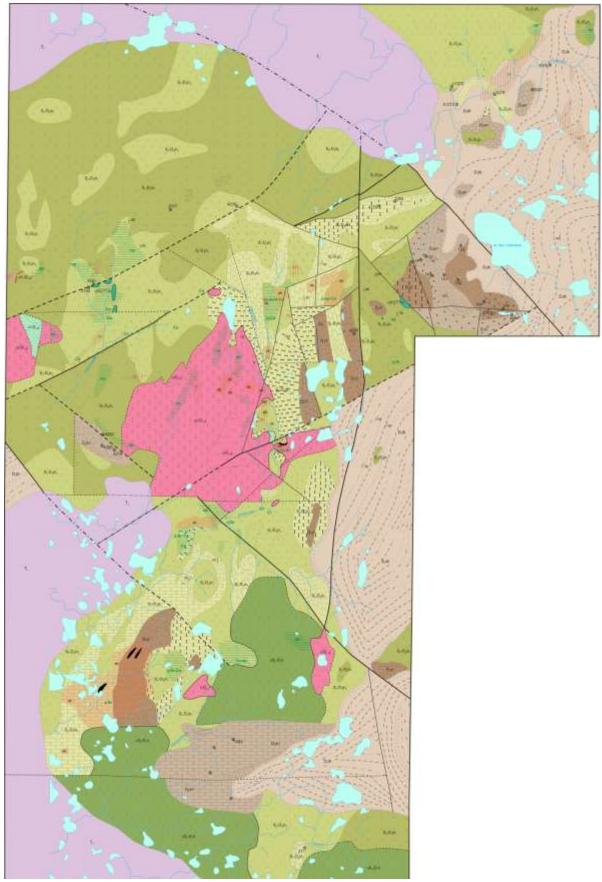
Структурно-вещественные комплексы, слагающие рассматриваемый район, принадлежат 2 структурным этажам - палеозойскому и мезозойскому. Палеозойский этаж в пределах площади делится на 3 структурных яруса: лудловско-нижнеэйфельский, верхнеэйфельско-живетский и живетско-среднекаменноугольный.

Лудловско-нижнеэйфельский структурный ярус представлен янганапейским вулканическим и хоймпэйским интрузивным комплексами. Янганапейский риолитандезибазальтовый комплекс слагает большую часть междуречья рек Юньяха и Ензорьяха и подразделяется на 2 толщи. Нижняя часть разреза, низы рифовых массивов с фауной силурийского возраста относится к *янганапейской толще*. В строении янганапейской толщи в пределах рассматриваемого района выделяется 3 подтолщи (Проведение..., 2007), отличающиеся друг от друга по литологическому составу.

Нижняя подтолща янганапейской толщи обнажается в основном в северо-западной части площади. Она слагается кислыми вулканитами риолитового, риодацитового, реже дацитового состава, среди которых преобладают лавы. Среди горизонтов кислых лав установлены единичные линзы известняков. Средняя подтолща янганапейской толщи представлена лавами и туфами базальтов, андезибазальтов и проявлена на всей площади. Верхняя подтолща янганапейской толщи слагается в основном карбонатными породами, среди которых преобладают горизонты и линзы рифогенных известняков.

Характерной особенностью карбонатно-известняковой толщи является наличие элементов древней коры выветривания в виде бокситов, аллитов, что, в принципе и является основанием выделения ее в отдельное стратиграфическое подразделение. В тоже время среди известняков карбонатно-известняковой толщи неоднократно установлены горизонты туфов и даже лав, что является основанием отнесения ее вместе с янганапейской толщей в единый вулканический комплекс. Известняки верхней подтолщи янганапейской толщи и карбонатно-известняковой толщи слагают ядро Сибилейской синклинали в центральной части площади (рис. 3.21).

68 2007

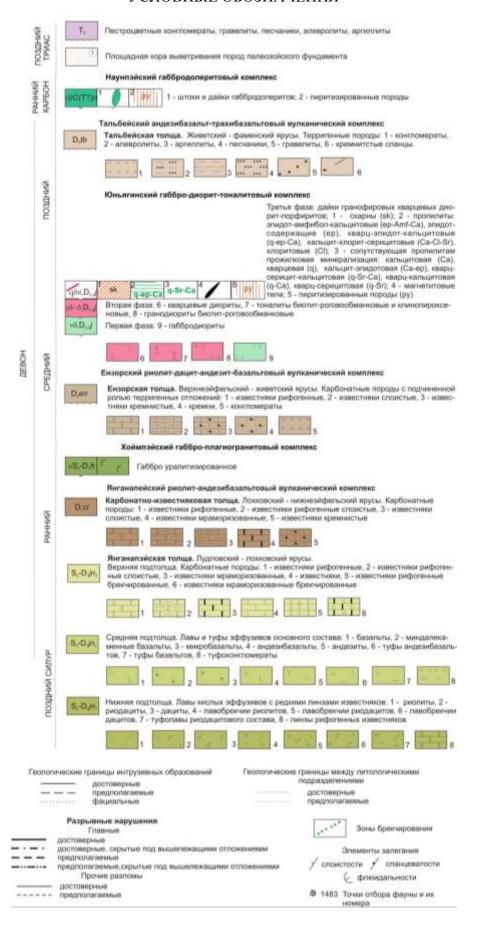


Карта составлена по материалам Воронова В.Н. (1976 г.) Авторы Е.В. Черняев, О.В. Колмакова

Масштаб 1: 100000

Рисунок 3.21 — Схематическая геологическая карта междуречья Ензорьяхи и Юняхи. Условные обозначения приведены на следующей странице

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



Завершается формирование янганапейского вулканогенно-осадочного комплекса внедрением габброидов габбро-плагиогранитной формации хоймпэйского интрузивного комплекса. Они представлены на площади Хохорейской интрузией уралитизированных габбро. Габбро являются на площади наиболее древними интрузивными образованиями, метаморфизованными в последующие этапы развития территории, что проявляется в их уралитизации, потере магнитных свойств пород, а также в значительной тектонической нарушенности.

Вулканно-плутоническая ассоциация, слагаемая вулканитами и связанными с ними рифовыми массивами янганапейской и карбонатно-известняковой толщ, а также габброидами хоимпейского интрузивного комплекса относятся в целом к контрастным слабодифференцированным палеорифтовым океаническим образованиям. С подобными ассоциациями пород на Урале связаны колчеданно-полиметаллические месторождения. Преобладание в наблюдаемом разрезе янганапейской толщи кислых вулканитов над основными лавами предпосылкой формирования на площади полиметаллических объектов с рудами, в которых цинк и свинец преобладают над медью.

Верхнеэйфельско-живетский структурный ярус представлен ензорским вулканическим и юньягинским интрузивным комплексами. В пределах рассматриваемого района он представлен лишь рифовыми массивами, битуминозными известняками с подчиненной ролью кремней и туфоосадочных пород выделяемых в ензорскую толщу. Отложения толщи в виде цепочки рифовых построек прослеживаются, в основном, в восточной и южной частях района (рис. 3.21). Известняки залегают несогласно на отложениях янганапейской, карбонатно-известняковой толщ и на эродированных габбро Хохорейского массива. Более ранние известняки янганапейской, карбонатно-известняковой толщ в подошве ензорской свиты часто брекчированы, подвергнуты интенсивному выветриванию с образованием бокситов.

Юньягинский габбро-диорит-тоналитовый комплекс на междуречье Ензорьяхи и Юньяхи представлен несколькими интрузивами. Габбродиориты 1-й фазы комплекса образуют небольшой массив в западной части площади и мелкое тело в пределах рудопроявления железа в центральной части площади. Габбродиориты прослежены здесь в коренном обнажении на правом борту р. Неруцьяхи. Породы 2-й фазы образует Сибилейский массив и несколько небольших тел, представленных кварцевыми диоритами, тоналитами биотитроговообманковыми клинопироксеновыми, реже плагиогранитами биотитроговообманковыми и биотитовыми (рис. 3.21). Дайковая фация выделяется в 3-ю фазу комплекса и представлена дайками гранофировых кварцевых диорит-порфиритов и тоналитпорфиров, плагиогранит-порфиров и реже – плагиоаплитов. На карте В.Н. Воронова дайки кварцевых диорит-порфиритов показаны только на западном фланге площади, а в текстовой

части отчета отмечается их развитие на Неруцьяхском рудопроявлении. Установлен доскарновый возраст даек диоритовых порфиритов (Проведение..., 2007).

С постмагматической стадией интрузивного магматизма связано формирование контактово-метасоматических и гидротермальных образований, представленных известковыми скарнами, апоскарновыми и аповулканическими пропилитами с сульфидно-магнетитовой минерализацией. Магнетитовые тела контролируются зоной контакта алюмосиликатных и карбонатных пород и локализуются в кровле, подошве горизонтов известняков, нарушенных разрывными нарушениями, в основном, субмеридионального и субширотного направлений.

Живетско-среднекаменноугольный структурный ярус представлен отложениями талбейского андезибазальт-трахибазальтового вулканического комплекса. В рассматриваемом районе комплекс представлен тальбейской толщей живетско-фаменского возраста. Толща слагается терригенными образованиями — конгломератами полимиктовыми, известняковыми конглобрекчиями, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, редкими линзами известняков. Толща получила распространение в северо-восточной части площади в бассейне р. Ензоръяха, вблизи озер Западное и Восточное Сибилето.

В восточной части рассматриваемого района по материалам В.Н. Воронова (Результаты..., 1976) установлены единичные дайки габбродолеритов, предположительно, наунпэйского комплекса (рис. 3.21). Не исключено, что эти дайки имеют более молодой возраст и обусловлены триасовой рифтогенной тектоно-магматической активизацией региона. Другие интрузивные образования живетско—среднекаменноугольного возраста на площади не обнаружены, но в карьере севернее Сибилейского массива наблюдались дайки монцодиоритов.

Стратифицированные образования мезозоя на междуречье Ензорьяхи и Юньяхи представлены отложениями карнийско – норийского ярусов триаса (Результаты..., 1976). Они объединяются в нерасчлененные отложения лаборовской и теунтойской свит (T₃lb+tn). В основании разреза триасовых отложений расположены площадные и локальные коры выветривания (kv T). Они развиты в северной части площади на правобережье р. Ензоръяха к северу от оз. Западное Сибилето и в юго-западной части.

Структура рассматриваемого района обусловлена сложным сочетанием тектонически нарушенных отложений выше охарактеризованных вулканических и интрузивных комплексов нескольких структурных ярусов. Основной складчатой структурой площади является Сибилейская синклиналь, которая протягивается от юго-западного угла площади, до северовосточного фланга. В пределах синклинали выделяется два ядра, сложенные карбонатными отложениями янганапейской и карбонатно-известняковой толщ. Северное ядро расположено в зоне восточного контакта Сибилейского интрузива, южное ядро — в южной части района в окрестностях Хохорейской интрузии. Вулканиты в крыльях этой пликативной структуры смяты

в складки более высокого порядка север-северо-восточного и субмеридионального простирания. В ядрах антиклиналей высокого порядка в центральной части площади обнажаются лавы базальтов, а на северо-западном фланге – лавы кислого состава. Складки, как правило, линейные с падением крыльев 40-60°. Складчатые структуры разбиты разрывными нарушениями нескольких порядков и направлений.

Разрывные нарушения в пределах рассматриваемого района подразделяются на главные и прочие. Главные нарушения имеют в основном северо-западное, реже субмеридиональное простирание и обусловливают основной структурный рисунок площади. Разломы северо-западного простирания проявлены в северной и центральной части площади. Они, как правило, подновлены в триасовое время. Наиболее выраженным является молодой рифтогенный Ензорский разлом, обусловивший заложение триасовой впадины северо-западного — субширотного простирания в северной части междуречья Ензорьяхи и Юньяхи. Он на большей части площади перекрыт триасовыми отложениями, но под ними уверенно трассируются в гравитационном и магнитном полях (Результаты..., 1976). В палеозойском структурном этаже Ензорский разлом характеризуется дроблением, рассланцеванием пород и интенсивной гидротермальной деятельностью (Результаты..., 1976).

Серия разломов северо-западного простирания более высокого порядка проявлена также в центральной и южной части площади. Так, один из них ограничивает с юго-западного фланга Сибилейский интрузивный массив, другой — смещает триасовые и верхнедевонские терригенные отложения на западном фланге площади (рис. 3.21).

Разломы *северо-восточного простирания* в целом являются диагональными относительно субмеридианально ориентированных складок. Один из таких разломов расположен в западной части площади, где по нему выявлена мощная зона трещиноватости и смещение вулканитов янганапейской толщи. По геофизическим данным разлом ограничивает на глубине Сибилейский массив с северо-западной стороны.

Субмеридиональный разлом протягивается в южной части площади в бассейне р. Хохорейтане. К продольным разломам север-северо-восточного и субмеридионального простирания приурочено большинство аномальных гидрогеохимических полей золоторудной специализации.

Разломы *субширотного простирания* повсеместно проявлены на площади. Наиболее крупный из них закартирован в южной части Сибилейского интрузивного массива, где он представлен зоной катаклазированных и лимонитизированных диоритов шириной 50-100м (Результаты..., 1976). Субширотные нарушения более высокого порядка установлены восточнее Сибилейского массива и в пределах Хохорейского интрузива.

Согласно схеме гидрогеологического районирования территории Российской Федерации

2001 г. междуречье рек Ензорьяха и Юньяха приурочено к палеозойскому обрамлению Западносибирского артезианского бассейна и относится к Щучьинской гидрогеологической складчатой области Уральско-Сибирской палеозойской гидрогеологической складчатой области (рис. 3.22).

Рассматриваемая область относится к району распространения трещинных, трещинно-Для трещинно-жильных подземных вод. нее характерно преимущественно одного горизонта грунтовых вод в зоне экзогенной трещиноватости коренных пород. Ниже этой зоны породы, независимо от состава, практически безводны. Характерно отсутствие водоносных горизонтов или комплексов, развитых на больших пространствах. Отмечается частая, мозаичная смена условий водоносности на небольших расстояниях. Области питания, циркуляции и разгрузки совмещены и расположены в пределах одного водоносного комплекса или одной геолого-тектонической структуры, или даже в пределах отдельных геоморфологических форм рельефа. Грунтовые воды преимущественно пресные, а в области водораздельных хребтов – ультрапресные гидрокарбонатные кальциевые. Гидрогеохимическая зональность выражена слабо и отмечается, главным образом, в площадном направлении, в соответствии со сменой климатических зон и литологического состава пород.

Занимая водораздельное пространство между Русской и Западно-Сибирской равнинами, Урал является областью интенсивного стока подземных и поверхностных вод, сопровождающегося разрушением и смывом коренных пород. Продукты этого разрушения лишь частично остаются в пределах горного сооружения, покрывая склоны современных возвышенностей маломощным чехлом делювиальных и элювиальных образований и создавая аллювиальные осадки в речных долинах с мощностью, редко превышающей 15-20 м (Гидрогеология..., 1970). Существенного гидрогеологического значения они не имеют. Основные закономерности движения и накопления грунтовых вод здесь определяются составом и условиями залегания дочетвертичных пород, на которых, в свою очередь, сказалось влияние процессов формирования всей Уральской области.

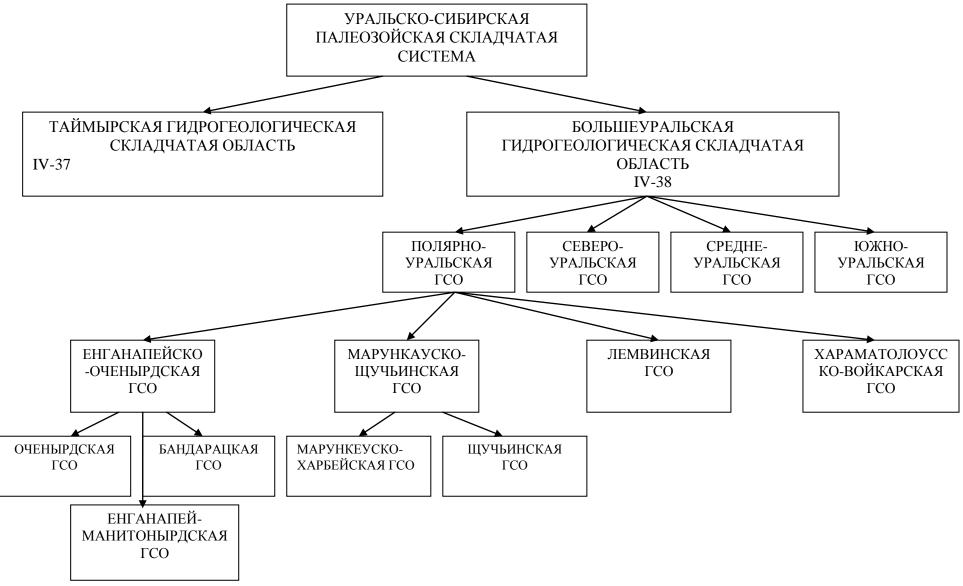


Рисунок 3.22 – Схема гидрогеологического районирования Уральско-Сибирской палеозойской складчатой системы

Осадочные породы при орогенических движениях были в различной степени смяты в сложные складки, разорваны тектоническими нарушениями и подверглись метаморфизму. На восточном склоне они дополнительно осложнены вулканической деятельностью перидотитовой, габбровой и многочисленными интрузиями гранитовой формаций. Неравномерные тектонические движения в сочетании с денудацией вывели на поверхность различные структурные этажи, обусловившие на Урале в направлении с запада на восток смену структурно-фациальных зон, которые вносят значительные изменения в характер распределения и гидродинамику грунтовых вод и в их ресурсы. Некоторые структурнофациальные зоны имеют сходные условия водоносности (Гидрогеология.... 1970).

Специфической особенностью гидрогеологической обстановки исследуемой территории является развитие многолетней мерзлоты, которая по распространению, строению и мощности относится к зоне многолетнемёрзлых пород сплошного развития однослойного строения (Трофимов, 1975). Нижняя её граница, по данным механического бурения и электрокаротажа фиксируется на абсолютных отметках 50–80 м при мощности от 90–100 м до 300–320 м (Трофимов, 1975). Особенности стратификации подземных вод района обусловлены не столько строением и соотношением пород различных геологических комплексов, сколько мощностью и строением многолетнемерзлотной толщи, её температурным режимом. По условиям залегания в пределах рассматриваемого района выделяются надмерзлотные, межмерзлотные, подмерзлотные воды.

Надмерзлотные воды периодически претерпевают фазовые переходы от твёрдого состояния к жидкому и приурочены к слою сезонного протаивания. Воды деятельного слоя пользуются повсеместным распространением в различных по генезису и возрасту породах. Наиболее распространены из водовмещающих пород неоген-четвертичные супеси, суглинки, пески, торфа, наименее – трещиноватые породы палеозойского фундамента. Режим надмерзлотных вод всецело зависит от атмосферных осадков и, частично, от степени оттаивания деятельного слоя многолетней мерзлоты, что определяет глубину залегания вод (Гидрогеология..., 1970). Глубина протаивания резко возрастает (на 0,2-0,4 м за лето) при уничтожении растительного покрова в результате деятельности человека (многочисленные дороги, площадки буровых установок и т.д.). Площади питания и распространения надмерзлотных вод совпадают, водоупором для них служит неровная поверхность многолетнемёрзлых пород, в более редких случаях – глинистые отложения и коренные породы. Слабая испаряемость, высокая влажность, большое количество атмосферных осадков в летний интенсивного причиной обводнённости период и отсутствие стока являются заболачиваемости территории.

По характеру циркуляции это преимущественно безнапорные воды и только в конце

летнего периода при частичном промерзании верхнего слоя почвы возникают слабые напоры (0,3-0,8 м) (Трофимов, 1975). Основная часть вод деятельного слоя разгружается в бортах речных долин и оврагов, где кровля многолетнемёрзлых пород приобретает заметный уклон. Химический состав надмерзлотных вод зависит от состава атмосферных осадков и состава промываемых горных пород слоя сезонного протаивания.

Межмерзлотные воды изучены весьма слабо и отмечаются в виде линз и прослоев сплошного льда мощностью от 1 до 10 м на различных глубинах. Севернее и восточнее описываемой территории фиксируются как высокоминерализованные межмерзлотные воды в жидком состоянии, так и крупные залежи льда (Трофимов, 1975), что говорит о существовании в прошлом большого количества водоносных горизонтов на обширных территориях крайнего севера. Межмерзлотные воды близповерхностного залегания создают характерные формы рельефа – гидролакколиты различных типов и генезиса. В северо-восточной части территории на месте озёрных впадин или заболоченных понижений фиксируется якутский тип гидролакколитов высотой до 25-30 м и диаметром основания 100-150 м. На участках разгрузки слабонапорных вод отмечается забайкальский тип гидролакколитов («коврижки»), которые имеют более мелкие размеры и характеризуются менее продолжительным временем существования.

Подмерзлотные воды наименее изучены вследствие перекрытия литофицированных пород мощным чехлом рыхлых отложений и повсеместным развитием многолетней мерзлоты. В основном это трещинные воды. По данным механического бурения обводнённость скважин не наблюдалась. Ряд исследователей (Результаты..., 1976, Трофимов, 1975) указывают на излияние подмерзлотных трещинных вод с дебитом 3-4 л/сек на глубине 300-320 м, которые оказались в значительной степени минерализованы.

Вмещающими породами подмерзлотных вод являются мезозойские и домезозойские образования. Они слагают обрамление Западно-Сибирского артезианского бассейна и являются областью питания его нижнего гидрогеологического этажа. При этом основная роль отводится зонам глубинных разломов в кристаллическом фундаменте (Результаты..., 1976)

3.2.1 Химический состав природных вод

Важными интегральными показателями геохимической среды природных вод являются их окислительно-восстановительный потенциал, кислотно-щелочные свойства (Методическое..., 1973). Воды междуречья Ензорьяхи и Юньяхи весьма разнообразны по кислотно-щелочным и окислительно-восстановительным свойствам, а также общей минерализации.

По кислотно-щелочным условиям природные воды междуречья Ензорьяхи и Юньяхи являются как кислыми, так и щелочными. Наиболее распространены в пределах рассматриваемой площади слабокислые воды с рН от 5,0 до 6,7. Более кислые воды с рН от 3,3 до 4,9 отмечаются на участках повышенной заболоченности, в местах локализации вод деятельного слоя. В водотоках на склонах водораздельных пространств и на участках интенсивного развития озер кислотность вод снижается, и они становятся нейтральными. В водах озер значения водородного потенциала значительно увеличиваются (рН 8,5 – 9,2) и воды являются щелочными. Повышению рН вод способствует развитие карбонатных пород, влияние которых в условиях каменистой тундры становится существенным даже при наличии высокой заболоченности территории.

Геохимическая обстановка природных вод междуречья Ензорьяхи и Юньяхи характеризуется значениями Еh от -68 до 347 мВ и может быть, в целом, оценена как окислительно-восстановительная — типичная для промежуточных сред: болотных и грунтовых вод (Гаррелс, 1968). Повышение рН вод на отдельных участках сопровождается некоторым снижением Eh. В районе исследований наиболее распространены воды со значениями окислительно-восстановительного потенциала 150-200 мВ.

Формирование разных условий геохимической среды определяется количественным соотношением в растворе окислителей, главным из которых является кислород, и восстановителей, основным среди которых выступает органическое вещество. Преобладание в растворе тех или иных напрямую связано с интенсивностью водообмена, последний, в свою очередь, во многом определяется характером рельефа и количеством атмосферных осадков. Анализ распространенности полей с окислительной геохимической обстановкой вод показывает их приуроченность с одной стороны к выположенным и выровненным участкам водораздела, а с другой стороны они отмечаются на водораздельных склонах с высоким градиентом рельефа и, соответственно, ожидаемой большей скоростью фильтрационных потоков.

Таким образом, формирование геохимической среды вод непосредственно связано с гидродинамическими особенностями территории, характером областей питания и разгрузки вод. Интенсивность гидродинамического режима определяет свойства геохимической среды и от них зависит направленность преобразования минералов горных пород, характер процессов взаимодействия вод с горными породами.

В пределах междуречья Ензорьяхи и Юньяхи наиболее распространены воды с минерализацией до 100 мг/л. Воды с минерализацией до 50 мг/л, которые приурочены к возвышениям в рельефе на выположенных водораздельных пространствах с преимущественным развитием вулканогенных подстилающих (водовмещающих) пород. Кроме того, воды с указанной минерализацией формируются на придолинных пространствах вблизи распространения терригенных отложений триасовых депрессий, а так же на площади массива габбро, вулканитов и терригенных отложений девона. Природные воды с минерализацией более 100 мг/л проявляются на локальных участках со сложным составом подстилающих (водовмещающих) отложений. Увеличение минерализации до 500 мг/л происходит на участках контакта вод с карбонатными породами и отмечается лишь в отдельных точках.

В классическом выражении с позиций общих классификаций воды рассматриваемого района относятся к одному химическому типу. По соотношению основных ионов при учете компонентов более 25 %-экв воды преимущественно гидрокарбонатные магниево-кальциевые и кальциево-магниевые, иногда более сложного катионного состава, содержащие до 46 %-экв натрия. Специфика катионного состава вод во многом отражает, к каким отложениям приурочены воды: карбонатным или алюмосиликатным.

На участках техногенно-нарушенного ландшафта, где активно протекают процессы окисления сульфидных руд, непосредственно находящихся в контакте с атмосферой, значительно возрастает доля сульфат-иона (до 25 %-экв) и воды становятся сульфатногидрокарбонатными.

Содержания хлора в водах незначительны (чаще всего 0,3-0,5 мг/л). Увеличение его концентраций отмечается, главным образом, в северо-западной части территории на водораздельном склоне с абсолютными отметками 115-160 м.

Наряду с солевым составом значительную роль в химическом составе вод восточного склона Полярного Урала играют органические вещества, которые от суммы растворенных в воде солей составляют от 2 до 10 %. В составе органического вещества доминируют фульвовые кислоты, среднее содержание которых составляет 7,4 мг/л, при максимальном 20 мг/л, что значительно превышает содержание в растворе таких ионов как, хлорид-ион и калий. Количество гуминовых кислот в среднем невелико и составляет 1,2 мг/л при максимальном значении 2,65 мг/л, что в целом определяется их низкой растворимостью в водах. Минимальное количество как фульвовых, так и гуминовых кислот отмечается в водах техногенного ландшафта из-за активно развитых в этих водах процессов окисления, приводящих к минерализации органического вещества с образованием исходных минеральных веществ – CO₂ и H₂O (Геохимия..., 2004, Перельман, 1972).

В распределении породообразующих химических элементов в природных водах междуречья рек Ензорьяха и Юньяха отмечается локальное проявление повышенных значений кремния в ультрапресных водах с минерализацией до 100 мг/л на водораздельном пространстве р.р. Нганотаяха и Ензорьяха и в водах с минерализацией выше 200 мг/л в верховье бассейна р. Неруцьяха и на её водораздельном пространстве с притоками р. Ензорьяха, а также на отдельных участках по левым бортам р. Неруцьяха и р. Хохорэйтанё.

Алюминий в повышенных концентрациях отмечается в слабокислых водах с минерализацией до 100 мг/л на водораздельном пространстве р.р. Нганотаяха и Ензорьяха, в районе Юньягинского массива и массивов габбро, а также в бассейне р. Ензорьяха. При этом большинство его проявлений, особенно в бассейнах р.р. Нияшор и Хохорэйтанё и на водоразделе к северу от бассейна р. Нганотаяха, сопровождаются повышенными концентрациями лития, бериллия, циркония, гафния, титана и тория.

В целом средние содержания химических элементов в водах междуречья рек Ензорьяха и Юньяха (табл. 3.9) соответствуют кларкам гидросферы для поверхностных (речных) вод и средним значениям химических элементов в подземных водах тундровых ландшафтов (Шварцев, 1998).

Превышение средних значений над кларковыми от 10 до 1,5 наблюдается для Sc, Eu, Fe, Ho, Dy, Tb, Gd, Pr, Er, Yb, Sm, Se, Nd, Lu, Nb, Tm, Ce, Mn, La, Ni (по мере убывания).

Содержания микрокомпонентов в водах междуречья рек Ензорьяха и Юньяха зачастую значительно ниже, чем среднее содержание в водах тундровых ландшафтов, исключение составляют Sc, Fe, Mn, Ni, содержания которых выше. Такие элементы как Cu, V, As, Sr, I, Ва в рассматриваемых водах содержатся в количествах близких к средним для тундровых ландшафтов. Вместе с тем, в процессе исследований получены новые данные о распределении в водах Вi, Cd, Pt, B, Ge, Se, Br, Y, Rh, Pd, Te, Cs, TR, Hf, Ta, W, Re, Ir, Hg, Tl, Th, сведения о кларках гидросферы которых отсутствуют (Справочник..., 1990, Шварцев, 1998).

В связи с высокой чувствительностью применяемых методов определения химических элементов стало возможным уточнить данные по Cl, Cu, Rb, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sb, Cs, Pb, La-Lu. При этом для редкоземельных элементов отмечено преимущественное превышение кларковых значений и только для Eu характерны более низкие концентрации по отношению к кларку поверхностных (речных) вод, также как для Th и U.

Таблица 3.9 – Химический состав вод междуречья Ензорьяхи и Юньяхи, мкг/л

Компо- ненты	Среднее содержание	Макси- мальное содержание	Среднее содержание в водах тундрового ландшафта**	Кларк речных вод	Компо- ненты	Среднее содержание	Макси- мальное содержание	Среднее содержание в водах тундрового ландшафта**	Кларк речных вод	Компо- ненты	Среднее содержание	Макси- мальное содержание	Среднее содержание в водах тундрового ландшафта**	Кларк речных вод
pН	6,5	9,2	6,5	_	Ga	0,0105	0,73	0,3	0,1	Nd	0,13	37,10	_	0,04
Eh, мВ	178	347		1	Ge	0,0038	0,065	_	0,07	Sm	0,029	7,99	_	0,008
HCO ₃ -*	65,0	324,5	61,5	_	As	0,54	4,31	0,73	2,0	Eu	0,009	1,82	_	0,001
SO ₄ ^{2-*}	4	100	4,84	-	Se	0,69	13,91	_	0,2	Gd	0,038	10,35	_	0,008
Cl ^{-*}	0,35	8,9	4,0	5,0	Br	8,25	39,49	_	20,0	Tb	0,0053	1,37	_	0,001
NH ₄ ^{+*}	1,3	4	0,22	_	Rb	0,56	56,12	1,53	2,0	Dy	0,028	7,03	_	0,005
Na ^{+*}	2,76	42,49	4,28	5,5	Sr	21,75	378,30	_	50,0	Ho	0,0061	1,40	_	0,001
Mg ^{2+*} K ^{+*}	4,61	50,36	5,37	2,9	Y	0,14	26,90	_	0,7	Er	0,016	3,61	_	0,004
K**	0,49	7,31	0,84	2,0	Zr	0,19	6,2	_	2,6	Tm	0,0027	0,51	_	0,001
Ca ^{2+*}	11,46	178,3	13,0	12,0	Nb	0,0028	0,47	0,47	0,001	Yb	0,016	3,08	_	0,004
Si*	2,9	74,4	3,6	6,0	Mo	0,11	5,51	0,64	1,0	Lu	0,0029	0,47	_	0,001
Сумма ионов*	156,31	500	102	_	Ru	0,00025	0,036	_	_	Hf	0,0041	0,21	-	-
Li	2,32	54,17	3,97	2,5	Rh	0,0015	0,03	_	_	Ta	0,00084	0,02	_	_
Be	0,021	0,015	0,05	_	Pd	0,005	0,085	_	_	W	0,0017	0,44	_	0,03
В	4,13	270,8		20,0	Ag	0,0015	0,58	0,21	0,2	Re	0,0005	0,02	_	_
Al	29,30	42093	160	160	Cd	0,008	3,51	_	0,2	Os	0,00007	0,00077	_	_
Sc	0,89	28,12	0,06	0,004	Sn	0,013	0,38	0,22	0,04	Ir	0,00085	0,01	_	_
Ti	0,54	155,70	3,34	3,0	Sb	0,077	3,19	0,75	1,0	Pt	0,0002	0,0044	_	_
\mathbf{V}	0,41	9,68	0,50	1,0	Te	0,0016	0,17	_	_	Au	0,0008	0,013	0,0018	0,002
Cr	1,24	66,96	2,52	1,0	I	1,97	95,11	2,21	2,0	Hg	0,051	0,85	_	0,07
Mn	21,48	37076,63	12,30	10,0	Cs	0,0032	0,64	_	0,03	Tl	0,0010	0,21	_	1,0
Fe*	0,25	278,94	0,2	0,04	Ba	7,31	44,28	10,0	30,0	Pb	0,023	39,59	1,88	1,0
Co	0,17	363,40	0,30	0,30	La	0,09	34,28	1,10	0,05	Bi	0,003	0,19	_	_
Ni	3,87	219,19	1,91	2,5	Ce	0,18	84,71	_	0,08	Th	0,045	2,17		0,1
Cu	1,15	80,04	1,94	7,0	Pr	0,03	9,23	_	0,007	U	0,016	6,40	0,25	0,5
Zn	3,22	410,91	23,0	20,0										

Примечание: * - содержание в мг/л, *** - по данным Шварцева С.Л., 1998, «- » - нет данных

Как было показано выше, особенностью рассматриваемых вод является накопление в растворе элементов-гидролизатов, к которым относятся кроме всех прочих и РЗЭ. В настоящее время распространенность редкоземельных элементов (РЗЭ) в природных водах рассмотрена в большом количестве работ. Среди них необходимо отметить публикации зарубежных исследователей, посвященные поведению редкоземельных элементов в поверхностных водотоках (Biddau et al., 2002, Leybourne and Johannesson, 2008, Ferreira da Silva et al., 2009), природных и техногенных озерах районов активного вулканизма и площадей с высокой антропогенной нагрузкой (Возаи et ak., 2005, Gammons et al., 2002). Первые работы российских ученых по геохимии РЗЭ появились в 70-ые годы прошлого века (Крайнов, 1973, Балашов, 1976). Наиболее крупными работами последних лет являются исследования, посвященные анализу поведения РЗЭ в поверхностных водах суши и океане (Дубинин, 2006), минеральных и поверхностных водах Приморья (Чудаева, Чудаев, 2011, Чудаев и др, 2017) и шахтных водах (Табакслат, 2010).

Содержание Σ РЗЭ в природных водах восточного склона Полярного Урала составляет от 0,04 мкг/л до 229,87 мкг/л (табл. 3.9). Среднее содержание РЗЭ, по мере увеличения атомного веса уменьшается от La до Lu, что вполне согласуется с известной закономерностью поведения химических элементов в геологических оболочках Земли. При этом содержание РЗЭ с четными номерами по таблицы Д.И. Менделеева выше, чем с нечетными, что является яркой иллюстрацией закона Оддо-Гаркинса. В целом, уровень концентраций РЗЭ в водах междуречья Ензорьяхи и Юньяхи значительно превышает кларк речных вод. Это характерно для всех элементов данной группы кроме Y (табл. 3.10). При этом концентрации РЗЭ в водах деятельного слоя вдвое выше, чем в озерных и речных.

Согласно анализу профилей распределения РЗЭ в природных водах отмечается идентичность их поведения в природных водах (рис. 3.23).

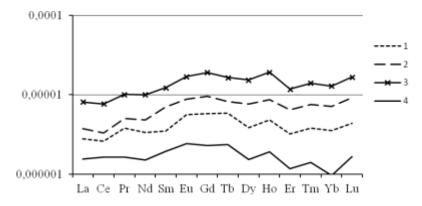


Рисунок 3.23 — Нормализованные по NASC концентрации РЗЭ в водах междуречья Ензорьяхи и Юньяхи. 1 — озера, 2 — реки, 3 — воды деятельного слоя, 4 — карьеры.

Во всех водах наблюдается относительно небольшое обогащение средними редкоземельными элементами и положительная аномалия гольмия, которая наиболее ярко проявляется в водах деятельного слоя. В водах карьеров также отмечается обогащение средними редкоземельными элементами, а также небольшие аномалии гольмия и тулия и лютеция. Аномалия лютеция также проявляется и в природных водах, но не столь ярко.

Распространенность РЗЭ в водах во многом определяется параметрами геохимической обстановки, основными среди которых являются рН и Еh. Как показано на рисунке 3.24а с ростом рН происходит снижение суммарного содержания РЗЭ в водах, что является весьма типичным для элементов-гидрализатов. Изменение окислительно-восстановительных условий не оказывает значительного влияния на поведение РЗЭ (рис. 3.24). Увеличение минерализации в незначительной степени приводит к снижению суммарного содержания РЗЭ в водах (рис. 3.24).

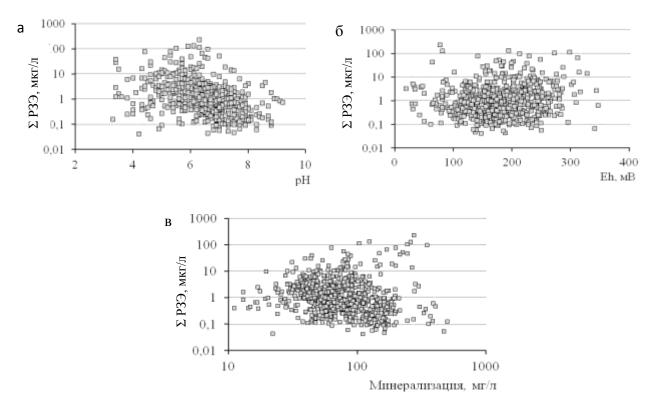


Рисунок 3.24 – Изменение суммы РЗЭ в водах от параметров геохимической среды рН (a), Eh (б) и минерализации (в) в водах восточного склона Полярного Урала

Кислотно-щелочные условия вод также значительное влияние оказывают на миграционную способность РЗЭ. В слабокислых и кислых водах, обогащенных органическими веществами, большая часть РЗЭ мигрирует в форме органических комплексов с гуминовыми и фульвовыми кислотами. Миграция РЗЭ в водах, содержащих органические соединения в незначительных количествах, осуществляется в большей степени в форме неорганических

комплексных соединений, соотношение которых в водах определяется в большей степени величиной рН и наличием в растворе соответствующих лигандов (Biddau et al., 2002). Учитывая геохимические особенности вод изучаемой территории, с помощью программного продукта HydroGeo (М.Б. Букаты) рассчитаны формы миграции РЗЭ в речных и озерных водах. Изменение форм миграции РЗЭ в водах при различных значениях рН можно проследить на примере Ce^{3+} и Yb^{3+} . Как показано на рисунке 3.25, в кислых водах ведущими формами являются трехвалентный катион ($P39^{3+}$), гидрокарбонатный комплекс ($P39HCO_3^{2+}$) и комплексы с фтором ($P39F_2^{2+}$ и $P39F_2^{-1}$).

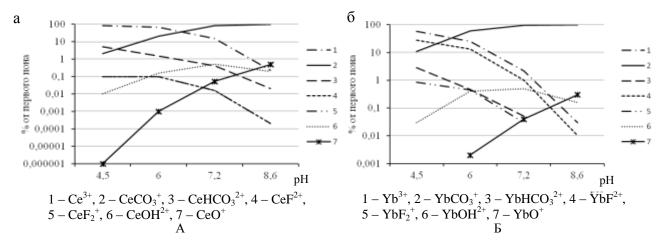


Рисунок 3.25 – Изменение формы миграции Ce (A) и Yb (Б) при различных значениях рН

Доля гидроксокомплексов (РЗЭОН) $^+$ в кислых водах невелика, но по мере увеличения рН их содержание возрастает и достигает максимума в нейтральных водах (рис. 3.25). В щелочных водах роль указанных комплексов уменьшается, а карбонатных комплексов (РЗЭСО $_3$) $^+$ и комплексов с кислородом (РЗЭО) $^+$ возрастает. Формирование комплексов с СГ и SO $_4$ 2 зависит от наличия в растворе соответствующих лигандов. Выявленные закономерности характерны для всей плеяды РЗЭ как в озерных, так и в речных водах.

Особенности гидродинамического режима района исследований предопределили необходимость селективного рассмотрения химического состава речных, озерных вод и вод деятельного слоя. Все указанные типы вод отличаются по кислотно-щелочным условиям, что также предопределило особенности накопления в них химических элементов.

Формирование химического состава вод деятельного слоя в большей степени связано с сезонными изменениями, т.е. с процессами промерзания и оттаивания вмещающих пород.

Воды деятельного слоя являются в большинстве своем слабокислыми или нейтральными с минерализацией от 13 до 500 мг/л при среднем значении 80 мг/л (табл. 3.10).

Таблица 3.10 – Химический состав подземных и поверхностных вод междуречья Ензорьяхи Юньяхи

				Содерж	ание	
Компоненты	Ед. измерения	Предел обнаружения	Воды деятельного слоя	Реки	Озера	Кларк речной воды (Соловов, 1990)
pН	Ед.рН	0,1	3,3 - 8,8 6,0	3,8 - 8,2 6,9	5,3 - 9,2 7,3	_
Eh	мВ	_	<u>-59 – 347</u> 173	$\frac{-68 - 347}{170}$	<u>47 – 341</u> 175	_
HCO ₃	мг/л	6	<u>4,7 – 324,5</u> 57,5	<u>7,4 – 293,5</u> 64,8	3,7 -114,0 47,0	_
Cl ⁻	"	0,1	$\frac{0.1 - 5.6}{0.40}$	<u>0,14 - 4,65</u> 0,38	$\frac{0,22-0,45}{0,30}$	5,5
SO ₄ ²⁻	"	0,1	$\frac{0.5 - 100}{1.5}$	<u>0,05 - 47</u> 1,77	$\frac{0.05 - 56}{0.24}$	_
Ca	"	0,00005	<u>0,93 – 85,87</u> 8,60	<u>1,47 – 66,13</u> 10,99	1,01 – 28,39 5,41	12
Mg	"	0,000007	<u>0,61 -25,89</u> 4,51	<u>0,61 – 21,66</u> 4,16	<u>0,52 –17,11</u> 3,68	2,9
Na	"	0,000003	<u>0,05 – 42,49</u> 1,89	<u>0,53 – 19,01</u> 1,97	<u>0,51 –13,41</u> 2,02	5,0
K	"	0,00001	0,024 - 7,47 0,39	$\frac{0.014 - 1.20}{0.17}$	0,06 -1,24 0,28	2,0
∑солей	"	_	$\frac{13-500}{80}$	$\frac{17 - 385}{80}$	<u>11 –193</u> 57	_
Si	"	0,0007	<u>0,14 – 74,41</u> 3,69	$\frac{0,17 - 18,64}{2,32}$	0,12 -5,60 0,67	6,0
Fe	"	0,000005	<u>0,054 – 218,26</u> 1,58	<u>0,024 - 12,58</u> 0,401	<u>0,087 - 1,96</u> 0,404	0,04
Al	"	0,000006	<u>0,01 – 42,09</u> 0,19	<u>0,007 - 51,44</u> 0,13	0,013 - 1,30 0,08	0,16

Продолжение таблицы 3.10

				Содерж	сание	
Компоненты	Ед. измерения	Предел обнаружения	Воды деятельного слоя	Реки	Озера	Кларк речной воды (Соловов, 1990)
Mn		0,000002	$\frac{0,003 - 37,08}{0,26}$	0,058 - 4,16 0,026	<u>0,005 – 0,31</u> 0,03	0,01
Li	мкг/л	0,0004	$\frac{0,13-54,17}{2,07}$	$\frac{0,07-25,67}{1,6}$	<u>0,14 – 20,61</u> 2,6	2,5
Be		0,003	$\frac{0,002 - 2,72}{0,024}$	0,0016 - 0,54 0,010	<u>0,002 – 0,21</u> 0,013	-
В		0,08	$\frac{0.04 - 270.81}{5.4}$	1,18 – 146,72 6,59	1,39 – 45,57 9,55	20
Sc		0,03	0,18 - 28,12 1,92	<u>0,09 – 10,38</u> 1,19	0,03 - 2,43 0,41	0,004
Ti		0,005	<u>0,43 – 155,70</u> 3,13	0,21 -117,71 1,9	$\frac{0,40-13,71}{2,0}$	3,0
V		0,002	0,0003 - 4,35 0,21	$\frac{0,0003 - 2,28}{0,18}$	0,0003 - 2,04 0,046	1,0
Cr	66	0,02	<u>0,01 – 66,96</u> 1,42	0,01 -18,96 1,2	$\frac{0.01 - 8.09}{0.5}$	1,0
Co	٠	0,0002	<u>0,07 – 363,39</u> 2,13	0,028 - 23,53 0,209	$0.053 - 1.35 \\ 0.195$	0,3
Ni		0,005	0,0025 - 219,19 1,3	$\frac{0,0025 - 22,42}{0,8}$	0,0025 - 13,23 2,4	2,5
Cu		0,003	<u>0,30 -80,04</u> 3,0	0,34 - 34,69 1,5	0,26 – 4,66 1,4	7,0
Zn		0,003	0,66 – 410,9 18,9	$\frac{0,55 - 205,0}{4,8}$	0,16 - 326,4 4,6	20,0
Ga		0,001	<u>0,00005 - 0,21</u> 0,006	<u>0,00005 - 0,045</u> 0,0028	<u>0,00005 - 0,066</u> 0,0030	0,1

Продолжение таблицы 3.10

				Содерж	ание	
Компоненты	Ед. измерения	Предел обнаружения	Воды деятельного слоя	Реки	Озера	Кларк речной воды (Соловов, 1990)
Ge		0,001	0,00005 - 0,042 0,0016	0,00005 - 0,037 0,0013	<u>0,00005 - 0,018</u> 0,0007	0,07
As		0,006	0,19 - 4,31 0,53	$\frac{0,007 - 2,08}{0,37}$	0,12 - 2,86 0,44	2,0
Se	"	0,04	<u>0,001 – 13,91</u> 0,50	<u>0,001 – 11,36</u> 0,45	$\frac{0,001 - 9,88}{0,35}$	0,2
Br	٠.	0,2	$\frac{0.1 - 31.9}{8.3}$	<u>0,1 – 84,47</u> 6,61	$\frac{0.1 - 28.97}{6.62}$	20,0
Rb	"	0,003	$\frac{0.03 - 56.1}{0.75}$	$\frac{0.003 - 6.08}{0.3}$	$\frac{0,008 - 2,40}{0,3}$	2,0
Sr	٠.,	0,0008	3,4 - 366,9 30,8	<u>6,84 – 113,93</u> 22,9	3,93 - 69,84 13,4	50,0
Y	٠	0,0009	0,009 - 26,9 0,36	$\frac{0,008 - 5,02}{0,10}$	0,0063 - 0,69 0,09	0,7
Zr	66	0,004	$\frac{0.01-6.2}{0.2}$	$\frac{0.012 - 1.13}{0.14}$	$\frac{0,006 - 0,62}{0,07}$	2,6
Nb	66	0,0009	0,002 - 0,47 0,01	0,0007 - 0,081 0,007	0,0005 - 0,16 0,005	0,001
Mo		0,003	$\frac{0,001-2,5}{0,06}$	0,001 – 46,37 0,06	$\frac{0.001 - 0.84}{0.04}$	1,0
Ru		0,0002	0,0003 - 0,02 0,0006	<u>0,0001 – 0,036</u> 0,00046	0,00025 - 0,00462 0,00036	_
Rh	٠.	0,0005	0,0003 - 0,028 0,002	<u>0,0002 - 0,01</u> 0,0013	<u>0,00025 - 0,007</u> 0,0011	-
Pd	cc	0,003	<u>0,0015 – 0,08</u> 0,007	0,0015 - 0,027 0,005	<u>0,0015 - 0,027</u> 0,005	_

Продолжение таблицы 3.10

				Содерж	сание	
Компоненты	Ед. измерения	Предел обнаружения	Воды деятельного слоя	Реки	Озера	Кларк речной воды (Соловов, 1990)
Ag	"	0,00005	0,0003 - 0,6 0,01	0,00025 - 0,099 0,003	0,00025 - 0,052 0,002	0,2
Cd	"	0,003	$\frac{0,0015 - 3,51}{0,06}$	<u>0,0015 – 0,37</u> 0,01	<u>0,0015 - 0,16</u> 0,01	0,2
Sn	"	0,002	<u>0,00005 - 0,37</u> 0,01	$\frac{0,00005 - 0,14}{0,0045}$	<u>0,00005 - 0,037</u> 0,0046	0,04
Sb	"	0,001	$\frac{0.03 - 2.3}{0.20}$	$\frac{0.031 - 1.62}{0.19}$	<u>0,02 -0,52</u> 0,15	1,0
Te	"	0,0008	$\frac{0,0004 - 0,17}{0,002}$	<u>0,0001 -0,033</u> 0,0009	<u>0,0004 – 0,038</u> 0,0011	_
Ι	"	0,008	$\frac{0.1-13.3}{1.9}$	$\frac{0.17 - 11.88}{1.06}$	$\frac{0,16-7,47}{1,23}$	2,0
Cs	"	0,0005	0,0006 - 0,64 0,009	<u>0,00025 - 0,36</u> 0,002	<u>0,00025 - 0,068</u> 0,003	0,03
Ba	"	0,0005	1,35 – 44,3 7,6	1,15 – 10,13 5,51	<u>0,90 – 9,72</u> 5,82	30,0
La	"	0,0005	$\frac{0,006 - 34,28}{0,3}$	<u>0,002- 5,99</u> 0,059	<u>0,008 – 0,98</u> 0,087	0,05
Eu	"	0,0007	$\frac{0,0004 - 1,82}{0,02}$	<u>0,00035 - 0,43</u> 0,0053	<u>0,00035 - 0,064</u> 0,0069	0,001
Lu	"	0,0005	$\frac{0,0003 - 0,47}{0,008}$	<u>0,0002 – 0,89</u> 0,0024	<u>0,00025 - 0,013</u> 0,0021	0,001
Hf	"	0,0006	0,0003 - 0,21 0,007	<u>0,0003 - 0,032</u> 0,004	0,0003 - 0,022 0,003	_
Та	"	0,0002	<u>0,0001 – 0,02</u> 0,0006	<u>0,0001 – 0,0084</u> 0,0006	<u>0,0001 - 0,0051</u> <u>0,0004</u>	_

Продолжение таблицы 3.10

				Содерж	ание	
Компоненты	Ед. измерения	Предел обнаружения	Воды деятельного слоя	Реки	Озера	Кларк речной воды (Соловов, 1990)
W	٠.	0,002	$\frac{0,001 - 0,07}{0,005}$	$\frac{0.001 - 0.03}{0.003}$	$\frac{0,001 - 0,44}{0,002}$	0,03
Re		0,0005	0,0003 - 0,009 0,0005	0,00025 - 0,054 0,0005	0,00025 - 0,0015 0,0003	-
Ir		0,0001	0,0001 - 0,0013 0,00014	0,00003 - 0,005 0,00009	0,00005 - 0,0007 0,00009	_
Pt		0,0001	<u>0,0001 - 0,004</u> 0,0002	<u>0,000075 - 0,02</u> 0,000248	<u>0,0001 - 0,001</u> 0,000158	-
Au		0,0001	0,00005 - 0,007 0,0004	<u>0,00005 - 0,028</u> 0,00069	<u>0,00005 – 0,0066</u> 0,00056	0,002
Hg	44	0,002	0,002 - 0,85 0,03	0,0015 - 0,75 0,02	0,0015 - 0,26 0,03	0,07
Tl		0,0003	0,0003 - 0,21 0,003	0,00015 - 0,048 0,00067	0,00015 - 0,0067 0,00073	1,0
Pb		0,001	0,01 – 39,6 0,8	0,001 - 4,30 0,17	0,042 - 2,19 0,31	1,0
Bi		0,0005	0,00025 - 0,19 0,004	<u>0,000015 - 0,033</u> 0,0010	<u>0,00025 - 0,011</u> 0,0009	_
Th		0,0003	$\frac{0,0004 - 2,17}{0,04}$	$\frac{0,00048 - 0,22}{0,0250}$	0,0033 - 0,23 0,0248	0,1
U		0,0001	<u>0,0005 - 6,39</u> 0,01	$\frac{0,0005 - 2,18}{0,0157}$	<u>0,00057 - 0,11</u> 0,0121	0,5
Число точек			193	343	165	

Примечание – в числителе – минимальное и максимальное содержание, в знаменателе – среднее значение, «—» – данные отсутствуют, $\sum_{\text{солей}}$ – минерализация.

Минерализация вод деятельного слоя в большей степени определяется содержанием гидрокарбонат-иона и кальция и близка к минерализации речных вод. Однако, отличительной особенностью вод деятельного слоя является обогащение органическими веществами. Содержание фульвовых кислот в рассматриваемых водах достигает 20 мг/л, что более чем в три раза выше, чем в речных водах. В связи с этим, учитывая содержание фульвовых и гуминовых кислот, минерализация вод деятельного слоя увеличивается более чем на 10%.

В условиях вод деятельного слоя складывается весьма благоприятная обстановка для перехода в раствор и миграции химических элементов. Воды деятельного слоя обогащены такими элементами как, Si, Ag, Bi, Cu, Cd, Pb, Be, Sc, Rb, Y, Nb, Te, Cs, Eu, Lu, Hf, Ta, W, Th, V, Ga, Ge, As, I, Ba. Особенности поведения в водах химических элементов во многом определяется геохимическими условиями среды, значительное место в формировании которых играют органические вещества. Последние способствуют подкислению вод, что повышает их агрессивность по отношению к вмещающим породам.

Кроме того, наличие органических веществ в растворе способствует формированию органоминеральных комплексов, являющихся хорошими мигрантами, что также способствует накоплению элементов в растворе. В этой связи, такие компоненты, как Mn, Co, Zn, Pd, La, Tl, Sn, Fe, Ir в водах деятельного слоя содержатся в концентрациях, значительно превышающих их концентрации в реках и озерах.

Химический состав надмерзлотных вод связан с составом атмосферных осадков и составом промываемых горных пород слоя сезонного протаивания. В пределах исследуемого района широко распространены алюмосиликатные породы с подчиненным развитием карбонатных. Возраст отложений от позднесилурийского до позднетриасового. Характеристика химического состава вод, дренирующих отложения различного состава, приведена в таблицах 3.11 и 3.12.

Из приведенных данных видно, что по содержанию основных компонентов и минерализации выделяются воды, приуроченные к карбонатным отложениям. Воды карбонатных отложений околонейтральные среднее значение рН для всех вод этой группы составляет 6,5, что выше, чем для вод алюмосиликатных отложений. Минерализация вод карбонатных пород почти в два раза выше, чем алюмосиликатных и составляет 133 мг/л. Основными ионами, определяющими минерализацию вод, являются кальций и гидрокарбонатион, содержание которых в рассматриваемых водах соответственно 22 и 97 мг/л. Содержания остальных макрокомпонентов для вод алюмосиликатных и карбонатных отложений вод находятся на одном уровне.

Повышенное содержание указанных компонентов обусловлено процессами конгруэнтного растворения карбонатных пород, которое предполагает переход в раствор компонентов, входящих в состав растворяющейся породы, в стехиометрических соотношениях.

Сопоставление микрокомпонентного состава вод карбонатных и алюмосиликатных отложений показывает, что в водах, приуроченных к карбонатным отложениям, накапливаются В, Sc, Sr, Ru, Hg, Tl, а в водах, приуроченных к алюмосиликатным отложениям – Be, Al, Ti, V, Ga, Ge, Y, Zr, Ag, Cd, Th, P3Э. В сравнении с кларками речных вод особенностью вод алюмосиликатных отложений является накопление в растворе Li, Al, Cr до выше кларковых концентраций и Sr в водах карбонатных отложений. Во всех водах как алюмосиликатных отложений различного состава и возраста, так и в водах карбонатных отложений отмечаются выше кларковые содержания Sc, Mn, Fe, Co, Se, Nb, P3Э.

Таблица 3.11 – Характеристика надмерзлотных вод междуречья Ензорьяхи и Юньяхи, мг/л.

								Воды	
	F	Зоды преимуще	ественно алюм	иосиликатны	х отложений		кар	іущесті бонатн ложені	ιых
Компо- неты	кислые эффузивные отложения S_2 - D_1 j n_1	основные туфы и эффузивные отложения S_2 - D_1 j n_2	уралитизированное габбро vS_2 - D_1h	тоналиты, габбро- диориты $q\delta_2D_{2-3}j$	терри- генные отложения D_3 tb	терри- генные отложения T_3	S ₂ -D1jn ₃	D ₁ ci	D ₂ en
pН	6,1	5,9	6,1	6,4	5,6	5,4	7,1	6,0	6,4
Eh	188	183	119	178	142	205	167	149	150
HCO ₃	58,2	49,7	38,7	59,1	59,8	40,2	106,4	70,3	117,0
Cl ⁻	0,4	0,3	0,3	0,5	0,3	0,3	1,1	0,5	0,4
SO_4^{2-}	2,1	1,9	0,5	1,4	0,8	1,1	1,6	1,6	1,5
Ca	9,0	8,1	3,2	5,3	8,7	6,3	25,0	17,3	25,4
Mg	4,9	3,8	5,1	7,7	4,0	3,8	4,6	2,7	5,3
Na	2,8	2,0	0,9	1,5	1,9	1,3	1,5	1,8	2,8
K	0,5	0,4	0,3	0,3	0,4	0,3	0,2	0,5	0,6
Минера- лизация	85,9	70,1	49,1	80,0	78,6	57,2	144,8	98,4	157,7

Таблица 3.12 – Характеристика микрокомпонентного состава надмерзлотных вод междуречья Ензорьяхи и Юньяхи, мкг/л

		Воды преимущо	ественно алюм	осиликатных о	тложений			реимущестных отл			Среднее
Компо- ненты	кислые эффузивные отложения S ₂ - D ₁ jn ₁	основные туфы и эффузивные отложения S ₂ - D ₁ jn ₂	уралити- зированное габбро vS ₂ -D ₁ h	тоналиты, габбро- диориты $q\delta_2D_{2-3}$	терригенные отложения D₁tb	терригенные отложения T_3	S ₂ -D ₁ jn ₃	D ₁ ci	D ₂ en	Кларк речных вод	для тундрового ландшафта
Li	2,2	1,8	2,7	1,6	3,5	2,8	0,7	1,9	3,1	2,5	4,0
Be	0,035	0,021	0,016	0,034	0,030	0,023	0,007	0,022	0,013	-	0,05
В	7,1	4,5	6,1	3,8	5,0	5,2	3,7	6,2	15,0	20	-
Al	296	184	211	249	171	192	75	105	139	160	160
Sc	2,4	1,9	1,2	1,8	1,3	1,7	2,3	2,1	2,6	0,004	0,06
Ti	4,1	2,9	2,4	4,0	2,4	3,4	2,2	2,2	2,2	3	3,3
V	0,20	0,28	0,47	0,21	0,14	0,28	0,16	0,18	0,05	1	0,5
Cr	1,7	1,6	2,0	1,1	1,4	1,7	0,6	0,9	1,5	1	2,5
Mn	310	220	245	270	344	200	118	422	265	10	12,3
Fe	1675	1219	1134	1369	2231	2969	798	1770	1494	40	200
Co	2,5	1,7	2,3	2,2	2,8	2,3	0,9	2,7	1,8	0,3	0,3
Ni	1,4	0,6	0,01	10,2	0,3	1,2	2,5	2,5	0,7	2,5	1,91
Cu	4,0	3,1	3,0	4,5	2,0	2,2	2,0	1,7	2,9	7	1,94
Zn	18,7	17,5	19,5	18,7	21,2	22,0	15,3	23,6	15,5	20	23
Ga	0,005	0,008	0,008	0,006	0,006	0,010	0,002	0,003	0,004	0,1	0,3
Ge	0,001	0,001	0,005	0,004	0,001	0,003	_	_	0,001	0,07	=
As	0,48	0,50	0,50	0,55	0,64	0,87	0,33	0,54	0,46	2	0,73
Se	0,54	0,58	0,52	0,31	0,53	0,47	0,44	0,55	0,62	0,2	-
Br	7,5	9,5	10,1	10,7	6,5	7,5	8,5	6,7	8,1	20	-
Rb	0,86	0,81	0,79	0,58	0,74	0,70	0,42	1,07	1,20	2	1,53
Sr	34,8	28,0	15,2	26,4	28,0	24,5	43,4	52,5	59,2	50	21,3
Y	0,48	0,30	0,34	0,73	0,32	0,43	0,12	0,11	0,23	0,7	-
Zr	0,20	0,20	0,25	0,26	0,17	0,27	0,11	0,11	0,12	2,6	0,78

Продолжение таблицы 3.12

									тродо		олицы 3.12
		T.			.,			реимущес			
			ественно алюмосили		ений	1	карбона	тных отл	ожений	Кларк	Среднее
Компо- ненты		основные туфы и эффузивные	уралити- зированное	тоналиты, габбро-	терригенные	терригенные	S_2 - D_1 j n_3	D ₁ ci	D ₂ en	речных	для тундрового
	кислые эффузивные	отложения S ₂ -	габбро	диориты	отложения	отложения	2 13 3		_		ландшафта
	отложения S_2 - D_1 j n_1	D_1jn_2	vS_2-D_1h	$q\delta_2D_{2-3}j$	D ₃ tb	T ₃	0.010	0.011	0.010	0.004	0.45
Nb	0,014	0,012	0,009	0,013	0,013	0,012	0,018	0,011	0,013	0,001	0,47
Mo	0,05	0,06	0,06	0,07	0,05	0,05	0,03	0,08	0,06	1	0,64
Ru	0,0007	0,0005	0,0011	0,0005	0,0009	0,0006	0,0004	0,0008	0,0007	-	-
Rh	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,004	0,005	-	-
Pd	0,007	0,006	0,010	0,007	0,006	0,010	0,007	0,006	0,005	-	1,88
Ag	0,01	0,01	0,005	0,009	0,009	0,008	0,02	0,01	0,005	0,2	0,21
Cd	0,08	0,06	0,09	0,10	0,04	0,07	0,06	0,04	0,03	0,2	-
Sn	0,013	0,015	0,005	0,006	0,009	0,009	0,011	0,010	0,002	0,04	0,22
Sb	0,17	0,17	0,18	0,12	0,25	0,24	0,28	0,21	0,12	1	0,75
Cs	0,011	0,008	0,011	0,009	0,007	0,007	0,006	0,011	0,015	0,03	-
Ba	7,8	7,7	8,5	6,9	8,8	7,7	7,1	7,2	7,5	30	10
La	0,34	0,21	0,20	0,54	0,23	0,25	0,10	0,09	0,17	0,05	1,1
Ce	0,76	0,45	0,55	0,99	0,54	0,60	0,18	0,17	0,44	0,08	-
Pr	0,10	0,06	0,07	0,15	0,08	0,09	0,02	0,03	0,06	0,007	-
Nd	0,45	0,27	0,32	0,62	0,33	0,39	0,09	0,10	0,23	0,04	-
Sm	0,10	0,05	0,07	0,13	0,07	0,09	0,02	0,02	0,05	0,008	-
Eu	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,007	0,011	0,020	0,001	-
Gd	0,13	0,08	0,10	0,18	0,10	0,13	0,03	0,03	0,06	0,008	-
Tb	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,004	0,005	0,012	0,001	-
Dy	0,10	0,07	0,08	0,14	0,07	0,10	0,02	0,03	0,06	0,005	-
Но	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,006	0,006	0,012	0,001	-
Er	0,06	0,03	0,04	0,08	0,04	0,06	0,012	0,013	0,025	0,004	-
Tm	0,009	0,007	0,008	0,012	0,007	0,010	0,003	0,003	0,006	0,001	-
Yb	0,06	0,03	0,05	0,07	0,05	0,06	0,01	0,01	0,02	0,004	-
Lu	0,01	0,006	0,009	0,01	0,008	0,01	0,003	0,003	0,006	0,001	-

Продолжение таблицы 3.12

		Воды преимущ	ественно алюмосили	икатных отлож	ений			реимущестных отл		I/ women	Среднее
Компо- ненты	кислые эффузивные отложения S_2 - D_1 ј n_1	основные туфы и эффузивные отложения S_2 - D_1 j n_2	уралити- зированное габбро vS_2 - D_1h	тоналиты, габбро- диориты $q\delta_2D_{2-3}j$	терригенные отложения D_3 tb	терригенные отложения T_3	S_2 - D_1jn_3	D ₁ ci	D ₂ en	Кларк речных вод	для тундрового ландшафта
Hf	0,008	0,005	0,008	0,009	0,006	0,009	0,003	0,006	0,006	-	
Ta	0,0007	0,0005	0,0006	0,0008	0,0006	0,0006	0,0006	0,0004	0,0006	-	-
W	0,005	0,005	0,006	0,004	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004	0,03	=
Re	0,0005	0,0004	0,0007	0,0006	0,0005	0,0005	0,0005	0,0005	0,0007	-	-
Pt	0,0002	0,0002	0,0001	0,0002	0,0002	0,0002	0,0001	0,0002	0,0002	-	-
Au	0,0005	0,0005	0,0002	0,0005	0,0004	0,0003	0,0004	0,0005	0,0005	0,002	0,0018
Hg	0,03	0,02	0,07	0,01	0,07	0,06	0,06	0,04	0,08	0,07	-
Tl	0,003	0,003	0,005	0,003	0,002	0,002	0,001	0,006	0,005	1	-
Pb	1,05	0,81	0,72	0,79	0,85	0,78	0,91	0,65	0,49	1	1,88
Bi	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,002	-	-
Th	0,05	0,04	0,07	0,05	0,04	0,07	0,02	0,02	0,02	0,1	-
U	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,5	-

Содержание Sc, Mn, Fe, Co в водах алюмосиликатных и карбонатных отложений превышает средние содержания в водах тундрового ландшафта в 6 раз для Fe и Co, в 21 раз для Mn и 38 раз для Sc, что еще раз подтверждает специфику вод рассматриваемого района с точки зрения накопления указанных компонентов. Анализ приведенных данных показывает, что среди вод различных отложений по поведению макро- и микрокомпонентов выделяются воды группы карбонатных и алюмосиликатных отложений. Специфических особенностей вод, приуроченных к различным по составу и возрасту алюмосиликатным отложениям не установлено, что может косвенно свидетельствовать об отсутствии прямой связи между химическим составом вод и составом водовмещающих отложений. Это свидетельствует о более сложных процессах, происходящих в системе вода-порода, нежели прямое растворение отложений и переход элементов в раствор.

Воды озер являются ультрапресными, максимальная минерализация вод не достигает 200 мг/л. Геохимическая обстановка озерных вод, характеризующаяся рН от 5,3 до 9,2, при среднем 7,3 и Еh от 47 до 341 мВ при среднем значении 175 мВ, по усредненным показателям весьма близка к геохимическим условиям речных вод. Во многом именно геохимическая обстановка определяет или контролирует накопление в растворе тех или иных компонентов. В озерных водах накапливаются литофильные элементы Li, Be, B, Ti, Cs, La, Eu, I, Ва и халькофильные - Pb, Rb, Pd, Te, Hg, Tl, As, среди сидерофильных элементов повышенные концентрации имеет только Ni.

Химический состав озер сопоставим с составом речных вод и вод деятельного слоя, несмотря на различие гидродинамических характеристик рассматриваемых водных объектов. Зачастую озера в рассматриваемом районе имеют связь с подземными водами и формируются в близких условиях. Это определило необходимость исследования условий формирования химического состава озер, как уникальных природных объектов, в том числе и с учетом их гидродинамического режима. Для этого особенности химического состава вод озер исследовались в зависимости от их гипсометрических отметок, характера стоковой функции (бессточные, проточные), площади зеркала и глубины (Гусева и др., 2014).

Как следует из рисунка 3.26, иллюстрирующего изменение минерализации вод с понижением гипсометрических отметок, в озерах на водоразделах и склонах при снижении отметок (от 160 м до 120 м) происходит повышение рН, минерализации (от 50 мг/л до 85 мг/л) и составляющих её компонентов. На отметках ниже 120 м происходит снижение минерализации до 65 мг/л и в озерах на долинных пространствах. При гипсометрических уровнях менее 100 м минерализация вод меняется мало и составляет около 65 до 60 мг/л.

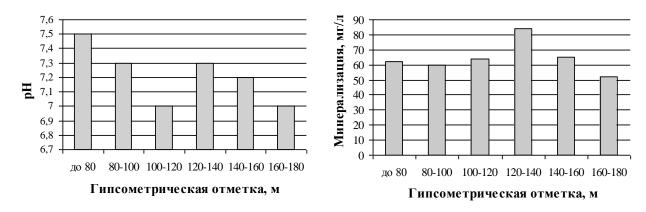


Рисунок 3.26 – Зависимость минерализации и рН озер от высотной отметки.

При анализе динамики изменения компонентов в зависимости от стоковой функции: от бессточных озер к проточным, - происходит снижение минерализации, повышение рН и снижение Еh и увеличение кремния. Такая разноречивая геохимическая картина определяется наложением разнонаправленных факторов и определяет проведение анализа их совместного влияния (рис. 3.27).

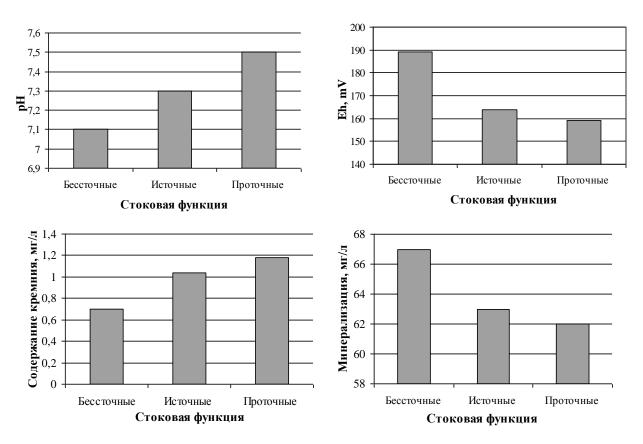


Рисунок 3.27 – Зависимость pH, Eh, минерализации, Si от стоковой функции

В зависимости от площади озера также наблюдается волнообразная картина изменения минерализации: наибольшая минерализация свойственна водам озер с площадью до 5000 м^2 (80 мг/л), которая затем при увеличении площади озер до 10000 м^2 снижается до 55 мг/л, а далее с увеличением площади озер — до 100000 м^2 , и наблюдается её рост (до 75 мг/л), а потом планомерно снижается (рис. 3.28). Причем уменьшение минерализации сопровождается увеличением pH, видимо, за счет уменьшения органической составляющей.

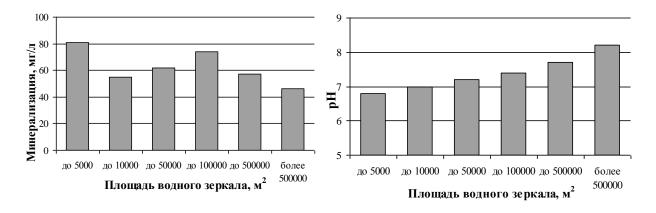


Рисунок 3.28 – Зависимость минерализации и рН от площади водного зеркала озер

С увеличением глубины озер до 3 м происходит повышение минерализации до 70 мг/л, уменьшение рН и повышение Eh. Затем наблюдается снижение минерализации, возможно, за счет увеличения объема воды, а в озерах с глубиной более 6 м можно отметить некоторое повышение минерализации (рис. 3.29). В целом при глубинах озер от 3 до 6 м минерализация в них мало меняется, видимо, за счет подтока вод таликов, наличие которых прогнозируется при глубинах озер более 4 м.

Для анализа совместного проявления составляющих рельефа на химический состав вод озер выполнено последовательное разделение озер на отдельные выборки. Последовательность исследований изменения состава вод заключалась в следующем: вначале озера были разделены по гипсометрическим отметкам, затем эти выборки делились по стоковой функции вод, а после этого в полученных выборках озер велось разделение по площади водного зеркала, в которых определялась средняя глубина озер (табл. 3.13).

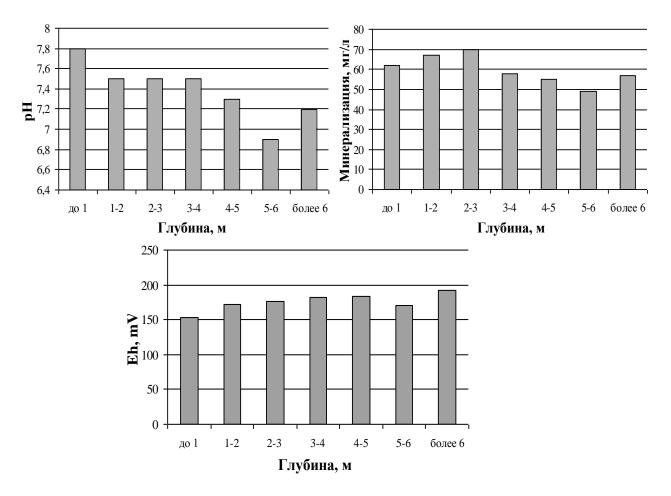


Рисунок 3.29 – Зависимость pH, Eh и минерализации от глубины озер

Анализируя поведение компонентов химического состава в таблице 3.14, можно отметить разделение состава озер по их принадлежности к потенциальным областям местного питания и разгрузки. Так, наибольшие изменения отмечаются в водах областей питания, где с понижением отметок вначале наблюдается рост значений HCO_3^- , электропроводности, суммы катионов, которые затем стабилизируются и на отметках ниже 100 м в областях разгрузки вод находится примерно на одном уровне. Таким образом, при проведении гидрогеохимических исследований следует учитывать, что состав озер зависит от их принадлежности к потенциальным областям местного питания и разгрузки.

На отметках 160–120 м минерализация остается примерно одинаковой и в бессточных и проточных озерах, и даже отмечаются более высокие значения её в проточных озерах. Также можно проследить, как на отметках 100–120 м с увеличением площади в проточных озерах повышается рН, снижается Еh, уменьшаются электропроводность, минерализация, алюминий, марганец, железо, но повышаются кремний, кальций. Некоторое снижение минерализации при увеличении площади проточных озер, возможно, происходит из-за разубоживания вод за счет большей площади водосбора озера.

Таблица 3.13 – Принципы систематики озер междуречья Ензорьяхи и Юньяхи

Номер выборки	Гипсометрическая отметка озер, м	Стоковая функция озер	Средняя площадь озер, м ²	Средняя глубина озер, м
1	Более 140-	бессточные	24000	2,0
2	163	проточные	151000	2,2
3	120-140	бессточные	8200	1,34
4	120-140	проточные	88000	2,14
5	100-120	проточные	14000	2,13
6	100-120	проточные	130000	2,16
7		бессточные	7400	2,05
8	00.100	бессточные	64000	1,35
9	80-100	проточные	59000	2,91
10		проточные	580000	3,2
11		бессточные	21000	3,64
12		бессточные	150000	2,73
13	Менее 80	проточные	27000	3,1
14		проточные	90000	2,0

Анализ таблицы 3.14 показывает, что наиболее часто повышение средних содержаний многих элементов, особенно Fe, Al, Co, Mn, наблюдается в выборках озер на отметках выше 80 м. Наибольшее число элементов с относительно повышенными концентрациями выявлены в выборке проточных озер на отметках 140-160 м. Тенденция более высоких концентраций ряда элементов в проточных озерах и в озерах большей площади сохраняется и в других выборках (табл. 3.14). Можно предположить, что эта тенденция определяется влиянием подземных вод, поступающих в озера, чему могут способствовать большая глубина озер и наличие зон разрывных нарушений.

Таким образом, выполненные исследования позволили предположить особую роль стоковой функции озер в формировании их состава. При детальном учете однородности выборок озер определили, что проточные озера имеют большую площадь, глубину и их минерализация сопоставима или превышает минерализацию бессточных озер, что может быть объяснено разгрузкой в эти озера не только вод деятельного слоя, но и более глубоких вод. При этом прогнозируется наличие таликов при глубине озер более 3 м, о чем свидетельствуют работы канадских ученых в районе озер Северной Америки в зоне многолетней мерзлоты (Левинсон, 1976).

Таблица 3.14 – Характеристика химического состава вод озер различных гипсометрических уровней, мкг/л

м² рн 6,86 7,64 7,38 7,14 6,65 7,55 6,99 7,70 7,09 7,92 7,17 7,93 7,48 Еh, мВ 176,93 131,40 174,42 205,00 156,71 149,00 184,47 180,71 164,89 157,70 201,82 187,29 172,83	П 90000 7,57 192,89 46,55 0,67
рН 6,86 7,64 7,38 7,14 6,65 7,55 6,99 7,70 7,09 7,92 7,17 7,93 7,48 Eh, мВ 176,93 131,40 174,42 205,00 156,71 149,00 184,47 180,71 164,89 157,70 201,82 187,29 172,83 1 HCO3 ^{-**} 42,82 60,73 64,27 58,02 48,04 40,83 47,11 39,26 39,86 34,25 45,23 40,26 51,29	7,57 192,89 46,55 0,67
Eh, MB 176,93 131,40 174,42 205,00 156,71 149,00 184,47 180,71 164,89 157,70 201,82 187,29 172,83 1 HCO ₃ ^{-*} 42,82 60,73 64,27 58,02 48,04 40,83 47,11 39,26 39,86 34,25 45,23 40,26 51,29	192,89 46,55 0,67
HCO ₃ ** 42,82 60,73 64,27 58,02 48,04 40,83 47,11 39,26 39,86 34,25 45,23 40,26 51,29	46,55 0,67
	0,67
$\begin{bmatrix} SO_4^{2*} & 1.80 & 0.30 & 2.25 & 1.13 & 1.07 & 0.00 & 6.00 & 4.71 & 4.66 & 1.50 & 0.59 & 0.57 & 0.18 & 0.00 & $,
504 1,00 0,50 2,25 1,15 1,07 0,00 1,71 1,00 1,50 0,57 0,57	
Cl [*] * 0,29 0,30 0,31 0,31 0,28 0,29 0,30 0,30 0,30 0,30 0,30 0,30 0,30	0,30
Na* 1,93 1,99 2,00 2,41 2,25 1,76 3,81 3,69 2,31 2,66 1,83 1,90 2,27	2,64
Mg* 4,91 6,38 5,31 7,03 4,23 3,31 3,75 2,93 3,63 2,15 4,70 4,99 4,63	4,15
K* 0,30 0,43 0,14 0,32 0,22 0,24 0,21 0,36 0,35 0,34 0,46 0,76 0,41	0,57
Ca* 5,08 7,79 12,01 5,88 7,65 7,51 8,54 6,81 7,05 6,01 5,71 3,38 7,29	6,32
минера- лизация* 56,47 71,90 86,00 82,25 69,57 53,13 69,76 58,00 58,47 47,30 61,12 60,29 62,27	61,11
Co 0,19 0,52 0,22 0,21 0,21 0,15 0,25 0,28 0,14 0,14 0,17 0,25 0,21	0,18
Fe* 0,38 0,79 0,37 0,41 0,46 0,30 0,53 0,51 0,31 0,27 0,40 0,39 0,46	0,35
Cu 1,65 2,48 0,98 1,89 1,54 1,55 0,91 1,14 1,29 1,20 1,36 1,55 1,67	1,54
Zn 3,20 2,86 2,73 4,57 6,52 4,08 8,61 5,65 3,48 4,04 8,32 42,81 6,24	5,10
Cd 0,01 0,02 0,01 0,00 0,01 0,00 0,01 0,01 0,01 0,01 0,01 0,03 0,02	0,01
Pb 0,37 0,49 0,19 0,35 0,25 0,34 0,33 0,24 0,29 0,14 0,37 0,39 0,43	0,27
Al 85,47 259,39 38,56 81,27 78,73 65,06 64,02 119,09 79,23 58,08 69,08 85,48 102,57	92,40
Mn 22,51 72,17 22,89 22,54 26,79 12,79 30,76 34,80 20,56 32,37 27,62 80,59 49,06	28,56
Ni 3,59 6,06 2,60 6,08 2,27 3,59 0,66 0,87 1,36 0,96 2,48 3,49 2,32	2,51
Se 0,25 0,21 0,80 0,50 0,61 3,18 0,44 0,51 0,23 0,30 0,18 0,08 0,32	0,19
Rb 0,25 0,51 0,13 0,26 0,26 0,25 0,24 0,37 0,30 0,40 0,38 0,54 0,38	0,43
Sr 10,42 16,17 16,05 12,29 13,66 11,97 14,54 15,65 12,49 14,03 12,70 10,40 15,91 Примечание - * - содержание в мг/л, Б - бессточные озера, П — проточные озера	13,40

Реки рассматриваемого района, в основном, принадлежат бассейну р. Обь. Питание рек осуществляется за счет весенних талых вод, а летом за счет атмосферных осадков и таяния снежников и подземного льда.

Окислительно-восстановительные условия речных вод характеризуются значениями Eh от -68 до 347 мB, pH вод изменяются от 3,8 до 8,2, а максимальное содержание растворенных солей составляет 319,19 мг/л, при среднем 80 мг/л. По химическому составу речные воды гидрокарбонатные кальциевые. В речных водах складывается благоприятная обстановка для накопления литофильных элементов — Si, Al, Mn, Sc, Cr, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, W, U и халькофильных элементов — Au, Zn, Cu, Cd, Sb, V, Se, а также сидерофильных элементов — Co, Pt, Mo, Ru, Rh, Ir, Re, Ge.

Для исследования особенностей формирования химического состава реки рассматриваемого района были разделены на 4 группы по порядку речных долин. Порядок речных долин определялся по методике Р.Е. Хортона (Лукин, 1987), согласно которой порядок долин растет от истоков рек к низовьям речных бассейнов. Реки первого порядка характеризуются слабым врезом русла и незначительным расходом, соответственно низкой степенью связи с подземными водами.

Анализ таблицы 3.15 показывает, что химический состав рек различного порядка значительно отличается. В целом содержание практически всех компонентов возрастает от рек I порядка к рекам IV порядка, но отмеченный рост носит волнообразный характер. Воды рек IV порядка более минерализованы, более щелочные и содержание всех компонентов здесь выше, чем в водах рек I порядка. Исключение составляет поведение сульфат-иона, концентрации которого в водах рек от I порядка к IV уменьшаются.

Таблица 3.15 – Макрокомпонентный состав вод рек разного порядка, мг/л

	Порядок рек				
Компоненты	I	II	III	IV	
рН	6,1	6,6	7,0	6,6	
Еh, мВ	215	165	163	174	
HCO ₃	57,45	70,25	52,54	78,39	
Cl ⁻	0,31	0,30	0,29	0,40	
SO_4^{2-}	1,27	1,04	0,66	0,54	
Ca ²⁺	7,09	12,33	7,81	13,24	
Mg^{2+}	5,54	4,26	4,11	6,48	
Na ⁺	1,80	2,98	2,29	2,28	
K^{+}	0,24	0,17	0,20	0,22	
Минерализация	77,37	94,39	68,62	101,52	
Число проб	36	32	20	10	

Концентрации большинства микрокомпонентов в водах рек I порядка выше, чем в водах рек IV порядка. Подобная закономерность отмечается для Si, Cu, Cd, Pb, Li, Sc, Ti, Ni, Rb, Sr, Ag, Zn, Bi, Ru, Pd, Cs, Hf, Ta, Hg, Tl, Th, Ga, As, Br, I, превышение составляет от 1,5 до 4 раз. Для Al, Mn, Fe, Co, Be, Zr, Y, Te, P3Э, Sn превышение – более чем в 4 раза (табл. 3.16).

Таблица 3.16 — Микрокомпонентный состав вод рек различного порядка междуречья Ензорьяхи и Юньяхи, мкг/л

Компо- ненты Si*	I		Порядок рек			Порядок рек			
Çi*	_	II	III	IV	Компо- ненты	I	II	III	IV
21.	3,72	3,38	2,04	2,42	La	0,26	0,07	0,15	0,05
Al*	0,17	0,05	0,1	0,04	Ce	0,55	0,15	0,3	0,09
Mn*	0,17	0,05	0,04	0,02	Pr	0,077	0,024	0,049	0,015
Fe*	1,17	0,57	0,49	0,21	Nd	0,33	0,1	0,2	0,06
Au (0,0004	0,0003	0,0007	0,0005	Sm	0,07	0,02	0,03	0,01
Ag	0,006	0,003	0,003	0,002	Eu	0,02	0,01	0,01	0,004
Bi	0,002	0,001	0,001	0,001	Gd	0,1	0,03	0,06	0,02
Co	1,65	0,42	0,29	0,22	Tb	0,014	0,005	0,008	0,003
Cu	2,84	1,68	2,07	2,24	Dy	0,08	0,03	0,04	0,02
Zn	12,46	5,75	5,35	4,46	Но	0,02	0,01	0,01	0,004
Cd	0,028	0,022	0,019	0,024	Er	0,04	0,02	0,02	0,0078
Pb	0,68	0,23	0,32	0,31	Tm	0,008	0,003	0,004	0,002
Pt (0,0002	0,0002	0,0001	0,0002	Yb	0,043	0,017	0,022	0,0087
Li	2,64	1,93	1,71	1,74	Lu	0,008	0,004	0,004	0,002
Be	0,027	0,011	0,011	0,008	Hf	0,007	0,005	0,006	0,004
В	6,56	9,01	5,95	7,06	Ta	0,0005	0,0004	0,0007	0,0003
Sc	1,76	1,69	1,02	1,33	W	0,0028	0,003	0,0028	0,0025
Ti	2,49	1,54	2,93	1,42	Re	0,0004	0,0005	0,0004	0,0004
Cr	1,08	0,66	0,44	1,82	Ir	0,0001	0,00012	0,00013	0,00007
Ni	1,09	0,11	0,80	0,41	Hg	0,036	0,042	0,031	0,016
Rb	0,49	0,29	0,43	0,38	Tl	0,0018	0,0006	0,0011	0,0007
Sr	26,36	29,03	17,76	21,3	Th	0,05	0,02	0,04	0,02
Y	0,37	0,13	0,19	0,08	U	0,011	0,017	0,019	0,018
Zr	0,20	0,14	0,16	0,08	V	0,16	0,15	0,17	0,17
Nb	0,011	0,008	0,009	0,007	Ga	0,007	0,003	0,002	0,002
Mo	0,049	0,046	0,047	0,064	Ge	0,003	0,001	0,002	0,003
Ru (0,0005	0,0004	0,0004	0,0003	As	0,47	0,36	0,35	0,36
Rh	0,002	0,002	0,001	0,002	Se	0,26	0,26	0,40	0,53
Pd	0,006	0,004	0,006	0,005	Br	5,76	6,64	6,92	5,59
Sb	0,21	0,18	0,25	0,25	Sn	0,006	0,003	0,003	0,001
Te (0,0025	0,001	0,001	0,0006	I	1,6	1,13	1,17	0,96
Cs (0,0057	0,0022	0,0042	0,0017	Ba	7,03	6,19	6,23	5,62
Примечаг	Примечание: * – концентрации в мг/л.								

Немаловажным фактором для миграции химических элементов являются кислотнощелочные условия вод. С увеличением щелочности раствора миграция большинства указанных элементов затруднена, что приводит к уменьшению их содержаний в растворе. В тоже время в более щелочных водах рек IV порядка накапливаются B, Cr, Mo, Sb, U, V, Se, что вероятно, также связано с благоприятными кислотно-щелочными условиями. Практически на одном уровне в водах всех порядков отмечаются содержания Pt, Rh, W, Re, Ir, Ge.

Анализ приведенных данных позволяет предположить, что по мере роста порядка рек происходит разубоживание вод, а особенности морфологии и гидрогеологии рассматриваемого района не позволяет предполагать глубокий врез рек IV порядка. Дренирование надмерзлотных вод происходит, вероятно, реками I порядка, по мере увеличения порядка речных долин возрастает атмогенная составляющая, что приводит к закономерному снижению содержаний большинства микрокомпонентов.

Таким образом, особенностью химического состава вод междуречья Ензорьяхи и Юньяхи является накопление в растворе кремния и таких элементов-гидролизатов, как Fe, Mn, Al, Ni, Co, которые в рассматриваемых водах достигают концентраций, значительно превышающих кларк речной воды, что связано с особенностями процессов взаимодействия в системе вода-порода.

3.2.3 Равновесие природных вод с горными породами и геохимические типы вод

Согласно развиваемым в последние десятилетия представлениям, обогащение вод химическими элементами является результатом равновесно-неравновесного характера взаимодействия в системе вода-эндогенная порода (Вернадский, 2003, Геологическая эволюция..., 2005, 2007, Удодов, 1969). Эволюционное развитие системы вода-порода приводит к формированию определенных гидрогенно-минеральных комплексов, представляющих собой генетически связанную ассоциацию вторичной минеральной соответствующего фазы, геохимического типа воды и характера геохимической среды. Стоит заметить, что взаимодействие в системе вода-порода имеет стадийный характер, что выражается в строгой согласованности гидрогенно-минерального комплекса со стадией развития системы вода-порода. Анализ геологического строения исследуемой территории показывает, что в рассматриваемом районе преимущественно распространены алюмосиликатные породы с подчиненным развитием карбонатных. В этой связи основное обогащение вод химическими элементами происходит за счет процессов гидролиза алюмосиликатов и, в меньшей степени, – растворения карбонатов. Для исследования этих процессов нами была использована методика, предполагающая построение полей устойчивости различных минералов в определенных термобарических условиях с нанесением данных по составу исследуемых вод. Положение точек вне полей устойчивости анортита, альбита, Мg-хлорита, анальцима, мусковита, показанное на рисунке 3.24, свидетельствует о неравновесности системы с минералами первичных пород.

Воды весьма агрессивны к первичным минералам и, непрерывно растворяя их, вбирают в себя химические элементы, содержащиеся во вмещающих отложениях, вплоть до момента насыщения вод относительно соответствующей минеральной фазы, с которой удаляются из раствора химические компоненты.

О степени насыщения вод провинции многолетней мерзлоты к продуктам выветривания первичных пород свидетельствует достаточно кучное расположение точек на рисунке 3.30 преимущественно в полях гиббсита и каолинита и, в меньшей степени, – монтмориллонита.

Относительно малое время взаимодействия воды с вмещающими породами в пределах деятельного слоя многолетней мерзлоты предопределяет развитие системы вода-порода преимущественно до начальных стадий: достижения равновесия с минералами группы оксидов, гидроксидов и каолинитом.

Согласно рисунку 3.30 положение точек в пределах поля устойчивости гибссита, определяется во многом активностью $H_4SiO_4{}^0$, в растворе, хотя формирование гиббсита возможно лишь при достижении произведения растворимости этой фазы. На рисунке 3.30 д представлены расчеты насыщенности вод гиббситом с учетом и без учета процесса комплексообразования. Согласно рисунку 3.30 д без учета комплексообразования в водах отмечается значительная насыщенность рассматриваемых вод гиббситом, в то время как при учете реальных условий протекания процессов комплексообразования воды рассматриваемого района находятся лишь в околоравновесном состоянии, так как подавляющая часть алюминия в растворе связана в органоминеральные комплексы, что определяет смещение равновесия вод с вторичными минералами в сторону водной фазы (Крайнов и др., 2004).

Разнообразный состав первичных алюмосиликатов, с которыми взаимодействуют воды, и их агрессивность к вмещающим отложениям на первых этапах взаимодействия в системе вода-порода способствуют переводу в раствор максимального числа элементов (Геологическая эволюция..., 2007), некоторые из которых, особенно Al, Fe и Mn, достигают в водах весьма высоких концентраций.

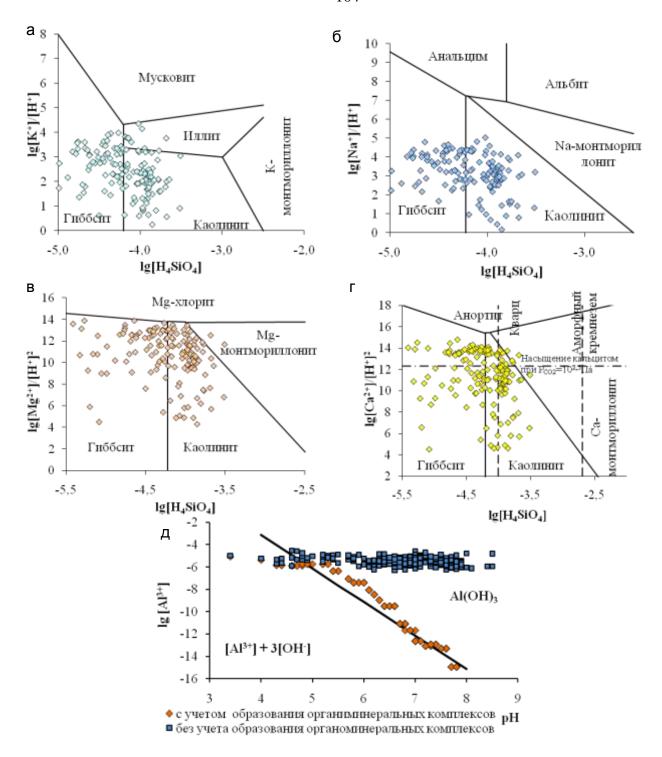


Рисунок 3.30 — Система гиббсит—каолинит—К-монтмориллонит—иллит—мусковит (а), гиббсит—каолинит—Nа-монтмориллонит—альбит—анальцим (б), гиббсит—каолинит—Мд-монтмориллонит—Мд-хлорит (в), гиббсит—каолинит—Са-монтмориллонит—анортит (г), гиббсит (д) при 25°C с нанесением данных по составу вод междуречья Ензорьяхи и Юньяхи

В условиях продолжающегося взаимодействия вод с алюмосиликатными минералами по мере концентрирования кремнезема в растворе растет степень насыщенности вод относительно глинистых минералов. Первым из глинистых минералов формируется каолинит, к которому насыщена большая часть вод рассматриваемого района, в меньшей степени воды насыщены к монтмориллониту (рис. 3.30 в, г). Полученные результаты в полной мере согласуются с приводимыми в литературе сведениями о степени равновесия вод провинции многолетней мерзлоты с алюмосиликатными минералами (Шварцев, 1998).

Иначе обстоит ситуация с водами, характеризующимися более длительным временем взаимодействия в системе вода-порода и находящимися на стадии равновесия с карбонатными минералами. В целом воды провинции многолетней мерзлоты находятся в ненасыщенном состоянии относительно карбонатов, но на отдельных участках эти закономерности нарушаются. Воды междуречья р. Ензорьяха и р. Юньяха достигают равновесия с карбонатными минералами на участках нарушенного ландшафта (рис. 3.30 г, 3.31).

Наличие карбонатных отложений, которые растворяются быстрее (Шварцев, 1998), чем алюмосиликатные и агрессивность пленочных вод (Загоскин, 2003), являющихся основным агентом процессов взаимодействия в системе вода-порода в условиях многолетней мерзлоты, предопределяют насыщение вод к карбонатным минералам за счет растворения вмещающих отложений, представленных известняками различной степени метаморфической проработки. Если карбонатные отложения в пределах исследуемого района рассматривать как продукт системы вода-порода, существовавшей в предшествующие геологические эпохи, то насыщаясь к кальциту, доломиту, родохрозиту воды рассматриваемого района проходят путь эволюции состава соответствующий следующей последовательности вторичного минералообразования: гиббсит, каолинит, монтмориллонит, кальцит за более короткий промежуток времени и быстрее доходят до стадии равновесия с вторичными карбонатами (Геологическая эволюция..., 2007). Следовательно, воды приходят в равновесие с кальцитом, родохрозитом и доломитом за счет растворения как алюмосиликатных, так и карбонатных минералов.

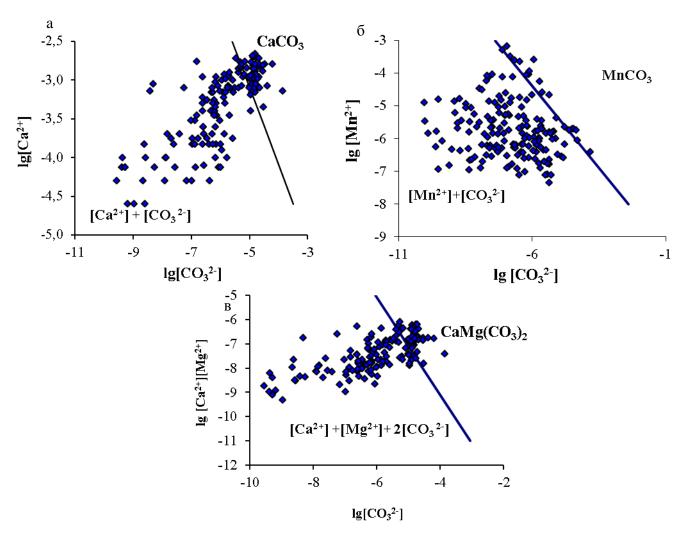


Рисунок 3.31 — Диаграммы равновесия вод междуречья Ензорьяхи и Юньяхи с карбонатными минералами: кальцитом (а), родохрозитом (б), доломитом (в) при 25⁰C.

Согласно взглядам, изложенным в (Геологическая эволюция..., 2005, 2007) и развиваемым в данной работе, между составом воды и формирующейся вторичной минеральной фазой существует глубокая генетическая связь, воплощением которой является гидрогенно-минеральные комплексы (Геологическая эволюция...., 2007). В пределах рассматриваемого района выделяется пять геохимических типов вод, краткая характеристика которых представлена в таблице 3.17.

Выделенные геохимические типы вод различаются по минерализации, рН, концентрациям типоморфных элементов и, прежде всего, алюминия, железа, кремния, кальция (табл. 3.18). Вместе с тем по ионному составу природные воды разных геохимических типов – гидрокарбонатные преимущественно кальциево-магниевые. Увеличение доли кальция в ионном составе вод наблюдается от первого геохимического типа к пятому, где он явно превалирует и составляет в среднем 75%-экв. Характерной особенностью района является обогащение

природных вод органическими соединениями, среди которых превалируют фульвокислоты, концентрация которых составляют более 10% от общей минерализации вод. Высокие содержания последних в растворе повышают агрессивность вод по отношению к вмещающим породам, что, наряду с другими факторами, способствует переходу химических элементов в раствор и во многом определяет формирование химического состава вод. Эти обстоятельства определили необходимость выделения органогенных геохимических типов, возможность формирования которого впервые показана на примере Большого Васюганского болота (Геологическая эволюция...., 2007).

Таблица 3.17 – Характеристика геохимических типов вод района междуречья Ензорьяхи и Юньяхи

Геохимический тип вод	Необходимое химическое условие и вторичная минеральная фаза	Характеристика геохимической среды вод
Органогенный кислый железисто-алюминиевый	Равновесие с гидроксидами железа, алюминия	Ультрапресные слабокислые воды, Si < 2,3 мг/л, pH = 6,3, Eh = 167 мВ, M =58 мг/л, $\Phi K_{cp} = 10,29$ мг/л, $\Gamma K_{cp} = 1,42$ мг/л.
Кислый кремнисто- органогенный	Равновесие с каолинитом	Ультрапресные слабокислые воды, $Si > 2,3$ мг/л, с высокими концентрациями железа, $pH = 5,5$, $Eh = 188$ мВ, $M = 116$ мг/л, $\Phi K_{cp} = 12,58$ мг/л, $\Gamma K_{cp} = 1,56$ мг/л.
Алюминиево- кремнистый	Равновесие с каолинитом	Ультрапресные слабокислые воды, $Si > 2,3$ мг/л, $pH = 6,3$, $Eh = 185$ мB, $M = 95$ мг/л
Кремнистый кальциевый	Равновесие с Са- монтмориллонитом	Умеренно пресные нейтральные воды, pH = 7,0, Eh = 157 мB, $M = 224$ мг/л
Кремнисто- кальциево- марганцевый	Равновесие с кальцитом, родохрозитом, доломитом	Умеренно пресные слабощелочные воды, $pH = 7.9$, $Eh = 180$ мB, $M = 253$ мг/л

Воды органогенного кислого железисто-алюминиевого геохимического типа представлены 119 точками наблюдений в озерах и 94 точками наблюдений в поверхностных водотоках. По химическому составу ОНИ гидрокарбонатные кальциево-магниевые, ультрапресные, весьма агрессивные по отношению к минералам вмещающих пород, способствующие их интенсивному разрушению и переходу элементов из горных пород в воду. Воды рассматриваемого типа в значительной степени обогащены органическим веществом: средняя концентрация фульвокислот составляет 10,29 мг/л, гуминовых кислот -1,42 мг/л.

Эти воды характеризуются малым временем взаимодействия с горными породами в условиях интенсивного водообмена. Наибольшее развитие они получили на участках, в пределах которых отмечается высокая обводненность территории из-за большого количества озер.

Воды кислого кремнисто-органогенного *и алюминиево-кремнистого геохимических типов* представлены 400 водопунктами, в которых отмечается равновесие вод с каолинитом. Непрерывно текущие геохимические процессы при взаимодействии в системе вода – минералы вмещающих пород – органическое вещество тундровых ландшафтов ведут к повышению концентраций кремния в растворе, органических веществ, увеличению кислотности раствора (снижению рН) и накоплению в растворе химических элементов, активно мигрирующих в условиях кислой геохимической среды. Воды рассматриваемого типа также обогащены фульвокислотами (до 12,58 мг/л) и гуминовыми кислотами (до 1,56 мг/л), что предопределило выделение даже отдельного подтипа кислого кремнисто-органогенного. По ионному составу они гидрокарбонатные натриево-кальциево-магниевые с практически равными долями кальция и магния.

Таблица 3.18 – Химический состав геохимических типов вод междуречья Ензорьяхи и Юньяхи

Компо- ненты	Ед. измере- ния	Органогенный кислый железисто- алюминиевый	Кислый кремнисто- органогенный	Алюминиево- кремнистый тип	Кремнистый кальциевый	Кремнистый карбонатно- кальциевый
рН		6,4	5,6	6,4	7,0	7,9
Eh	мВ	161	185	188	156	173
Электро- прово- димость	мСм	33	32	45	83	149
Сумма ионов	мг/л	51	80	81	174	190
HCO ₃	"	38,9	57,5	60,3	129,4	138,5
SO ₄ ²⁻	"	1	4	3	11	15
Cl ⁻	"	0,31	0,70	0,28	0,35	0,49
Na ⁺	"	1,4	1,9	2,0	3,5	2,6
Mg^{2+}	"	3,1	4,6	5,0	8,9	5,9
K^{+}	"	0,23	0,99	0,17	0,57	0,30
Ca ²⁺	"	4,8	7,5	8,6	26,9	34,8
Si	"	1,08	4,90	3,95	7,07	3,73
ФК	"	10,29	12,58	4,84	3,89	3,52
ГК	"	1,42	1,56	0,77	0,55	0,66
Fe	"	0,77	9,24	0,46	1,45	0,35
Mn	"	0,057	1,417	0,052	0,309	0,033
Объем выборки, точки		213	400		44	43

Это ультрапресные воды с высокими концентрациями железа (до 280 мг/л) и ряда других химических элементов. Достижение в растворе концентраций железа, значительно превышающих произведение растворимости основных форм миграции, несомненно, связано с образованием

органоминеральных комплексов, повышающих миграционную способность железа и других химических элементов, мигрирующих в кислых водах. С другой стороны, достижение стадии каолинитизации, сопровождающейся накоплением в водах железа, марганца и алюминия, может рассматриваться как подготовка системы к равновесию вод с монтмориллонитами.

Воды кремнистого кальциевого геохимического типа, в которых достигается насыщение Самонтмориллонитом, отмечаются реже и представлены 44 водопунктами на участках повышенной минерализации вод. Для них характерна особенно большая неоднородность в распределении химических элементов и наибольшие значения параметров распределения по большинству химических элементов.

Воды кремнистого карбонатно-кальциевого типа, в которых достигается насыщение кальцитом, представлены 20 пунктами поверхностных водотоков и 23 — озер. Воды этого типа пресные, щелочные.

Необходимо отметить совместное проявление вод кремнистого кальциевого и кремнистого карбонатно-кальциевого типов. Причем с позиций эволюции системы вода — алюмосиликаты равновесные с монтмориллонитами воды, являются необходимым условием возникновения вод кремнистого карбонатно-кальциевого типа. Это предполагает длительность взаимодействия системы, что возможно в условиях замедленного водообмена или восходящей разгрузки вод более глубокого залегания по зонам разрывных нарушений.

Концентрация органических кислот в последних двух геохимических типах заметно снижается и, в среднем, составляет не более 4,86 мг/л для фульвокислот и 1,56 мг/л – для гуминовых кислот (табл. 3.18).

Выделенные геохимические типы вод соответствуют различным стадиям развития системы вода-порода, а, следовательно, отличаются геохимической средой и степенью обогащения вод химическими элементами. Особенности геохимической среды каждого геохимического типа вод отражаются на специфике миграции химических элементов в рассматриваемых водах. В слабокислых водах, равновесных с каолинитом, с высокими концентрациями органических веществ накапливаются и достигают максимальных концентраций следующие компоненты: Fe, Mn, Al, Co, Cu, Ba, Ag, W, Zr, Cs, Tl, Cd, Y, Nd, Rb, Bi, K, Te, Rb, P, Li, Zn, As, Be, Th, Hf, Sn, Mo, Ge, Ga (табл. 3.19). Во многом это определяется кислыми условиями среды, способствующими накоплению в растворе указанных элементов. Значительную роль в миграции элементов этой группы играет органическое вещество. Формирование органоминеральных комплексов способствует удержанию в растворе высоких содержаний компонентов.

Таблица 3.19 — Микрокомпонентный состав геохимических типов вод междуречья Ензорьяхи и Юньяхи, мкг/л

Компоненты	Органогенный кислый железисто- алюминиевый тип	Кислый кремнисто- органогенный тип	Алюминиево- кремнистый тип	Кремнистый кальциевый тип	Кремнистый карбонатно- кальциевый тип	
	Равновесие с гидроксидами железа, алюминия	Равновесие с	каолинитом	Равновесие с Са- монтмориллонитом	Равновесие с кальцитом	
Li	2,49	2,79 2,30		2,06	2,05	
Be	0,019	0,097	0,017	0,033	0,008	
В	7,0	5,6	5,8	9,8	12,0	
Al	89,6	468,2	97,7	175,8	40,0	
Sc	0,5	2,2	1,5	3,2	1,1	
Ti	2,0	5,3	2,4	3,8	1,7	
V	0,10	0,34	0,19	0,29	0,23	
Cr	1,2	2,4	1,0	2,6	0,7	
Mn	57,3	1416,7	52,5	309,6	33,4	
Fe*	0,77	9,24	0,46	1,45	0,35	
Co	0,30	12,48	0,32	1,44	0,21	
Ni	3,3	4,6	4,2	7,0	0,8	
Cu	1,5	4,4	1,9	4,1	1,3	
Zn	5,0	47,5	5,8	20,1	3,9	
Ga	0,003	0,009	0,005	0,003	0,003	
Ge	0,002	0,004	0,002	0,002	0,002	
As	0,44	0,71	0,51	0,36	0,43	
Se	0,54	0,61	0,42	0,51	0,70	
Br	6,4	·	11,9 7,7 8,6		6,7	
Rb	0,3	2,5	0,3	1,1	0,3	
Sr	13,4	41,1	19,7	49,7	26,7	
Y	0,14	0,92	0,19	0,20	0,05	
Zr	0,11	0,32	0,14	0,14	0,05	
Nb	0,006	0,026	0,007	0,016	0,010	
Mo	0,05	0,15	0,04	0,07	0,09	
Ru	0,00025	0,00090	0,00025	0,0012	0,00025	
Rh	0,001	0,003	0,001	0,003	0,002	
Pd	0,006	0,010	0,006	0,007	0,005	
Ag	0,003	0,023	0,004	0,011	0,004	
Cd	0,02	0,16	0,02	0,09	0,02	
Sn	0,004	0,010	0,006	0,006	0,006	
Sb	0,18	0,17	0,19	0,22	0,21	
Te	0,008	0,017	0,004	0,008	0,004	
I	1,2	2,1	1,4	1,5	1,1	
Cs	0,003	0,025	0,003	0,016	0,003	
Ba	6,2	9,2	6,1	6,5	5,9	
La	0,11	0,79	0,14	0,24	0,04	
Ce	0,25	2,22	0,28	0,47	0,08	
Pr	0,04	0,25	0,05	0,06	0,01	
Nd	0,15	1,07	0,19	0,25	0,04	
Sm	0,03	0,23	0,04	0,05	0,01	
Eu	0,009	0,077	0,011	0,014	0,003	
Gd	0,05	0,32	0,06	0,07	0,01	

Компоненты	Органогенный кислый железисто- алюминиевый тип	Кислый кремнисто- органогенный тип Алюминиево- кремнистый тип		Кремнистый карбонатно- кальциевый тип	Кремнистый карбонатно- кальциевый тип			
	Равновесие с гидроксидами железа, алюминия	Равновесие с	каолинитом	Равновесие с Са- Равновеса монтмориллонитом кальцит				
Tb	0,007	0,044 0,008		0,008	0,002			
Dy	0,03	0,23	0,04	0,05	0,01			
Но	0,008	0,045	0,010	0,010	0,002			
Er	0,02	0,13	0,02	0,02	0,00			
Tm	0,003	0,021	0,004	0,005	0,001			
Yb	0,02	0,13	0,02	0,02	0,00			
Lu	0,003	0,020	0,004	0,004	0,001			
Hf	0,004	0,010	0,004	0,005	0,002			
Ta	0,0005	0,0011 0,0005		0,0006	0,0004			
W	0,002	0,012 0,003		0,004	0,003			
Re	0,0003	0,0007 0,0004		0,0006	0,0007			
Os	0,00007	0,00007	0,00007	0,00007	0,00007			
Ir	0,00005	0,00019	0,00006	0,00020	0,00010			
Pt	0,0001	0,00010	0,0001	0,00013	0,0001			
Au	0,0009	0,0008	0,0006	0,0006	0,0008			
Hg	0,05	0,04	0,04	0,05	0,02			
T1	0,0009	0,0091	0,0007	0,0027	0,0009			
Pb	0,34	1,66	0,40	0,40 0,97				
Bi	0,001	0,008 0,002		0,004	0,001			
Th	0,04	0,08 0,05		0,02	0,01			
U	0,01	0,02 0,01		0,05	0,10			
Обьем выборки								
Примечание: *-концентрация в мг/л								

В нейтральных и слабощелочных водах миграция указанных компонентов затруднена. По мере увеличения минерализации вод, а, следовательно, по мере увеличения времени взаимодействия в системе вода-порода, возрастает доля элементов, связываемых вторичной минеральной фазой. Максимально эти процессы проявлены в водах, равновесных с кальцитом, что проявляется в значительном снижении концентраций химических элементов в водах, равновесных с Са-монтмориллонитом и кальцитом.

Исключение составляют Sn, Mo, Ge, Ga, K, Te, Rb, P, Li, Zn, As, Be, Th, Hf, содержание которых повышается в слабощелочных водах, равновесных с кальцитом (табл. 3.19). Обогащение вод указанными компонентами может быть связано с дополнительным источником поступления элементов в раствор. Для всех перечисленных химических элементов в пределах одного геохимического типа характерно более низкие содержания элемента в водах озер.

Несколько по-иному ведут себя K, Te, Rb, P, Li, Zn, As, Be, Th, Hf, содержание которых в водах озер превышает содержание в водах заболоченностей и рек, что может быть связано с

наличием таликовых зон, формирующимися под крупными озерами.

По мере увеличения времени взаимодействия в системе вода-порода происходит обогащение вод химическими компонентами, достигающими максимальных концентраций в околонейтральных водах, равновесных с Са-монтмориллонитом (Mg, Na, Cr, Ni, Ir, Sc, Si, Sr, Ru, Rh) (табл. 3.19) и в слабощелочных водах, равновесных с кальцитом Au, Se, V, Sb, Re, Ca, U, В (табл. 3.19). Необходимо отметить, что обогащения вод указанными химическими элементами происходит в условиях активного развития процессов сорбции глинистыми и карбонатными вторичными минералами. Высокие концентрации указанных элементов в некоторой степени свидетельствуют о наличии дополнительных (вышефоновых) источников обогащения вод химическими элементами, когда интенсивность обогащения превышает интенсивность сорбции вторичной фазой.

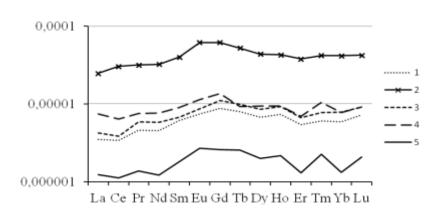
Таким образом, химический состав природных вод междуречья рек Ензорьяха и Юньяха, в основном, является результатом обогащения вод химическими элементами в присутствии органических кислот в процессе гидролиза алюмосиликатных и карбонатных минералов вмещающих пород и удаления их из раствора с формирующейся вторичной минеральной фазой. Термодинамический анализ состояния равновесия природных вод относительно породообразующих минералов показал, что все без исключения природные воды не равновесны с эндогенными алюмосиликатами и находятся в состоянии равновесия с вторичными минералами (окислами алюминия, железа, каолинитом, монтмориллонитом, вторичным кальцитом, родохрозитом, доломитом), насыщение к которым является отражением строго определенной стадии взаимодействия в системе вода-порода. Степень равновесия вод с вторичными минералами положена в основу выделения геохимических типов вод, отражающих различные условия формирования их химического состава, и определяющая различную степень обогащения вод химическими элементами. Анализ проявления геохимических типов вод на площади показал, что с позиций анализа взаимодействия системы вода-порода и формирования вторичных минералов достижение равновесия вод с каолинитом является характерной особенностью природного тундрового ландшафта, определяющего наиболее широкое распространение вод алюминиево-кремнистого геохимического типа, формирующегося в данных условиях.

Распределение РЗЭ как и других химических элементов в водах различных геохимических типов вод есть отражение соотношения процессов накопления элементов в растворе и их выноса со вновь формирующейся вторичной фазой на различных этапах взаимодействия в системе вода-порода. Перераспределение элементов между раствором и вторичной фазой определяется степенью обогащения вод химическими элементами, за счет их поступления из первичной породы, особенностью миграции элементов в растворе, сорбционной

способностью вновь образующейся вторичной фазы. На сорбционную способность, в частности, глинистых минералов положительно влияют их структурный тип (максимум – для монтмориллонита, в меньшей степени для каолинита), рост рН раствора, несовершенство структуры и высокая дисперсность минерала (Бурков, 1996).

Концентрации РЗЭ в геохимических типах вод увеличиваются в следующей последовательности: кислый кремнисто-органогенный тип (равновесие с каолинитом) > кремнистый кальциевый тип (равновесие с монтмориллонитом) > кислый органогенный тип (равновесие с гетитом) и алюминиево-кремнистый тип (равновесие с каолинитом) > кремнистый карбонатно-кальциевый тип (равновесие с кальцитом). Так, из анализа рисунка 3.30 следует, что воды, равновесные с глинистыми минералами, обогащены РЗЭ.

Самые высокие концентрации РЗЭ содержат воды кислого кремнисто-органогенного типа, суммарное содержание которых составляет в среднем 6,50 мкг/л. Для вод рассматриваемого типа характерны низкие значения рН (около 5,9) и высокие концентрации органических веществ (с содержанием фульвокислот до 11,05 мг/л). Эти факторы определяют благоприятные условия для миграции РЗЭ как элементов – комплексообразователей. По результатам исследований американских ученых, показавших особую роль органического вещества в миграции РЗЭ в подземных водах, например, Еи образует устойчивые комплексы с фульвовыми и гуминовыми кислотами в околонейтральных водах (Johannesson et al., 2004). Формирование органических комплексных соединений РЗЭ в кислом кремнисто-органогенном



1 — органогенный кислый железисто-алюминиевый тип; 2 — кислый кремнисто-органогенный тип; 3 — алюминиево-кремнистый тип; 4 — кремнистый кальциевый тип, 5 — кремнистый карбонатно-кальциевый тип.

Рисунок 3.32 — Нормализованные по NASC концентрации РЗЭ в геохимических типах вод междуречья Ензорьяхи и Юньяхи.

типе вод улучшает миграционную способность и позволяет «сопротивляться» процессам сорбции глинистыми минералами (Крайнов, 1973) накапливаться водах до весьма значительных концентраций.

В водах кислого кремнисто-органогенного типа наиболее ярко проявлены процессы дифференциации РЗЭ, выражающиеся в их

обогащении средними РЗЭ (рис. 3.32). Подобные процессы обогащения средними РЗЭ вод с высоким содержанием органических веществ отмечались при исследованиях болот штата

Виржиния США (Johannesson et al., 2004). Анализ соотношения легких и тяжелых РЗЭ в водах кислого кремнисто-органогенного типа показал относительное обеднение La, Ce, Pr, Nd и обогащение Dy, Ho, Tm, Yb, Lu, на фоне которых отмечается отрицательная аномалия Er. По данным некоторых исследователей (Бурков, 1996) это может быть связано с избирательной сорбционной способностью глинистых минералов, согласно которой легкие РЗЭ сорбируются преимущественно каолинитом.

Воды кремнистого кальциевого типа в меньшей степени обогащены РЗЭ, среднее суммарное содержание которых в водах данного типа составляет 1,48 мкг/л, что существенно ниже их содержаний в водах кислого кремнисто-органогенного типа. Возможно, это связано с процессами выноса РЗЭ с формирующимися монтмориллонитами, обладающими относительно каолинита большей обменной ёмкостью и способностью к сорбированию.

Практически равное суммарное содержание РЗЭ отмечается в водах кислого органогенного и алюминиево-кремнистого типов (0,87 и 1,07 мкг/л, соответственно). Однако уровень накопления РЗЭ в этих типах вод обусловлен различными геохимическими процессами. Воды железисто-алюминиевого типа обогащены органическим веществом, что также как и в водах кислого кремнисто-органогенного типа способствует водной миграции РЗЭ, но их содержание в данном типе вод в 8 раз меньше. Столь низкий уровень накопления РЗЭ в водах обусловлен снижением масштабов поступления их в раствор из-за малого времени взаимодействия в системе вода-порода. Воды алюминиево-кремнистого типа находятся на той же стадии развития системы вода-порода, что и воды кислого кремнисто-органогенного типа, но низкое содержание органических веществ в этих водах не позволяет РЗЭ накапливаться в значительном количестве.

В водах кремнистого карбонатно-кальциевого типа отмечается минимальное среди всех геохимических типов вод суммарное содержание РЗЭ 0,27 мкг/л, что соответствует уровню кларка речных вод. По оценкам некоторых исследователей иногда в слабощелочных водах может складываться благоприятная обстановка для водной миграции РЗЭ (Крайнов, 1973). Этому способствует образование РЗЭ комплексных соединений с карбонатными ионами, что повышает их миграционную способность. Воды рассматриваемого типа характеризуются наибольшим временем взаимодействия в системе вода-порода, что, наряду с благоприятными условиями миграции, должно приводить к значительному обогащению вод РЗЭ. Необходимо помнить и о весьма активно протекающих в рассматриваемом типе вод сорбционных процессах, приводящих к выносу из раствора компонентов с вторичной фазой, что препятствует их накоплению в растворе.

3.3 Механизмы взаимодействия вод с горными породами

Сопоставляя результаты исследования химического состава вод восточного склона Полярного Урала (междуречье Ензорьяхи и Юньяхи), приуроченных к провинции многолетней мерзлоты, и подземных вод водосборного бассейна озера Поянху, приуроченных к провинции субтропического климата, выявляется некоторая общность химического состава вод. Так все рассматриваемые воды чаще ультрапресные и имеют низкую минерализацию до 200 мг/л (табл. 3.20). Лишь локально отмечаются умеренно пресные воды, минерализация которых достигает 500 мг/л.

Таблица 3.20 — Сопоставительная характеристика химического состава исследуемых вод, мг/л

		бтропического мата	Провинция многолетнемерзлых пород					
Помоложения	Район							
Показатель		ій бассейн оз. y, Китай	Восточный склон Полярного Урала					
	среднее	максимальное	среднее	максимальное				
pН	6,2	7,7	6,5	9,2				
Eh	194	382	178	347				
HCO ₃	50,5	353	65,0	325				
SO ₄ ²⁻	10,4	148	4,0	100				
Cl ⁻	14,2	102	0,35	8,9				
Ca ²⁺	19,0	98,2	11,46	178				
Mg^{2+}	5,5	55,2	4,61	50				
Na ⁺	12,1	58,3	2,76	42				
K ⁺	2,7	76,0	0,49	7,3				
Si	6,0	39,5	4,5	74,4				
Минерализация	183	500	156	500				
CO _{2 (CB.)}	18,2	141	_					
Сорг	1,2	7,6	4,5	10				
Fe	0,07	56,04	9,24	279				
Al	0,008	0,98	0,029	42,1				
Р3Э	0,00045	0,0022	0,00058	0,23				
Ѕі/Σкатионов	0,19	0,14	0,15	0,27				
АІ/Σкатионов	0,00003	0,00015	0,0015	0,15				
Fe/Σкатионов	0,002	0,19	0,48	1,01				
Типичный химический тип	HCO ₃ Ca-Na		HCO ₃ Ca-Mg					
Этап эволюционного развития системы вода-порода	Равновесие	с каолинитом	Равновесие с каолинитом					

Воды слабокислые, величина рН в среднем до 6,5. Типично для ультрапресных вод они относятся к гидрокарбонатному натриево(магниево)-кальциевому химическому типу. Равновесие вод с каолинитом является типичным для рассматриваемых условий как для районов с субтропическим климатом, так и для районов многолетней мерзлоты. Таким образом, в рассматриваемых водах такие элементы-гидролизаты, как алюминий, железо, а также кремний должны концентрироваться во вторичной фазе, а не рассеиваться в водной фазе. Согласно анализу таблицы 3.20, содержания указанных элементов в подземных водах в условиях многолетней мерзлоты значительно выше, чем в водах провинции субтропического климата. Объяснение этому факту кроется в формировании особой геохимической среды, определяющей механизм взаимодействия вод с горными породами в различных природно-климатических условиях.

Геохимическая среда, как внутренний фактор эволюционного развития системы водапорода, формируется в результате малого времени взаимодействия в системе вода-порода, а также в условиях многолетней мерзлоты восточного склона Полярного Урала определяется поступлением органических кислот, а в условиях субтропического климата водосборной территории озера Поянху – обогащением продуктами минерализации органического вещества.

В том и другом случае следует говорить о повышенной агрессивности вод к вмещающим отложениям и о начальных этапах эволюции системы вода-порода. В пределах исследуемых районов преимущественно распространены алюмосиликатные породы, присутствием карбонатных отложений. Разнообразный состав первичных алюмосиликатов, с которыми взаимодействуют воды, и их агрессивность к вмещающим отложениям на начальных этапах взаимодействия в системе вода-порода определяют перевод в раствор максимального числа элементов. Как показано в работах некоторых авторов (Алексеев, 2002; Алексеев и др., 2004, Геологическая эволюция...,2005; O'Neil and Taylor, 1967; Putnis, 2002; Helmann et al., 2003), при гидролизе все без исключения химические элементы переходят в раствор, а из раствора высаживаются различными вторичными минералами (Геологическая эволюция..., 2007).

Как показывают данные, все изученные подземные воды неравновесны с первичными минералами или минералами эндогенного генезиса, которые поэтому растворяются водой в течение всего времени взаимодействия. Процессы гидролиза первичных алюмосиликатов могут быть описаны следующими реакциями:

$$NaAlSi_3O_8 + H^+ + 7H_2O = 3H_4SiO_4 + Al(OH)_3 + Na^+$$

$$CaAl_2Si_2O_8 + 2H^+ + 6H_2O = Ca^{2+} + 2H_4SiO_4 + 2Al(OH)_3$$

$$KAlSi_3O_8 + H^+ + 7H_2O = 3H_4SiO_4 + Al(OH)_3 + K^+$$

В результате растворения первичных алюмосиликатов все химические элементы переходят в раствор. При этом воды не только растворяют, но одновременно и образуют вторичные минералы.

В условиях провинции субтропического климата подземные воды равновесны преимущественно с гидроксидами Fe (реже Al) и каолинитом. Содержания Fe в подземных водах в среднем составляет 0,07 мг/л. Поскольку среда этих вод является окислительной, железо мигрирует в трехвалентной форме. Константа равновесия гидроксида Fe является очень низкой и составляет (Геологическая эволюция..., 2007):

$$[Fe^{3+}] \cdot [OH^-]^3 = 10^{-38,8}$$

Расчет равновесий исследуемых вод с гидроксидами Fe^{3+} показал, что воды насыщены этими соединениями. Это означает, что в современных условиях идет выпадение Fe^{3+} из подземных вод с образованием гетита, лепидокрокита, и, вероятно, других более сложных соединений.

Насыщенность подземных вод провинции субтропического климата гиббситом свидетельствует о возможности формирования соответствующей вторичной минеральной фазы в рассматриваемых условиях, что также подтверждается наличием в водах коллоидных соединений алюминия. Согласно (Мау, 1992) при рН 6,0-6,5, когда растворимость гиббсита минимальна, А1 подвергается процессам полимеризации с образованием листовых форм гиббсита, состоящих из колец Al₆ с водой и OH⁻. Формирующиеся полимеры каогулируют и формируют аморфный гиббсит, растворимость которого уменьшается после кристаллизации. Коллоидообразный гиббсит быстро извлекается из раствора поверхностью минералов вмещающих пород (Herrman, Pecher, 1992)

Уже в пределах почвенного горизонта и коры выветривания рассматриваемые подземные воды обогащаются таким количеством SiO_2 , которое обеспечивает равновесие с каолинитом, который в этих условиях и образуется по реакции:

$$2Al^{3+} + 2H_4SiO_4 + 6H^+ = Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 5H_2O$$

Красноцветная кора выветривания широко развита в зоне тропического и субтропического климата (Шварцев, 1998). В результате процесса вторичного минералообразования часть Si, Al, Fe и Mn, поступающих в воду из горных пород, связывается образующимся каолинитом и гидроксидами, что приводит к замедлению роста их концентраций в водах.

Другие химические элементы своих минералов в этих условиях не образуют, а только в небольших количествах сорбируются вторичными продуктами и поглощаются растениями. Поэтому катионный состав вод определяется типом растворяемых пород. Образование HCO_3^- происходит в результате нейтрализации продуктов гидролиза алюмосиликатов (Шварцев, 1998)

Иная геохимическая среда в подземных водах провинции многолетнемерзлых пород определяет ионной механизм взаимодействия вод с горными породами, выражающийся как в характере растворения первичной породы, так и в особенностях образования вторичной минеральной фазы.

Высвобождение химических элементов при гидролизе алюмосиликатов происходит с разной скоростью, на которую значительное влияние могут оказывать параметры геохимической среды. Так, интенсивность перехода в раствор 8-ми и 18-ти электронных элементов (в том числе Al, Fe, редкоземельные элементы и др.) увеличивается в подземных водах, содержащих повышенные концентрации лигандов (ФК, F и т.д.), с которыми эти элементы образуют устойчивые комплексные соединения. Образование растворимых комплексных соединений способствует отводу продуктов реакции и растворению твердой фазы. Наблюдения показывают, чем больше концентрация лиганда, образующего комплексное соединение с каким-либо компонентом твердой фазы, тем активнее процесс растворения этого соединения. Формирование подвижных органоминеральных комплексов способствует накоплению в растворе элементов-комплексообразователей, что выражается в их повышенных содержаниях в водах, и препятствует их связыванию во вторичной минеральной фазе.

Подобные условия складываются в подземных водах провинции многолетнемерзлых пород на восточном склоне Полярного Урала. Рассматриваемые воды, также как и воды провинции субтропического климата, насыщены гидроксидами Fe и Al, каолинитом, что определяет активное связывание вторичной фазой Si, Al, Fe и Mn. Однако, это в большей степени справедливо для кремния, который также как и в водах провинции субтропического климата концентрируется во вторичной фазе. Об этом свидетельствует величины коэффициента Si/Σкатионов практически равные для подземных вод провинции многолетнемерзлых пород и субтропического климата. В то же время, отношения Fe/Σ катионов и Al/Σ катионов в подземных водах провинции многолетнемерзлых пород значительно выше, чем в подземных водах провинции субтропического климата. Это свидетельствует о том, что указанные элементы по мере взаимодействия вод с горными породами не связываются вторичной фазой, а накапливаются в растворе и достигают значительных концентраций: алюминий – до 42 мг/л, железо – до 273 мг/л. При столь высоких концентрациях А1 и Fe в водах и соответствующих параметрах кислотно-щелочной среды активно протекают процессы гидроксообразования (рис. 3.33), результатом которых должно быть снижение содержаний указанных элементов в растворе, что не наблюдается в рассматриваемых условиях. Объяснение этого факта кроется во влиянии геохимической среды подземных вод. Высокие содержания органических веществ в рассматриваемых водах и кислый и слабокислый характер среды способствуют связыванию указанных элементов в органоминеральные комплексы, что приводит к их рассеиванию в

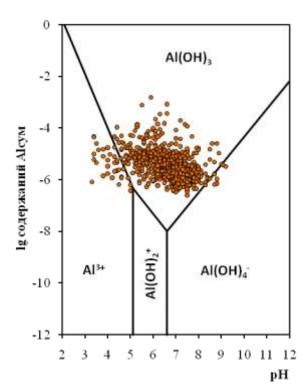


Рисунок 3.33 – Поля устойчивости соединений алюминия с нанесение данных по составу ультрапресных вод восточного склона Полярного Урала

водной среде и препятствует их концентрированию во вторичной минеральной фазе.

рассматриваемых Локально в районах, когда интенсивность водообмена уменьшается, т.е. увеличивается время взаимодействия воды с горными породами, растут содержания всех элементов в растворе, равновесие смещается В сторону монтмориллонитов и иллита, реже кальцита и устанавливается новый этап взаимодействия воды с горными В породами. ЭТОМ случае воды отличаются более высокой (160-500минерализацией $M\Gamma/\Pi$), повышенными значениями рН (6,3-7,6), преимущественно HCO₃-Ca

составом и более высоким содержанием всех элементов. Но и в этих условиях рН остается относительно низким, поскольку большая часть образующейся при гидролизе гидроксильной группы ОН нейтрализуется углекислым газом и органическими кислотами (Геологическая эволюция..., 2007). Поэтому основная масса подземных вод остается слабокислой или нейтральной.

Таким образом, геохимическая подвижность химических элементов, оцениваемая посредством анализа соотношения доли элементов, мигрирующих растворе (рассеивающихся), И доли элементов, связанных вторичной минеральной фазой (концентрирующихся), определяет особенности поведения элементов в подземных водах.

Согласно (Геологическая эволюция..., 2007), в результате взаимодействия вод с горными породами формируется геохимический тип воды, геохимическая среда и новая минеральная фаза. Между всеми этими компонентами существует глубокая генетическая связь, поскольку один без другого они не образуются, а изменение одного влечет за собой изменение другого и, в целом, отражается на эволюционном развитии системы вода-порода.

В подземных водах районов многолетней мерзлоты формируется геохимическая среда благоприятная для накопления элементов-гидролизатов, чему способствуют наличие органических лигандов и слабокислый характер среды. Формирование органоминеральных

комплексов препятствует процессу гидроксообразования. Таким образом, перераспределение элементов-гидролизатов в системе вода—вторичный минерал в рассматриваемых условиях происходит в сторону накопления в растворе, что определяется влиянием процессов комплексообразования.

В тоже время в слабокислых водах в условиях субтропического климата района озера Поянху насыщенность вод оксидами и гидроксидами железа и алюминия, отсутствие органических лигандов и формирование комплексных неорганических коллоидных соединений указанных элементов способствуют их накоплению во вторичной минеральной фазе. В указанных условиях воды образуют вторичные минералы, среди которых доминируют гидроксиды Fe, каолинит реже монтмориллонит, гидроксиды Al и Mn, иллит, кальцит, сидерит. Таким образом, В результате активно протекающих процессов вторичного минералообразования в подземных водах водосборной территории озера Поянху происходит перераспределение элементов-гидролизатов между водой и вторичной породой в сторону последней.

ГЛАВА 4. МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПРИРОДНЫХ ВОД РАЙОНОВ С АРИДНЫМ КЛИМАТОМ

В гидрогеологическом отношении аридные районы ассоциируются с областями континентального и приморского засоления. Геоморфологически эти области приурочены к депрессиям, межгорным впадинам, низменностям и т.д. Для этих районов характерен дефицит увлажнения, т.е. преобладание испарения над осадками. Под влиянием природных факторов здесь формируется испарительный режим подземных вод, незначительный водообмен, что способствует накоплению в подземных водах солей и приводит к трансформации их состава.

В данной работе особенности формирования химического состава природных вод аридных условий рассматриваются на примере двух районов: Тувинской межгорной впадины и ее горного обрамления и Минусинских межгорных впадин. Для горного обрамления Тувинской впадины не характерны условия, описанные выше, однако воды этих районов описываются в данном разделе с целью прослеживания эволюции состава вод под воздействием климатических факторов. При этом озерные воды Минусинских межгорных впадин являются хорошей иллюстрацией влияния процессов испарительного концентрирования на трансформацию химического состава, которая происходит в подземных водах.

4.1 Геохимия подземных вод Тувинской межгорной впадины и ее обрамления

4.1.1 Природные условия района исследований

Республика Тыва расположена на юге Восточной Сибири, в центральной части Азии на слиянии рек Бий-Хем (Большой Енисей) и Каа-Хем (Малый Енисей) и граничит с Монголией, Красноярским краем, Иркутской областью, Алтаем, Бурятией и Хакасией.

Тува является типичной горной страной, рельеф сильно расчленен. Горы образовались за счет высоко поднятых древних выровненных поверхностей, которые подверглись воздействию речной, а затем и ледниковой эрозии. Горы занимают около 82 % территории, межгорные выровненные котловины — 18 %. По характеру рельефа основная часть территории Тувы отчетливо делится на две части: восточную — горную, охватывающую бассейны двух составляющих Енисея — рек Бий-Хем (Бол. Енисей) и Каа-Хем (Мал. Енисей), и западную, включающую обширную Тувинскую котловину и окружающие ее хребты (Западный Саян, Шапшальский, Цаган-Шибэту, Западный и Восточный Танну-Ола), а также отроги замыкающих ее с востока гор восточной части Тувы (Геология СССР, 1966). В пределах восточной, наиболее приподнятой части, находятся юго-западные склоны Восточного Саяна, Тоджинская котловина, Восточно-Тувинское нагорье с хребтом Академика Обручева и нагорье

Сангилен. В западной части хребты Западного Саяна сопряжены с системой горных сооружений Алтая. К юго-западу от хребта Цагаан-Шибэту располагается наиболее высокий в Туве горный массив Монгун-Тайга (3970 м). На юге котловину замыкают хребты Западный и Восточный Танну-Ола (рис. 4.1).

Тувинская впадина протягивается в широтном направлении почти на 400 км от восточных склонов хребта Шапшал на западе до отрогов Восточно-Тувинского нагорья и Сангилена на востоке. Ширина ее колеблется от 25 – 30 км в западной части до 50 – 70 км в восточной. Равнинные пространства приурочены, в основном, к долинам Улуг-Хема и его левого притока — Хемчика. В долинах этих рек, а также в низовьях Бий-Хема и Каа-Хема хорошо развиты террасы нескольких уровней, общая ширина которых достигает 10 – 15 км.

По специфике рельефа и геологического строения внутри Тувинской впадины выделяют две части (также называемые котловинами): Улугхемскую (или Центрально-Тувинскую) и Хемчикскую (или Западно-Тувинскую), разделенные хребтом Адарташ, имеющим высоту около 1500 м. Тоджинская котловина — крупнейшая межгорная впадина в восточной части Тувы — расположена между Восточно-Тувинским нагорьем и хребтами Восточного Саяна.

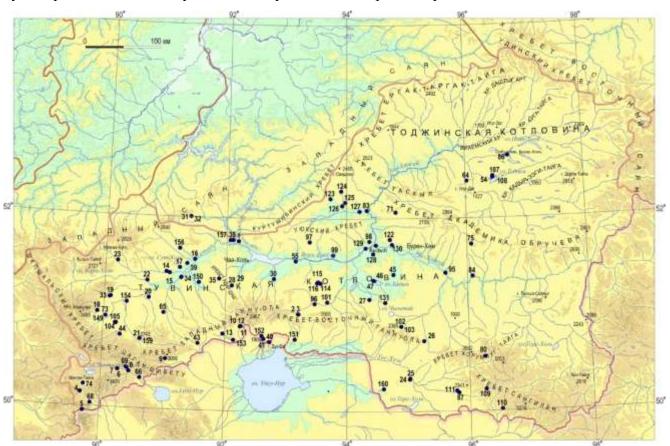


Рисунок 4.1 – Схема расположения пунктов гидрогеохимического опробования

Длина ее около 150 км, ширина 50-75 км. Днище котловины расположено на высотах от 850 (на западе) до 2000 м (на востоке). Рельеф большей частью холмистый, местами

среднегорный; на западе равнинный. Ярко выражены ледниковые и водно-ледниковые аккумулятивные формы: морены, зандры и др. Имеются термокарстовые формы рельефа. В плейстоцене котловина почти целиком была заполнена ледниками. Повсеместно развиты следы древнего оледенения, а в истоках Хамсары и Бий-Хема (массив Хончаар и пик Топографов) имеется до 20 небольших ледников, из которых шесть общей площадью 2,7 км² расположены на территории Тувы.

Тува отличается весьма суровыми природно-климатическими условиями (Атлас..., 2005). Климат резко континентальный, обусловленный удаленностью от морей и океанов, с отрицательной (от -3 до -5°С) среднегодовой температурой и значительными перепадами сезонных и суточных температур. Зима — продолжительная холодная и малоснежная, с умеренным количеством снега в горах, безветренная, температура опускается до -50°С. Продолжительность безморозного периода в пригодных для земледелия районах составляет 90—116 суток. В горах Восточного Саяна снеговая линия лежит на высоте 2000 — 2800 м, здесь же отмечаются ледники. Малая мощность снежного покрова и сильные морозы способствуют глубокому промерзанию грунтов и формированию в горах островной мерзлоты (Геология СССР, 1966).

Лето – короткое жаркое, нередко засушливое, в горах – умеренно теплое и более дождливое. В летнее время температура воздуха поднимается до +40°C, в горах июльские температуры 19–20°C. Среднегодовое количество осадков в котловинах варьирует от 150 мм (в Убсунурской) до 220 мм (в Тувинской) и 350–400 мм (в Тоджинской), а в горах количество осадков обычно составляет 400 – 600 мм. Наибольшее количество осадков (до 800 мм) выпадает в северо-восточной Туве. Количество дней с осадками летом в горах составляет более 20 дней. Наибольшее количество осадков – до 65–85% годовой суммы – приходится на теплое время года, главным образом, на июль и август (Геология СССР, 1966).

Анализ различий природных условий в целом по Республике позволяет выделить три основных ландшафтно-климатических пояса: 1) пояс межгорных котловин и низкогорья (от 500 до 1000 – 1250 м над уровнем моря); 2) среднегорный пояс (от 1000 – 1250 до 1900 – 2000 м); 3) высокогорный пояс (свыше 2000 м). Климат межгорных котловин и низкогорья характеризуется наибольшей континентальностью, наименьшим количеством осадков, максимальным количеством тепла и, следовательно, наибольшей сухостью.

На территории Тувы насчитывается более 2000 рек и небольших речек (длиной более 10 км) общей протяженностью 28834 км. Главными водными артериями Тувы являются Улуг-Хем (Енисей, площадь водосбора составляет 115 тыс. км²) и две его составляющих на востоке – Большой Енисей (Бий-Хем, длина реки 605 км, площадь водосбора 568 тыс. км²) и Малый Енисей (Каа-Хем, протяженность 330 км, площадь водосбора 58,7 тыс. км²), и на западе –

крупный левый приток Хемчик (310 км). Бассейн Хемчика дренирует западную часть Тувинской котловины, ему принадлежат реки, стекающие с южного склона водораздельного хребта Западного Саяна, восточного склона Шапшала и северного склона Западного Танну-Ола. Длина их обычно колеблется от 60 до 100 км, иногда достигает 202 км, например, река Алаш (от истока реки Кара-Холь). В целом по Республике густота речной сети около 0,46 км на км². В восточной части она возрастает до 0,50, а в засушливых степных котловинах снижается до 0,1. Режим основных рек Тувы определяется континентальностью климата и горным характером рельефа. Основную массу воды (около 70 – 80% годового стока) реки получают за счет весеннелетнего таяния снежного покрова в среднегорном и высокогорном поясах (весенне-летнее половодье), а также за счет летних осадков, вызывающих в отдельные годы сильные паводки. Озер в Туве около 6720 пресных и соленых, общей площадью более 108460 га. Крупнейшие из них оз. Тоджа (Азас), оз. Найон-Хол (глубина 225 м), оз. Чагытай (площадь 2850 га).

Среди озер выделяются высокогорные, лежащие выше границы леса на высоте 1800-2000 м. Все они ледникового происхождения. Многие из таких озер расположены в тундровом плато северной части Шапшальского хребта. Высота плато около 2500 м. Наиболее крупными из озер являются Узун-Куль, Иери-Холь, Хиндиктиг-Холь. Солеными и грязевыми озерами являются Дус-Холь (Сватиково), Чедер, Бай-Холь, Шара-Нур и другие. Некоторые из них служат курортным и лечебным целям. Вблизи г. Шагонар в русле реки Улуг-Хем начинается тувинская часть водохранилища Саяно-Шушенской ГЭС. Общая протяженность Саяно-Шушенского водохранилища составляет 312 км, на территории Республики Тыва — 77 км. Площадь водного зеркала на территории Республики — 261,6 км². Площадь затопления суши в пределах Республики - 231,4 км². Общий объем воды в водохранилище 31,3 км³, полезный объем - 15,3 км³ (Пояснительная записка..., 2003).

Территория Республики расположена в широкой полосе гор и межгорных равнин. Разнообразие природных условий определило богатство ее растительного мира. Для северовостока и востока Республики характерны таежные леса. Для межгорных участков характерны степные и сухостепные ландшафты - сухие степи в Тувинской и полупустынные ландшафты в Убсунурской котловине. Встречаются острова сосновых лесов. По долинам крупных рек - тополёвая урёма. На склонах гор - горно-таежные и лиственные (кедр, лиственница, сосна), на вершинах гор - субальпийские, альпийские и горно-тундровые ландшафты (Пояснительная записка..., 2003).

Описание геологического строения района исследование полностью составлено в соответствии с (Пояснительная записка..., 2003). Согласно (Пояснительная записка..., 2003) в стратиграфическом разрезе региона участвуют практически все подразделения общей шкалы, начиная от архея и заканчивая неогеновыми и четвертичными образованиями.

Архей представлен Даштыгхемским метаморфическим комплексом, сложенным преимущественно биотитовыми и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами, распространенными в южной части Дербинского антиклинория (6) (рис. 4.2) в междуречье верховий р. Казыр-Киже-Хем в виде крупных останцов (5 км²) среди палеозойских гранитоидов.

Нижний протерозой присутствует как комплекс основания в Сангиленском поднятии (18), Дербинском антиклинории (6) и Казыр-Кизирском синклинории (11). В Сангиленском поднятии нижним членом является тесхемская свита, которая выполняет узкие антиклинальные структуры северо-восточного простирания и сложена плагиоклаз-слюдяными гнейсами гранатсодержащими. Мощность свиты более 1000 м. Выше согласно залегает мугурская свита, сложенная кристаллическими сланцами, мраморами, железистыми кварцитами и силицилитами. Встречаются также биотитовые и амфиболовые гнейсы. Мощность >1000 м. В Одурум-Шунхулайской структуре северо-восточнее Сангилена выделяется шутхулайская свита, отвечающая по объему тесхемской и мугурской свитам.

Свита сложена плагиогнейсами с гранатом, кристаллическими сланцами с силлиманитом и горизонтами графитистых мраморов. Мощность, согласно разным авторам (Пояснительная записка..., 2003), определяется от 2000 до 4000 м. Выше залегает балыктыгхемская свита, сложенная на 80 % графитистыми мраморами с горизонтами кристаллических сланцев, являющаяся своеобразным репером для всей структуры. Взаимоотношение с нижележащими образованиями согласные, но часто сорванные тектоническими нарушениями, что давало повод некоторым авторам говорить о структурном несогласии между ними (Пояснительная записка..., 2003). Мощность свиты 1500 м. Завершает протерозойский разрез билинская свита, сложенная преимущественно кристаллическими биотит-амфибол-плагиоклазовыми сланцами с горизонтами мраморов. С балыктыгхемской свитой имеет согласное взаимоотношение.

В Дербинском антиклинории (6) и Казыр-Кизирском синклинории (11) последовательность стратиграфического разреза сохраняется. Внизу залегает алыгджерская свита, сложенная преимущественно различными кристаллическими сланцами в переслаивании с гнейсами; в верхней части свиты отмечаются горизонты мраморов с мелкочешуйчатым графитом. Выше согласно залегает дербинская свита, сложенная на 70 % графитистыми мраморами и являющаяся своеобразным репером в понимании протерозойского разреза Восточного Саяна так же, как и балыктыгхемская свита для Сангилена.

Мощность дербинской свиты по мнению разных авторов колеблется от 1500 до 3000 м. Она согласно перекрывается эденской свитой, наиболее распространенной в Иркутской части Восточного Саяна, а в Красноярской части больше известная как жайминская. Существуют мнения о позднеархейском (Алтухов, Сезько, 1991) и раннерифейском возрасте (Государственная геологическая..., 2000) этих подразделений.

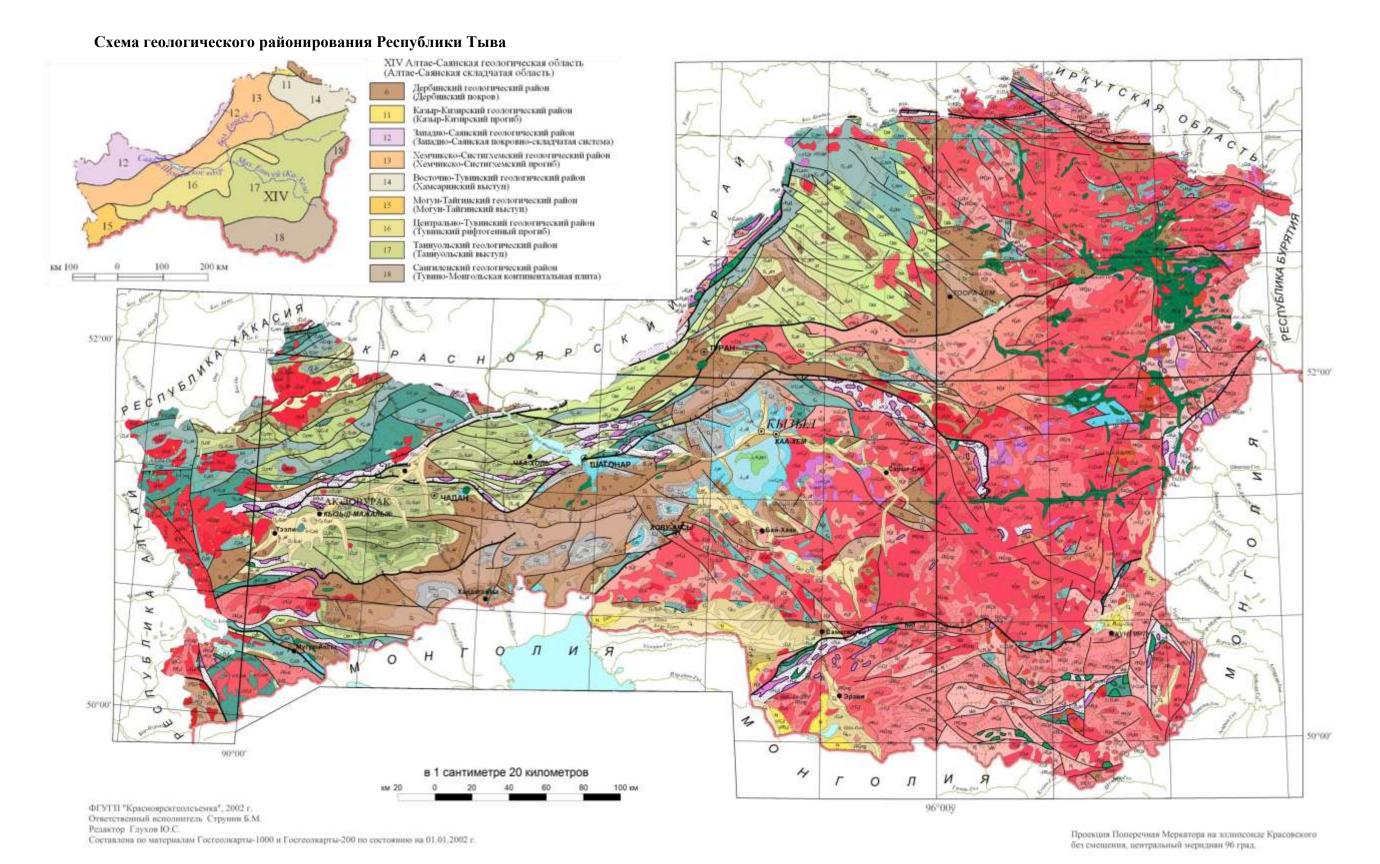
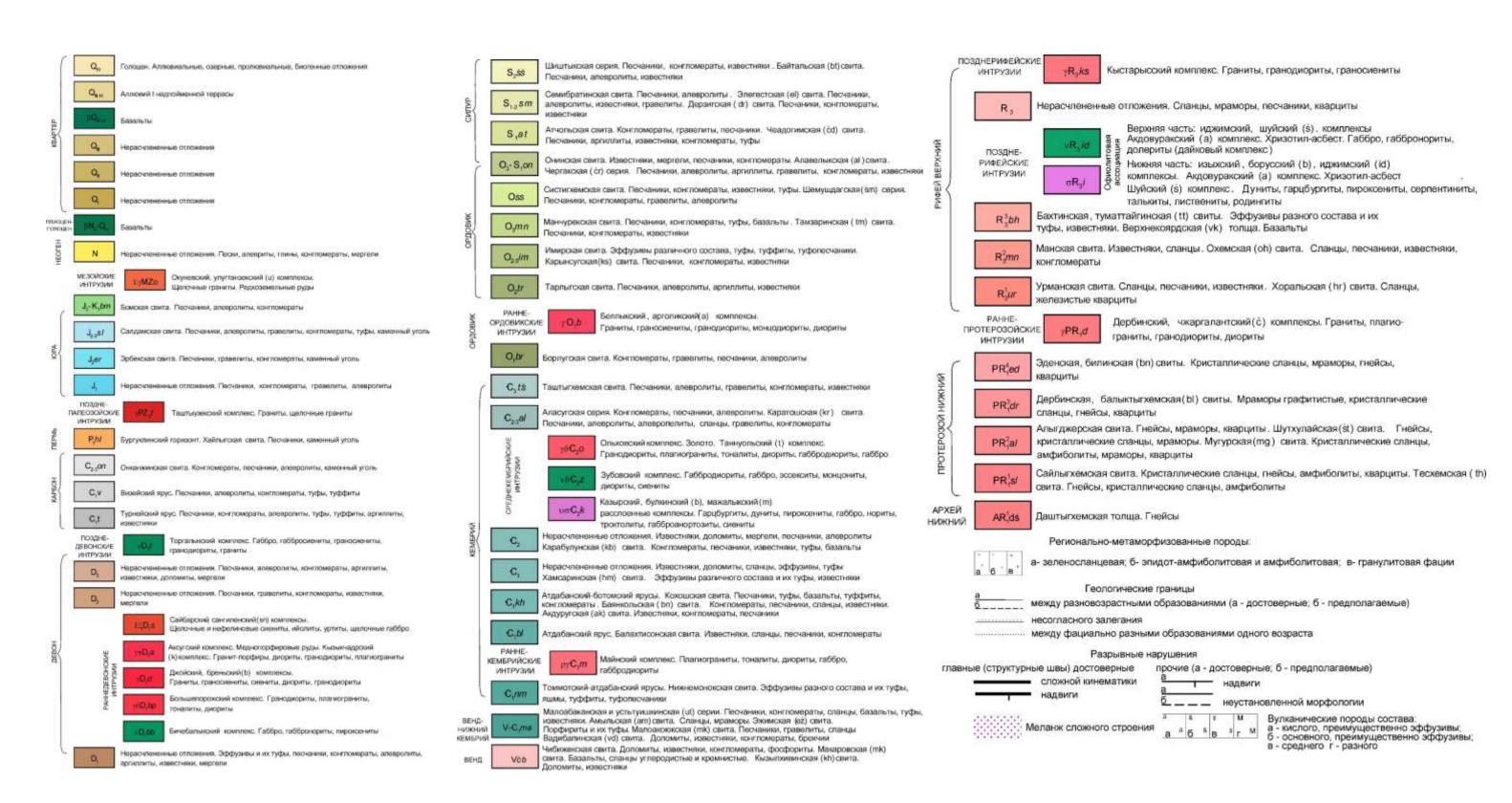


Рисунок 4.2 – Геологическая карта района исследований (Геологическая карта, 2002)

Условные обозначения приведены на следующей странице

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



Отложения верхнего рифея широко развиты в регионе и представлены несколькими типами разрезов в салаирских и каледонских структурах. В Дербинском антиклинории (6) и Казыр-Кизирском синклинории (11) это терригенно-карбонатно-вулканогенные отложения урманской, манской и бахтинской свит общей мощностью в 5000-6000 м, содержащие невландиевую проблематику верхнерифейского облика.

Отложения метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Урманская свита сложена преимущественно слюдистыми метапесчаниками, углисто-кремнистыми, известковоглинистыми сланцами. Манская свита представлена массивными темно-серыми битуминозными известняками с прослоями глинисто-кремнистых и кремнистых сланцев. Бахтинская свита сложена преимущественно базальтами, андезито-базальтами и их туфами с прослоями известняков, доломитов и кремнистых сланцев.

В Хамсаринском синклинории (14) и Восточно-Тувинском антиклинории (рис. 4.2) выделяются харальская, охемская, туматтайгинская, серлигхемская, кадвойская свиты. Две последних развиты в южной части Восточно-Тувинского антиклинория и сопоставляются по объему с туматтайгинской свитой. Харальская свита имеет ограниченное распространение в северо-восточной части, сложена хлорит-актинолитовыми кварц-альбитовыми сланцами с прослоями карбонатных, углисто-кремнистых и кремнистых сланцев. Охемская свита распространена в том же ареоле и представлена в нижней части песчаниками и алевролитами, в верхней — карбонатно-глинистыми сланцами, известковистыми доломитами с прослоями песчаников. Туматтайгинская свита имеет широкое распространение, сложена базальтами, андезит-базальтами, их туфами, в верхней части с прослоями песчаников, яшмоидов, риолитов, дацитов, известняков (рис. 4.2). Свита фациально изменчива с колебаниями мощности от 2100 до 4300 м.

В Сангиленском поднятии (18) верхнерифейские образования (рис. 4.2) со структурным несогласием залегают на метаморфических образованиях мугурской и балыктыгхемской свит. На карте они показаны как нерасчлененные, по объему соответствующие хапсугской и аймакской свитам (рис. 4.3). Хапсугская свита преимущественно сланцевая, аймакская – карбонатная. К рифейским образованиям отнесены офиолитовые комплексы, слагающие несколько протяженных поясов, которые включают в себя разновеликие олистолиты, сложенные серпентинизированными дунитами, гарцбургитами, пироксенитами, верлитами и габбро, относимыми в Куртушибинском поясе к иджимскому, в остальных - к акдовуракскому комплексам. Нижняя часть разреза представлена пластинами гипербазитов кумулятивной зоны, сменяющимися пакетом, включающим габбро, комплексом параллельных даек диабазового состава. Верхняя часть разреза состоит из пластин вулканогенных и осадочных пород - коярдская толща, анныякская и сютхольская свиты.

Такие же разрезы офиолитов выделяются в Агардагском поясе. Каахемский, Шуйский и Кундусско-Эмиский пояса в результате каледонских и герцинских тектонических движений в современной структуре оказались сильно разобщенными, слагают мелкие пластины и рассеяны в меланжолистостромовых образованиях.В виде осадочного чехла на офиолитах залегают карбонатные и карбонатно-терригенные образования венда кызылхивинской, вадибалинской, хапсугской и аймакской свит.

Отложения пестрого комплекса н и ж н е г о к е м б р и я тойонского и атдабанского ярусов формировались в обстановке крупного бассейна окраинного моря. В его пределах существовали рифогенные карбонатные массивы, между которыми шло накопление терригенно-карбонатно-кремнистных осадков с потоками базальтов. Это особенно характерно для Восточно-Тувинского антиклинория салаирид (17) (рис.4.2). На карте они не расчленены на литологические свитные подразделения в виду выделения большого числа местных подразделений (рис. 4.2). В Западно-Саянском синклинории (12) отлагались ритмично-слоистые песчано-алеврито-глинисто-кремнистые осадки, выделяемые в малоабаканскую и устуишкинскую серию, амыльскую свиту, нижнемонокскую свиту. Нижнемонокская свита отвечает ранней стадии развития островной Северо-Саянской дуги, сложена зеленокаменно измененными базальтами, андезибазальтами, плагиодацитами, туфами и кремнистыми породами.

Плутонические образования этого уровня представлены в Западно-Саянском синклинории майнским габбро-плагиогранитным комплексом, являющимся глубинным комагматом вулканогенных образований нижнемонокской свиты. Он образует двухфазные плутоны: первая фаза габброидная, вторая — плагиогранитовая, занимающая по объему большую часть.

На рубеже среднего кембрия в амгинском веке в Западно-Саянском синклинории (12),Восточно-Тувинском антиклинории (17)Казыр-Кизирском синклинории (11) существовал остаточный мелководный морской бассейн, в котором накапливались карбонатно-терригенные отложения, грубообломочные к верхам разреза. Отложения характеризуются значительной латеральной и возрастной изменчивостью и выделяются в большое количество местных стратиграфических подразделений, имеют локальное распространение и на карте показаны как нерасчлененные образования среднего кембрия. В составе отложений здесь фиксируются известняки, песчаники, алевролиты, мергели, гравелиты, конгломераты. Отложения охарактеризованы фауной трилобитов, археоциат и спикулами амгинского яруса. Имеются локальные проявления андезит-дацитового вулканизма, связанные с поздним этапом развития островодужной системы.

С этим же этапом в регионе связано становление трех интрузивных комплексов: булкинского - расслоенных габброидов в Западном Саяне (12), мажалыкского - в Восточно-Тувинском антиклинории (17), зубовского - габбродиоритового в Восточно-Тувинском геологическом районе (17), ольховского и таннуольского габбро-диорит-плагиогранитных комплексов в Казыр-Кизирском синклинории (11) и Восточно-Тувинском антиклинории (17) соответственно (рис. 4.2).

Мажалыкский комплекс образует небольшие дополитообразные массивы с ритмично расслоенной внутренней структурой, сложенной верлитами, норитами, дунитами, пироксенитами, оливиновыми габбро. Нижние части ритмов сложены ультрабазитами, верхние - габбро. С ними связывается титан-магнетитовая и платиноидная минерализация. Булкинский комплекс, известный по одноименному массиву, сложен анортозит-габбровыми породами, возраст его дискуссионен. Если мажалыкский комплекс четко определяется как дотаннуольский (Матросов, 1990), то о булкинском комплексе есть данные об ордовикском и даже девонском возрасте (Государственная геологическая карта..., 2000, Никитчин, Орехова, 1980).

Ольховский и таннуольский комплексы широко развиты в регионе, образуя крупные многофазные плутоны до сотен кв.км. Массивы в своем большинстве имеют двух или трехфазное строение. Первая сложена амфиболовыми габбро и габбродиоритами, вторая – кварцевыми диоритами, гранодиоритами, третья – плагиогранитами до плагиоаплитов. Оба комплекса сопровождаются жильной серией асхистового ряда. С ольховским комплексом в Казыр-Кизирском районе парагенетически связано золотое оруденение кварц-сульфидной формации, с таннуольским – скарновые месторождения магнетита и золотом.

Становление этих комплексов указывает на завершение основной фазы салаирской складчатости в Восточно-Тувинском и Казыр-Кизирском геологических районах. В Западно-Саянском синклинории продолжали накапливаться молассовые терригенно-карбонатные с кислыми вулканитами отложения аласугской серии, представленные песчаниками, алевролитами, гравелитами, риодацитами, конгломератами, известняками с фауной трилобитов и губок тойонского яруса.

В резко ограниченном объеме присутствуют отложения верхнего кембрия таштыгхемской свиты, сложенной песчаниками, известняками, алевролитами, конгломератами.

Формирование покровно-складчатой системы Восточно-Тувинского антиклинория (17) и Казыр-Кизирского синклинория (11) в р а н н е м о р д о в и к е связано с каледонским этапом складчатости и становлением массивов коллизионных гранитоидов арголикского и беллыкского комплексов соответственно. Они слагают довольно крупные тела, представленные, в основном, двуполевошпатовыми гранитами. Породы повышенной основности - гранодиориты, диориты развиты в эндоконтактах и являются гибридными. В

пределах крупных гранитных массивов выделяются малые секущие тела лейкогранитов, относимые ко второй фазе и образовавшиеся в результате кристаллизации остаточного расплава. Парагенетически со второй фазой связано редкометальное оруденение. В Западно-Саянской складчатой системе в это время развивался Хемчикско-Систигхемский прогиб (13), выполненный флишоидными образованиями терригенно-карбонатного состава с небольшим объемом кислого вулканизма. В отношении интрузивных аналогов прогиб амагматичен. В основании ордовикского разреза трансгрессивно на кембрийских отложениях залегает борлугская свита, представленная красноцветными гравелитами, конгломератами с прослоями сероцветных алевролитов и известняков. Свита фациально изменчива.

Тарлыгская свита согласно перекрывает борлугскую, представлена песчаниками зеленосерого цвета, аргиллитами, алевролитами и редкими горизонтами известняков; содержит богатый комплекс брахиопод, трилобитов, мшанок, гастропод среднего ордовика и тесно связана с перекрывающей ее тамзаринской свитой верхнего ордовика в бассейне р. Уюк.

Тамзаринская свита в стратотипической местности подразделяется на три подсвиты: нижняя представлена красноцветными песчаниками, гравелитами с прослоями известняков с гиалитами, средняя сложена красноцветными песчаниками с линзами конгломератов, верхняя — сероцветными песчаниками и алевролитами. Свита согласно перекрыта атчольской свитой, содержащей мшанки и кораллы нижнего силура.

В Западно-Саянском синклинории (12) всему объему ордовика соответствует шемушдагская серия в объеме нескольких местных свитных подразделений, а в северовосточной части Хемчикско-Систигхемского прогиба (13) выделяется систигхемская серия в объеме трех свит всего ордовика. Состав серий практически аналогичен вышеописанным подразделениям. Там же выделяются свиты переходного возраста от верхнего ордовика до нижнего силура: онинская, алавелыкская, чергакская серия. Онинская свита и чергакская серия, включающая три местных таксона в ранге свит, представляют собой сложный латерально изменчивый комплекс карбонатных (известняки, мергели) и терригенно-карбонатных рифогенных и терригенно-обломочных межрифовых образований, богатых органическими остатками (кораллы, мшанки, брахиоподы, гастроподы, криноидеи) ландоверийского и венлокского ярусов.

Силурийские отложения тесно связаны с верхнеордовикскими, образуя единый седиментационный цикл в Хемчикско-Систигхемском прогибе (13) и Западно-Саянском синклинории (12). В нижнем отделе силура соответственно выделяются атчольская свита и чеадоимская свиты, представленные ритмичнослоистыми зеленоцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями и линзами мергелей, гравелитов,

известковистых песчаников с обильной фауной кораллов, брахиопод и мшанок венлокского яруса.

Выше согласно залегают семибратинская и элегесткая свиты, обнимающие нижний— средний отделы силура в Хемчикско-Систигхемском прогибе и Западно-Саянском синклинории.

В Восточно-Тувинском антиклинории на этом уровне выделяется дерзигская свита, сложенная лилово-серыми песчаниками, алевролитами с линзами известняков и мергелей, содержащих обильную фауну верхнего силура и частично нижнего.

Верхний силур представлен в Западно-Саянском синклинории (12) шиштыгской серией в объеме трех свит, а в Центрально-Тувинском рифтогенном прогибе (16) байтальской свитой, связанной с нижнедевонскими отложениями единым структурным планом.

Шиштыгская серия представлена зеленоцветными и сероцветными песчаниками, алевролитами, известняками, мергелями, содержащими богатую фауну лудловского и прждольского ярусов.

Серия с несогласием, с конгломератами в основании, залегает на кембрийских и ордовикских отложениях в бассейне реки Систиг-Хем. Байтальская свита имеет аналогичный состав с преобладанием песчаников и слабее охарактеризована фауной. Девонские образования широко развиты в Западно-Саянской складчатой системе, слагая Центрально-Тувинский рифтогенный прогиб (16). В Восточно-Тувинском антиклинории (17) и Хамсаринском синклинории (14) они выполняют локальные вулканоплутонические структуры на гетерогенном основании салаирид.

Формирование Центрально-Тувинского прогиба сопровождалось процессами тектонического скучивания, проявлениями зонального базальт-риолитового вулканизма с трахитовым уклоном и плутонического, преимущественно гранитоидного, магматизма с нарастанием щелочного уклона.

В большое нижнем отделе девона выделяются число местных стратиграфических подразделений преимущественно вулканогенно-терригенного состава, сменяющих друг друга по латерали. На карте он показан нерасчлененным (в объеме кендейской. саглинской, хондергейской И таштыпской свит) (рис. 4.2). биостратиграфической шкале эти свиты отвечают лохковскому и пражскому ярусам. Все свиты, кроме таштыпской, представлены потоками базальтов, андезитов, риолитов и их туфами, с терригенными прослоями песчаников.

Таштыпская свита развита очень ограничено, согласно залегает на саглинской свите и представлена темно-серыми известняками и мергелями, содержащими окаменелости брахиопод, кораллов и криноидей нижнедевонского облика.

Интрузивные образования этого этапа имеют свои особенности. В Западно-Саянской складчатой системе (12, 13, 16) это бичебалыкский пироксенит-габбровый, большепорожский гранито-тоналитовый и джойский гранитный комплексы умеренной щелочности. В Восточно-Тувинском антиклинории (17) и Хамсаринском синклинории (14) это бреньский гранитсиенитовый, аксугский диорит-гранитовый и сангиленский щелочно-сиенитовый комплексы. В Западном Саяне комплексы знаменуют завершение герцинской складчатости, в юго-восточной части Тывы они резонансно отражают герцинскую активизацию салаирской складчатой системы (Берзин, Кунгурцев, 1996, Государственная геологическая...., 2000).

пироксенит-габбровый Бичебалыкский комплекс небольшие слабо слагает диффенцированные массивы и останцы, сохранившиеся во внутренних частях гранитоидных интрузий. В большепорожский комплекс объединяются массивы, сложенные гранитоидами повышенной основности – гранодиориты, кварцевые диориты, тоналиты, монцодиориты. Джойский гранитовый комплекс имеет широкое распространение, слагает полифациальные плутоны с жильной серией гранитного ряда. Бреньский комплекс образует крупные плутоны среди нижнепалеозойских интрузивных образований, сопровождается жильной серией гранит-порфиров и сиенит-порфиров. Аксугский комплекс образует мелкие изометрические и линейные штоки в зоне Кандатского глубинного разлома. С ним связано одноименное месторождение медно-порфирового типа. Сангиленский комплекс выделяется в виде небольших массивов среди бреньских гранитов, представлен щелочными и нефелиновыми сиенитами, йолитами, уртитами, мариуполитами. С ним связано крупное Баянкольское месторождение глиноземного сырья.

Средний и верхний девон, в основном, развит в Центрально-Тувинском прогибе (16) и очень ограниченно в других структурах (12, 13, 17). Формирование его осадков шло во внутриконтинентальных озерных и лагунных бассейнах с эпизодическими трансгрессиями мелководного моря. В связи с этим отложения среднего и верхнего девона расчленяются на множество местных стратиграфических подразделений в ранге свит, сменяющих друг друга в разрезе и по простиранию. На карте эти отложения представлены как нерасчлененные в объеме отделов. Породы большей частью красноцветные и сероцветные, представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, известняками, конгломератами. В основании среднего отдела (атакшильская свита) фиксируются базальные конгломераты с галькой нижнедевонских эффузивов (кендейская свита) и более древних пород. В отложениях часто встречаются палеофауна гастропод, пелеципод, отпечатки рыб, псилофитовой флоры и многочисленные споры, позволяющие разделять эти отложения на эйфельский, живетский, фаменский и франский ярусы. С отложениями среднего отдела связаны небольшие месторождения каменной соли (ихейская свита) и гипсов (илеморовская свита).

К концу периода произошла вспышка вулканизма. Выделяется торгалыкский гипабиссальный комплекс, сложенный габбро, гранодиоритами, граносиенитами и гранитами, зафиксированный в Хемчикско-Систигхемском (13) и Центрально-Тувинском (16) прогибах в виде силлов, роев даек, мелких штоков. Возраст его дискуссионен. Часть исследователей (Оболенская и др.) считают его более молодым – триасовым, как резонанское отражение трапповой формации на Сибирской платформе.

Каменноугольные отложения в регионе развиты ограниченно в пределах Центрально-Тувинского прогиба (16), выполняют обособленные структуры изометрической формы, составляя верхний структурный ярус герцинид. Отложения представлены всеми тремя отделами каменноугольной системы. Нижний отдел представлены онкажинской свитой. Турнейского и визейского ярусов, средний и верхний отдел представлены онкажинской свитой. Турнейский ярус содержит три свиты: суглухемскую, хербескую и байтальскую, показанные на карте в ранге яруса. В основании суглугхемской свиты фиксируются конгломераты. Свиты последовательно сменяют в разрезе друг друга и представлены красноцветными и сероцветными песчаниками, алевролитами, гравелитами, туффитами, известняками, мергелями, отражающими регрессивную цикличность в осадконакоплении. Карбонатные породы содержат отпечатки ихтиофауны и палеофлоры с большим количеством спор. Визейский ярус обнимает две свиты - экиостугскую и актальскую, залегает согласно на турнейских отложениях, представлен лиловыми и красноватыми песчаниками, алевролитами, туфами, туффитами с маломощными горизонтами известняков. В песчаниках и алевролитах определяются растительные остатки и споры визейского облика.

Онкажинская свита среднего-верхнего карбона с конгломератами в основании перекрывает актальскую свиту. В наиболее полных разрезах по реке Элегест она представлена конгломератами, сероцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами с пластами каменных углей рабочей мощности с суммарной мощностью от 7 до 25 м. Угли матовые, полублестящие от газовых до коксово-жирных с большой зольностью (25%). В свите найдены растительные остатки среднего-верхнего карбона.

Пермские отложения представлены хайлыгской свитой, имеют очень ограниченное распространение только в Онкажинской мульде, где зафиксирована онкажинская свита верхнего карбона в бассейне р. Элегест. Согласно залегают на породах онкажинской свиты и несогласно перекрыты отложениями эрбекской свиты нижней юры. Породы свиты, представлены песчаниками, алевролитами, конгломератами. В низах свиты вскрыты три угольных пласта общей мощностью 5 м, содержащие отпечатки растений и спор пермского облика.

Позднепалеозойского калбинского комплекса Горного Алтая, выделены в юго-западной части Тывы в пределах Кузнецко-Алтайского синклинория (15). Комплекс представлен мелкими массивами умеренно-щелочных, микроклиновых, биотитовых гранитов, значительно альбитизированных в эндоконтактовых зонах, что придает им щелочной уклон. В апикальных частях массивов имеются грейзены, турмалиновые и слюдяные пегматиты. Комплекс считается аналогом позднепалеозойского калбинского комплекса Горного Алтая, с которым связываются оловорудная и вольфрамитовая минерализация. Становлением этого комплекса завершается герцинский этап развития региона.

Мезозойский этап развития района представлен плитным комплексом юры и мела, слагающим наложенные разновеликие впадины и со структурным несогласием залегающим на каменноугольных образованиях. Выделяются Улугхемская, Серлигская, Чаданская впадины. Наиболее крупная из них Улугхемская, где фиксируются все три отдела юры и мел.

Н и ж н я я ю р а представлена двумя свитами (элегестской и межигейской) показанными на карте, как нерасчлененные. Породы свит, представлены сероцветными конгломератами, песчаниками, гравелитами, углистыми аргиллитами, пластами каменных углей рабочей мощности, содержат споро-пыльцевые комплексы от плинсбахского до тоарского ярусов включительно. С р е д н и й о т д е л представлен эрбекской свитой, распространенной во всех мульдах, кроме Серлигхемской. Свита с размывом залегает на породах элегестской свиты и перекрывается согласно салдамской свитой верхнего отдела. Представлена песчаниками, алевролитами, конгломератами, углистыми аргиллитами, содержит пласт угля «Улуг» мощностью 18 м и еще 50 угольных пластов от 0,1 до 2 м мощности. Свита, охарактеризована остатками листовой флоры и споро-пыльцевыми комплексами ааленского и байосского ярусов.

Верхний отдел представлен салдамской свитой, развитой ограниченно в Улугхемской и Чаданской мульдах. Представлена песчаниками, алевролитами, углистыми аргиллитами и пластами углей. Свита содержит конкреции сидерита, остатки пелеципод, остракод, гастропод, кариноцирей, которые позволяют сопоставлять ее с батским и келловейским ярусами общей шкалы.

Меловые отложения выделены только в Улугхемской мульде в объеме бомской свиты. Свита сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, содержит известковистые конкреции и линзы углистых аргиллитов, охарактеризована споропыльцевыми комплексами от верхней юры до нижнего мела.

Плутонические образования мезозойского этапа активизации представлены окуневским комплексом в Казыр-Кизирском синклинории (11) и улуг-танзекским

комплексом в Восточно-Тувинском синклинории (17) и Сангиленском поднятии (18). Оба комплекса образуют небольшие массивы с размерами в 1-3 км² и приурочены к структурным швам, разделяющим разновозрастные вещественные комплексы. В составе преобладают щелочные граниты, альбититы, квальмиты. Характерна жильная фация, сложенная кварцевыми порфирами и амазонитовыми гранит-порфирами. С комплексами связано редкоземельное оруденение (месторождения Арыскан и Улуг-Танзек).

Кайнозойский этап в регионе проявлен интенсивно в двух разноплановых структурных. Первые — это наложенные неогеновые впадины, днища которых выполнены палеогеновыми отложениями (по данным бурения). Общая мощность осадков составляет 120-400 м. Наиболее крупные впадины Убсунурская, Кунгуртугская, Хемчикская, Элегестская с размерами в десятки и сотни км² четко выражены морфологически, часто имеют тектонические ограничения, что указывает на сейсмотектоническую активность региона. В составе осадков преобладают озерные, пролювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения, представленные грубозернистыми песками, запесоченными глинами, дресвяно-щебенистым материалом.

Второй тип — платобазальты и долинные базальты в верховьях рек Азас, Тисса, Дотот. Сами по себе они являются уникальными геологическими памятниками природы с хорошо выраженными вулканическими постройками, кратерами, маарами и туфовыми конусами. В большинстве вулканических построек участвуют лавы оливиновых базальтов, псаммитовые и псефитовые туфы основного состава, лахоровые грязевые потоки, сложенные неотсортированным валунно-щебнисто-дресвяным материалом с составом вмещающих пород. Размещение базальтов контролируется крупными разломами, подновленными в кайнозойское время, и совпадающими с общим направлением Байкальского рифта.

Отложения квартера представлены всеми звеньями и показаны как нерасчлененные. В нижнем звене отмечаются озерные, пролювиальные, ледниковые отложения, сложенные валунно-галечниковыми, образованиями, песками, глинами. Они участвуют в строении речных террас и зандровых равнин, залегая непосредственно на верхнеплиоценовых отложениях. В среднее звено выделены валунно-галечниковые отложения межледниковья в долинах рек Бий-Хем, Каа-Хем и их притоков. В верхнее звено выделены отложения двух ледниковий и межледниковья, выполненные валунно-галечнико-песчаным материалом, создающим своеобразные формы грядово-моренного рельефа. Как нерасчлененные верхнее звено – голоцен на карте показаны долинные базальты, слагающие лавовые потоки и шлаковые конуса вулканов Кропоткина и Перетолчина. К этому же уровню отнесены аллювий надпойменной террасы р. Енисей, Каа-Хем, с которыми связаны месторождения песчано-гравийных смесей, разрабатываемых для местных нужд. В голоцен выделены аллювиальные, озерные,

пролювиальные отложения пойм крупных рек и биогенные отложения соленых озер Чедер, Тере-Холь и других.

В заключение следует отметить высокую сейсмоактивность региона, связанную с зонами долгоживущих глубинных разломов (Азасский, Агардагский, Хемчикско-Куртушибинский, Шуйский и др.). В этих зонах зафиксированы серии эпицентров землетрясений, с которыми связано формирование современных глыбовых коллювиальных образований. При изучении хронологии кайнозойских вулканических извержений установлена высокая вероятность тектоно-магматической активизации и вулканических извержений на Восточно-Тувинском лавовом нагорье платобазальтов. Учитывая, что Республика Тыва занимает 11% от площади Алтае-Саянской области (XIV) и на ее территории зафиксировано 26% от общего числа для Алтае-Саянской сейсмической области сильных землетрясений, следует особое внимание уделять прогнозу землетрясений и инженерной геологии при развитии инфраструктуры Республики Тыва.

Гидрогеология. Описание гидрогеологических условий райна исследований составлено на основе (Государственный мониторинг....., 2015). Вся территория Тувы входит в состав крупной трансграничной гидрогеологической структуры 1 порядка – Алтае-Саянской сложной гидрогеологической складчатой области (СГСО), включающей в себя территории нескольких субъектов РФ. Республика Тыва – это её южная часть, с входящими в нее межгорными артезианскими бассейнами и гидрогеологическими складчатыми областями. Внутри Алтае-Саянской СГСО на территории Тувы выделены Саяно-Тувинская и Сангиленская гидрогеологические складчатые области – структуры 2-ого порядка. Эти структуры, в свою очередь, состоят из гидрогеологических массивов и межгорных артезианских бассейнов (структуры 3-его порядка). Первые преимущественно с корово-жильным и корово-блоково-жильным, вторые с блоково-пластовым и пластово-блоковым типом гидрогеологических тел.

Отсутствие региональных водоупоров (за исключением местами криогенного), наличие большого количества глубинных, региональных и более мелких разломов способствуют образованию единой системы. В основном, выделяется 1 гидрогеологический этаж. Подземные воды изучены до глубины 200-300 м, местами до 600 м.

Распространение основных водоносных горизонтов и комплексов, границы гидрогеологических структур 2-3 порядка показаны на рисунке 4.3.

Преимущественным распространением пользуются в значительной степени литифицированные трещиноватые осадочные, эффузивно-осадочные, а также кристаллические метаморфические и плутонические породы различного возраста. Межгорные впадины выполнены мощным комплексом кайнозойских образований.

Четвертичные отложения распространены практически во всех гидрогеологических

районах и представлены различными по литологии и генезису образованиями. С четвертичными отложениями связаны поровые безнапорные воды, залегающие на глубинах 0,2-50 м и приобретающие местные напоры до 10 м при наличии глинистых прослоев и многолетнемерзлых пород. Мощность водоносных горизонтов 3-60 м, в аллювиально-пролювиальных отложениях Убсу-Нурской впадины до 100-200 м. Удельные дебиты скважин составляет 0,1-1,0 л/с. Повышенной водообильностью отличаются аллювиальные отложения. Удельные дебиты скважин 0,7-34,0 л/с, преобладающие дебиты родников 0,05-1,0 л/с. Коэффициенты фильтрации варьирует от 1,4 до 313 м/сут, в основном, 10-20 м/сут.

Отпосительно водоносный (отпосительно водоупорный) палеоген-неогеновый комплекс распространен, в основном, в южной части Республики в пределах Убсунурского и Тес-Хемского межгорных артезианских бассейнов (МАБ), а также выполняет ряд впадин в Улуг-Хемском МАБ. Является местным водоупором, представлен глинами, суглинками, с включениями дресвы, щебня, гальки, валунов с прослоями и линзами валунно-галечных отложений с песчаным заполнителем. Мощность 3-175 м. К водоносным прослоям валунно-галечных отложений приурочена максимальная водообильность комплекса, минимальная – к глинистым отложениям с включением дресвы, щебня. Воды поровые пластовые, в основном, напорные. Дебиты скважин — 0,3-5,7 л/с, удельные дебиты — 0,016-0,43 л/с, напор — 1,6-206,5 м над кровлей, глубина залегания подземных вод — 25-80 м. Коэффициенты фильтрации меняются от 0,03 до 4,09 м/сут.

Водоносный юрский комплекс (J) распространен в центральной части Тувы в Улуг-Хемском межгорном артезианском бассейне и отмечается в Усть-Торгалыкском межгорном артезианском бассейне. Подземные воды трещинно-пластового, реже трещинно-жильного типа содержатся в песчаниках с прослоями гравелитов и конгломератов, алевролитах и пластах каменного угля. Трещинно-пластовые безнапорные воды развиты в верхней части разреза, где нет водоупорных слоев. В нижних и средних частях разреза появляются напорные трещинно-пластовые воды. Водоупорные невыдержанные по простиранию слои представлены нетрещиноватыми алевролитами и аргиллитами. Мощность комплекса 22-493 м, глубина залегания кровли 21-140 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 0-75 м, иногда выше поверхности земли на 3 м. Дебиты скважин колеблются от 0,3 до 13 л/с, наибольшая водообильность наблюдается вблизи рек. Коэффициенты фильтрации песчаников изменяются от 0,3-0,7 м/сут до 10 м/сут. В юрских угленосных породах в кремнисто-карбонатном цементе встречаются сульфидные минералы.

Водоносная каменноугольная зона (С) имеет незначительное распространение в Тувинском межгорном прогибе (Центрально-Тувинская ГСО). Водовмещающие породы – песчаники, конгломераты, алевролиты, гравелиты, которые слагают синклинальные структуры.

Общая мощность отложений до 1200-1500 м. Воды, в основном, трещинно-пластовые, безнапорные и напорные. Напор над кровлей 13-128 м, глубина залегания кровли 8-168 м. В разрезе имеются водоупорные прослои, сложенные аргиллитами и туффитами. Наименее обводнены алевролиты, дебиты родников 0,05-0,15 л/с, обычно — 0,1-0,15 л/с. Более водообильны песчаники, дебиты родников 0,1-1,0 л/с, чаще 0,3-0,5 л/с, иногда до 11-53 л/с. Удельные дебиты скважин 0,004-7,3 л/с, коэффициенты фильтрации — 0,004-12,3 м/сут (преобладают значения 0,1-1 м/сут).

Водоносная девонская зона (D) наиболее широко распространена в Центрально-Тувинской ГСО (девонские породы выполняют Тувинский межгорный прогиб). Внутри зоны в силу близости структурно-формационного положения и литолого-петрографического состава выделяются два гидрогеологических подразделения — водоносная средне-верхнедевонская и нижнедевонская зоны. Состав водовмещающих пород соответственно терригенный и вулканогенно-терригенный. Подземные воды приурочены к верхней выветрелой части разреза и к зонам нарушений. Вскрытая мощность обводненных пород — 226 метров. Глубина залегания кровли изменяется от 7 до 182 м, иногда 225-230 м. Удельные дебиты скважин — от 0,0003 до 16 л/с (преобладают значения 0,1 — 0,3 л/с). Коэффициент фильтрации составляет 0,0002 — 14 м/сут (преобладают 0,1 — 0,414 м/сут). Дебиты родников изменяются от 0,2 до 14 л/с. Воды трещинно-пластовые и трещинно-жильные, безнапорные и напорные. Напор в единичных скважинах достигает 183-288 м и обусловлен наличием в верхней части разреза слабопроницаемых палеогеновых и неогеновых отложений мощностью до 290 м.

Водоносная ордовикско-силурийская зона (O-S) широко развита на западе в Хемчикском и Толайлыгском межгорном артезианском бассейне и на севере Тувы в Саяно-Алтайском гидрогеологическом массиве (ГМ), объединяет 5 свит шемушдагской серии ордовика и 5 свит силура. Водовмещающие породы (песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, мергели, конгломераты, гравелиты) характеризуются преимущественно трещинным и в меньшей степени карстовым типом проницаемости. Воды безнапорные и напорные. Глубина залегания подземных вод колеблется от 6-10 м в долинах рек до 152 м на горных склонах и водоразделах. Водообильность пород зоны неравномерна, в целом невысокая. Удельные дебиты скважин изменяются от 0,0003 до 3,7 л/с (преобладают 0,05-0,2 л/с). Расходы родников колеблются от 0,1 до 5,2 л/с.

Водоносная средне-верхнекембрийская зона (C2-3) распространена на северо-западе и севере территории, в Саяно-Алтайском гидрогеологическом массиве в Саяно-Тувинской гидрогеологической складчатой области. Водовмещающими породами являются конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты таштыгхемской, каратошской свит и аласугской серии. По условиям залегания и циркуляции подземные воды трещинного и

трещинно-жильного типа. Глубина залегания подземных вод от 30 до 83 м. Водообильность пород низкая. Удельные дебиты единичных скважин от 0,008 до 0,5 л/с, расходы родников от 0,1 до 18 л/с (преобладают 0,5-4 л/с).

Водоносная венд-нижнекембрийская зона $(V-C_1)$ распространена в восточной и центральной части республики в Саяно-Алтайском гидрогеологическом массиве незначительно на востоке в Сангилено-Удинском гидрогеологическом массиве в Сангиленской гидрогеологической складчатой области. Сложно построенные, фациально-изменчивые структурно-вещественные комплексы создают существенную литолого-петрографическую Водовмещающие (песчаники, неоднородность разреза 30НЫ. породы конгломераты, алевролиты, сланцы, метабазальты, туфы, кварциты, известняки, доломиты) имеют высокую степень литификации и характеризуются преимущественно трещинным и в меньшей мере карстовым типом проницаемости. Глубина залегания подземных вод в зависимости от положения в рельефе изменяется от 1 до 266 м. Водообильность пород зоны, в связи с пестротой литологического состава, неравномерна. Удельные дебиты немногочисленных скважин изменяются от 0,001 до 4,4 л/с (преобладают 0,01-0,1). Расходы родников колеблются от 0,1 до 4 л/с.

нижнепротерозойская и верхнерифейская Водоносная зона (PR_1+R_3) широко распространена в пределах Сангиленской гидрогеологической складчатой области и на ограниченных площадях на востоке, в Саяно-Алтайском гидрогеологическом массиве. Литологический состав водовмещающих пород разнообразен: сланцы, гнейсы, известняки, мраморы, кварциты, андезиты, базальты, риолиты, дациты, туфы. Высокая степень метаморфизма пород обуславливает развитие трещинного типа их проницаемости. В гольцовой зоне (абс. отм. 2000 м и выше) верхняя трещиноватая часть разреза находится в многолетнемерзлом состоянии. Вода здесь находится в виде льда, выполняющего трещины верхней части разреза (50-100 м), играя роль водоупора, препятствующего инфильтрации атмосферных осадков. Скважинами водоносная зона вскрыта на глубине от 3 до 186 м. Воды безнапорные и напорные. Напор (до 80 м) обусловлен перекрытием трещиноватой зоны слабопроницаемыми неогеновыми и палеогеновыми образованиями. Водообильность пород незначительна. Удельные дебиты скважин изменяются от 0,0002 до 3,33 л/с (преобладают значения 0,01 – 0,2 л/с). В этих же пределах изменяются коэффициенты фильтрации пород. Дебиты родников колеблются от 0.1 до 20 л/с.

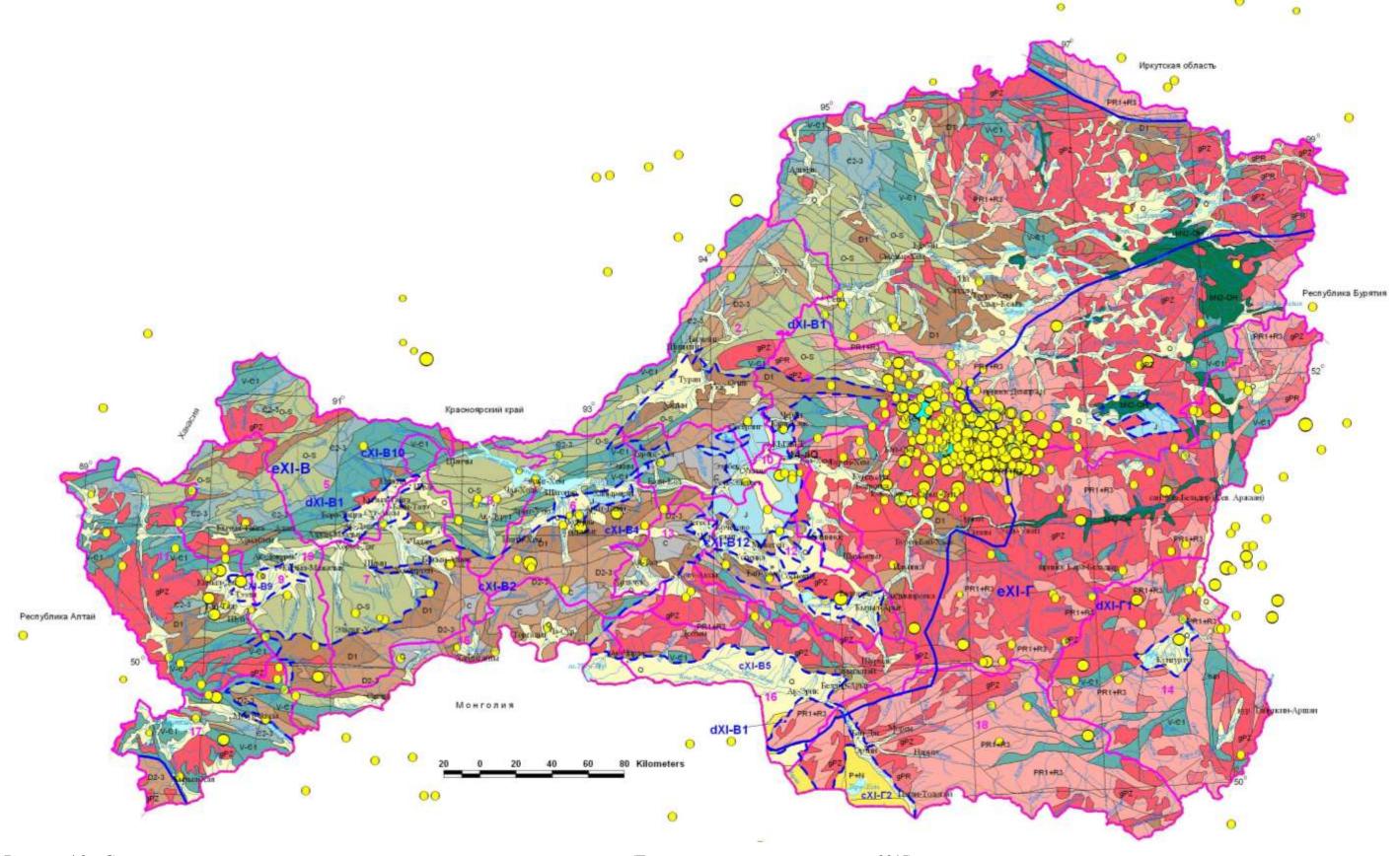


Рисунок 4.3 – Схема распространения основных водоносных горизонтов и комплексов (Государственный мониторинг..., 2015).

Условные обозначения к рис. 4.3

1. Подземные воды

Распространение основных горизонтов и комплексов

Водоносный четвертичный комплекс. Аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, делювиально-пролювиальные озерные, ледниковые, флювиогляциальные отложения. Галечники, валуники, пески, супеси, суглинки, глины, глыбы, шебень Водоносный плиоцен-голоценовый вулканогенный горизонт. Базальты Водоносный (относительно водоупорный) палеогеновый и неогеновый комплекс. Галечники, суглинки, глины, пески, супеси Водоносный юрский комплекс. Песчаники, апевропиты, арпиллиты, конгломераты, гравелиты, угли Водоносный каменноугольный комплекс. Песчаники, конгломераты, алевролиты, C аргиллиты, угли Водоносный средне- и верхнедевонский комплекс, Песчаники, алевропиты, конгломераты, гравелиты, известняки Водоносная нижнедевонская зона. Песчаники, алевролиты, известняки, мергели, андезиты, базальты, риолиты, туфы, конгломераты, гравелиты Водоносная ордовии-силурийская зона. Песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, 0-8 мергели, конгломераты, гравелиты Водоносная средне-верхнекембрийская зона. Конгломераты, песчаники, алевролиты, аппиллиты Водоносная венд-нижнекем брийская зона. Песчаниих, конгломераты, алевролиты, сланцы, метабазальты, туфы, метатуфы, изарциты, известняки, доломиты Водоносная нижнепротерозойская и верхнерифейская зона. Сланцы, гнейсы, известняки, мраморы, кварциты, андезиты, базальты, риолиты, дациты, туфы Водоносная палеовойская зона плутонических пород. Граниты, гранодиориты, диориты, габбродиориты, габбро, тоналиты, пегматиты Водоносная протерозойская зона плутонических пород. Граниты, гранодиориты, двориты, габбродиориты, габбро Границы между пидрогеополическими подразделениями √б ∧ ′ Разломы: а - достоверные, б - предполагаемые Границы гидрогеологических структур: а - 2 порядка - еХІ-В - Саяно-Тувинская ГСО, еХІ-Г - Санпиленская ГСО; 5 - 3 порядка - dXI-B1 - Саяно-Алтайский ГМ, cXI-B2 - Тувинский МАБ, cXI-B3 - Улугхемский МАБ, сХІ-В4 - Усть-Торгалыкский МАБ, сХІ-В5 - Убсунурский МАБ, сХІ-В9 - Талайлыгокий МАБ, сХІ-В10 - Хемчикский МАБ, сXI-B12 - Межегейский МАБ, сXI-B13 - Сойский МАБ, dXI-Г1 - Сангилено-Удинский ГМ, сXI-Г2 - Теслемский МАБ, сХІ-ГЗ - Серпитхемский МАБ, сХІ-Г5 - Терехольский МАБ 2. Прочие обозначения Сейсмособытия в 2010-2014 гг. с магнитудой: а - менее 3, б - 3-4, в - более 4 до 5, г - более 5 до 6, д - более 6 Автодороги с покрытием Грунтовые дороги Административный центр Республики Тыва - г. Кызыл Центры административных районов Границы административных районов и их номера. По номерам - 1 - Тоджинский, 2 - Пий-Хемский, 3 - Кызылский, 4 - Каа-Хемский, 5 - Сут-Хольский, 6 - Улуг-Хемский, 7 - Дэрн-Хемчикский, 8 - Чаа-Хольский, 9 - Барун-Хемчикский, 10 - г. Кызыл, 11 - Бай-Тайлинский, 12 - Тандинский, 13 - Чеди-Хольский, 14 - Тере-Хольский, 15 - Овюрский, 16 - Тес-Хемский, 17 - Монгун-Тайлинский, 18 - Эрэянский, 19 - г. Ак-Довурак Государственная граница РФ Особо охраняемые территории: заповедника - 2 - Азасский, кластеры Саяно-Шушенского заповедника - 3 - Хан-Дээр, 11 - Кара-Холь, кластеры заповедника "Убсу-Нурская котловина" - 19 - Арысканныг, 20 - Орукку-Шынаа, 21 - Убсу-Нур, 22 - Улар, 23 - Монгун-Тайга, 24 - Ямаалыг, 25 - Цугер Элс, заказники - 1 - Хутинский, 4 - Талсинский, 5 - Тайга, 6 - Ээрбексияй, 7 - Шансияй, 8 - Ондумский, 9 - Дерзигский, 10 - Уш-Бельдирский, 12 - Сут-Хольский, 13 - Каъксияй, 14 - Балгазьянский, 15 - Чаа-Хольский, 16 - Чальгтайский, 17 - Шеминский, 18 - Аянгатинский, 26 - Дургенский

Водоносная палеозойская зона плутонических пород (уРZ) особенно широко развита в пределах Восточной части Тувы (Саяно-Алтайский и Сангилено-Удинский гидрогеологические массивы). Водовмещающими породами являются различные по составу интрузивные образования – от основных до кислых, в возрастном диапазоне от кембрия до девона. Объединение столь разных образований в единую водоносную зону обусловлено единым для них трещинным типом проницаемости, развитым в зоне экзогенной трещиноватости и в зонах тектонических нарушений, а также близкими условиями питания, транзита и разгрузки. Глубина залегания подземных вод изменяется от 2-5 м в тальвегах логов до144 м на склонах и водоразделах. Водообильность интрузивных пород по имеющимся данным характеризуется удельными дебитами скважин от 0,0001 л/с до 2,5 л/с (преобладают значения 0,01-0,2 л/с) и расходами родников от 0,1 до 20 л/с. Воды преимущественно безнапорные. Напор в отдельных скважинах обусловлен наличием слабопроницаемых или мерзлых пород.

Основным источником питания всех гидрогеологических подразделений являются атмосферные осадки, фильтрующиеся через поры и трещины в породах зоны аэрации и попадающие в водоносные зоны, перетекание вод из гипсометрически вышележащих водоносных подразделений. Питание аллювиального горизонта осуществляется в основном за счет речных вод. Разгрузка подземных вод происходит в речные долины, родниковым стоком и в смежные водоносные подразделения.

Для территории Республики Тыва характерна хорошо выраженная вертикальная зональность в смене растительности, климатических условий и в распространении подземных вод. В горных районах, где наблюдается наиболее интенсивная расчлененность рельефа и наибольшее количество атмосферных осадков, формируются подземные воды, связанные с зоной выветривания пород и зонами тектонических разломов. В засушливых районах межгорных котловин широким развитием пользуются грунтовые воды, развитые в четвертичных, мезозойских и палеозойских отложениях.

4.1.2 Химический состав подземных вод

Тува является уникальным регионом, сочетающим разнообразные природно-климатические, ландшафтно-геохимические и геолого-гидрогеологические условия. Здесь наблюдается интенсивная разгрузка подземных вод в виде многочисленных родников разного химического состава (Пиннекер, 1968, Дучков и др., 2010, Копылова и др., 2014, Кустов, 2015, Ойдуп и др., 2015). Различная степень расчлененности рельефа, хорошо выраженная вертикальная зональность в смене ландшафтно-климатических условий, неравномерная экзогенная трещиноватость, большое

количество тектонических нарушений обуславливают весьма неравномерную обводненность горных пород, пестрый химический состав и различную минерализацию подземных вод.

Объектами данного исследования являются подземные воды Тувинской впадины и ее обрамления разного состава: холодные пресные и ультрапресные зоны региональной трещиноватости в западной части Тувы, солоноватые и соленые воды зоны континентального засоления и трещинно-жильных вод в центральной и южной части Тувы. В основу исследований положены результаты гидрогеохимического опробования, выполненного в период с 2009 по 2015 гг. Всего за указанный период было отобрано 80 проб воды из родников, скважин и колодцев. Схема размещения пунктов опробования показана на рисунке 4.1. Опробованные воды преимущественно в пределах Тувинской межгорной впадины принадлежат к девонским терригенным красноцветным и юрским континентальным угленосным терригенным отложениям.

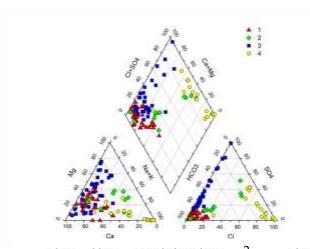
Минерализация рассматриваемых вод изменяется в широких пределах от 0,04 до 314,8 г/л, однако воды преимущественно солоноватые, при среднем значении минерализации 0,9 г/л. Изученные воды являются нейтральными, величина рН в среднем составляет 7,5. Лишь в отдельных точках они кислые (рН 3,2) и слабощелочные (рН 9,8). По соотношению основных ионов они относятся к HCO₃–Na-Mg, HCO₃-SO₄–Mg, SO₄-HCO₃–Mg, SO₄-Cl–Na-Ca, Cl-SO₄–Na-Mg, Cl-SO₄–Na-Ca, Cl–Na-Ca, Cl–Ca-Na, SO₄–Mg-Ca, Cl–Na химическим типам. Содержание кремния в рассматриваемых водах в среднем составляет 6,3 мг/л. Учитывая особенности природно-климатических условий разгрузки, специфику химического состава вод и водовмещающих отложений, интенсивность водообмена, рассматриваемые воды разделены на группы (табл. 4.1).

Таблица 4.1 – Химический состав подземных вод Тувинской впадины и ее горного обрамления, мг/л

Показател	Воды зоны выщелачивания		Воды континентального засоления		Воды растворения и окисления рудных минералов			Воды выщелачивания солей				
	Сред	Min	Max	Сред	Min	Max	Сред*	Min	Max	Сред**	Min	Max
pН	7,5	6,1	9,8	7,6	7,0	7,9	7,6	3,2	8,4	7,5	6,3	8,3
HCO ₃	143,7	30,0	295,0	393,3	174,5	1031,0	406,3	69,0	1610,0	187,7	42,7	446,5
SO_4^{2-}	10,2	1,1	19,7	165,7	6,3	670,0	198,8	25,4	3605,0	289,9	17,7	2924,0
Cl	2,9	0,3	16,2	141,9	6,6	622,0	7,2	1,0	26,3	1108,4	53,2	188150,0
F ⁻	0,8	0,1	3,6	0,3	0,1	0,4	0,5	0,1	1,8	2,2	0,2	6,9
Ca ²⁺	33,6	5,0	68,0	81,4	46,0	122,0	88,7	23,5	460,0	159,1	14,0	1595,0
Mg^{2+}	8,5	0,0	20,7	45,5	7,9	145,0	60,5	4,3	594,0	36,9	1,2	131,0
Na ⁺	8,8	0,3	38,0	139,9	2,6	512,0	36,8	1,5	200,0	665,0	34,3	121762,0
K^{+}	0,9	0,2	5,9	3,2	0,9	5,6	2,2	0,7	11,1	7,4	1,8	268,2
Fe _{общ}	0,3	н/д	3,0	н/д	н/д	н/д	0,2	0,0	0,9	н/д	н/д	н/д
Si	7,2	2,0	14,0	5,1	3,5	8,6	5,8	2,1	12,0	5,3	1,7	11,0
Минера-												
лизация	209,5	45,6	410,0	966,6	329,0	2590,0	796,1	128,0	4755,0	2456,4	420,2	314813,6
Количество точек	39			11		32 18						

Примечание * - среднее значение рассчитано без учета данных по роднику Ажиг-Суг; ** - среднее значение рассчитано без учета данных по роднику Дус-Даг

Воды зоны выщелачивания – это пресные подземные воды с минерализацией от 46 до 410 мг/л и со средней величиной рН 7,5, распространенные преимущественно в горноскладчатых сооружениях в условиях таежного ландшафта вне зон распространения сульфидной минерализации. Эти воды характеризуются максимальной среди всех рассматриваемых вод средней концентрацией кремния – 7,2 мг/л. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные с разнообразным катионным составом (рис. 4.4). Эти воды в большей



воды зоны выщелачивания, 2 – воды континентального засоления, 3 – воды растворения и окисления рудных минералов, 4 – воды выщелачивания солей.

Рисунок 4.4 – Диаграмма Пайпера с нанесением данных по химическому составу подземных вод Тувинской впадины и ее горного обрамления

соответствуют «фоновому» степени взаимодействию вод с горными породами, т.е. в отсутствии каких-либо специфических гидрогеохимических процессов, о которых речь пойдет далее. Критерием отнесения вод к этой группе являлась их локализация в пределах горно-складчатых сооружений в таежного ландшафта, условиях низкая минерализация и концентрация сульфат-20 Установленная иона менее $M\Gamma/\Pi$. концентрация сульфат-иона обоснована региональными особенностями химического состава подземных вод, распространенных в указанных условиях, в которых согласно (Шварцев, 1998) содержание сульфат-иона не более 20 мг/л.

Среди рассматриваемых вод зоны выщелачивания выделяются ультрапресные воды с минерализацией до 100 мг/л, весьма пресные с минерализацией от 100 до 250 мг/л и умеренно пресные с минерализацией более 250 мг/л. Разная степень обогащения рассматриваемых подземных вод химическими элементами связана с разной глубиной их циркуляции и, соответственно, разным временем взаимодействия с горными породами.

Наименьшая минерализация среди рассматриваемых подземных вод отмечается в водах зоны региональной трещиноватости в долине р. Хемчик на западе Тувы (табл. 4.2). В долине р. Хемчик в природном комплексе Шивелиг (Бай-Тальские источники) распространены ультрапресные холодные воды с температурой 3,2 °C и минерализацией ниже 100 мг/л, которые формируются на высотах 1738,6 м в окислительных условиях геохимической среды (Ећ 149 мВ). В природном комплексе Шивелиг (Бай-Тальские источники) в нескольких сосредоточенных выходах минерализация вод изменяется от 43 до 83 мг/л.

Таблица 4.2 – Химический состав ультрапресных подземных вод зоны выщелачивания, разгружающихся в долине р. Хемчик, мг/л

№ на рис. 4.1	Название	рН	CO ₂	HCO ₃	SO ₄ ²⁻	Cl	F	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Si	Мин.
	Бай-Тальский	7,2	_	61	3,0	1,8	3,6	10,0	_	7,0	0,5	11,6	86,9
	Шивелиг-1	6,5	13,2	40	2,1	0,8	3,02	9,6	1,4	6,6	0,7	_	64,2
18	Шивелиг-2	7,5	4,4	44	1,4	0,6	3,03	9,0	1,8	7,1	0,4	10,7	67,4
10	Шивелиг-3	6,6	7,0	40	1,4	0,8	3,23	9,0	1,8	7,6	1,0	10,3	64,9
	Шивелиг-4	7,7	4,4	53	1,2	0,3	3,11	10,0	1,5	7,0	0,5	10,2	76,5
	Шивелиг-5	7,9	_	30	1,1	0,9	2,33	5,0	1,2	4,7	0,4	10,1	45,6

Здесь формируются гидрокарбонатные воды с повышенным содержанием фтора — до 15-19 %-экв с натриево-кальциевым катионным составом, в которых доля магния составляет 12-18 %-экв. Воды характеризуются высокими концентрациями кремния (в среднем 10,6 мг/л), что зачастую превышает концентрации других ионов в водах. Воды обладают повышенной гамма-активностью (39 мкР/час) и содержат радон до 238 Бк/л (в роднике Шивелиг 5).

Весьма пресные воды зоны выщелачивания характеризуются изменением минерализации от 11 до 239 мг/л и встречены в 22 родниках в пределах района исследований (табл. 4.3).

Таблица 4.3 – Химический состав весьма пресных вод зоны выщелачивания района исследований, мг/л

пссисд	обания, мітл												
№ на рис. 4.1	Название	рН	CO_2	HCO ₃	SO ₄ ²⁻	Cl	F	Ca ²⁺	Mg^{2+}	Na ⁺	K ⁺	Si	Мин.
102	Маннайлыг -4	7,7	3,9	67,0	15,0	0,7	0,1	21	3,1	4,0	0,3	6,0	111,0
102	Маннайлыг-3	7,6	3,5	70,0	15,6	1,6	0,1	24	2,4	4,9	0,3	6,2	119,0
102	Маннайлыг-2	7,9	1,7	70,0	18,0	0,7	0,1	22	3,7	4,8	0,3	5,8	120,0
17	Устуун-Доргун	7,1	_	97,6	2,4	3,5	1,8	19	6,1	9,5	0,7	8,6	140,6
17	Сут-Хольский	7,2	_	104,0	5,0	3,7	2,0	21	_	10,0	1,0	8,2	146,7
4	Ала Тайга, нижний	6,2	24,6	98,0	15,7	2,1	0,1	30	5,0	0,9	0,4	2,7	152,2
64	Ээн-Суг, Тоджа	7,2	7,0	116,0	1,7	3,9	0,9	29	4,9	4,9	0,2	9,8	161,4
8	Колонка в п. Мугур Аксы	7,0	53,8	116,0	13,4	4,8	0,2	32	7,3	3,9	0,9	3,7	178,4
101	Ак-Хайя	7,6	4,4	120,0	9,3	3,5	0,1	36	3,7	6,8	0,5	6,3	179,9
4	Ала Тайга, верхний	6,5	19,4	131,0	4,4	7,7	0,1	45	2,4	0,3	0,9	2,0	191,9
230	Скважина в п. Каа- Хем	7,5	4,4	133,0	11,3	0,9	0,2	36	6,7	3,1	1,2	3,7	192,3
134	Хоор-Ой	8,2	<3	140,0	13,6	1,5	0,3	29	8,8	6,2	0,4	2,7	199,8
223	Алаш	7,6	_	121,0	11,0	4,0	0,2	38	20,4	9,3	1,0	7,9	205,0
200	Артыш-Хем	7,5	_	135,0	11,0	2,0	1,2	33	5,8	17,1	1,0	8,1	207,0
151	Борзу-Холь, Тоджа	7,8	3,5	156,0	1,3	0,6	0,3	35	7,9	8,1	2,3	7,8	211,5
43	Ангырактыг, верхний	7,7	8,8	148,8	6,9	1,1	1,2	36	3,7	15,4	0,6	8,9	213,6
43	Ангырактыг, нижний	8,1	4,4	155,6	7,0	0,8	1,2	34	5,5	15,5	0,5	9,0	219,9
39	Алдыы-Доргун	8,2	_	149,0	17,8	14,0	0,5	29	2,4	38,0	0,8	14,0	251,5
27	Уургайлыг основной	8,2	<3	146,0	15,7	0,9	0,2	33	12,2	6,4	0,3	6,0	218,0
27	Уургайлыг глазной	8,1	1,8	148,0	17,0	0,8	0,2	32	13,0	6,0	0,3	6,6	218,0
33	Терек-Доргун	6,1	_	158,0	16,5	3,0	0,1	28	17,4	3,9	0,5	4,9	227,0
157	Устуу-Хунээ	7,3	_	160,0	15,0	2,5	0,2	45	7,3	8,0	0,8	6,1	239,0

В большинстве своем состав этих вод типичен, поэтому приведем описание лишь некоторых родников. Весьма пресные холодные воды с температурой до 4,7 ^оС и общей минерализацией 140,6 мг/л разгружаются в роднике Устуун-Доргун на отметках 1089,9 м (табл. 4.3). В роднике Устуун-Доргун химический состав вод является гидрокарбонатным с долей фтора 3 %-экв, натриево-магниево-кальциевым.

Воды схожие по химическому составу с водами природного комплекса Шивелиг, но с меньшими концентрациями фтора и большей минерализацией обнаружены в родниках Ангырактыг, а также в родниках Сут-Хольский и Артыш-Хем (табл. 4.3).

В роднике Алаш, разгружающемся на более низких отметках (915,8 м), увеличивается температура до 6 0 С, повышаются значения Eh до 189 мВ и минерализации до 205 мг/л. Химический состав родника Алаш является гидрокарбонатным (с 10 %-экв долей сульфат-иона) кальциево-магниевым (с 46 %-экв долей магния), с фоновыми концентрациями фтора (0,18 мг/л).

В горном обрамлении Тувинской впадины в Тоджинской долине формируются нейтральные (родник Ээн Суг) и слабощелочные (родник Борзу-Холь) воды с рН 7,2 и 7,8, с минерализацией 111 и 211 мг/л с высоким содержанием кремния 7,8 и 9,8 мг/л. В роднике Борзу-Холь холодные воды с температурой 1,5 °C разгружаются на отметках 1030 м в восстановительных условиях геохимической среды с Eh –170 мВ. Эти воды гидрокарбонатного магниево-кальциевого состава. Столь низкая температура родника свидетельствует о приуроченности вод к мерзлой зоне, которая локально распространена в пределах исследуемого района. В роднике Ээн-Су на отметках 1210 м разгружаются воды холодные с температурой 4 °C в окислительных условиях с Eh 150 мВ. По химическому типу воды родника Ээн-Суг гидрокарбонатные магниево-кальциевые с 2 %-экв долей фтора и 13%-экв долей натрия.

В родник Ак-Хайя, расположенном на отметках 1014 м, разгружаются слабощелочные воды с рН 7,6 и с минерализацией 180 мг/л и содержанием кремния 6,4 мг/л. По химическому составу воды — гидрокарбонатные (с 9 %-экв долей сульфат-иона) кальциевые с 11 %-экв долей магния и 11 %-экв долей натрия.

В роднике Хоор-Ой разгружаются слабощелочные воды с рН 8,2, минерализацией 199 мг/л и содержанием кремния 2,77 мг/л. По химическому составу воды гидрокарбонатные с 11%-экв долей сульфат-иона, магниево-кальциевые с 11 %-экв долей натрия. Весьма пресные гидрокарбонатные магниево-кальциевые воды с минерализацией 192 мг/л обнаружены в скважине в п. Каа-Хем с низкими концентрациями кремния – 3,7 мг/л.

Общая минерализация умеренно пресных вод зоны выщелачивания горного обрамления Тувинской впадины изменяется от 258 до 410 мг/л (табл. 4.4). По химическому типу воды гидрокарбонатные с долей сульфат-иона от 6 до 15 %-экв, магниево-кальциевые с долей натрия от 4 до 15 %-экв. Концентрация кремния в этих водах составляет в среднем 5,9 мг/л, что ниже концентраций кремния в ультрапресных и весьма пресных водах. Такие элементы, как фтор, хлор присутствуют на уровне региональных фоновых значений.

Таблица 4.4 – Химический состав умеренно пресных вод зоны выщелачивания горного обрамления Тувинской впадины, мг/л

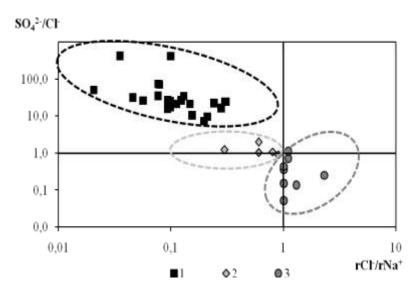
№ на рис. 4.1	Название	рН	CO ₂	HCO ₃ -	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	F	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Si	Мин
158	Тужема-база	6,9	26,4	214	4,4	1,8	0,3	54,0	5,0	9,7	5,9	8,4	295
26	Дуктуг-Дыт	8,1	2,6	220	14,8	1,3	0,1	48,0	15,8	7,9	0,9	8,1	309
125	Лисятник	8,0	3,5	232	9,8	4,1	0,4	46,0	15,0	14,1	0,6	5,2	322
126	Бибелигнин Кара-Суу	7,9	3,5	248	6,7	5,9	0,2	40,0	19,8	14,2	0,8	6,6	335
124	Ак-Суг	7,9	-	244	19,7	1,3	-	57,0	19,0	2,5	0,4	3,0	344
25	Родник около оз.Бай-Хол	7,8	-	244	12,3	4,9	0,1	59,0	12,2	10,9	2,4	9,7	346
128	Тей-Адаа	7,8	3,5	225	19,4	16,2	0,1	51,0	15,5	19,1	0,8	5,4	347
35	Кегээн-Булак	8,3	<4	259	16,8	1,4	0,3	45,5	20,7	14,9	1,1	8,2	363
108	Ногаан-Холь, Тоджа	7,7	4,4	295	16,9	0,5	0,1	68,0	17,1	11,2	0,9	6,9	410

Среди рассматриваемых подземные воды, разгружающиеся (или вскрываемые скважинами) на отметках от 1000 до 1897 м, являются холодными с минерализацией до 347 мг/л, слабощелочными с рН 7,7–8,3. Лишь в роднике Тужема-база формируются нейтральные воды с рН 6,9. Геохимическая среда природных вод характеризуется как окислительно-восстановительная с Еh от 112 до 169 мВ.

Подземные воды, разгружающиеся на отметках до 1000 м (630–1030 м), холодные и характеризуются преимущественно окислительными условиями геохимической среды. Наибольшие значения Eh от 200 до 269 мВ и рН от 7,7 до 8,3, где минерализация вод от 331 до 410 мг/л.

Для дальнейшей типизации подземных вод Тувинской впадины и ее горного обрамления использованы соотношения SO_4^{2-}/Cl^- и rCl^-/rNa^+ , согласно которым выделены воды зоны континентального засоления, воды растворения и окисления рудных минералов, воды выщелачивания солей (рис. 4.5).

Воды зоны континентального засоления характеризуются величиной SO_4^{2-}/Cl^- от 0,8 до 1,2, что свидетельствует о пропорциональном концентрировании в них сульфат-иона и хлоридиона в водах (табл. 4.5). Величина rCl^-/rNa^+ в рассматриваемых водах колеблется от 0,3 до 1,7. Преимущественно это грунтовые воды, приуроченные к степным районам Тувинской впадины. Воды этой группы в большинстве своем нейтральные, в отдельных точках слабощелочные



1 – воды растворения и окисления рудных минералов, 2
 – воды континентального засоления воды, 3 – воды выщелачивания солей.

Рисунок 4.5 - Типизация подземных вод Тувинской впадины и ее горного обрамления по соотношению SO_4^{2-}/Cl^- и величине генетического коэффициента rCl/rNa

величина рН изменяется от 7,0 до 7,9. Минерализация вод изменяется от 0,3 до 2,6 г/л при средней величине – 1,0 г/л. Однако в эту группу вод были включены родники, имеющие не типично низкую минерализацию для вод зоны континентального засоления (Шварцев, 1998) до 0,3 г/л, однако обращает на себя внимание высокое содержание в них хлорид-иона и сульфат-иона, соотношение которых равно 1. Это начальных свидетельствует 0 стадиях засоления и формировании вод с повышенной минерализацией

за счет процессов испарительного концентрирования. Максимальная минерализация вод 2,6 г/л отмечается в роднике на южной берегу озера Дус-Холь.

По ионному составу рассматриваемые воды весьма разнообразны (рис. 4.4). В анионном составе подземных вод с минерализацией до 1 г/л преобладает гидрокарбонат-ион с высокими долями сульфат-иона и хлорид-иона, в остальных родниках, характеризующихся более высокой минерализацией, преобладает хлорид-ион. Под влиянием процессов испарительного концентрирования изменяется химический состав собственно пресных гидрокарбонатных грунтовых подземных вод, и формируются хлоридно-сульфатные или сульфатно-хлоридные воды с отношением SO_4^{2-}/Cl^- около единицы. Такие воды обнаружены в родниках Торголык северный, скважине Сенек верхний (выход 2, 4), родниках-1 и 2 (центральная Тува).

Концентрации сульфат-иона и хлорид-иона в рассматриваемой группе вод изменяются в широких пределах от 6.3 до 670.0 мг/л и от 6.6 до 622.0 мг/л, соответственно (табл. 4.5).

Таблица 4.5 – Химический состав подземных вод континентального засоления Тувинской впадины, мг/л

№ на рис. 4.1	Название	рН	CO ₂	HCO ₃	SO ₄ ²⁻	Cl	F	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Si	Мин	SO ₄ ² -/Cl	rCl ⁻ /rNa ⁺
21	Час-Адыр	7,6	1,2	238	6,3	6,6	0,1	68,0	8,5	2,6	0,9	5,1	331	1,0	1,7
30	Родник Торгалык	7,8	4,4	192,0	29,0	35,5	0,2	50,0	8,5	34,5	1,2	4,5	351,0	0,8	0,7
30	Родник Торгалык северный	7,9		201,0	31,4	27,5	-	49,7	8,0	35,8	1,0	3,5	354,0	1,1	0,5
30	Родник Кызыл- Дуруг	7,8	3,9	177,0	30,1	35,5	0,2	46,0	7,9	31,8	0,9	4,3	329,0	0,8	0,7
55	Родник Сенек верхний-2	7,0	1	380,0	85,5	81,6	0,4	54,0	48,8	84,8	2,6	5,0	737,3	1,0	0,6
55	Родник Сенек верхний- 4	7,0	1	363,0	83,5	80,0	0,4	58,0	42,7	80,4	4,1	4,8	711,7	1,0	0,6
115	Родник-1 (центральная Тува)	7,8	13,2	549,0	9,9	12,3	0,3	122,0	28,1	26,7	4,4	16,1	746,0	0,8	0,3
115	Родник-2 (центральная Тува)	7,7	13,2	555,0	9,9	11,8	0,3	114,0	31,7	26,0	5,6	15,7	747,0	0,8	0,3
130	Скважина Тос- Булак	7,5	52,8	1031,0	146,1	119,8	0,2	77,5	108,3	252,2	3,4	6,9	1700,0	1,2	0,3
47	Родник на южном берегу оз. Дус- Холь (Сватиково)	7,5	1	517,5	670	622	-	118	145	512	5,5	6,2	2590,0	1,1	1,2
46	Скважина на южном берегу оз. Дус-Холь	7,8	-	342	377	413	-	100	81,8	305,5	4,2	4,3	1623,5	0,9	1,4

С ростом минерализации отмечается закономерный рост концентрации этих ионов. Концентрации преобладающих катионов — иона натрия и иона магния составляют от 2,6 до 512,0 мг/л и от 7,9 до 145,0 мг/л, соответственно. С ростом минерализации отмечается рост концентраций иона магния, иона натрия и иона кальция.

Характерным примером пресных вод зоны континентального засоления, разгружающихся в пределах Тувинской впадины, является родник Торгалык северный, характеризующийся слабощелочными характером среды с рН 7,8, сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатным натриево-кальциевым составом с минерализацией 354 мг/л и повышенными концентрациями элементов, типичных для щелочных вод, в том числе хрома, бария, висмута. Соотношение SO_4^{2-} и Cl^- в водах близко к единице, что свойственно таким водам. В целом рассматриваемых пресных водах зоны континентального засоления Тувинской впадины отношение сульфат-иона к хлорид-иону (SO_4/Cl) составляет в среднем 0,9, а отношение rCl-/rNa+-0,7

Солоноватые воды континентального засоления в пределах изучаемой территории встречены в скважине Тос-Булак, роднике на южном берегу оз. Дус-Холь (Сватиково), скважине на южном берегу оз. Дус-Холь (Сватиково). В скважине Тос-Булак воды слабощелочные, гидрокарбонатные с присутствием до 10%-экв сульфат-иона и хлорид-ионов магниево-натриевые с 17%-экв кальция и минерализацией в разные годы опробования от 1673 до 1738 мг/л. Отношение сульфат-иона к хлорид-иону (SO₄²⁻/Cl⁻) в солоноватых водах зоны континентального засоления составляет в среднем 1,1.

Подземные воды растворения и окисления рудных минералов характеризуются максимальной величиной SO₄²⁻/СГ, составляющей от 2,3 до 412,6 и содержанием сульфат-иона более 25 мг/л (табл. 4.6). Величина rCГ/rNa⁺ изменяется от 0,04 до 0,95. Воды этой группы разнообразны по величине рН (от 3,2 до 8,4) и минерализации (от 0,13 до 4,8 г/л). В их анионном составе преобладают гидрокарбонат-ион и сульфат-ион, а в катионном – магний и кальций. Концентрация сульфат-иона варьирует от 25,4 до 3604,0 мг/л при средней величине 198,8 мг/л, а концентрация хлорид-иона является минимальной среди всех рассматриваемых вод и составляет от 1,0 до 26,3 мг/л при среднем значении 7,2 мг/л. Воды характеризуются высокой концентрацией магния до 594,0 мг/л при среднем значении 60,5 мг/л. Среди рассматриваемых вод выделяются ультрапресные, умеренно пресные, собственно пресные, солоноватые воды.

Ультрапресные нейтральные воды с pH 7,2 и окислительными условиями среды (Eh 194 мВ) и минерализацией 128 мг/л и низким содержанием кремния 4,7 мг/л обнаружены в роднике Аспаты, разгружающемся на отметках 1204 м. По химическому составу воды в роднике Аспаты сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые.

Таблица 4.6 – Химический состав подземных вод зоны растворения и окисления рудных минералов, мг/л

№ на рис. 4.1	Название	pН	CO_2	HCO ₃	SO_4^{2-}	Cl	F^-	Ca ²⁺	Mg^{2+}	Na ⁺	K^{+}	Si	Мин	SO ₄ ²⁻ /Cl ⁻	rCl ⁻ /rNa ⁺
						Уль	грапресь	ные воды							
5	Родник Аспаты	7,1	73,4	69,0	25,4	2,1	0,2	23,5	5,8	1,5	1,0	5,7	128	12,3	0,9
						Умере	енно пре	сные водь	I						
110	Родник Дархн- Сарыг	7,9		140,0	37,2	2,4		52,0	5,5	2,0	1,0	4,9	240	15,5	0,8
28	Родник Левый берег Карасуг	7,9		182,0	66,3	4,2		64,2	10,1	9,5	1,0	3,6	337	16,0	0,3
106	Родник Алдын- Уургай	7,5	7,0	223,0	55,3	3,2	1,7	74,0	6,1	20,9	1,0	5,6	383	17,3	0,1
13	Родник Талдыг Чарык	7,5	0,9	220,0	65,2	4,6	0,3	66,5	6,8	26,0	1,4	4,7	390	14,3	0,1
13	Родник Талдыг- Адыр	7,9	8,8	225,7	62,9	2,4		58,5	12,9	27,0	1,8	7,21	391	26,5	0,1
133	Родник Кожечей	8,4	<3	222,0	64,0	1,5	0,1	55,0	23,4	4,0	1,5	4,4	371	43,2	0,2
109	Родник Алдын- Уургай -7	7,5	8,8	226,0	62,7	3,0	1,8	74,0	6,1	20,0	1,0	5,5	393	20,9	0,1
11	Родник Хох- Пуру	7,8	7,0	273,0	39,3	1,8	0,3	96,0	4,3	4,8	1,2	12,0	420	21,8	0,2
159	Родник Чолдак Чыраа-Булак	7,3		293,0	37,2	2,4	0,3	58,0	25,6	16,7	0,7	4,3	434	15,5	0,1
20	Родник Сулуг- Ой	7,7	1,2	279,0	53,2	7,2	0,6	76,5	12,5	23,5	0,8	7,7	453	7,4	0,2
130	Родник Чурек- Доргун	8,1	<3	266,0	82,0	4,3		53,0	37,4	16,8	1,3	5,5	461	19,1	0,2
14	Родник Хатыг- Чазы	6,9	90,97	285	57,6	24,8	0,32	32	45	30,2	3,52	5,05	478	2,3	0,5
105	Родник Дыттыг- Доргун	7,9	4,4	326,0	43,4	1,8	0,1	58,0	36,6	11,8	1,2	5,7	479	24,1	0,1
106	Родник Белдир	7,5	13,2	323,0	46,9	1,8	0,1	62,0	37,0	9,4	1,1	5,0	481	26,1	0,1
100	Родник Чурек- Доргун	7,0	17,6	278,0	89,8	4,2	0,3	60,0	35,4	18,3	1,3	5,1	487	21,6	0,1
28	Родник Кара- Суг, основной	7,7	10,5	331,0	61,6	6,0	0,3	48,0	42,7	25,0	1,6	6,7	516	10,3	0,2
9	Родник Адарган	7,1	4,0	151,0	238,9	2,0	0,2	97,0	30,5	5,2	1,2	4,4	526	120,1	0,2

Продолжение таблицы 4.6

3.0 4.1	1				ı		I		1				1	ı	1
№ на рис. 4.1	Название	pН	CO_2	HCO ₃	SO_4^{2-}	Cl	\mathbf{F}^{-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^{+}	Si	Мин	SO ₄ ²⁻ /Cl ⁻	rCl ⁻ /rNa ⁺
129	Родник Кундустуг	8,0	<3	322,0	74,0	5,1	н опр	59,0	26,6	39,0	2,7	4,7	534	14,5	0,1
128	Родник Кундус	8,0	8,8	391,0	62,9	1,2	0,2	70,0	30,0	38,8	2,6	5,3	597	51,1	0,0
104	Родник Карак	7,9	4,4	412,0	61,0	1,8	0,1	60,0	56,0	15,2	1,6	5,3	608	33,9	0,1
53	Скважина 10-1	7,3	8,8	192,0	333,1	4,5	1,2	149,0	10,4	37,9	0,7	8,1	728	74,4	0,1
99	Родник Кужурлуг- Кара-Суг	7,7	13,2	329,0	217,0	7,1	1,06	74,0	28,0	100,7	1,0	7,0	757	30,6	0,0
53	Скважина 8а-2 Ак- Суг	7,9	8,8	134,0	425,0	1,0	1,5	185,0	11,0	19,0	1,4	8,9	776	412,6	0,04
97	Родник Оораш-Хем	8,1	_	389,0	330,0	1,8	_	76,0	107,4	20,1	1,3	5,7	926	183,3	0,1
					C	олонова	тые воды								
1	Родник Уттуг-Дуруг	7,2	6,2	589,0	499,0	20,4	0,2	95,0	163,1	66,0	4,7	4,3	1437	24,5	0,2
53	Скважина Ак-Суг	7,2	22,0	226,0	917,2	26,3	1,5	320,0	25,9	131,5	1,9	10,8	1649	34,9	0,1
11	Родник Улаатай, нижний	7,3	0,9	1161,4	393,0	11,2	0,3	120,0	256,0	9,2	10,9	5,3	1900	35,1	0,8
11	Родник Улаатай, верхний	7,1	7,9	1038,2	509,2	17,7	0,2	136,0	254,0	12,0	11,1	5,3	1900	28,8	1,0
98	Родник Айжо	7,2	176,0	1488,0	624,0	23,0	0,2	146,0	265,0	200,0	3,0	4,9	2749	27,1	0,1
98	Скважина Айжо	7,3	118,0	1610,0	527,0	22,2	_	150,0	259,0	179,0	3,2	9,03	2750	23,7	0,1
36	Родник Ажиг-Суг	3,2	660,0	<10	3605,0	9,5	1,09	460,0	594,0	84,0	2,0	33,4	4755	379,5	0,1

В умеренно пресных водах с минерализацией 240–487 мг/л преобладает в анионном составе гидрокарбонат-ион с 14-15 %-экв долей сульфат-иона. Концентрация кремния в рассматриваемых водах в среднем 5,9 мг/л. Воды нейтральные, реже слабощелочные. В катионном составе преобладают кальций и магний. Отношение сульфат-иона к хлорид-иону в водах увеличивается и составляет в среднем 21.

Так, среди собственно пресных вод, в роднике Кара-Суг (основной), приуроченном к верхне-ордовик-силурийским отложениям вблизи тектонической границы меланжа. В слабощелочных сульфатно-гидрокарбонатных магниево-кальциевых водах с минерализацией 516 мг/л и содержанием кремния 6,7 мг/л, обнаружены в повышенных концентрациях титан, ванадий, хром, никель, иттрий, олово, сурьма, барий, золото, редкоземельные элементы, ртуть и уран, что наряду с высокими концентрациями сульфат-иона может являться подтверждением влияния сульфидной минерализации на химический состав вод.

Подобное влияние сульфидной минерализации на состав воды отмечается в роднике Сулуг-Ой, разгружающемся в бассейне р. Хемчик в устье его правого притока Бол. Аянгаты. Воды слабощелочные с рН 7,7, сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые с минерализацией 453 мг/л и содержанием кремния 7,7 мг/л и повышенными концентрациями цинка, кадмия, урана. Средние значения отношения сульфат-иона к хлорид-иону (SO₄/Cl) в пресных водах зоны выщелачивания рудных формаций составляют 53, а отношения гСl-/rNa⁺ 0,2.

Увеличение концентраций сульфат-иона на участках потенциальной сульфидизации и рудной минерализации проявляется в формировании сульфатно-гидрокарбонатных вод с долей сульфатов в химическом типе вод более 20 %-экв и росте минерализации вод до 926 мг/л. Однако повышение минерализации практически не отражается на изменении концентрации кремния, которая в рассматриваемых собственно пресных водах составляет в среднем 6,6 мг/л. Среди катионов в рассматриваемых водах, как и в описанных выше, преобладают кальций и магний.

Солоноватые воды растворения и окисления рунных минералов обнаружены в родниках Уттуг-Дуруг, Улаатай, Айжо, Ажиг Суг. В устье р. Хемчик с правого борта разгружается родник Уттуг-Дуруг, приуроченный к зоне тектонического контакта меланжа с нижнедевонскими терригенными и верх-ордовик-силурийскими образованиями, прорванными гранитоидами джойского комплекса нижнего девона. В роднике Уттуг-Дуруг разгружаются нейтральные или слабощелочные слабосолоноватые воды гидрокарбонатно-сульфатного кальциево-магниевого состава с минерализацией в 2017 г. 1437 мг/л (в 2016 г это значение составляло 1266 мг/л), с высоким содержанием сульфат-иона (до 499 мг/л) и присутствием хлоридов до 22 мг/л. Воды содержат в повышенных концентрациях литий, никель, мышьяк,

селен, иттрий, стронций, родий, сурьму, барий, рений, уран (до 0,04 мг/л).

Улатайский источник располагается в переходной зоне от лесистых склонов хребта Западный Танну-Ола к засушливой Убсу-Нурской котловине. Отмечается тектонический контакт ожелезненных эффузивных образований с глинистыми сланцами девонского возраста. Воды нейтральные солоноватые c минерализацией 1962–1978 мг/л сульфатногидрокарбонатные 3,5-3,7кальциево-магниевые c содержанием кремния $M\Gamma/\Pi$. Микрокомпонентный состав вод характеризуется повышенными концентрациями Li, Sc, Zr, Ru, Rh, Ag, Sb, Re, Au, редкоземельных элементов и урана до 0,2 мг/л. В водах отмечается преобладание концентрации калия над натрием.

В трещинно-жильных водах на участках оруденения в скважине и роднике Айжо встречены слабосолоноватые гидрокарбонатно-сульфатные натриево-магниевые воды с минерализацией 2749 мг/л и содержанием кремния 4,9 мг/л.

Наиболее ярким представителем вод этой группы является родник Ажиг-Суг. Родник Ажиг-Суг расположен в урочище Ир-Сайлых на абсолютной отметке в 1150 м над уровнем моря, в гористой местности на левом берегу Саяно-Шушенского водохранилища в 6 км ниже устья р. Хемчик (рис. 4.1). Впервые источник был обследован в 1958 г. сотрудником ВСЕГЕИ (Зуев, 1960), более подробно изучен в 1967 г. Е.В. Пиннекером и Ю.И. Кустовым (Пиннекер, Кустов, 1971). В 1991-1993 гг. родник посещали Г.М. Шпейзер (Иркутский госуниверситет) и М.Б. Букаты с коллегами (Томский политехнический институт) в рамках договорных НИР по комплексной оценке гидроминеральных ресурсов Республики Тыва. Исследования кислых вод родника Ажиг-Суг с участием автора настоящей работы проводились неоднократно в летние и осенние периоды 2012-2017гг. (Гусева и др., 2018).

Родник Ажиг-Суг приурочен к тектоническому контакту эффузивно-осадочных нижнекембрийских отложений чингинской (\mathcal{E}_1cn) и вулканогенных нижнедевонских отложений кендейской свит (D_1kn). Нижнедевонские отложения кендейской свиты прорваны интрузивными образованиями торгалыкского (джойского) комплекса нижнего девона (γD_1) на западном и восточном участках территории разгрузки подземных вод. Небольшое проявление интрузии отмечается в тектоническом блоке в непосредственной близости от выхода родника на территории вулканогенных девонских отложений (рис. 4.6).

Минералогический состав эффузивно-осадочных породами нижнего кембрия представлен плагиоклазами – 35 %, серпентинитом – 30 %, роговой обманкой – 15 %, гипсом – 13 %, кварцем – 7 %, а также присутствуют эпидот, сфен, хлорит, тальк, кальцит и доломит. Минералогический состав брекчиевидных вулканитов нижнего девона представлен натровым андезитом – 40 %, кварцем – 32 %, гетитом (псевдоморфозы гематита или лимонита) – 18 %, а также присутствуют серицит, хлорит, водная окись железа с халцедоном.

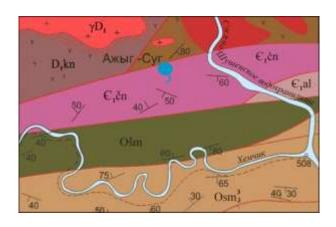


Рисунок 4.6 – Геологическое строение района родника Ажиг-Суг (Государственная геологическая карта..., 2008)

Исследование элементного состава водовмещающих пород показало наличие первичных ореолов рассеяния, характеризующихся повышенными значениями кларков концентраций. В эффузивно-осадочных отложениях нижнего кембрия в повышенных значениях кларков концентраций (значение в скобках) встречены следующие элементы: Sb (14), V (4), As (4), Cr (3), Co (3), Ni (3), Cu (2), Ti (2), Zn (1), Mo (1).

В брекчиевидных вулканогенных образованиях нижнего девона выделяется следующий ряд элементов с повышенными значениями кларков концентрации (значение в

скобках): As (102), Sb (36), Cu (3), Fe (2), Cr (2), V (1), U (1), Ti (1). Повышенные значения кларков концентраций подтверждают рудную природу источников химических элементов в водах. Приведенные сведения по минералогическому составу водовмещающих пород показывают, что в качестве источников химических элементов выступают исключительно алюмосиликатные и сульфидные минералы, что и определяет характер взаимодействия системы вода-порода и механизм формирования химического состава вод.

Разгрузка родника Ажиг-Суг наблюдается в зоне окисления сульфидов неглубокого залегания и зависит от количества атмосферных осадков и скорости движения подземных вод. Температура воды в разные сезоны года меняется от 4 до 8°С. Дебит источника изменяется от 0,003 до 0,1 л/с. Вместе с этим изменяются концентрации железа в воде от 0,5 до 17 мг/л, что также определяется особенностями водного режима родника. Так, летом 2016 года концентрация железа составила 10 мг/л, а осенью того же года всего 1,05 мг/л

Воды кислые с pH от 3,6 до 3,9 (табл. 4.7), в 2013 г. было зафиксировано минимальное значение pH 3,2. Окислительно–восстановительный потенциал характеризует окислительные условия геохимической среды и составляет от 310 до 430 мВ. Содержание органического углерода 1,8 мг/л. В водах обнаружена высокая кислотность от 840 до 893 мг/л.

Таблица 4.7 – Химический состав родника Ажиг-Суг (июль 2017г.), мг/л

Компонент	Выход № 1	Выход №2	Компонент	Выход № 1	Выход №2	Компонент	Выход №1	Выход №2
T	6,4	9,3	Li	0,25	0,25	As	0,0007	0,001
Сорг	1,8	_	Be	0,013	0,012	Rb	0,0015	0,00099
NO ₃	1,35	0,97	В	0,15	0,21	Sr	0,3	0,3
pН	3,9	3,6	Al	77,37	85,95	Y	0,3	0,3
Eh	430	310	Si	28,67	30,16	Zr	0,00004	0,00002
Кислотность	893	840	P	0,15	0,10	Ru	0,000005	0,00001
CO ₃ ²⁻	<3	<3	Sc	0,0074	0,010	Rh	0,000009	0,000007
HCO ₃	<6	<6	Ti	0,0016	0,0028	Cd	0,004	0,005
SO ₄ ²⁻	3605,3	3627,4	Cr	0,0026	0,0028	Cs	0,00024	0,00014
Cl	9,6	9,4	Mn	13,67	14,54	Ba	0,0072	0,0074
F ⁻	17,6	15,6	Со	0,67	0,72	Сумма РЗЭ	0,37	0,39
ЖО	69,5	70	Ni	1,99	2,24	Hf	0,00015	0,00014
Ca ²⁺	400	410	Cu	0,087	0,11	Re	0,0006	0,0006
Mg^{2+}	604	604	Zn	0,92	0,99	Au	0,000009	0,00003
Na ⁺	90,7	87	Ga	0,00037	0,00045	Pb	0,00012	<0,0002
K ⁺	1,7	1,6	Ge	0,00012	0,00018	Th	0,000024	0,000045
Сумма ионов	4806	4841	Br	0,051	0,070	U	0,0048	0,0058

Подземные воды родника Ажиг-Суг солоноватые с минерализацией от 4806 до 4841 мг/л сульфатные кальциево-магниевые с высокими содержаниями кремния (до 30 мг/л). Отличительной особенностью вод этого родника является присутствие халькофильных и сидерофильных элементов в высоких концентрациях: Li, Al, Be, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Y, P3Э, (табл. 4.6).

Наибольшие значения коэффициента концентрирования (относительно их кларков в земной коре) характерны для сульфат-иона и рения, величина которых близка к единице, а для кальция и хлора и ряда других микрокомпонентов эти значения достигают десятых и сотых долей единицы и представлены следующим рядом элементов (в скобках показано значение коэффициента концентрирования элемента): Re (0,8), SO_4^{2-} (0,9), Ca (0,01), Cl (0,04), Dy (0,09), Co (0,03), Ni (0,03), Cd (0,03), Zn (0,01), Sn (0,01). Близкие к ним значениям имеют коэффициенты концентрирования Y, Eu, Gd, Ho, Er, что отражает благоприятные условия для их концентрирования в подземных кислых сульфатных водах (Крайнов и др., 2004).

Увеличение концентраций хлорид-иона вне связи с увеличением концентрации сульфатов свидетельствует о возможности избирательного обогащения вод хлорид-ионом, что особенно интересно при пропорциональном повышении концентраций натрия. На участках развития трещинно-жильных вод в соленосных отложениях девона химический состав подземных вод характеризуется разными количественными соотношением хлорид-иона с

другими анионами при преобладании соотношения с натрием близким к единице. Для этих вод свойственны более низкие величины SO_4^{2-}/Cl^- от 0,02 до 1,3, что свидетельствует о дополнительном источнике поступления хлорид-иона за счет растворения солей преимущественно хлоридно-натриевого состава, имеющихся в водовмещающих породах. Воды рассматриваемой группы приурочены к красноцветным терригенным отложениям девонского возраста. Подтверждает это и величина отношения rCl^-/rNa^+ равная единице. Лишь в отдельных точках значение рассматриваемого коэффициента составляет 1,3 и 2,3, что может быть обусловлено поступлением в воды хлора не только за счёт растворения галита, но и других хлоридных солей.

Воды этой группы также солоноватые, но характеризуются самой высокой минерализацией, которая в среднем составляет 2,5 г/л. Величина рН изменяется от 6,3 до 8,3. Преимущественно воды этой группы относятся к хлоридному натриевому химическому типу. Лишь воды родника Хурегечи-3 и родника у озера Чедер характеризуются достаточно высокой долей кальция, а в анионном составе родников у озера Дус-Холь и Хурегечи-1 высока доля сульфат-иона. Концентрации сульфат-иона в остальных родниках этой группы ниже, чем в водах зоны континентального засоления, и составляют от 17,7 до 506,0 мг/л (табл. 4.8). Содержание сульфат-иона более 500 мг/л и присутствие его в химическом типе вод может свидетельствовать о наличии сульфатных солей в водовмещающих отложениях.

Среди всех рассматриваемых вод концентрации хлорид-иона в водах этой группы максимальны и изменяются от 53,2 до 2485,0 мг/л при средней величине 1108,4 мг/л. При этом с ростом минерализации происходит увеличение концентрации хлорид-иона.

Воды характеризуются максимальной концентрацией иона натрия, которая составляет от 34,3 до 1630,0 мг/л при средней величине 665,0 мг/л. Остальные катионы представлены в водах в значительно меньших количествах (табл. 4.8). При этом с ростом минерализации происходит закономерное увеличение содержаний иона натрия и уменьшение ионов кальция и магния.

Среди рассматриваемых вод есть пресные воды с минерализацией до 1 г/л, но преимущественно воды этой группы имеют минерализацию более 1 г/л. Пресные воды хлоридного натриевого состава с минерализацией 420-717 мг/л наблюдается в родниках Час-Адыр (горячий), Дустуг-Хем-Чурек, Дустуг-Хем-4, последние два родника являются частью групповой разгрузки. В бассейне р. Барлыг по правому борту разгружается незамерзающий зимой родник Час-Адыр. За эту особенность он получил название Час-Адыр (горячий). Температура воды 5,1°С. Родник отличается от других выходов подземных вод слабокислой реакцией среды рН 6,6 и слабо восстановительными условиями среды с Ећ 148 мВ и минерализацией 420 мг/л.

Таблица 4.8 – Химический состав подземных вод соленосных девонских отложений Тувинской впадины, мг/л

№ на рис. 4.1	Название родника	рН	CO ₂	HCO ₃ -	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	F	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Si	Мин.	SO ₄ ²⁻ /Cl ⁻	rCl ⁻ /rNa ⁺
21	Час-Адыр (горячий)	6,6	_	232,0	17,7	53,2	1,3	72,0	7,3	34,3	2,5	7,3	420,2	0,3	1,0
44	Дустуг-Хем- Чурек	6,4	26,4	73,0	19,8	249,0	6,9	14,0	1,2	180,0	3,3	8,3	547,2	0,1	0,9
44	Дустуг-Хем -4	7,7	1,7	68,0	20,0	358,0	4,5	16,0	1,2	244,0	5,3	9,9	717,0	0,1	1,0
136	Кара-Суг – 2	8,0	4,8	122,0	381,0	329,0	0,7	109,0	29,4	265,0	2,0	6,6	1238,1	1,2	0,8
136	Кара-Суг- 1	7,8	5,3	122,0	363,0	355,0	0,6	140,0	28,0	243,0	1,8	6,6	1253,4	1,0	0,9
45	Родник у озера Чедер	7,4	35,2	195,2	248,3	982,6	0,7	307,5	105,2	278,0	1,9	5,1	2119,4	0,3	2,3
2	Хур (верхний)	8,1	-	244,0	362,3	994,0	0,3	180,0	29,9	548,2	5,4	2,5	2364,0	0,4	1,2
46	Родник на южном берегу оз. Дус- Холь	7,5	13,2	446,5	506,5	700,0	0,7	159,5	131,0	429,3	4,2	6,6	2377,7	0,7	1,1
2	Хурегечи-4 (верхний)	7,8	4,4	248,0	420,6	958,5	0,3	196,0	29,3	600,2	3,7	2,7	2456,5	0,4	1,0
2	Хурегечи-3 (нижний)	7,8	2,6	247,7	420,6	958,5	0,2	198,0	29,3	633,2	3,7	2,7	2491,2	0,4	1,0
41	Торгалыг (южный)	6,6	10,6	210,0	234,0	1526,5	0,5	104,0	10,9	995,0	4,0	1,7	3084,9	0,2	1,0
2	Хурегечи-4 (нижний)	7,7	2,6	232,0	245,0	1775,0	0,2	268,0	77,5	899,0	2,7	2,2	3499,4	0,1	1,3
44	Дустуг-Хем-6	7,6	1,7	94,0	60,4	2009,7	5,7	50,0	2,5	1297,0	24,5	11,0	3543,8	0,03	1,0
2	Хурегечи-1 (нижний)	7,2	5,3	266,0	1171,0	1025,9	0,2	520,0	61,0	626,0	4,4	1,7	3674,5	1,1	1,1
2	Хурегечи-2 (верхний)	6,5	24,6	232,0	245,0	1775,0	-	268,0	77,5	899,0	2,7	2,2	3499,2	0,1	1,3
44	Дустуг-Хем-5	7,7	1,7	109,0	82,0	2308,6	6,2	50,0	2,5	1504,0	29,2	9,0	4091,5	0,04	1,0
44	Шуйский	8,3	-	48,8	130,4	2485,0	6,2	52,0	3,1	1630,0	25,0	7,2	4380,5	0,1	1,0
40	Дус-Даг	6,3	17,6	42,7	2924,0	188150,0	_	1595,0	71,7	121762,0	268,2	6,7	314813,6	0,02	1,0

По химическому составу родник является хлоридно-гидрокарбонатным натриевокальциевым с содержанием фтора 1,28 мг/л. Это единственный родник среди рассматриваемой группы вод в ионном составе, которого преобладает гидрокарбонат-ион и кальций.

Групповая разгрузка родников Дустуг-Хем, включающая родники Дустуг-Хем-Чурек, Дустуг-Хем-4, Дустуг-Хем-5, Дустуг-Хем-6, расположенная в зоне меланжа, контролируемой разломом между верхне-ордовик—силурийскими карбонатно-терригенными образованиями и венд-нижнекембрийскими и нижнесилурийскими образованиями, прорванными интрузивными гранитоидными образованиями джойского комплекса. Химический состав группы родников Дустуг-Хем характеризуется широким изменением величины рН от 6,4 (Дустуг-Хем-Чурек) до 7,6—7,7 (Дустуг-Хем-5), минерализации от 547 мг/л до 4091 мг/л. Однако, в ионном составе всех родников группы Дустуг-Хем преобладает хлорид-ион и натрий. В отдельных выходах подземных вод отмечаются повышенные содержания сульфатов от 20 до 80 мг/л.

Среди рассматриваемых вод есть еще один групповой выход родников — Хурегечи. Родники располагаются в устье р. Хурегечи на северном склоне хребта Западный Танну-Ола на высотах 1420 м. Вода выходит из мощного тектонического разлома северо-западного простирания, выполненного голубоватой глиной (мощностью до 6-7 м). Разлом является контактной линией между нижнекембрийской толщей ирбитейской свиты и вулканогенно-осадочными образованиями илеморовской свиты нижнего девона. Эти родники находятся в полосе девонских отложений, где предполагается наличие вкраплений каменной соли.

Наиболее ярким примером вод соленосных отложений девона является родник Дус-Даг, который ввиду его специфики стоит рассмотреть отдельно. Воды этого родника являются рассольными и имеют минерализацию 315 г/л. Столь высокая соленость обусловлена приуроченностью этого родника к месторождению каменной соли Дус-Даг. Дус-Дагское месторождение каменной соли находится на юге Тувы на левом берегу реки Торгалыг в переходной зоне от средне-низкогорного рельефа подножья южного склона хребта Западный Танну-Ола к степным и полупустынным пространствам Убсунурской котловины (рис. 4.1). Здесь преобладают абсолютные отметки 1100 – 1600 м. В районе месторождения Дус-Даг развиты отложения девонской системы, представленные средним и верхним отделами. Средний отдел девонской системы подразделяется на эйфельский и живетский ярусы. Отложения эйфельского возраста представлены саглинской свитой, породы которой обнажены в тектоническом блоке южнее месторождения и представлены грязно-зелёными, серыми известковистыми алевролитами и мелко- и среднезернистыми песчаниками (40 %), тёмносерыми аргиллитами (15 %). Отложения живетского возраста подразделяются на 3 свиты: ихедушиингольскую, илеморовскую и уюкскую. Ихедушиингольская свита слагает центральную часть месторождения Дус-Даг и характеризуется двучленным строением: нижняя

подсвита – соленосная алевро-глинистая и верхняя – песчано-алевритовая. Нижняя подсвита ихедушиингольской свиты, являющаяся собственно соленосной, представлена толщей светлозелёных, реже лиловых, бурых, серых, часто гипсоносных, аргиллитизированных глин с маломощными (до первых метров) прослоями алевролитов и мелко-, тонкозернистых известковистых песчаников. Мощность подсвиты – около 420 м. Месторождение каменной соли Дус Даг имеет форму линзы субширотного простирания длиной около 1040 м, согласно залегающей в глинах нижней подсвиты ихедушиингольской свиты среднего девона. На севере, западе и юго-востоке залежь соли обрезается разрывными нарушениями, а на востоке фациально замещается глинами. Общая мощность соленосной толщи 350 м, в том числе мощность каменной соли составляет 320 м (91,4 %), а мощность пустых пород – 30 м.. Залежь состоит из чередующихся слоев каменной соли мощностью до 40 м и гипсоносных и соленосных глин мощностью от долей метра до 15-20 м, прослоев глинистого ангидрита, а также прослоев сильвин-галитовой породы. По химическому составу соль содержит в среднем NaCl- 95,5 %, CaSO₄ - 1,5-1,76 %, CaCl₂ - 0,08-0,13 %, MgCl₂ - 0,02-0,04 % (Аракчаа, Камбалина, 2014). Выходы каменной соли перекрыты гипсово-глинистой шляпой мощностью 1-10 м, являющейся продуктом подземной эрозии и выщелачивания каменной соли. Верхняя подсвита ихедушиингольской свиты развита севернее месторождения. Она согласно перекрывает породы нижней подсвиты и сложена красноцветными тонко-, среднезернистыми тонкопластинчатыми известковистыми песчаниками.

Состав соленосной залежи полностью обуславливает ионный состав родника, который по химическому типу относится к хлоридным натриевым водам. Концентрации ведущих ионов — натрия и хлорид-иона здесь составляют 121762,0 и 188150,0 мг/л соответственно. В значительно более низких концентрациях в водах родника Дус-Даг содержатся сульфат-ион и кальций (2924,0 и 1595,0 мг/л соответственно), однако это максимальные концентрации этих ионов среди вод рассматриваемой группы. Необходимо подчеркнуть ещё одну особенность: только в этих рассолах и в рассолах источника у оз. Чедер в солевом составе, рассчитанном по (Валяшко, 1962), отмечаются хлориды кальция. Формирование этих рассолов определяется растворением каменной соли месторождения Дус Даг: NaCl >> CaSO₄ >CaCl₂> MgCl₂ >KCl> NaBr.

4.1.3 Равновесие подземных вод с горными породами и геохимические типы вод

В пределах рассматриваемого района система вода-порода, как и в других регионах земного шара, является равновесно-неравновесной. Согласно рисунку 4.7 положение точек вне полей устойчивости анортита, Мд-хлорита, анальцима, альбита, мусковита свидетельствует о

неравновесном состоянии подземных вод с первичными алюмосиликатными минералами, которые рассматриваемые воды растворяют.

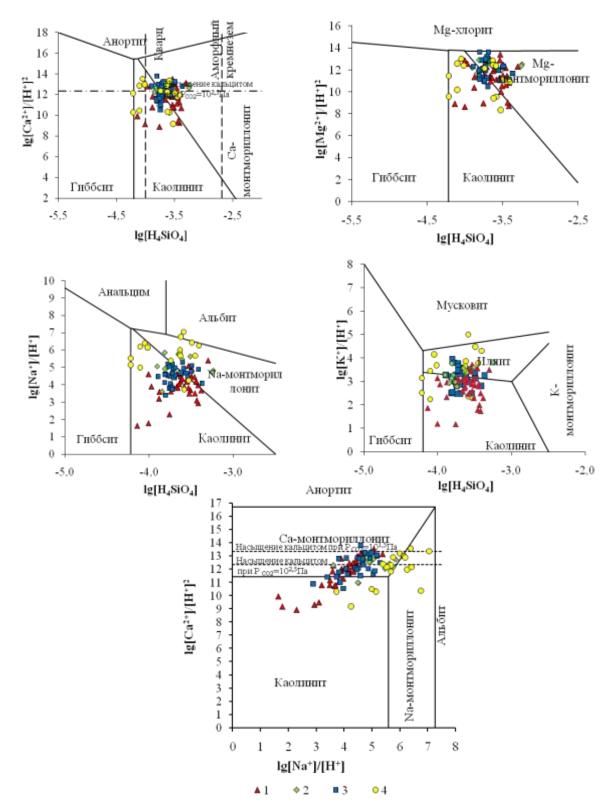


Рисунок 4.7 — Диаграммы полей устойчивости минералов с нанесением данных по химическому составу подземных вод Тувинской впадины и ее обрамления при 25 0 C Условные обозначения на рисунке 4.4

В то же время точки на рисунке 4.7 располагаются в полях устойчивости каолинита, Самонтмориллонита, Na-монтмориллонита, Mg- монтмориллонита, что свидетельствует о возможности образования указанных минералов из подземных вод в рассматриваемых условиях. При этом «кучное» расположение точек на диаграммах свидетельствует о близости их состава.

На рисунке 4.8 показаны диаграммы равновесия рассматриваемых вод с кальцитом, доломитом и гипсом. В большинстве своем рассматриваемые воды насыщены карбонатными минералами, только ультрапресные и умеренно пресные воды зоны выщелачивания ненасыщены карбонатными минералами. Все рассматриваемые воды не равновесны с гипсом, насыщение гипсом отмечается только для родника Ажиг-Суг, характеризующегося самой высокой концентрацией сульфат-иона.

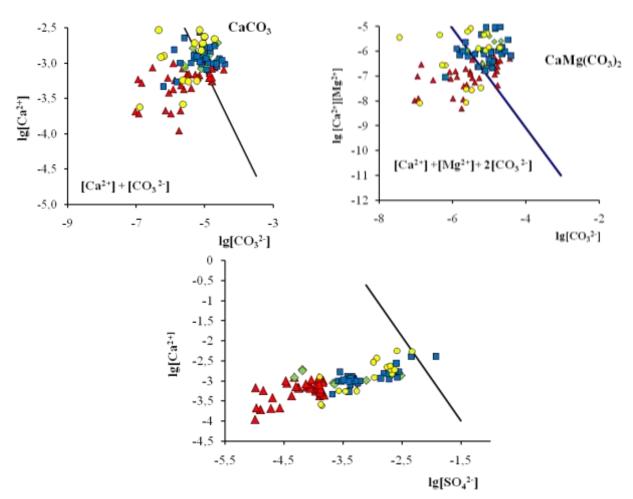


Рисунок 4.8 – Диаграммы полей устойчивости карбонатных и сульфатных минералов с нанесением данных по химическому составу подземных вод Тувинской впадины и ее горного обрамления при 25 ⁰C. Условные обозначения на рисунке 4.4

Оценить степень насыщенности вторичными минералами вод выделенных групп можно по данным, приведенным в таблице 4.9. Воды зоны выщелачивания в большей степени насыщены глинистыми минералами: каолинитом и монтмориллонитами, величина параметра насыщенности изменяется от 0,2 до 1,8 и от -4,8 до 5,1, соответственно.

Таблица 4.9 – Параметр насыщенности вторичными минералами подземных вод

Тувинской впадины и ее горного обрамления

тувинской внад		e e r op	110100	opamier	,,,,,,,,							
Минерал		Воды зоі щелачив			Воды ненталь асоления		окис.	растворо пения ру пинерало	дных	Воды выщелачивания солей		
	Сред	Min	Max	Сред	Min	Max	Сред	Min	Max	Сред	Min	Max
Каолинит	1,2	0,2	1,8	1,1	0,6	2,0	1,1	0,7	2,6	0,9	0,007	1,6
Са-монтмориллонит	1,2	-4,8	5,1	1,3	-0,8	5,3	1,1	-1,1	4,2	0,1	-5,1	3,1
Mg-монтмориллонит	0,7	-5,9	4,2	1,0	-0,8	4,9	0,8	-1,0	3,1	-0,6	-5,9	2,1
Na-монтмориллонит	-2,1	-6,5	0,6	-1,1	-2,2	0,3	-1,9	-3,4	-0,4	-0,9	-3,3	1,1
Кальцит	-0,4	-2,4	0,8	0,4	-0,3	1,0	0,2	-5,1	0,9	0,1	-2,2	1,0
Доломит	-0,8	-5,0	1,9	0,9	-0,1	2,2	0,5	-9,4	2,7	-0,5	-4,8	1,8
Гипс	-2,9	-4,4	-2,2	-1,8	-2,7	-0,8	-1,4	-2,4	0,3	-1,3	-2,9	-0,01
Галит	-9,6	-10,4	-8,0	-7,1	-9,5	-5,2	-8,8	-10,2	-7,1	-4,9	-7,4	-0,5

В водах зоны континентального засоления и водах растворения и окисления рудных минералов также отмечается насыщенность каолинитом и монтмориллонитами; однако, кроме этого, воды насыщены карбонатными минералами. Это является подтверждением одной из фундаментальных характеристик системы вода-порода, а именно: по мере эволюционного развития системы вода-порода происходит ее усложнение, и образование все большего количества равновесных фаз. Кроме этого, с ростом минерализации вод происходит увеличение степени насыщенности вод кальцитом и гипсом (рис. 4.9).

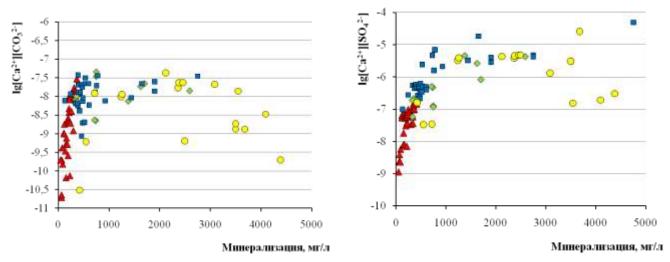


Рисунок **4.9** – Изменение насыщенности рассматриваемых вод кальцитом и гипсом с ростом минерализации. Условные обозначения на рисунке 4.4

Максимальный рост насыщенности вод вторичной фазой наблюдается в пресных водах, когда отмечается максимальная интенсивность накопления химических элементов. Рост продолжается до момента достижения насыщения соответствующей вторичной фазой, которая выступает барьером для накопления химических элементов. Таким образом, в рассматриваемых водах формируются геохимические барьеры для накопления кальция в растворе, что и определяет формирования натриевого катионного состава рассматриваемых вод. Дополнительным источником натрия в рассматриваемых водах могут быть соленосные отложения, встречаемые в девонских отложениях, влияние которых наиболее ярко проявляется в группе вод, названных водами выщелачивания солей.

Воды выщелачивания солей характеризуются самыми низкими параметрами насыщенности алюмосиликатными минералами: каолинитом и монтмориллонитами, и самыми высокими параметрами насыщенности гипсом и галитом, что является отражением особенностей процессов взаимодействия вод с горными породами. Это свидетельствует о том, что важнейшая роль в формировании состава подземных вод принадлежит процессам взаимодействия с алюмосиликатами, гипсом и галитом.

Таким образом, по состоянию насыщенности вод вторичными минералами в пределах исследуемой территории выделяются следующие геохимические типы вод (табл. 4.10).

Таблица 4.10 – Характеристика геохимических типов подземных вод Тувинкой впадины и ее обрамления

Геохимический тип вод	Необходимое химическое условие и вторичная минеральная фаза	Характеристика геохимической среды вод
Алюминиево- кремнистый	Равновесие с каолинитом	Пресные нейтральные воды, Si 7,2 мг/л, pH 7,5, M 210 мг/л
Кремнистые сульфатно- натриевый	Равновесие с кальцитом и глинами высокие содержания сульфат-иона	Слабощелочные солоноватые, Si 5,1 мг/л, pH 7,6, M 1,01 г/л, SO ₄ ²⁻ 160 мг/л
Кремнистый хлоридно- натриевый	Равновесие с кальцитом и глинами высокие содержания хлорид-иона	Слабощелочные солоноватые, Si 5,1 мг/л, pH 7,6, M 1,31 г/л, Cl ⁻ 2,5 г/л
Примечание: М-мин	ерализация	

4.2 Геохимия озер Минусинских межгорных впадин

В данной работе приведены результаты исследования озерных вод Минусинских межгорных впадин, характеризующихся сходными геолого-структурными и климатическими условиями, с целью наглядной иллюстрации влияния процессов испарительного концентрирования на формирование состава природных вод, в том числе и подземных.

4.2.1 Природные условия района исследований

Республика Хакасия находится практически в центре Азиатского материка на значительном удалении от ближайших морских побережий России. На севере и востоке Хакасия граничит с Красноярским краем, на юге – с Республикой Тыва, на юго-западе – с Республикой Алтай и на западе – с Кемеровской областью.

Климат Хакасии резко континентальный, для степной части аридный с большими амплитудами температур, недостаточным увлажнением в степной зоне, с преобладанием югозападных ветров. Самый жаркий месяц – июль, самый холодный – январь. Средняя температура воздуха в эти месяцы в степях составляет 20 °C и –18 °C, в горном лесном поясе 16 °C и -14 °C соответственно (Булатов и др., 2008). Пониженные части Минусинских котловин отличаются отрицательным балансом влаги, характеризующимся дефицитом от 200 до 450 мм и более, при минимальном годовом количестве осадков 275 – 375 мм (Булатов и др., 2008)

В соответствии с климатическими условиями на территории Хакасии образуются следующие ландшафтные зоны: горно-таежная; лесостепная; степная – территории Минусинских котловин.

Изучаемая территория располагается в пределах Алтае-Саянской горной страны, представленной здесь фрагментами Кузнецко-Алтайской и Саяно-Тувинской провинций. По комплексу природных условий территория резко неоднородна, рельеф поверхности характеризуется большой сложностью, а ее абсолютные высоты колеблются от 243 (Красноярское водохранилище) до 2930 м (г. Каратош) над уровнем моря (Булатов и др., 2008).

Наиболее крупная из котловин, Южно-Минусинская, занимает территорию от подножья Западного Саяна до подножия хр. Ашр-Тая и разделяется рекой Абакан на Уйбатскую и Койбальскую степи. Характер рельефа Уйбатской степи (левобережье р. Абакан) равнинный денудационно-аккумулятивный с обширными пологими поверхностями выположенными грядами холмов и куэстами нижнекаменноугольных отложений. Абсолютные отметки поверхности рельефа не превышают 540–583 м, снижаясь до 480–400 м в понижениях центральной чести степи и до 243 м – на урезе Красноярского водохранилища. Значительная часть территории степи принадлежит бессточным котловинам озер Улухколь, Усколь, Талое и др. (Булатов и др., 2008). Койбальская степь занимает нижнюю часть междуречья р. Абакан и Енисей и в целом представляет собой возвышенную пологоувалистую равнину с отдельными невысокими грядами холмов и редкими небольшими бессточными озерными котловинами. Основная часть ее денудацнонно-аккумулятивного рельефа характеризуется абсолютными отметками от 400 до 610 м. В центральной части Койбальскую степь пересекает широкое пониженное равнинное пространство древней аллювиальной долины р. Енисей. Равнина слабо

расчленена, для нее характерно широкое развитие озер и современных эоловых форм рельефа, абсолютные отметки которого составляют здесь от 280 до 310 м (Гидрогеология, 1974).

Сыдо-Ербинская котловина занимает небольшое пространство между Батеневским кряжем и его отрогом — хребтом Азыр-Тал. Рельеф котловины грядовый, куэстово-грядовый с отметками вершин до 480—520 м. Территория расчленяется широкими долинами маловодных рек Ерба и Тесь на глубину до 200—250 м. Низшая часть котловины — Красноярское водохранилище.

Северо-Минусинская котловина охватывает северо-восточную часть Хакасии от границы республики до Батеневского кряжа. Основное ее пространство занимает Июсо-Ширинская степь, имеющая холмисто-грядовый и куэстово-грядовый денудационный рельеф. Гряды невысоких, с максимальными отметками вершин 660—730 м, холмов и сопок чередуются с общирными равнинными пространствами, наиболее пониженные места которых заняты озерами, расположенными на отметках от 353 до 456 м. Значительная часть котловины принадлежит сточной области крупных озер Беле, Шира, Итколь и ряда других, более мелких (Водные ресурсы..., 1999).

Гидрографическая сеть Республики Хакасия, представленная 324 большими и малыми реками, принадлежит бассейнам рек Енисей и Обь, которые занимают большую часть территории, соответственно 68 и 25 % площади. Около 7 % территории республики относится к бессточным областям в Северо- и Южно-Минусинской котловинах. Широко распространены озера, а также искусственные оросительные системы и водоемы (Покровский и др., 2001).

Горные районы характеризуются хорошо развитой гидрографической сетью. Долины рек имеют здесь ступенчатый продольный профиль (Покровский и др., 2001). Степные, засушливые пространства Минусинских впадин бедны естественными поверхностными водотоками. Реки с небольшим запасом воды летом сильно мелеют или пересыхают до дна (Край тайги..., 1999).

Распределение среднего годового стока весьма неравномерно. Бедно орошаемые атмосферными осадками районы Минусинских котловин отличаются минимальными величинами годового стока (среднегодовой модуль стока 0.7 - 2.7 л/с с 1 км^2), тогда как в горных районах он может достигать более 25 л/c с 1 км^2 (Покровский и др., 2001).

В пределах Хакасии выделяется ряд бессточных областей, приуроченных к Северо- и Южно-Минусинским котловинам и характеризующихся своеобразными озерными, а иногда и речными ресурсами (Путеводитель.., 2005). *Белё-Ширинская* бессточная область площадью около 3600 км² включает смежные бассейны озер Беле, Иткуль, Шира, Матарак, Шунет, Тус, Джиримское, Утичьих и Красненьких. Только первые три озера имеют постоянные притоки (Водные ресурсы..., 1999). *Улух-Кольская* бессточная область в Уйбатской степи имеет площадь около 620 км², образована, в основном, бассейном оз. Улух-Коль и примыкающим к

нему рядом более мелких бассейнов озер Усколь, Талое, Чалгысколь. *Алтайская* бессточная область площадью около 200 км², образованная котловинами озер Алтайское (Куринка), Мал. Куринка, Черемушка и Березовое, постоянных поверхностных водотоков не имеет. *Сользаводская* и *Утинская* бессточные области площадью соответственно около 140 и 25 км² образованы котловинами озер Соленое, Новотроицкое, Утиное, также не имеющих постоянных водотоков.

Для составления описания геологического строения района исследований использованы (Булатов и др., 2008, Геология СССР, 1961, Геология и минералогия..., 2009). В пределах Хакасии находятся значительные фрагменты трех крупных структурных единиц Саяно-Алтайской складчатой области: горно-складчатых сооружений Кузнецкого Алатау и Западного Саяна, сложенных протерозойско-раннепалеозойскими породами, а также разделяющего их и охватывающего Кузнецкий Алатау с востока, Минусинского межгорного прогиба, выполненного отложениями среднего и верхнего палеозоя и кайнозойскими образованиями. Фрагменты салаирских складчатых сооружений Кузнецкого Алатау и каледонских структур Западного Саяна слагают нижний структурный этаж, фрагменты герцинского Минусинского межгорного прогиба формируют систему впадин, наложенных на складчатое основание нижнего этажа и образующих верхний структурный этаж (Булатов и др., 2008).

В пределах салаирской складчатой системы Кузнецкого Алатау выделяется ряд пространственно разобщенных структурно-формациоиных зон (СФЗ): Саралинско-Урюпская и Июсская с широким развитием вулканизма и терригенного осадконакопления, Азыртальская с ведущей ролью формаций карбонатного состава, а также выделяемый здесь как самостоятельная единица Мрасский выступ, который имеет значительную общность с Азыртальской СФЗ, но отделяется от нее более молодым Балыксинским грабеном (Геология СССР, 1961).

Верхний структурный этаж отвечает субплатформенному этапу развития и подразделяется на два подэтажа, нижний из которых — раннедевонский (D_1 bsk). Верхний подэтаж объединяет отложения среднего девона—перми (D_2 -P) и прослеживается по всему Минусинскому прогибу. Прогиб разделяется выступами раннедевонских образований на ряд обособленных впадин: Назаровскую, Чебаково-Балахтинскую (Северо-Минусинскую), Сыдо-Ербинскую и Южно-Минусинскую (Геология СССР, 1961).

Возрастной диапазон стратифицированных образований, выделенных в Хакасии, охватывает период от раннего рифея до голоцена. Геологическое строение региона представлено на рисунке 4.10.

Рифейская группа наиболее древних в Хакасии образований представлена всеми ее отделами. Разрез начинает нижнерифейская *бело-июсская* свита в Июсской СФЗ Кузнецкого

Алатау. Свита сложена преимущественно однообразными метаморфизованными базальтоидами океанического типа и, в меньшей мере, базальтоидными туфами. В составе отложений присутствуют туфопесчаники, прослои кремнистых сланцев и мраморизованных известняков. Мощность свиты составляет не менее 3000 м.

Каледонская складчатая система Западного Саяна включает в себя Хансынско-Майнскую, Джебашско-Амыльскую, Центрально-Саянскую СФЗ и небольшой фрагмент Телецко-Чулышманской СФЗ, а также локально развитые Изыхский и Борусский офиолитовые пояса (Булатов и др., 2008).

Здесь же, в Июсской СФЗ, развиты отложения среднего рифея, представленные сынныгской, тюримской и главстанской свитами. В составе сынныгской свиты преобладают вулканогенно-осадочные породы с широким развитием известняков, эффузивов и туфов, кремнистых сланцев. Тюримская и главстанская свиты преимущественно сложены известняками с маломощными прослоями терригенного материала. Общая мощность свит 4900 м (Булатов и др., 2008).

К нерасчлененным верхне-среднерифейским отложениям условно относятся метаморфогенные образования *джебашской* серии, слагающие Джебашско-Амыльскую СФЗ Западного Саяна. Представлены они ассоциацией сложно дислоцированных терригенных, карбонатно-терригенных, карбонатных, кремнистых и вулканогенных пород, метаморфизованных до фации зеленых сланцев. Мощность отложений серии 7000–8000 м.

Верхнерифейские отложения распространены в Июсской и Азыртальской СФЗ и в пределах Мрасского выступа. Разрез в указанных зонах начинается с преимущественно карбонатных *арамонской, чарыштагской* и *кабырзинской* свит, являющихся возрастными аналогами и имеющих мощности соответственно 300, 1500–1800 и 2400–2800 м. В Июсской СФЗ разрез продолжают зеленокаменно-измененные вулканогенно-туфогенные породы *кульбюрстюгской* и *лощенковской* свит мощностью 1200–1700 и 250–450 м.

В Азыртальской СФЗ на чарыштагской свите согласно залегает *биджинская* свита, имеющая два типа разреза: существенно карбонатный на хр. Азыр-Тал и в бассейне р. Аскиз и вулканогенно-карбонатный — на хр. Сахсыр и в бассейне р. Теренсуг. Мощность свиты до 2500 м. Завершающая разрез *литвинская* толща в основном сложена известняками, мощность ее не менее 500 м (Булатов и др., 2008).

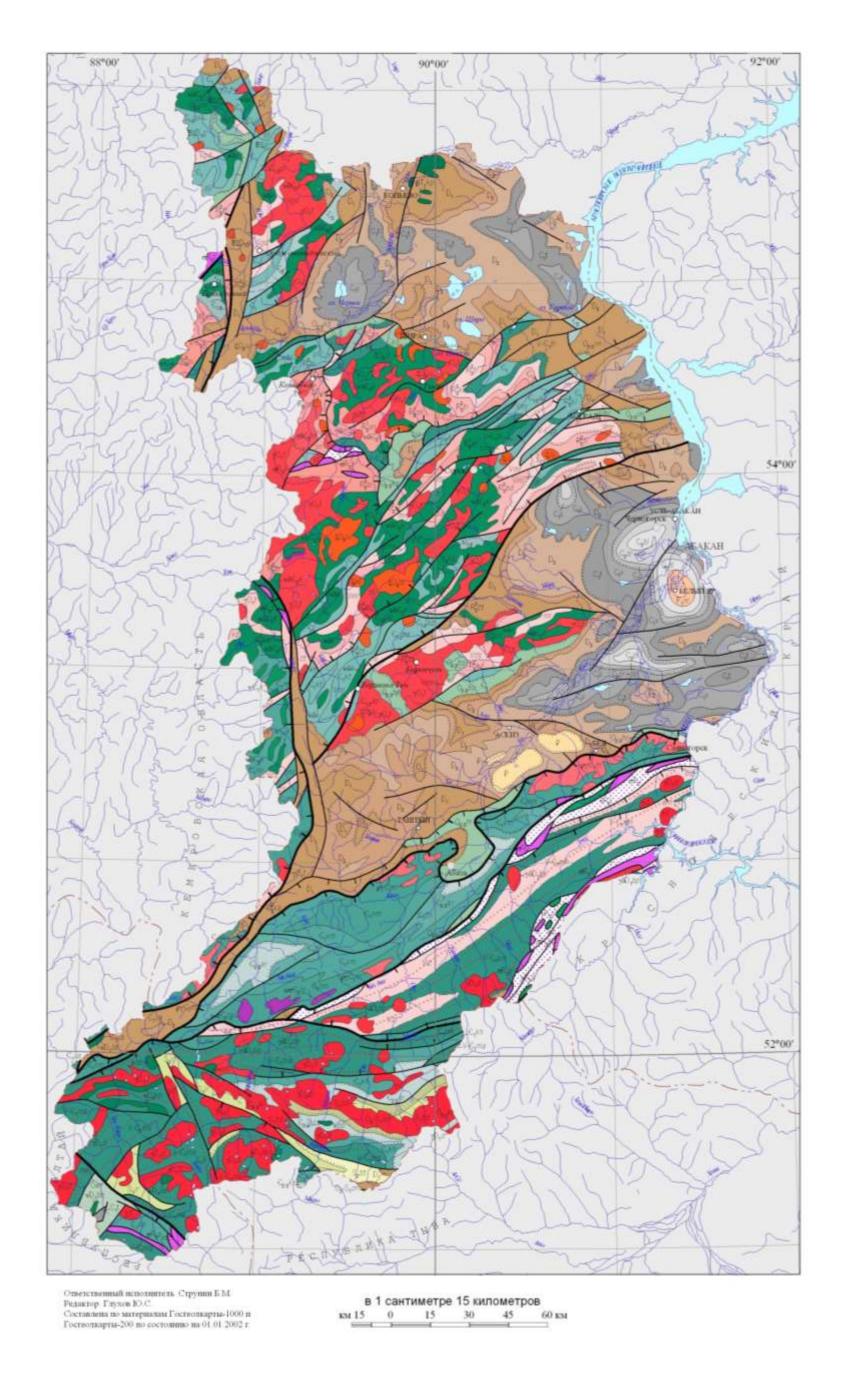
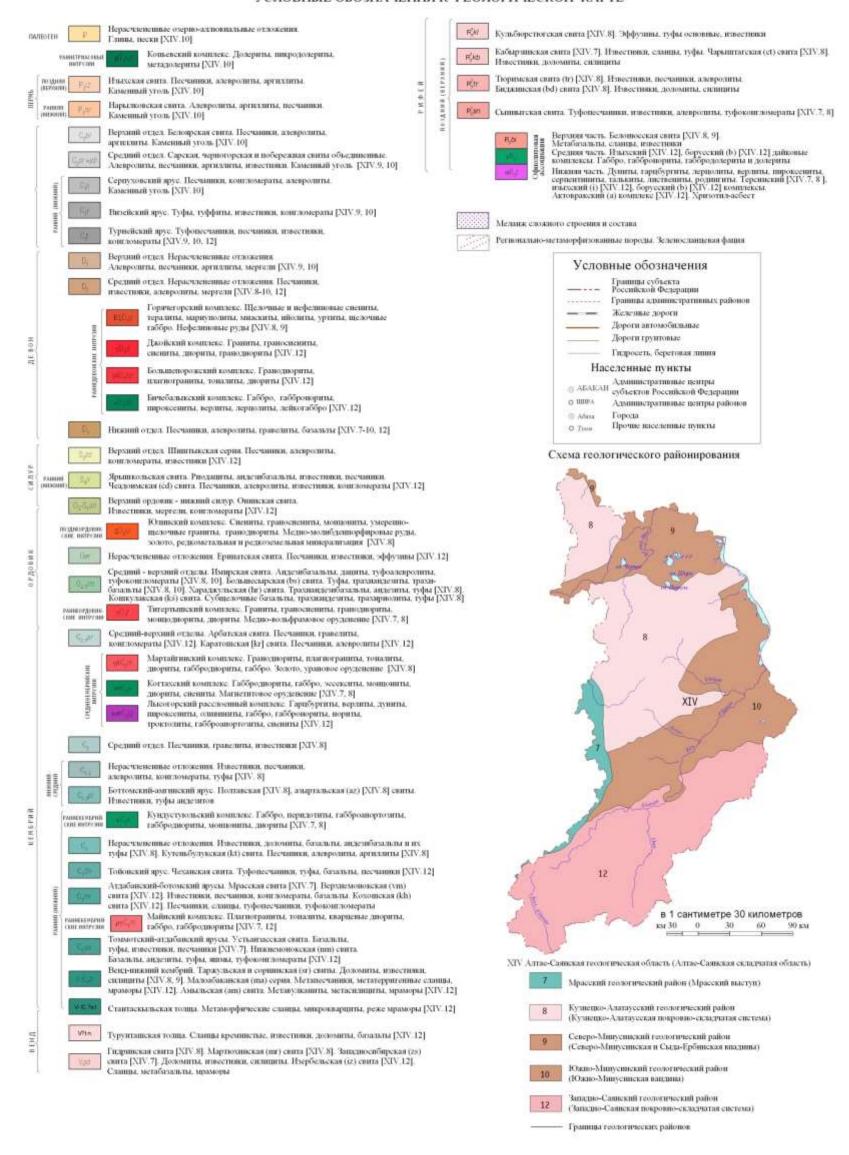


Рисунок 4.10 – Геологическая карта Республики Хакасия

Словные обозначения приведены на следующей странице

СИБИРСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ОКРУГ РЕСПУБЛИКА ХАКАСИЯ

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ



Отложения вендской системы (амарская, таржульская, гидринская, мартюхинская, западносибирская свиты) развиты в Июсской и Азыртальской СФЗ и в пределах Мрасского выступа. Амарская свита мощностью до 800 м сложена пестро окрашенными терригенными породами, в верхней части разреза которых появляются прослои карбонатных образований. Таржульская, гидринская, мартюхинская и западносибирская свиты, являющиеся возрастными и формационными аналогами в перечисленных СФЗ, сложены преимущественно доломитами, известковистыми доломитами. Мощности свит составляют до 2500, 850, 1000 м, соответственно (Геология СССР, 1961).

Венд-нижнекембрийские образования представлены *сорнинской* (Азыртальская СФ3) и *белкинской* (Мрасский выступ) преимущественно карбонатными свитами мощностью по 450–550 м.

В пределах Западного Саяна в Телецко-Чулышманской СФЗ выделяется нерасчлененный среднерифейско-нижнекембрийский *куртушибинско-борусский* меланж-олистостромовый комплекс, представленный сложной тектоногенной смесью стратифицированных и интрузивных образований (Геология СССР, 1961).

Кембрийские отложения широко распространены на территории республики и играют важную роль в структурах складчатых сооружений Западного Саяна и Кузнецкого Алатау. В Кузнецком Алатау отложения преимущественно карбонатные, терригенно-карбонатные, частью терригенные и терригенно-вулканогенные. В структурах Западного Саяна преобладают вулканогенные разности (Геология СССР, 1961).

Нижний отдел кембрийской системы Кузнецкого Алатау представлен рядом свит, имеющих различное площадное распространение и зачастую являющихся местными стратиграфическими подразделениями или возрастными и латеральными аналогами. В низах разреза, на отложениях венда или нерасчлененных венд-нижнекембрийских образованиях, залегают устъкундатская, бродовская, тунгужульская, кургусуюпьская, тамалыкская, карчитская свиты, имеющие мощности от 200 до 1250 м, Устькундатская свита, развитая в северо-западной части Кузнецкого Алатау, сложена переслаивающимися преимущественно терригенными образованиями. В составе бродовской (Батеневский кряж, хр. Азыр-Тал и Сахсыр), тунгужульской (Коммунаровский рудный район и бассейны рр. Тюрим и Колоджул) и кургусуюльской (Горячегорская площадь) свит преобладают светло-серые массивные и плитчатые известняки, их доломитистые разности и доломиты. Более пестрый литологический состав имеют тамалыкская свита (район Тамалыкского месторождения фосфоритов), сложенная глинисто-кремнистыми сланцами, силицилитами, известняками, доломитами, содержащими потоки эффузивов, прослои туфов и линзы кремнистых и карбонатно-кремнистых фосфоритов, и карчитская свита (Мрасский выступ), представленная известняками, кремнистыми, углисто-

кремнистыми, глинистыми сланцами и единичными потоками эффузивов. Местными стратиграфическими подразделениями, залегающими выше по разрезу и имеющими мощности до 580-600 м, являются боградская свита, выделенная в карбонатной толще Батеневского кряжа, козгояьская терригенно-карбонатная (бассейны левых притоков р. Томи) и мрасская (Мрасский выступ) эффузивно-осадочная свиты. В карбонатных разрезах на обширных территориях в Июсской и Азыртальской СФЗ выделяется усинская свита, согласно залегающая на боградской (Батеневский кряж), козгольской (Шорский район) и кургусуюльской (северная часть Кузнецкого Алатау) свитах. Мощность усинской свиты увеличивается к северу от 420-500 до 800-2400 м. В бассейне р. Колоджул и Коммунаровском рудном районе распространена колоджульская свита (мощность до 530 м), сложенная зеленокаменно измененными эффузивами, известняками и терригенным материалом. В пределах Мрасского выступа ограниченное распространение имеет мазасская свита мощностью до 800 м, согласно залегающая на отложениях мрасской свиты и сложенная кремнистыми, углисто-кремнистыми сланцами и известняками. В разрезах терригенно-сланцевого типа в хр. Азыр-Тал и Сахсыр латеральным аналогом бродовской, боградской и усинской свит является кутеньбулукская свита. Мощность ее не менее 900 м (Геология СССР, 1961).

Основание разреза нижнекембрийских отложений в Западном Саяне (Хансынско-Майнская СФЗ) слагают зеленокаменно измененные эффузивы, туфы и туфогенно-осадочные породы *нижнемонокской* свиты (мощность до 3900 м). В верхней ее части встречаются единичные прослои и линзы известняков. Залегающая выше *верхнемонокская* свита представляет собой сложно построенный комплекс карбонатно-терригенных, туфогенных пород, туфов и эффузивов. Мощность достигает 2400 м (Геология СССР, 1961).

В отложениях нижнего- среднего отделов кембрия в Кузнецком Алатау выделены азы*ртальская*, ефремкиская, сонская, богоюльская, полтавская, уяутагская свиты. Азыртальская свита мощностью 900-1300 м сложена известковистыми песчаниками и алевролитами, туфопес-чаниками и туфоалевролитами. Ее латеральным аналогом карбонатном разрезе Батеиевского кряжа является сонская свита (мощность до 600 м). Ефремкинская свита распространена в Коммунаровском рудном районе и в бассейнах рр. Тюрим и Сохочул и представляет собой сложно построенный комплекс рифогеннокарбонатных, терригенных и вулканогенных отложений мощностью 300-650 м. Ее возрастным и формационным аналогом в Саралинском рудном районе является богоюльская свита мощностью не менее 500 м (Саралинско-Урюпская СФЗ). Полтавская свита развита в центральной и северной части Кузнецкого Алатау. Сложена ритмично переслаивающимися конгломератами, песчаниками, алевролитами, известняками. Мощность ее до 2100 м. Улутагская свита (Мрасский выступ) имеет терригенный, в меньшей мере, вулканогенный

характер, мощностью до 700 м (Геология СССР, 1961).

Нижний-средний отделы кембрия в Западном Саяне представлены *арбатской* свитой мощностью до 6200 м, широко развитой в пределах Хансынско-Майнской СФЗ. Это комплекс зеленоцветных вулканогенно-осадочных отложений с латерально выдержанной пачкой крупногрубозернистых аркозовых песчаников в середине разреза Верхняя часть свиты преимущественно терригенная.

Отложения среднего отдела кембрия выделены лишь в структурах Кузнецкого Алатау. Сяадкокореньевская и согласно залегающая на ней толчеинская терригенно-карбонатные свиты выделены в пределах Батеневского кряжа и хр. Азыр-Тал. Мощности свит до 500 и 1000 м соответственно. Безымянная свита в Коммунаровском рудном районе является возрастным аналогом сладкокореньевской и толчеинской свит вместе, терригенная по составу. Мощность свиты не менее 1000 м. Канымская свита ограниченно распространена в северной части Кузнецкого Алатау, представлена толщей известковистых песчаников и алевролитов, расслоенной в верхней части потоками эффузивов. Мощность свиты не менее 900 м. Батеневская свита, по составу терригенная, ограниченно распространена в северо-восточной части Батеневского кряжа. Мощность ее более 620 м. Берикульская свита развита на крайнем севере Кузнецкого Алатау в бассейне р. Урюп и в Саралинском рудном районе. Сложена эффузивами и туфами. Мощность не менее 1900 м.

Нерасчлененные верхнекембрийские-средиеордовикские образования, представленные *курукулькой* свитой, выделены лишь в структурах Западного Саяна (Центрально-Саянская СФЗ). Это мощный ритмично построенный комплекс существенно терригенных отложений, в различной степени метаморфизованных от фации зеленых до метаморфических и кристаллических сланцев, гнейсов и мигматитов. Мощность свиты достигает 6000–6500 м (Геология СССР, 1961).

Ордовикские отложения пользуются широким распространением в структурах Западного Саяна. Их нижний отдел представлен еринатской свитой, развитой в Телецко-СФЗ И сложенной ритмично Чулышманской переслаивающимися пестроцветными терригенными отложениями с маломощными прослоями и линзами известняков. Мощность свиты достигает 4600 м. Средне-верхнеордовикские отложения кохошской свиты широко распространены в разрезах Центрально-Саянской СФЗ. Основная их часть сложена ритмично переслаивающимися терригенными осадками, содержащими значительную долю кремнистых терригенно-пирокластических 4400 сланцев пород. Мощность свиты ДО Верхнеордовикские отложения (каратошская свита мощностью до 4000 м) развиты в разрезах Центрально-Саянской СФЗ и представлены монотонной толщей ритмично слоистых отложений: песчаников, алевролитов, аргиллитов, реже гравелитов и конгломератов с

прослоями кремнистых сланцев.

Силурийские отложения распространены в Центрально-Саянской СФЗ. В нижнем отделе силурийской системы выделены две свиты: *онинская*, представляющая собой мощный (до 2800 м) латерально изменчивый комплекс карбонатных и терригенно-карбонатных отложений, и *тостугская* (мощность до 1300 м), сложенная ритмично переслаивающимися разнозернистыми известковистыми песчаниками с подчиненной ролью алевролитов и аргиллитов. Верхнесилурийские отложения *позарымской* (мощность от 900 до 5000 м) и *кулогашской* (мощность до 2700 м) свит слагают ряд небольших наложенных прогибов в Центрально-Саянской СФЗ. Это терригенно-карбонатные толщи с прослоями эффузивов и туфов (Геология СССР, 1961).

Девонская система в Хакасии представлена всеми отделами. К нижнему отделу относятся широко развитые в пределах Минусинского межгорного прогиба образования быскарского осадочно-вулканогенного комплекса, выполняющие, кроме того, ряд мелких наложенных впадин в складчатых структурах Кузнецкого Алатау и Западного Саяна. Быскарский комплекс в целом представляет собой сложную латерально изменчивую ассоциацию различных ПО составу эффузивных, пирокластических, терригеннопирокластических образований – продуктов наземного вулканизма и терригенных (иногда – карбонатных) пород аллювиально-пролювиального, озерного и мелководного лагунноморского типа осадконакопления, местами с признаками эвапоритовой седиментации. В связи с большим разнообразием типов разрезов, на площади развития образований комплекса выделяется ряд фациальных подзон, каждая из которых включает в себя от одной до пяти свит. Суммарная мощность отложений в подзонах изменяется от 1300 до 7300 м и лишь в Саксырской и Коксинской подзонах (с терригенным типом разреза) уменьшается до 400 м (Геология СССР, 1961).

Нижний—средний отделы (верхний эмс-нижний эйфель), нерасчлененные, представлены *толтаковской* свитой, сложенной ритмично переслаивающимися терригенными красноцветными песчаниками, алевролитами, гравелитами и конгломератами, иногда аргиллитами, известковистыми алевролитами, базальными конгломератами и развитой по всему Минусинскому межгорному прогибу. Мощность ее до 600 м.

Средний отдел (эйфельский-живетский ярусы) представлен *аскизской, илеморовской и бейской* свитами, имеющими мощности от 300 до 500 м и сложенными терригенно-карбоиатными отложениями. В верхах разреза бейской свиты встречаются пласты и линзы гипса и ангидрита (Геология СССР, 1961).

В верхнем отделе (франский-фамеиский ярусы) выделены согласно залегающие ойдановская, кохайская и тубинская свиты. В их составе преобладают терригенные

преимущественно красноцветные осадки, в средней части разреза (кохайская свита) содержащие прослои известняков, пропластки и включения гипса. Мощность первых двух свит до 550, последней – до 1200–1700 м.

Каменноугольные отложения в пределах Минусинского межгорного прогиба слагают ряд пространственно разобщенных мульдообразных структур. Для их нижнего отдела (турнейский-визейский ярусы) характерен однообразный туфогенно-пирокластический состав с подчиненным значением терригенных и карбонатных пород. В его пределах выделяются согласно залегающие быстрянская, алтайская, камыштинская, самохвальская, кривинская, соломенская, ямкинская, бойцовская и подсиньская свиты мощностью от 110 до 250 м. Особое место занимает залегающая с размывом на осадках подсиньской свиты сохкельская свита, начинающая терригенный разрез карбона. В ее составе преобладают конгломераты, гравелиты и песчаники, сменяющиеся в верхней части алевролитами с прослоями аргиллитов и редкими маломощными пластами углей. Мощность свиты до 115 м.

Средний отдел (башкирский ярус) образует единый мегаритм континентального угленосного осадконакопления, представленный *сарской, черногорской и побережной* свитами. Мощности свит — соответственно до 240, 350 и 130 м. Разрез сложен переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами, прослоями и линзами гравелитов, конгломератов и пластами угля, редкими и маломощными в сарской и побережной свитах и многочисленными в отложениях черногорской свиты. Подобный разрез характерен и для верхнего отдела каменноугольных отложений, *белоярская* свита которого имеет мощность до 570 м и с внутриформационным размывом залегает на близких по составу осадках побережной свиты (Геология СССР, 1961).

Пермская система представлена *нарылковской* свитой (мощность 630 м), расчлененной на три подсвиты, первые две из которых относятся к нижнему, а третья — к верхнему отделам перми. Слагающие их терригенные отложения отличаются, главным образом, характером угленосности: в нижних подсвитах пласты угля и углистых аргиллитов многочисленны, но маломощны, в верхней — редки, но, как правило, обладают большой мощностью (Геология СССР, 1961).

Палеогеновые и неогеновые отложения на территории республики пользуются ограниченным распространением. Наличие палеогеновых отложений достоверно установлено лишь в окрестностях п. Абакана. Отложения среднего палеогена (эоцен) представлены континентальными озерными, озерно-аллювиальными, аллювиальными, аллювиальными пролювиальными осадками мощностью до 10 м (иногда до 40-50 м). Верхнепалеогеновые осадки (олигоценовые) преимущественно озерного генезиса, представлены глинами с прослоями песков, общая мощность которых местами превышает 110 м. Неогеновые отложения

представлены озерными, аллювиальными и аллювиально-пролювиальными осадками. Озерные глины имеют мощность до 12–20 м, мощность аллювиальных осадков в отдельных точках достигает 17 м (разрез «Чалпан»). Отложения четвертичной системы распространены по всей территории республики и представлены разнообразными генетическими типами во всем временном диапазоне системы.

Четвертичная система представлена всеми своими подразделениями. Эоплейстоцен представлен аллювиальным комплексом шестой надпойменной террасы р. Абакан (высота 120-140 м) мощностью до 45 м.

Неоплейстоцен, нижнее звено представлен болотными образованиями озер Алтайское, Березовое (черные илы мощностью до 3–4 м, вероятно, распространенные и в других озерных котловинах), а также аллювиальным комплексом пятой надпойменной террасы р. Абакан (высота 100–120 м) мощностью до 15 м (Геология СССР, 1961).

Отложения среднего звена среднечетвертичного (каахемского?) оледенения, приуроченные к выровненным участкам высокогорий Западного Саяна, представлены останцами морен и наложенным на них комплексом водно-ледниковых образований. Морены сложены несортированным валунно-щебнисто-суглинистым материалом мощностью не более 50 м. Водно-ледниковые образования представлены озами и камами, сложенными преимущественно песками с гравием, валунами и суглинистым материалом. В бассейне р. Абакан, в Койбальской степи развит аллювиальный комплекс четвертой (высота 60–80 м) и третьей (высота 35–60 м) надпойменных террас мощностью до 15–20 м, озерно-аллювиальные глины и суглинки мощностью до 5 м и субаэральные пески, лессовидные суглинки мощностью до 10–12 м.

Полигенетический комплекс средне-верхних звеньев предгорий развит по периферии горных систем Западного Саяна и, в меньшей мере, Кузнецкого Алатау. Основную роль в их составе играют пролювиальные и аллювильно-пролювиальные отложения конусов выноса, представленные суглинками и супесями со щебнем и плохоокатанной галькой. По латерали и в разрезах они перемежаются с аллювиальными, озерно-аллювиальными и озерными отложениями, состоящими из песков, галечников, глин, супесей и суглинков. Наиболее развиты в южной части Южно-Минусинской котловины, где их мощность достигает 70 м (Геология СССР, 1961).

Аллювиальные отложения верхнего звена слагают аккумулятивный комплекс низких (до 40 м) надпойменных террас, наиболее широко развитых в пределах Северо- и Южно-Минусинской котловин. В горных сооружениях Кузнецкого Алатау и Западного Саяна террасы соответствующих уровней сохранены в виде небольших останцов, сложенных галечниками и валунно-галечными отложениями. В котловинах террасовые отложения представлены

преимущественно песками, в меньшей мере галечниками, а также прослоями и линзами суглинков, глин, гравия. Мощность отложений до 20 м. Ледниковые и водноледниковые отложения широко распространены в высокогорных районах Западного Саяна и, в меньшей мере, в центральной части Кузнецкого Алатау. Эти отложения выполняют разработанные ледниками горные долины и представлены валунно-щебнисто-суглинистым материалом, слагающим хорошо выраженные морены, а также наложенными на них и развитыми по их периферии песками, галечниками, супесями. Мощность указанных отложений достигает 100 м (Геология СССР, 1961).

Эоловые отложения позднего плейстоцена и голоцена слагают обширные площади на правобережье р. Абакан и представлены хорошо отсортированными косослоистыми песками, образовавшимися за счет перевевания аллювиальных и полигенетических средневерхнечетвертичных отложений. Мощность эоловых песков – до 40 м (Геология СССР, 1961).

Голоценовые отложения представлены несколькими генетическими типами. Русловый и пойменный аллювий горных рек сложен преимущественно грубообломочными галечниковыми и валунно-галечниковыми отложениями различной степени окатанности при незначительной роли песков и песчано-глинистых разностей. Современный аллювий межгорных котловин представлен песками, супесями, галечниками, суглинками, глинами. Отложения озерных котловин представлены слоистыми илами, песками, глинами, иногда торфяниками. В засушливых районах широко распространены плохо сортированные суглинисто-щебнистые отложения временных водотоков. Во многих случаях в предгорьях и внутренних частях межгорных котловин отложения различного генезиса формируют сложно построенные полифациальные комплексы (Геология СССР, 1961).

Интрузивные образования широко распространены на территории Хакасии охватывают временной диапазон образования от раннего рифея до пермо-триаса включительно. Выделяются раннерифейские интрузивные образования саланского (небольшие линзовидные тела серпентинитов) и изыхского комплексов (Изыхский массив в Коммунаровском рудном среднерифейские тонкорасслоенные габброиды), образования актовракского районе, комплекса (различного размера пластино- и линзообразные массивы ультраосновных пород), позднерифейские образования тюримского комплекса (в складчатой системе Кузнецкого небольшие тела зеленокаменно-измененных габброидов), раннекембрийские комплексы: субботинский (зеленокаменно-измененные габброиды), субвулканический (штоки, андезибазальтов, дайки, силлы базальтов, микрогаббро, диоритовых порфиритов, микродиоритов), майнский (габбро, диориты, плагиограниты), лысогорешй (габброиды). Нижне-среднекембрийский кундустуюльский комплекс (Араратский массив в Саралинском рудном районе) представлен зеленокаменно-измененными плагиогранитами и габброидами.

Среднекембрийский когтахский комплекс (габброиды, монцониты, сиениты) широко распространен по всему восточному склону Кузнецкого Алатау, представлен расслоенными интрузиями преимущественно лополитообразной формы (Когтахский и Культай-гинский массивы) и удлиненными слабодифференцированными интрузиями (Балахчинский, Шорско-Тейский массивы). Позднекембрийско-раннеордовикский гранитоидный тигертышский комплекс представлен различными по размеру телами, в том числе и очень крупными массивами. Большая их часть, совместно с интрузиями когтахского и других комплексов, участвует в сложении крупных плутонов - Саралииского, Улень-Туимского, Тигертышского, Уйбатского, Саксырского и, вероятно, Аскизского. Силурийский большепорожский комплекс распространен в Западном Саяне, сложен породами единого ряда от диорита до плагиогранита. Раннедевонские интрузивные образования; бичебалыкский комплекс (широко развит в Западном Саяне разнообразные габброиды), юлинский комплекс (сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты и субщелочные граниты), субвулканический комплекс (многочисленные мелкие тела и дайки, сложенные разнообразными по составу породами), джойский комплекс (распространен в Западном Саяне, граниты), горячегорский комплекс (в северной части Кузнецкого Алатау, представлен небольшими телами пород основного-ультраосновного и нефелин-сиенитового состава). Наиболее молодые пермо-триасовые интрузивные образования представлены кольевским комплексом пород щелочно-ультраосновной ассоциации (трубки взрыва, дайки, некки), пикрит-долеритовой ассоциации (силлы и дайки оливиновых долеритов) (Геология СССР, 1961).

Озера в рассматриваемом регионе в большинстве своем имеют питание за счет подземных вод, поэтому следует представить описание гидрогеологических условий раона исследований. Характеристика гидрогеологических подразделений на исследуемой территории в пределах адартезианских бассейнов и гидрогеологических массивов приводится в стратиграфической последовательности сверху вниз по разрезу на основе материалов (Водные ресурсы.., 1999, Покровский и др., 2001, Булатов и др., 2008 и др.).

Водоносный горизонт современных аллювиальных отпожений (Q_{IV}) распространен в долинах рек (Булатов и др., 2008). Состав аллювия разнообразен. На большей части территории Минусинских бассейнов отложения представлены преимущественно песчаным, песчаногравийным и гравийно-галечниковым, а в предгорных районах и валунно-галечниковым материалом с редкими и относительно маломощными прослоями и линзами глин и суглинков. Мощность горизонта колеблется от первых метров до 7–15, иногда до 23 м. Воды безнапорные и лишь иногда приобретают слабые напоры, обусловленные местной глинизацией верхних частей разреза. Глубина залегания обычно не превышает 3–4 м. Фильтрационные свойства и водообильность водовмещающих пород различны, но в целом высокие. Почти в 40 % случаев

удельные дебиты скважин составляют 1-5 л/с, в 27 % случаев – от 5 до 20 л/с и около 10 % – более 20 л/с (Покровский и др., 2001).

Относительно водоносный горизонт верхнечетвертичных-современных элювиальноделювиальных отложений (Q_{III-IV}) распространен от высокогорных водоразделов до предгорных
шлейфов и включает в себя весь спектр склоновых образований. Широко развитые на
водоразделах, особенно сложенных интрузивными образованиями, курумниковые поля и
курумниковые «реки», стекающие в вершины долин, а также осыпные склоны имеют большое
значение для питания подземных вод и поверхностных водотоков в связи с образованием в них
значительных количеств конденсационной воды. Объемы такого конденсационного питания, по
некоторым оценкам, достигают 30 % от общего количества выпадающих атмосферных осадков,
а в некоторых районах мира и превышают их (Покровский и др., 2001).

Водоносный горизонт средне-верхнечетвертичных аллювиальных, аллювиальнопролювиальных, ледниковых и водно-ледниковых отложений (Q_{II-III}) достаточно широко распространен на отдельных территориях в Южно-Минусинском бассейне и Западном Саяне (Покровский и др., 2001). Заполнителем водовмещающих гравийно-галечниковых отложений служит супесчаный и суглинистый материал, что очень существенно снижает водообильность и проницаемость пород горизонта. Удельные дебиты подавляющей части опробованных откачками скважин не превышали 0,1 л/с.

Водоносные комплексы адартезианских бассейнов. Водоносный комплекс пермских терригенных отложений (12P) развит на трех разобщенных участках Южно-Минусинского бассейна: в Черногорском, Изыхском и Сосново-Кирбинском локальных бассейнах. Водовмещающие породы представлены континентальными отложениями нарылковской свиты: алевролитами, песчаниками с пластами углей и прослоями аргиллитов. Подземные воды приурочены, главным образом, к зоне интенсивной трещиноватости, мощность которой не превышает 150 м. Воды в большинстве своем безнапорные (глубины их залегания на возвышенностях до 70–80 м), в долинах приобретают напоры. Водообильность пород комплекса невысокая. Коэффициенты фильтрации пород варьируют от десятитысячных долей на водоразделах до 1,4 м/сут в речной долине. Преобладают низкодебитные скважины с удельными дебитами от 0,001 до 0,1 л/с, доля которых составляет около 60 %. (Водные ресурсы.., 1999).

Водоносный комплекс верхнекаменноугольных-нижнепермских терригенных отложений (Сз-Р₁) распространен в тех же структурах, что и комплекс собственно пермских отложений, выходит на поверхность в виде окаймляющей полосы шириной до 2–3 км и сложен континентальными терригенными отложениями белоярской свиты — алевролитами, песчаниками и пластами углей, но с меньшим количеством аргиллитов. В нем большая доля

скважин с удельными дебитами в интервале 0,01–1,0 л/с (70%) Подземные воды имеют свободную поверхность, местами приобретают напорный характер. Уровни залегают на глубинах от первых метров в долинных частях бассейнов до 70–75 м на их куэстовых бортах (Покровский и др., 2001).

Водоносный комплекс нижне-среднекаменноугольных терригенных отложений (С₁₋₂) распространен в пределах Черногорского, Изыхского, Аскизского и Улухкольского локальных бассейнов. В комплекс объединены угленосные отложения побережной, черногорской, сарской и сохкельской свит, слагающих единый мегаритм осадконакопления. Зернистость водовмещающих пород последовательно уменьшается вверх по разрезу до появления в нижней части побережной свиты выдержанного (в пределах Черногорского бассейна) слоя черных аргиллитов мощностью до 30–40 м, который, по мнению некоторых ученых является водоупором. Удельные дебиты двух имеющихся в побережной свите скважин составляют 0,003 и 0,17 л/с (Покровский и др., 2001).

Водоносный комплекс нижнекаменноугольных терригенно-туфогенных отложений (С₁) широко распространен в Южно-Минусинском, Северо-Минусинском и Сыдо-Ербинском бассейнах. В комплекс объединены девять свит (от подсиньской до быстрянской), водовмещающие породы которых представлены достаточно однообразным чередованием туфогенно-пирокластических и имеющих подчиненное значение терригенных и карбонатных разностей и содержат трещинные и трещинно-пластовые воды. Воды безнапорные по периферии бассейнов и напорные в их центральных частях. Величина напоров колеблется от 10 до 130 м, в ряде скважин уровни устанавливаются выше поверхности земли на 2–2,7 м, образуя слабый излив воды. Водообильность пород неравномерная. Удельные дебиты скважин изменяются в широких пределах – от 0,0001 до 9,7 л/с (Покровский и др., 2001).

Водоносный комплекс верхнедевонских терригенных отложений (D_3) широко распространен в пределах Северо- и Южно-Минусинского бассейнов, протягиваясь на юге Абакан. Водовмещающие территории вверх ПО долине p. породы представлены преимущественно терригенными красноцветными осадками ойдановской, кохайской и тубинской свит, сложенных песчаниками (преобладают в ойдановской свите), алевролитами с тонкими (0,2-6,0 м) прослоями известняков, аргиллитов и гравелитов. В кохайской свите содержатся пропластки гипса (Покровский и др., 2001).

Уровни подземных вод устанавливаются на глубинах от первых метров в пониженных местах рельефа до 70–115 м на возвышенностях. По скважинам довольно часто отмечаются напоры от 20 до 150 м, в некоторых из них уровни устанавливаются на 1,0–4,4 м выше поверхности земли. Водообильность пород довольно разнообразна, по величине удельных дебитов скважин изменяется от 0,0001 до 8,85 л/с (Булатов и др., 2008).

Водоносный комплекс среднедевонских карбонатно-терригенных отпожений (D₂) распространен на всей площади Северо-Минусинского, Южно-Минусинского и Сыдо-Ербинского бассейнов, подстилает все вышележащие комплексы и является первым от поверхности в периферийных частях бассейнов. Водовмещающие породы представлены преимущественно терригенным красноцветными и серо-цветными осадками толтаковской, аскизской, илеморовской свит и мелководно-морскими карбонатными отложениями бейской свиты, сложенными песчаниками, алевролитами, известковистыми алевролитами, известняками и мергелями. В бейской свите присутствуют пласты и линзы гипса и ангидрита, в аскизской – прослои родусита, гипса, англезита, барита, отпечатков кристаллов галита (Рассказов и др., 1998).

Водоносные зоны гидрогеологических массивов. Водоносная зона трещиноватости нижнедевонских осадочно-вулканогенных отложений (D₁) распространена практически во всех локальных структурах Кузнецко-Алатауского гидрогеологического массива, в меньшей мере, по северо-западному фасу и во внутренних частях Западно-Саянского массива. Водовмещающими породами служат различные по составу осадочно-вулканогенные, реже терригенные образования быскарского комплекса и его местных возрастных и формационных аналогов. Тип проницаемости – трещинный (Рассказов и др., 1998).

Глубина развития обводненной зоны экзогенной трещиноватости обычно не превышает 80–100 м, на больших глубинах в зонах тектонических нарушений развиты трещинно-жильные воды. Воды преимущественно безнапорные, иногда с местными напорами, достигающими в отдельных скважинах 35–81 м. Глубина залегания подземных вод зоны экзогенной трещиноватости колеблется от 2–10 м в логах до 43–87 м на склонах и водоразделах (Рассказов и др., 1998).

Водоносная зона трещиноватости ордовикско-среднесилурийских терригенных отложений (O- S_2) распространена в пределах Центрально-Саянского локального массива.

Состав водовмещающих пород восьми свит, объединяемых в одну зону в силу близости структурно-формационного положения и литолого-петрографического состава, преимущественно терригенный, терригенно-карбонатный с долей вулканогенных образований в верхней части разреза (Гидрогеология СССР, 1974).

Гидрогеологические условия области распространения зоны изучены главным образом в пределах Волковского железорудного месторождения. Подземные воды здесь трещинного, трещинно-жильного типов, безнапорные и напорные. Глубина залегания трещинных безнапорных вод зависит от положения в рельефе и изменяется от первых метров в логах до 100 м на горных склонах, а глубина распространения ограничивается глубиной затухания экзогенной трещиноватости (до 180 м). Фильтрационные свойства пород в целом низкие,

коэффициенты фильтрации составляют 0.01-0.058 м/сут, удельные дебиты скважин -0.014-0.03 л/с (Гидрогеология СССР, 1974).

Водоносная зона трещиноватости нижне-среднекембрийских вулканогенно*терригенных отложений* (\mathcal{C}_{1-2}) объединяет нижнемонокскую, верхнемонокскую и арбатскую свиты в Хансынско-Майнском массиве Западного Саяна и девять свит (от богоюльской до сладкоко-реньевской) в пределах Тейско-Батеневского, Июсского, Саралинского, Урюпского и Мрасско-Балыксинского массивов Кузнецкого Алатау. Водовмещающие породы (песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты, глинистые и кремнистые сланцы, известняки, туфопесчаники, туфоконгломераты, туфы и эффузивы различного состава) имеют высокую степень литификации и характеризуются преимущественно трещинным и, в меньшей мере, карстовым типом проницаемости (Покровский и др., 2001). Мощность зоны интенсивной трещиноватости составляет от 40-60 до 100 м. Воды, приуроченные к ней, преимущественно. Глубина залегания подземных вод колеблется от 2–18 м в долинах рек до 50–100 м на горных склонах и водоразделах (Покровский и др., 2001).

Водоносная зона трещиноватости среднерифейских-нижне-сред-некембрийских терригенно-карбонатных отложений (R_2 - \mathcal{C}_{1-2}) широко распространена в Урюпском, Саралинском, Июсском, Тейско-Батеневском и Мрасско-Балыксинском гидрогеологических массивах Кузнецкого Алатау. В единую зону объединяются отложения 32 свит на 12 стратиграфических уровнях, формирующие практически непрерывный, преимущественно карбонатный тип разреза. Выделяющиеся среди них 10 свит с вулканогенным (верхний рифей) и терригенно-вулканогенным, реже туфогенно-вулканогенным, типами разреза (венд, нижний кембрий) являются латеральными аналогами соответствующих карбонатных свит (Покровский и др., 2001).

Литологический состав пород водоносной зоны разнообразен: известняки, песчанистые и доломитистые известняки, доломиты, прослои песчаников, алевролитов, гравелитов, конгломератов, сланцы, туфопесчаники, туфы и эффузивы основного и среднего состава. Карбонатность разреза уменьшается от Тейско-Батеневского массива к Июсскому (Покровский и др., 2001).

Тип проницаемости пород – карстовый (каверновый) в карбонатных толщах и трещинный в терригенных и вулканогенных образованиях. Подземные воды преимущественно безнапорные. Уровни подземных вод в логах и долинах рек залегают вблизи дневной поверхности, на склонах долин и водоразделах глубины залегания достигают 80–150 м и более (Покровский и др., 2001).

Водоносная зона трещиноватости нижне-среднерифейских вулканогенно-терригенных отложений (R_{1-2}) распространена на ограниченных площадях в Июсском и Саралинском блоках

Кузнецкого Алатау, а в Западном Саяне целиком охватывает Джебашский массив (Булатов и др., 2008).

Водовмещающие породы представлены метаморфическими сланцами, развитыми по терригенным и вулканогенно-осадочным породам, метаморфизованными эффузивами и туфами, туфогенными образованиями с прослоями известняков, мраморов и кремнистых сланцев. Подземные воды приурочены, главным образом, к зоне интенсивной трещиноватости, мощностью от 40–60 до 100 м. Глубина залегания подземных вод колеблется от 2–8 м в тальвегах и на склонах логов до 50–100 м на водоразделах. Воды преимущественно безнапорные, иногда имеют слабые напоры, обусловленные местными факторами (Булатов и др., 2008). Обводненность водовмещающих пород, в связи с пестротой их литологического состава, неравномерна.

Водоносная зона трещиноватости интрузивных пород ($\gamma(R-Pz)$) широко распространена в горных сооружениях Западного Саяна и Кузнецкого Алатау, где занимает до 40–50 % территории Центрально-Саянского, Тейско-Батеневского и Июсского массивов, а в Саралинском, Хансынско-Майнском, Джебашском и Мрасско-Балыксинском массивах – до 15–20 %. Водовмещающие породы представлены всем спектром интрузивных образований – от ультраосновных до кислых в возрастном диапазоне от среднего рифея до пермо-триаса. Мощность зоны экзогенной трещиноватости, наиболее интенсивной до глубины 30–50 м, обычно не превышает 60–100 м. Подземные воды, приуроченные к ней, преимущественно безнапорные и лишь в долинах рек и депрессиях рельефа приобретают иногда слабые напоры, обусловленные местными факторами (Гидрогеология СССР, 1974).

4.2.2 Химический состав озер

На территории республики насчитывается более 1000 разнообразных по размерам, степени проточности, солености озер. Среди пресных наиболее крупными являются озера Иткуль (площадь 23,3 км², глубина до 17 м), Черные (в Ширинском и Алтайском районах), Фыркал, Ошколь, Чалпан, Черное, Бугаево. Соленые озера представляют собой конечные водоемы бессточных областей степной, засушливой зоны. Наиболее крупные из них – озера Беле (75 км², глубина до 48,2 м), Шира (35,9 км², глубина до 21,8 м), Тус, Джирим, Власьево, Горькое, Улух-Коль, Усколь, Алтайское (Горькое, Куринка), группы Матаракских, Красненьких, Утичьих озер (Край тайги..., 1999).

В данной работе представлены результаты исследования не всех имеющихся в пределах Минусинских впадин озер, а только тех, которые располагаются в степной зоне и характеризуются повышенной минерализацией. Место расположения изученных озер показано

на рисунке 4.11. В данной работе не приводится детальная морфометрическая характеристика озер, с которой можно ознакомиться в работе (Водные ресурсы..., 1999), остановимся детально на характеристике вещественного состава озер и процессах его формирования.

Опробование озер проводилось в период с 2009 по 2014 гг, по некоторым озерам получен целый ряд наблюдений. Результаты химического анализа некоторых озер представлены в таблице 4.11. Однако для анализа особенностей химического состава вод все рассматриваемые озера были сгруппированы по величине минерализации (табл. 4.12).

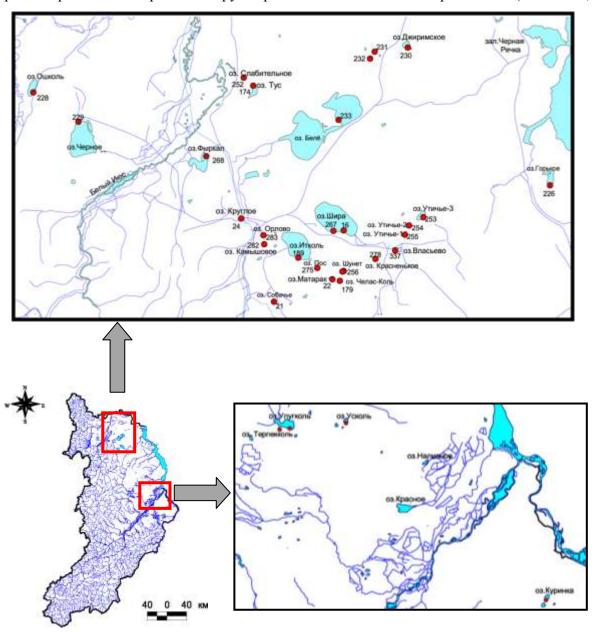


Рисунок 4.11 – Схема расположения исследуемых озер Минусинских впадин

Таблица 4.11 – Химический состав озерных вод Минусинских впадин

Номер	11	Дата	pН	CO ₃ ²⁻	HCO ₃	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg^{2+}	Na ⁺	K ⁺	Si	F ⁻	I	Br	Мин.
на рис.4.12	Название озера	отбора	Ед.рН						мг/л							г/л
1	Шира	2009	9,5	138	1000	8030	2041	88	1040	3560	36	9,58	1,38	0,21	13,60	15,93
2	Шира	2011	8,9	192	952	9440	1917	56	1088,24	4144	25,4	1,6	1,7	0,04	11,25	17,82
3	Шира	2012	8,2	122,4	832	8623	2024	52	1115,08	3663	42,75	2,5	1,69	-	11,77	16,47
4	Шира	2013	8,9	108	833	8450	1970	60	1142,2	3547	46	2,11	1,18	-	_	16,16
5	Шира	2014	8,85	132	842	9140	1957	36	1182	3770	40	1,68	2,3	-	10,95	17,10
6	Белё (большой плёс)	2012	8,85	120	854	4216	887,5	20	524,6	1830	37,47	-	1,32	-	3,95	8,49
7	Белё (большой плёс)	2012	8,26	48	976	4177	798,75	28	544,12	1830	36,68	-	1,12	-	3,75	8,44
8	Белё (большой плёс)	2012	9,1	190	981	4408	834	16	588	2003	45	1,33	2,03	-	3,71	9,07
9	Белё (малый плёс)	2009	9,6	420	1684	5600	1172	30	868	2700	44	5,98	3,38	0,090	6,68	12,52
10	Белё (малый плёс)	2011	9	348	1525	6080	1243	24	790,56	3025	32	0,70	4,8	0,08	4,58	13,07
11	Белё (малый плёс)	2012	9,2	309,6	1303	6100	1420	22	913,78	2792	54,7	1,17	2,21	-	4,37	12,92
12	Белё (малый плёс)	2013	9,1	264	1287	5907	1189	19	744,81	2820	57,2	<0,2	4,81	-	_	12,29
13	Белё (малый плёс)	2014	9,16	276	1227	6450	1171	17	874	2826	53	<0,5	5,2	-	4,6	12,89
14	Тус	2009	8,7	468	1867	45100	32926	250	10700	23507	255	4,77	1,19	0,14	141,73	115,07
15	Тус	2011	8,3	240	1812	46750	33725	80	11693,7	22875	240	1,3	2,2	2,54	144,3	117,42
16	Тус	2012	8,4	88,8	1876	62316	39760	200	12078	33125	453	1,17	1,94	-	173	149,90
17	Тус	2013	8,3	60	1388	32380	29820	240	9480	17292	285	1,52	3,84	-	_	90,95
18	Тус	2013	8,3	66	1336	32780	28050	240	8810	17390	272	1,57	3,8	-	_	88,94
19	Тус	2014	8,42	144	1323	39813	31506	140	10101	20700	310	<0,5	1,2	-	120,6	104,04
20	Утичье-3	2010	8,11	0	497	2399	1065	120	477	1000	27	1,01	1,02	-	7,54	5,59
21	Утичье-2	2010	8,28	0	508	4104	1516	218	696,62	1600	16	1,52	10,57	-	11,11	8,66
22	Утичье-1	2010	8,78	0	1354	1292	639	23	303,17	993	22,5	0,50	1,39	-	4,34	4,63
23	Власьево	2014	9,07	168	1073	1496	479	16	356	850	37	<0,5	1,32	-	3	4,48
24	Матарак	2011	8,9	54	561	121	23	18	86,62	137	8,6	1,4	1,55	0,037	0,33	1,01
25	Матарак	2014	8,72	24	525	186	33	24	73,8	157	8,3	0,9	1,69	-	0,35	1,03
26	Челас-Коль	2011	9	84	590	164	35,5	30	86	183	15,4	1,05	1,7	0,16	0,37	1,19

Продолжение таблицы 4.10

		Дата	рН	CO ₃ ² -	HCO ₃	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg^{2+}	Na ⁺	\mathbf{K}^{+}	Si	F^-	I	Br	Мин.
Номер	Название озера	отбора	Ед.рН						$M\Gamma/\Pi$							г/л
27	Челас-Коль	2014	8,86	40,8	653	234	42,2	33	92	200	13,5	0,85	2,14	-	0,45	1,31
28	Шунет	2011	8,6	108	641	5050	3373	90	1152,9	2650	7,7	0,76	1,5	0,1	105,8	13,07
29	Шунет	2012	8,7	72	634	5500	3447	120	1220	2713	26,43	1,33	1,44	-	19,66	13,73
30	Шунет	2014	8,61	74,4	795	7520	4826	86	1564	3980	99	<0,5	2,4	-	24,5	18,94
31	Доможаково	2011	9	36	570	20	65	18	69,54	120	31	1,0	1,9	0,037	0,32	0,93
32	Джиримское	2011	9,1	408	1842	3794	2379	8	213	3950	12,2	2,1	1,5	2,07	9,46	12,61
33	Красненькое-1	2011	9,3	228	573	29100	7900	120	1185	17000	131	1,6	0,9	1,79	20,3	56,24
34	Красненькое-2	2011	9	246	849	14340	1953	100	475,8	7625	15	0,50	2,6	0,42	4,79	25,60
35	Слабительное	2011	8,4	204	177	3257	710	44	351,36	1550	25	0,68	1,2	0,68	3,54	6,32
36	Сульфатное	2011	9,1	144	561	14162	3799	188	641,72	8130	27	1,5	0,5	-	13,86	27,65
37	Сульфатное	2012	9	117,6	517	16163	4748	118	806,42	9525	73	-	2,57	-	16,26	32,07
38	Сульфатное	2012	9,1	100,8	525	16809	5503	114	796,7	9831	62	-	4,91	-	16,8	33,74
39	Сульфатное	2012	9	103,2	525	17815	5414	122	803,98	10898	78,6	-	4,56	-	16,09	35,76
40	Куринка	2009	10,2	870	3465	11870	8431	36	238	12600	78	2,42	2,19	0,064	35,65	37,59
41	Куринка	2010	9,47	594	2836,5	11069,4	9050	22	181,78	12288	58	4,23	-	-	38,97	36,10
42	Улугколь	2009	10,8	1092	3318	5530	4190	13	179	7085	28	9,87	1,69	0,25	29,38	21,44
43	Улугколь	2010	9,85	768	2000,8	4588,2	3300	28	130	5400	54	8,4	1,88	-	18,87	16,27
44	Усколь	2010	9,81	1476	2125	9074	3456,3	6	21,96	8385	14,5	0,71	24,9	-	16,14	24,56
45	Хамысколь	2010	9,65	444	1700	1160	1800	12,2	33,43	2690	7,5	0,81	10,64	-	11,3	7,85
46	Терпекколь	2010	9,99	2050	2811	2107	1810	6,8	6,2	4524	12,5	3,74	41,57	-	13,66	13,33

Соленые озера Северо-Минусинской впадины весьма разнообразны по химическому составу и минерализации. Распространенность химических элементов в соленых озерах представлена в таблице 4.12, согласно которой воды по кислотно-щелочным условиям являются в основном щелочными. Исключение составляют слабощелочные воды озер Матарак, Утичье 2 и Утичье 3. Минерализация озер изменяется от 1,32 до 115,07 г/л, но наибольшей представительностью характеризуются озера с минерализацией от 3 до 10 г/л.

Таблица 4.12 – Характеристика химического состава соленых озер Северо-Минусинской впадины

Номер точки	Onarra	ТТ	CO ₃ ²⁻	HCO ₃	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Минера-	Тип вод			
на рис. 4.11	Озеро	pН				мг/.	Л				лизация, г/л	(минерализация)			
179	Челас-Коль	8,8	33	716	188	39	53	67	208	13	1,32				
22	Матарак	8,0	57	829	128	49	56	80	228	14	1,44	G . T			
279	озеро в п. Жемчужное	9,1	127	853	578	94	26	183	327	19	2,21	Слабосолоноватые (1–3 г/л)			
278	Красненькое (южное)	8,7	55	725	614	206	43	103	455	21	2,22				
337	Власьево	9,3	222	1022	1270	327	24	327	573	31	3,80				
255	Утичье 1	8,7	79	1354	1292	639	23	303	993	22	4,71				
253	Утичье 3	8,1	26	497	2399	1065	120	477	1000	27	5,61	Умеренносолонова			
252	Слабительное 1	8,7	168	1293	1360	1420	16	173	1830	33	6,29	тые (3–10 г/л)			
254	Утичье 2	8,2	48	508	4104	1516	218	696	1600	16	8,71				
230	Джирим	9,0	264	1708	1380	2485	24	163	2770	19	8,81				
23	Шунет	8,6	84	537	2800	4615	122	841	2902	25	11,93				
233	Белё	9,6	420	1684	5600	1172	30	868	2700	44	12,52				
231	Красненькое 2	8,5	72	964	5750	1789	148	54	4050	40	12,87	Слабосоленые			
267	Шира	9,5	138	1000	8030	2041	88	1040	3560	36	15,93	(10–30 г/л)			
232	Красненькое 1	8,9	120	622	5367	5254	104	89	6000	32	17,59				
3	Учум	9,5	408	1488	9250	2308	30	256,2	6250	44	20,04				
248	Сульфатное	9,1	216	525	39100	110	98	105	18800	56	59,01	Слабые рассолы			
226	Горькое	8,8	732	3562	32500	12958	60	1427	23000	244	74,48	(50–100 г/л)			
174	Тус	8,7	468	1867	45100	32926	250	10700	23507	255	115,07	Крепкие рассолы (100–320 г/л)			

Слабосолоноватыми являются озера Челас-Коль, Матарак, Красненькое (южное) и озеро у поселка Жемчужного, минерализация которых едва превышает 2 г/л. По анионному составу это преимущественно гидрокарбонатные воды, однако при увеличении минерализации более 2 г/л возрастает доля сульфат-иона и воды становятся сульфатно-гидрокарбонатными. По катионному составу озера магниево-натриевые. Подобное соотношение ионов в водах обусловлено тем, что рассматриваемые озера находятся на начальных этапах эволюции и не

перетерпели значительных преобразований. Формирование их химического состава обусловлено процессами взаимодействия вод с горными породами и, в меньшей степени, процессами испарительного концентрирования. Эти озера располагаются в южной части Северо-Минусинской впадины вблизи от Батеневского кряжа (рис. 4.12).

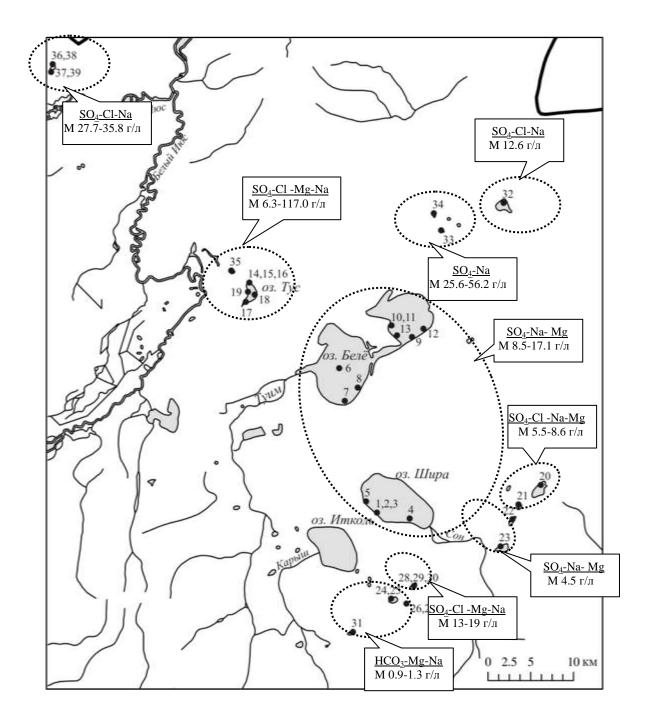


Рисунок 4.12 — Распространенность химических типов озер в пределах Северо-Минусинской котловины

В группе умеренно-солоноватых озер минерализация изменяется от 3,80 до 8,81 г/л. Ионный состав вод весьма разнообразен, ведущим анионом является сульфат-ион. Исключением являются воды озера Власьево, в анионном составе которого увеличивается доля

гидрокарбонат-иона и воды становятся гидрокарбонатно-сульфатными. Катионный состав характеризуется переменной долей ионов натрия и ионов магния. С ростом минерализации повышается доля хлорид-иона и воды становятся хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатными в озере Утичье 1, хлоридно-сульфатными в озерах Утичье 2 и Утичье 3, сульфатно-хлоридными в оз. Слабительном и хлоридные в оз. Джирим. В катионном составе преобладающими элементами являются ионы магния и ионы натрия, при этом по мере роста минерализации увеличивается доля последнего.

Слабосоленые озера характеризуются минерализацией от 5,61 до 17,59 г/л. В анионном составе ведущими ионами являются хлорид-ион и сульфат-ион. Так, воды озер Шунет и Красненького 1 являются сульфатно-хлоридными, а озёра Шира, Красненького 2 и Белё – хлоридно-сульфатными. По катионному составу воды магниево-натриевые, исключение составляют озера Красненькие, которые являются натриевыми.

Группа слабых рассолов включает озера Кристальное и Горькое с минерализацией 59,01 и 74,48 г/л соответственно. Воды оз. Сульфатного — сульфатные натриевые, в оз. Горьком повышается доля хлорид-иона и воды хлоридно-сульфатные с тем же катионным составом.

Озеро Тус с минерализацией 115,07 г/л относится к группе крепких рассолов. По анионному составу это хлоридно-сульфатные воды практически с равной долей указанных ионов. По катионному составу воды магниево-натриевые.

В ионном составе рассматриваемых озер в зависимости от роста минерализации отмечается закономерное снижение доли гидрокарбонат-иона и ионов кальция, компонентов, свойственных пресным и слабоминерализованным водам (рис. 4.13 а). С ростом солености вод до 60 г/л тенденцию к увеличению имеют сульфат-ион и ионы натрия, при этом доля ионов магния уменьшается (рис. 4.13 б). При дальнейшем увеличении минерализации поведение указанных компонентов изменяется на противоположное и отмечается рост содержания хлорид-иона. Поскольку в условиях испарительного концентрирования отмечается явное преобладание сульфат-иона над хлорид-ионом, несомненно существуют дополнительные источники поступления первого – растворение гипса и окисление сульфидов (Гусева и др., 2012).

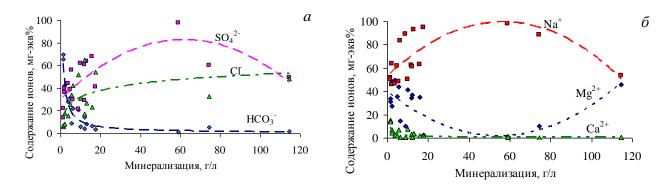


Рисунок 4.13 — Изменение доли основных ионов в озерах Северо-Минусинской впадины с ростом минерализации

В Южно-Минусинской котловине согласно анализу таблицы 4.13 преимущественным распространением пользуются слабосоленые озера с минерализацией 10–30 г/л. К этой группе относятся следующие озера: Терпекколь, Улугколь, Усколь. Озеро Куринка относится к типу сильносоленых и имеет минерализацию 36,7 г/л., а озеро Хамысколь имеет минерализацию 7,9.

Таблица 4.13 – Характеристика химического состава соленых озер Южно-Минусинской впадины

Название озера	рН ед. рН	CO ₃ ²⁻	HCO ₃	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Минера- лизация г/л	Тип вод по величине минерализации, г/л
Хамысколь	9,7	533	1700	1160	1800	12	33	2690	7,5	7,93	Умеренно- солоноватые (3–10 г/л)
Терпекколь	9,9	1500	2911	2107	1810	6	6	4420	12	12,77	C==6========
Улугколь	10,8	1092	3318	5530	4190	13	179	7085	28	20,34	Слабосоленые
Усколь	9,8	1374	2125	9074	3456	6	21	8385	14	24,45	(10–30 г/л)
Куринка	10,2	870	3465	11870	8431	36	238	12600	78	36,71	Сильносоленые (30–50 г/л)

По соотношению основных ионов рассматриваемые озера также весьма разнообразны. Как показано на рисунке 4.14 большинство озер по анионному составу относятся к хлоридносульфатному типу с преобладающей долей сульфат-иона более 50 мг-экв %.

Озера Куринка, Улугколь, Хамысколь имеют смешанный анионный состава, что выражается в положении соответствующих им точек в центральной части треугольника.

Воды озер Куринка и Улугколь характеризуются практически равными долями хлоридиона и сульфат-иона, которые являются ведущими в ионном составе, однако доля карбонатных ионов в рассматриваемых озерах различна.

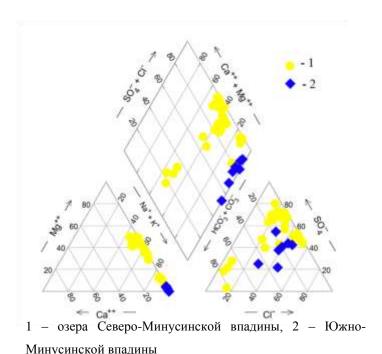


Рисунок 4.14 – Диаграмма Пайпера с нанесением данных по химическому составу озер Минусинских впадин

Она минимальна в озере Куринке (15 мг-экв%) и возрастает до 28 мг-экв% в озере Улугколь. Озеро Хамысколь максимальной характеризуется карбонатных ионов среди озер смешанного состава. Воды этого озера анионному составу относятся к гидрокарбонатно-хлоридному типу. Единственным озером, составе которого преобладает гидрокарбонатион, является озеро Терпекколь, при ЭТОМ ДОЛЯ хлорид-иона также значительна, что определяет принадлежность вод озера к хлоридногидрокарбонатному типу. Катионный состав озер не столь разнообразен как анионный. Все рассматриваемые озера

характеризуются преобладанием в составе доли натрия при различных соотношениях остальных катионов. В катионном составе озер Хамысколь, Терпекколь, Улугколь, Усколь, Куринка доля натрия является подавляющей и составляет более 85 мг-экв%, воды относятся к натриевому типу.

Устойчивость и возможность накопления в водах основных ионов определяется растворимостью соединений, которые они образуют. По мере увеличения минерализации в растворе накапливаются более растворимые соединения, что определяет устойчивость главных компонентов и их роль в химическом составе вод (Валяшко, 1962). Принимая во внимание классификацию М.Г. Валяшко, воды рассматриваемых озер относятся преимущественно к сульфатнонатриевому типу (K_1 <1, K_2 >1, K_3 >>1, K_4 >1 – случай 1, K_4 <1 – случай 2) и только воды оз. Шунет принадлежат к сульфатномагниевому типу (K_1 <1, K_2 <1, K_3 >>1, K_4 >1 (табл. 4.14).

Согласно анализу таблицы 4.15 с ростом минерализации вод отмечается изменение их солевого состава. При минерализации вод до 2 г/л в солевом составе наблюдается преобладание наименее растворимых карбонатных солей Ca(HCO₃)₂, Mg(HCO₃)₂, Na₂SO₄. Увеличение минерализации озерных вод сопровождается ростом доли более растворимых сульфатных и хлоридных солей натрия Na₂SO₄ и, особенно, NaCl. Доля КCl в солевом составе невелика и с ростом минерализации уменьшается. Доля бромидов и боратов натрия в солевом составе весьма незначительна, ввиду малых содержаний Вг и В в этих водах. Выделенные закономерности

согласуются с рассмотренными ранее зависимостями содержания основных ионов от минерализации.

Таблица 4.14 – Характеристика типов озер Минусинских впадин по классификации М.Г. Валяшко

Opana	Ко	эффицие	нты типи	зации
Озеро	K_1	K_2	<i>K</i> ₃	K_4
Сульф	атнонатрі	иевый тип	[
Власьево	0,9	1,8	47,8	20,1
Утичье 1	1,0	2,0	48,9	21,6
Утичье 3	0,2	1,3	52,2	1,5
Белё	0,6	2,2	149,1	27,7
Шира	0,2	2,1	175,6	4,8
Горькое	0,7	6,3	721,0	27,6
Tyc	0,1	1,1	957,6	3,7
Челас-Коль	1,6	2,1	9,4	4,8
Матарак	1,7	1,9	9,4	5,5
озеро в п. Жемчужное	1,1	1,9	27,0	14,0
Красненькое (южное)	1,3	2,5	20,1	6,3
Слабительное	1,8	3,7	60,4	33,5
Джирим	2,5	4,5	60,9	30,7
Красненькое 2	1,5	11,7	124,3	2,5
Красненькое 1	1,1	10,1	117,8	2,7
Сульфатное	1,2	61,5	823,5	3,2
Ka	рбонатны	й тип		
Хамысколь	13,62	20,84	87,62	74,81
Терпекколь	115,21	166,96	234,25	287,42
Улугколь	5,93	13,44	235,29	139,68
Усколь	38,40	128,42	350,96	268,79
Куринка	4,03	15,63	307,85	47,67

Отмечается явное преобладание сульфатных солей в озерах Шира, Белё, Красненькое 2 и др., а также Кристальное. Благодаря непрерывному взаимодействию вод с породообразующими минералами в результате гидролиза алюмосиликатов в воды поступают ионы натрия и магния, что приводит к образованию их сульфатных солей. В этих озерах отношение хлоридов натрия, как показателей концентрирования этих элементов под воздействием процессов континентального засоления, к сульфатным солям магния и натрия значительно ниже единицы.

Согласно анализу таблицы 4.14 в озерах Южно-Минусинской впадины преобладает карбонатный тип рассолов по классификации М.Г. Валяшко.

Таблица 4.15 — Солевой состав и химический тип озерных вод Северо-Минусинской впалины

		Солевої		Минера-				
Озеро	C	ульфатно-нат	риевый	тип (<i>K</i> ₄ >	1)		лизация,	Химический тип
	Ca(HCO ₃) ₂	CaSO ₄	MgSO ₄	Na ₂ SO ₄	KCl	NaCl	г/л	
Утичье 2	6,10	1,9	41,8	18,9	0,3	31,0	8,71	SO ₄ -Cl Na-Mg
		ульфатно-нат	риевый -	гип (K_4 <	1)			
	Ca(HCO ₃) ₂	$Mg(HCO_3)_2$	$MgSO_4$	Na_2SO_4	KCl	NaCl		
Челас-Коль	20,1	41,8	_	29,0	8,3	_	1,32	HCO ₃ Na-Mg
Матарак	20,8	49,0	_	19,8	10,4	_	1,44	HCO ₃ Na-Mg
Озеро в п. Жемчужное	4,5	44,2	8,1	33,9	5,6	3,6	2,21	HCO ₃ -SO ₄ Mg-Na
Красненькое	7,4	28,9	_	43,8	6,2	13,7	2,22	SO ₄ -HCO ₃ Na-Mg
Утичье 1	1,7	31,4	5,7	34,4	1,2	25,6	4,71	SO ₄ –HCO ₃ - Cl Na-Mg
Власьево	2,3	29,7	21,5	29,0	2,8	14,8	3,80	SO ₄ -HCO ₃ Mg-Na
Утичье 3	6,8	2,4	41,9	14,8	0,9	33,2	5,61	SO ₄ -Cl-Na-Mg
Белё	0,9	14,7	25,4	40,4	0,3	18,3	12,52	SO ₄ Na-Mg
Шира	1,8	4,9	30,4	38,9	0,2	23,7	15,93	SO ₄ Na-Mg
Слабительное	0,9	17,0	1	34,0	1,1	46,9	6,29	Cl-SO ₄ Na
Джирим	1,1	11,8	_	25,4	0,3	61,4	8,81	Cl-SO ₄ Na
Красненькое 2	4,1	2,4	_	65,8	0,3	27,4	12,87	SO ₄ -Cl Na
Красненькое 1	1,9	1,9	0,9	40,6	0,1	54,7	17,59	Cl-SO ₄ Na
Кристальное	0,6	0,4	0,6	97,9	_	0,4	59,01	SO ₄ Na
Горькое	0,3	5,0	5,6	55,9	0,1	33,1	74,48	SO ₄ -Cl Na
Тус	0,7	0,9	45,3	4,3	_	48,9	115,07	SO4-Cl Na-Mg
	C	ульфатномаг	ниевый т	гип (K ₄ >1	l)			
	Ca(HCO ₃) ₂	MgSO ₄	MgCl ₂	KCl	NaCl			
Шунет	3,1	1,4	29,6	4,0	0,2	61,8	11,93	Cl-SO ₄ Na-Mg

Примечание. Ионы в характеристике химического типа приведены в порядке уменьшения.

Для каждого из приведенных типов рассолов характерен определенный порядок связывания основных компонентов в соли, представленный в таблице 4.16. Карбонатный тип рассола предполагает следующий порядок связывания основных ионов в соли: первыми образуются карбонатные соли кальция и магния, количество которых будет зависеть от содержания соответствующего катиона, CaCO₃, MgCO₃. После формируются карбонатные соли натрия Na₂CO₃, NaHCO₃, количество которых определяется содержанием оставшегося после связывания предыдущих солей карбонатного и гидрокарбонатного ионов. Количество сульфатных солей натрия Na₂SO₄ определяется содержанием в растворе сульфат-иона. Весь калий связывается в хлорную соль KCl, а оставшееся количество хлорид-иона связывается с натрием, образуя NaCl. Остатки натрия связываются в броматы и бораты NaBr, Na₂B₄O₇, количество которых зависит от соответствующих анионов.

Таблица 4.16 – Солевой состав озерных вод Южно-Минусинской впадины, мг-экв/л

Название			Карбонат	тный тип ра	ассола			Минерализация,
озер	CaCO ₃	MgCO ₃	Na ₂ CO ₃	NaHCO ₃	Na ₂ SO ₄	KCl	NaCl	г/л
Хамысколь	0,61	2,74	50,51	7,936				
Терпекколь	0,34	0,51	49,15	47,72	43,90	0,32	50,67	12,77
Улугколь	0,65	14,67	21,08	54,39	115,21	0,72	117,31	20,343
Усколь	0,30	1,80	43,70	34,84	189,04	0,37	96,99	24,457
Куринка 1,80		19,51	7,69	56,80	247,29	2,00	235,49	36,718

Анализ солевого состава, представленного в таблице 4.15, показывает, что ведущими солями в карбонатном типе рассолов являются Na_2CO_3 , $NaHCO_3$, Na_2SO_4 , NaCl. При этом закономерно содержание $NaHCO_3$ с ростом минерализации снижается, а Na_2SO_4 – увеличивается.

Определенной тенденции в изменении содержания Na_2CO_3 , NaCl в рассматриваемых водах с ростом минерализации не отмечается. В сульфатнонатриевом типе рассолов ведущими солями являются $MgSO_4$, Na_2SO_4 , NaCl. С ростом минерализации отмечается увеличение в солевом составе сульфатных и хлоридных солей Na_2SO_4 , $MgSO_4$, NaCl.

Солевой состав вод согласуется с особенностями миграции соответствующих макрокомпонентов. Результаты расчета форм нахождения основных элементов в водах, представленные в таблице 4.16, показали, что преимущественно в катионной форме в рассматриваемых озерах мигрируют натрий и калий (от 83 до 95 %). В меньшей степени натрий и калий образуют сульфатные и карбонатные комплексы (менее 10 %). Эта тенденция характерна как для озер Северо-Минусинской котловины, так и для озер Южно-Минусинской котловины.

Таблица 4.17 – Формы миграции химических элементов в некоторых озерах Минусинских впадин, % от первого иона

Компоненты	Северо	о-Минусинская в	падина		Южно-М	Иинусинская впадина	_	
	Шира	Сульфатное	Tyc	Хамысколь	Терпекколь	Улугколь	Усколь	Куринка
Минерализация, г/л	15,79	27, 24	115,61	7,94	12,77	20,34	24,46	36, 72
рН	9,5	9,1	8,3	9,65	9,99	10,8	9,81	10,2
Na ⁺	94,1	93,6	88,7	92,8	88,6	90,4	91,9	91,7
NaHCO ₃	0,5	0,3	0,4	1,4	1,2	0,1	0,6	0,2
Na ₂ CO ₃	0,009	0,005	0,002	0,03	0,09	0,09	0,06	0,07
(NaCO ₃)	1,3	0,4	0,1	4,5	8,9	6,8	3,7	3,5
Na ₂ SO ₄	0,2	0,5	0,8	0,04	0,07	0,2	0,4	0,5
(NaSO ₄)	3,3	4,5	5,3	0,6	0,7	1,5	2,7	2,6
NaCl	0,4	0,7	4,5	0,4	0,4	0,7	0,6	1,3
NaH ₃ SiO ₄	0,05	0,0005	0,002	0,006	0,02	0,01	0,002	0,005
NaHSiO ₃	0,09	0,0008	0,004	0,01	0,03	0,02	0,004	0,009
K ⁺	88,5	86,0	83,6	92,6	87,9	88,8	87,8	88,8
KHCO ₃	0,5	0,3	0,4	1,9	1,9	0,2	0,8	0,3
(KCO ₃)	0,8	0,2	0,1	3,2	7,7	6,0	2,6	2,5
(KSO ₄)	10,2	13,3	15,2	2,2	2,4	4,9	8,6	8,2
K ₂ SO ₄	0,007	0,008	0,03	0,0004	0,0007	0,003	0,002	0,010
KCl	0,07	0,11	0,71	0,07	0,07	0,14	0,11	0,24
Ca ²⁺	54,4	30,7	70,3	16,3	1,9	3,8	9,2	10,7
Ca(HCO ₃) ₂	0,019	0,009	0,028	0,2	0,023	0,0003	0,017	0,002
(CaHCO ₃) ⁺	0,5	0,3	0,6	1,1	0,1	0,0	0,2	0,1
$(\text{Ca}(\text{CO}_3)_2)^2$ -	9,3	1,4	0,6	52,5	90,6	87,6	65,7	66,5
CaCO ₃	8,1	1,6	0,4	27,5	6,9	6,0	6,7	5,1
$(Ca(SO_4)_2)^{2-}$	20,4	59,6	24,6	0,6	0,2	2,0	16,1	16,0
CaSO ₄	7,0	6,1	1,3	1,7	0,2	0,5	1,9	1,5
CaCl ⁺	0,23	0,23	1,91	0,11	0,01	0,04	0,07	0,18
CaCl ₂	0,003	0,004	0,2	0,0013	0,0001	0,001	0,001	0,007
CaOH ⁺	0,004	0,0009	0,0001	0,003	0,0007	0,007	0,002	0,004
Mg^{2+}	51,3	23,9	57,6	31,5	5,3	9,4	14,6	17,5
Mg(HCO ₃) ₂	0,01	0,004	0,02	0,2	0,03	0,0004	0,02	0,002
$(MgHCO_3)^+$	0,6	0,2	0,9	2,03	0,3	0,0	0,4	0,1
$(Mg(CO_3)_2)^{2-}$	3,7	0,4	0,3	35,5	84,4	74,3	38,1	38,3
MgCO ₃	4,3	0,7	0,3	24,4	8,4	6,9	5,1	3,9
MgSO ₄	10,5	7,0	2,6	4,3	0,7	1,7	4,2	3,1
$(Mg(SO_4)_2)^{2-}$	29,1	67,4	32,2	1,6	0,8	7,1	37,3	36,4
MgCl ⁺	0,4	0,3	4,3	0,3	0,05	0,2	0,2	0,4
MgCl ₂	0,02	0,02	1,9	0,02	0,002	0,02	0,01	0,07
$MgOH^{+}$	0,07	0,01	0,003	0,08	0,03	0,3	0,04	0,10

Кальций и магний в рассматриваемых водах в меньшей степени склонны к миграции в форме простого иона (до 70 %). В рассматриваемых водах формируются сульфатные и карбонатные комплексы (до 90 %). При этом ввиду более щелочных условий геохимической среды в озерах Южно-Минусинской впадины кальций и магний в озерах мигрируют преимущественно в форме сложных соединений с карбонатным ионом.

В рассматриваемых озерах широкое распространение получил фторид-ион, его концентрация изменяется от 0,5 до 41,6 мг/л. В озерах сульфатнонатриевого типа средняя концентрация фторид-иона составляет 2,4 мг/л, что значительно ниже его концентрации в озерах карбонатного типа (13,8 мг/л). С ростом минерализации прослеживается тенденция к увеличению концентрации фторид-иона (рис. 4.15).

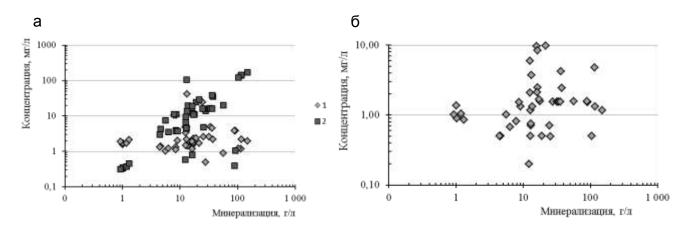


Рисунок 4.15 – Изменение концентрации фторид-иона (1), бромид-иона (2) (a) и кремния (б) с ростом минерализации озерных вод.

Более явная тенденция увеличения концентрации с ростом минерализации характерна для бромид-иона. Его концентрация в рассматриваемых водах изменяется от 0,32 до 173,0 мг/л. Средняя концентрация бромид-иона в озерах сульфатнонатриевого и карбонатного типов близки и составляют 24,1 и 23,4 мг/л соответственно (рис. 4.15). Воды озер Сульфатное, Куринка и Улугколь по концентрации брома могут быть отнесены к бромным минеральным водам с концентрацией брома – 204 мг/л.

Концентрация кремния в озерных водах изменяется в широких пределах от 0,2 до 9,8 мг/л. Главным источником кремния в природных водах являются алюмосиликатные горные породы, растворение которых приводит к накоплению этого элемента в растворе. Рассматриваемый район не является исключением, здесь достаточно широкое распространение получили алюмосиликатные горные породы. По мере увеличения минерализации, а, следовательно, и объемов растворяющихся горных пород концентрация кремния в растворе должна увеличиваться. Однако на рисунке 4.15 столь явной тенденции проследить не удается,

но отмечается легкий тренд к увеличению концентрации кремния с ростом солености озерных вод.

В микрокомпонентном составе озер также отмечается ряд особенностей. Так в солоноватых озерах Матарак и Челас-Коль с рН 7–8,9 и минерализацией 1,1–1,2 г/л большинство химических элементов содержатся в концентрациях, близких к средним концентрациям в речных водах. При этом нельзя не отметить накопление в озерных водах урана, тория и ванадия на уровне регионального фона. В озере Челас-Коль обнаружены повышенные значения редкоземельных элементов (La – Lu) (табл. 4.18).

С повышением минерализации в щелочных водах озер отмечается накопление Li, B, Br, Sr, а также несколько повышаются концентрации Co, Ni, Cu, Zn, Ti, Mo. Особенно это характерно для озер Шунет, Джирим, Белё.

Во многих рассматриваемых озерах создаются благоприятные условия для накопления урана от 0,0069 мг/л в оз. Шунет до 0,055 мг/л в оз. Джирим и тория от 0,00035 мг/л в оз. Шунет до 0,0013 мг/л в оз. Красненькое и Тус. Концентрации этих элементов практически на порядок выше их концентраций в пресных водах. При этом происходит увеличение локально концентраций свинца, висмута, золота, иттрия и редкоземельных элементов (La – Lu), что может быть связано со спецификой водосборных площадей озер Челас-Коль Шунет, Джирим, Красненькое, Белё Сульфатное. Концентрации бора в соленых водах Красненькое, Слабительное и Сульфатное достигают кондиционных содержаний для минеральных вод.

Значительно повышаются концентрации урана в озерах карбонатного типа в Южно-Минусинской впадине (табл. 4.19). При этом наиболее интенсивное накопление урана наблюдается в водах соленых озер карбонатного типа Куринка, Улугкол, Усколь и, особенно, Терпекколь (до 0,34 мг/л). Повышение концентрации химических элементов в озерах карбонатного типа выявлено для Cu, V, Ti, As, Mo, Ag, Sb, а также Y, La, Cs, Bi, Th, U в озерах Куринка, Улугколь и Усколь. В озерах Улугколь и Куринка обнаружена ртуть в концентрациях от 0,0002 мг/л до 0,001 мг/л. В водах Куринка и Усколь отмечаются концентрации бора на уровне их отнесения к минеральным борным водам.

Таблица 4.18 – Микрокомпонентный состав некоторых озер Севро-Минусинской впадины, мг/л

Компонет	Матарак	Челас-Коль	Шунет	Джирим	Красненькое 1	Красненькое 2	Белё	Шира	Тус	Слабительное	Сульфатное
Li	0,0039	0,0042	0,65	0,28	0,87	0,53	0,28	0,193	0,19	0,71	3,35
Be	0,0000007	0,000007	<0,000001	0,00004	0,00003	<0,00001	<0,000001	<0,000001	<0,000001	<0,000001	0,00003
В	0,20	0,22	3,02	1,42	7,2	9,1	2,4	2,2	2,8	6,05	7,0
Al	0,010	0,041	0,074	0,12	0,36	0,03	0,050	0,033	0,045	0,03	0,14
Si	1,4	1,05	0,76	2,1	1,6	0,50	0,70	1,6	1,3	0,68	1,5
Ti	0,0009	0,0020	0,0035	0,005	0,0063	0,0018	0,0018	0,0019	0,0043	0,0021	0,025
V	0,0026	0,0068	≤0,005	≤0,01	≤0,01	≤0,01	≤0,01	≤0,005	≤0,005	≤0,005	≤0,02
Cr	0,0003	0,00032	0,00096	0,00030	0,0008	0,0003	0,015397	0,0004	0,0042	0,00018	0,0049
Mn	0,0052	0,023	0,013	0,021	0,206	0,0064	0,0048	0,0074	0,055	0,031	0,158
Fe	0,066	0,13	1,33	0,47	0,87	0,34	0,29	0,45	0,71	0,57	0,99
Co	0,00014	0,00032	0,00071	0,00065	0,0014	0,00078	0,00073	0,00040	0,00067	0,0010	0,0042
Ni	0,0011	0,0015	0,012	0,004	0,010	0,0086	0,0050	0,007	0,0060	0,008	0,014
Cu	0,00048	0,00086	0,0067	0,0040	0,010	0,0036	0,0074	0,006	0,0075	0,0044	0,050
Zn	0,0034	0,0027	0,032	0,0072	0,024	0,0013	0,0030	0,006	0,010	0,0022	0,02
Ga	0,000009	0,000027	0,00006	0,000070	0,00026	0,00005	0,000033	0,000016	0,00028	0,00005	0,00028
Ge	0,000009	0,000009	0,000000	0,000026	0,00062	0,00021	0,00030	0,00024	0,00043	0,00044	0,00083
As	0,0040	0,0038	≤0,005	≤0,01	≤0,01	≤0,01	≤0,005	≤0,005	≤0,01	≤0,01	≤0,01
Se	0,0008	0,0016	≤0,01	≤0,01	≤0,01	≤0,01	≤0,01	≤0,01	≤0,01	≤0,01	≤0,01
Br	0,37	0,45	19	10,6	20	5,4	6,6	12,5	3,6	16,2	204
Rb	0,00081	0,0011	0,010	0,0019	0,0033	0,0039	0,0060	0,0033	0,0093	0,0029	0,032
Sr	1,00	1,03	9,2	3,33	2,65	13,1	10,6	8,1	6,1	4,45	13,2
Y	0,000026	0,00014	0,00022	0,00024	0,0015	0,00023	0,00013	0,000083	0,00015	0,00007	0,00046
Zr	0,000032	0,00014	0,00045	0,0025	0,0019	0,00074	0,0017	0,00071	0,00089	0,00037	0,0020
Nb	0,000008	0,000007	0,000012	0,0004924	0,000053	0,00005	0,000016	0,000018	0,00025	0,000005	0,000085
Mo	0,0026	0,0031	0,010	0,077	0,0064	0,0091	0,062	0,0033	0,0021	0,0036	0,0074
Ag	0,000002	0,000002	0,00013	0,00009	0,00020	0,000028	0,000028	0,000026	0,000012	0,000017	0,0008
Cd	0,000025	0,000022	0,00006	0,00025	0,000044	0,000021	0,00015	0,000015	0,000015	0,000011	0,00006
In	<0,0000001	0,000001	0,000004	0,000001	0,000002	<0,0000001	<0,0000001	0,000005	<0,0000001	0,000013	<0,0000001
Sn	0,000001	0,000001	0,00006	0,00003	<0,00005	<0,00005	0,000003	0,00003	0,000003	0,000008	0,0021
Sb	0,00013	0,00032	0,00057	0,00083	0,0029	0,0018	0,00059	0,00065	0,0015	0,00092	0,0022
Te	0,000008	0,00005	0,000085	0,00014	0,00084	0,00040	0,00012	0,00012	0,00011	0,00017	0,0006
I	0,026	0,023	0,056	0,11	0,27	0,24	0,010	0,02	0,04	0,08	0,05
Cs	0,000001	0,000003	0,000080	0,00003	0,00003	0,000007	0,00005	0,000005	0,000008	0,000007	0,00006
Ba	0,033	0,063	0,029	0,079	0,046	0,040	0,0079	0,0093	0,13	0,038	0,060
La	0,000015	0,00013	0,00017	0,00029	0,0017	0,000051	0,00011	0,000032	0,00016	0,00002	0,00029
Ce	0,000028	0,00024	0,00033	0,00064	0,0038	0,00010	0,00016	0,00006	0,00030	0,00004	0,00055
Pr	0,000006	0,000033	0,000086	0,000094	0,00037	0,000007	0,000020	0,000024	0,000062	0,000008	0,000070
Nd	0,000009	0,000130	0,000140	0,00023	0,0016	0,000007	0,000122	0,000024	0,000212	0,000036	0,00028
Sm	0,000003	0,000039	0,000055	0,00003	0,00040	0,000000	0,000000	0,000000	0,000000	0,000006	0,000057
Eu	<0,000005	0,000024	0,000011	0,000018	0,00012	0,000003	0,000006	0,000003	0,000038	0,000006	0,000022

Продолжение таблицы 4.18

Компонет	Матарак	Челас-Коль	Шунет	Джирим	Красненькое 1	Красненькое 2	Белё	Шира	Тус	Слабительное	Сульфатное
Gd	0,000003	0,000022	0,000022	0,000057	0,00048	0,000003	0,000010	0,000008	0,000000	0,000003	0,000071
Tb	0,000000	0,000003	0,000005	0,000010	0,000038	0,000003	0,000001	0,000002	0,000008	0,000004	0,000022
Dy	0,000002	0,000021	0,000015	0,000031	0,00020	0,000003	0,000004	0,000000	0,000000	0,000003	0,000053
Но	0,000002	0,000005	0,000016	0,000029	0,00017	0,000007	0,000007	0,000007	0,000000	0,000025	0,00024
Er	0,000001	0,000009	0,000009	0,000009	0,000095	0,000000	0,000003	0,000000	0,000000	0,000000	0,000015
Tm	0,000000	0,000002	0,000001	0,000002	0,000021	0,000001	0,000001	0,000000	0,000007	0,000002	0,000006
Yb	0,000001	0,000007	0,000010	0,000027	0,000030	0,000002	0,000000	0,000000	0,000000	0,000007	0,000029
Lu	-	0,000001	0,000002	0,000002	0,000013	-	0,000002	-	0,000007	0,000002	0,000006
Hf	0,000006	0,000006	0,000016	0,000038	0,000020	0,000021	0,00003	0,000006	0,000266	0,000004	0,000153
Ta	0,000001	0,000004	0,000001	0,00010	0,000005	0,000001	0,000003	0,000017	0,000094	0,000006	0,00018
W	0,000004	0,000031	0,00011	0,00087	0,00035	0,000010	0,0012	0,00056	0,000009	0,00007	0,0011
Re	0,000010	0,000011	0,000026	0,00078	0,000039	0,00012	0,000061	0,000032	0,000070	0,000027	0,00015
Pt	<0,0000001	<0,0000001	<0,0000001	<0,0000001	0,0000008	0,000009	<0,0000001	<0,0000001	0,000002	<0,0000001	<0,0000001
Au	<0,0000001	<0,0000001	0,000019	<0,0000001	0,0000007	<0,0000001	0,000010	<0,0000001	0,000017	<0,0000001	0,000047
Hg	<0,00001	<0,000001	<0,000001	<0,000001	<0,000001	<0,000001	<0,000001	<0,000001	<0,000001	0,000004	0,000006
Tl	0,000001	0,000001	0,000005	0,000002	0,000005	0,000005	0,000009	0,000000	0,000009	0,000001	0,000126
Pb	0,00016	0,00024	0,0010	0,00066	0,0023	0,0012	0,00020	0,00009	0,00062	0,000220	0,0037
Bi	0,000008	0,000011	0,00003	0,000033	0,000053	0,00002	0,000014	0,00001	0,000038	0,000017	0,0011
Th	0,000013	0,000027	0,00035	0,00092	0,0013	0,00059	0,00015	0,00011	0,0012	0,00061	0,00077
U	0,0052	0,0050	0,0069	0,055	0,0089	0,0117	0,053	0,020	0,0037	0,0075	0,042

Таблица 4.19 – Микрокомпонентный состав некоторых озер Южно-Минусинской впадины, мг/л

Компонент	Куринка	Улугколь	Усколь	Хамысколь	Терпекколь	Компонент	Куринка	Улугколь	Усколь	Хамысколь	Терпекколь
Li	0,18	0,13	0,17	0,08	0,04	Sn	<0,0002	0,001	0,0007	0,0002	<0,0002
Be	<0,0001	0,01431	<0,0001	<0,0001	<0,0001	Sb	0,004	0,003	0,005	0,002	0,004
В	6,9	1,8	5,6	1,6	3,1	Te	< 0,002	<0,002	< 0,002	<0,002	<0,002
Al	0,01	0,81	0,09	0,05	0,26	I	0,06	0,25	0,12	0,05	0,08
Si	2,42	9,87	0,71	0,81	3,74	Cs	0,001	0,0006	<0,00005	<0,00005	<0,00005
Sc	<0,002	0,08	0,004	< 0,002	0,003	Ba	0,05	0,02	0,05	0,1	0,08
Ti	0,06	0,15	0,01	0,007	0,025	La	0,00006	0,0004	0,0001	<0,00005	0,0002
V	0,03	< 0,002	0,03	0,022	0,025	Ce	0,000111	0,0008	0,0004	<0,00005	0,0003
Cr	0,02	0,05	0,02	0,026	0,025	Pr	0,00001	0,00009	<0,00005	<0,00005	0,00008
Mn	0,05	0,01	0,008	0,009	0,021	Nd	0,00006	0,000348	<0,00005	<0,00005	0,000147
Fe	0,25	1,06	0,19	0,15	0,19	Sm	0,00002	<0,00005	<0,00005	<0,00005	0,000111
Co	0,0007	0,0023	0,0005	0,0004	0,0007	Eu	0,000003	<0,00005	<0,00005	<0,00005	<0,00005
Ni	0,004	0,006	0,002	0,003	0,004	Gd	0,00002	<0,00005	<0,00005	<0,00005	<0,00005
Cu	0,02	0,02	0,04	0,006	0,01	Tb	0,000003	<0,00005	<0,00005	<0,00005	<0,00005
Zn	0,03	0,09	0,01	0,004	0,009	Dy	0,000016	0,00014	<0,00005	<0,00005	<0,00005
Ga	<0,0002	<0,0002	0,0004	<0,0002	0,0003	Но	0,000013	<0,00005	<0,00005	<0,00005	<0,00005
Ge	0,000207	<0,0002	0,0002	<0,0002	0,0003	Er	0,000015	<0,00005	<0,00005	<0,00005	<0,00005
As	0,15	0,2	0,59	0,35	0,76	Tm	0,000002	<0,00005	<0,00005	<0,00005	<0,00005
Se	0,021	0,039	0,015	0,018	0,022	Yb	0,000016	<0,00005	<0,00005	<0,00005	<0,00005
Br	35,6	29,4	11,6	13	11,3	Lu	0,000003	0,000125	<0,00005	<0,00005	<0,00005
Rb	0,007	0,005	0,003	0,001	0,001	Hf	<0,00005	<0,00005	0,000485	<0,00005	0,000318
Sr	5,2	0,7	0,7	1	0,3	Ta	0,000053	0,00016	<0,00005	<0,00005	<0,00005
Y	0,0002	0,0005	0,0002	<0,0001	0,0003	W	0,007	0,000832	0,002279	0,002949	0,016782
Zr	0,009	0,008	0,09	0,009	0,05	Re	0,00007	0,000415	<0,00005	<0,00005	<0,00005
Nb	0,0001	0,0003	<0,0001	<0,0001	<0,0001	Au	0,000003	<0,0000001	0,000009	<0,000001	0,000008
Mo	0,005	0,02	0,029	0,018	0,022	Hg	0,0002	0,001	0,000027	<0,00001	0,000049
Ru	0,0001	<0,00005	<0,00005	<0,0005	<0,00005	Tl	0,0001	0,0007	0,0001	<0,00005	<0,00005
Rh	<0,00005	<0,00005	<0,00005	<0,00005	<0,00005	Pb	0,0004	0,002	0,0012	<0,0002	0,00112
Pd	<0,0001	<0,0001	<0,0001	<0,0001	<0,0001	Bi	0,0001	0,0002	0,0002	<0,00005	<0,00005
Ag	0,0014	0,0014	<0,0001	<0,0001	<0,0001	Th	0,0003	0,0005	0,0001	<0,00005	0,0001
Cd	0,00015	0,00024	<0,0001	0,0002	0,0001	U	0,05	0,09	0,15	0,05	0,34
In	<0,00005	0,00023	<0,00005	<0,00005	<0,00005						

Сумма РЗЭ в озерных водах изменяется от 0,07 мкг/л до 9 мкг/л, при среднем 1,2 мкг/л. Воды всех исследуемых озер являются щелочными и сильнощелочными, в этой связи содержание РЗЭ в них минимально (до 2 мкг/л), лишь в озере Красненькое наблюдается аномально высокое содержание редкоземельных элементов (сумма РЗЭ – 9 мкг/л) по сравнению с остальными озерными водами (табл. 4.18, 4.19) (Гусева и др., 2013). При этом концентрации легких РЗЭ во всех озерах в несколько раз превышают концентрации тяжелых РЗЭ, что согласуется с характером их распределения в целом в геосфере.

Сравнение содержаний РЗЭ в озерах с кларками гидросферы (рис. 4.16) показало их

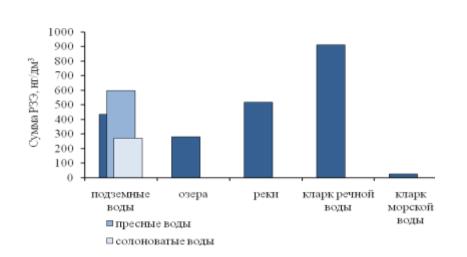


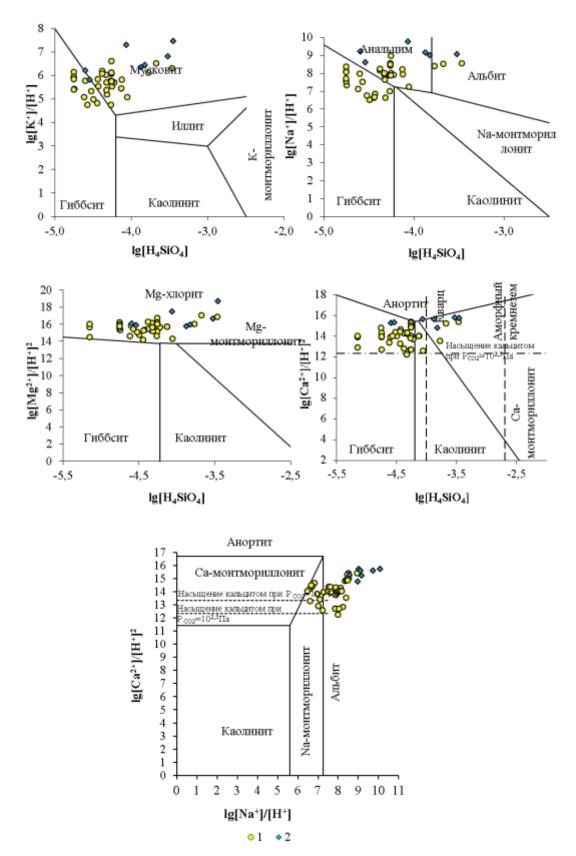
Рисунок **4.16** — Распространенность РЗЭ в природных водах Минусинских впадин (Гусева и др., 2013)

превышение над кларком морских вод, ктох складывающиеся в озерных водах геохимические условия (щелочное значение рН и минерализация), высокая являются неблагоприятными для накопления и миграции РЗЭ в водах. Несмотря на это, озере Красненькое отмечаются высокие концентрации РЗЭ. что.

возможно, связано со значительными масштабами поступления их в воды за счет растворения пород, обогащенных этими элементами.

4.2.3 Равновесие вод с горными породами и геохимические типы вод

Анализ состояния насыщения озерных вод вторичными минералами показывает, что рассматриваемые воды равновесны с нетипичными для зоны гипергенеза минералами: мусковитом, анальцимом, альбитом, Мд-хлоритом, т.е минералами которые образуются преимущественно в гидротермальных системах. Как показано в работах (Колпакова, 2014, Борзенко, 2018) состояние равновесия вод с указанными минералами является типичным для соленых озер аридных районов.



1-озера Северо-Минусинской впадины, 2 – озера Южно-Минусинской впадины

Рисунок 4.17 — Диаграммы полей устойчивости минералов с нанесением данных по химическому составу озер Минусинских впадин

Хотя и, согласно (Покровский и др., 2001, Путеводитель ..., 2005, Геологическая эволюция..., 2007), подземные воды Минусинских впадин, питающие озерные воды, насыщены монтмориллонитами и кальцитом и возможно значительное влияние процессов испарительного концентрирования на формирование состава, все же рассматриваемая система озерные воды – порода не может эволюционировать до столь высоких стадий – равновесие с альбитом, анальцимом и т.д.

Воды всех рассматриваемых озер насыщены кальцитом, доломитом, магнезитом. Согласно анализу величин параметра насыщенности (табл. 4.20) воды в большей степени насыщены доломитом, параметр насыщенности изменяется от 2,3 до 8,0, в меньшей степени кальцитом и магнезитом, параметры насыщенности которыми изменяются от 0,2 до 3,1 и от 0,64 до 3,6, соответственно.

Согласно рисунку 4.18, насыщенность вод рассматриваемыми минералами значительно

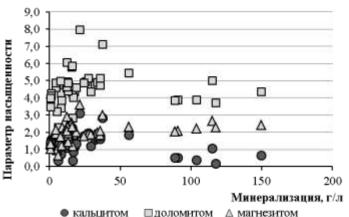


Рисунок 4.18 - Зависимость насыщенности озерных вод Минусинских котловин кальцитом, доломитом, магнезитом от величины минерализации

растет с увеличением минерализации до 20 г/л, после чего с ростом минерализации до 150 г/л происходит стабилизация и значительного роста параметра насыщенности уже не отмечается. Таким образом, в водах озер складываются условия не благоприятные для накопления кальция в растворе, что отражается в весьма низких концентрациях последнего в рассматриваемых водах.

Среди минералов группы карбонатов натрия отмечается насыщение озерных вод

в отдельных точках только гейлюсситом. При этом состояние насыщения или равновесия отмечается для озер карбонатного типа. В состоянии насыщения гейлюсситом находятся воды озер Куринка и Улугколь, в состоянии равновесия находятся воды озер Усколь и Терпекколь (табл. 4.20). Воды озер сульфатнонатриевого типа далеки от насыщения гейлюсситом, параметры насыщенности изменяются от -6,3 до -1,4. Воды всех озер далеки от насыщения такими минералами как нахколит, трона, сода. Параметр насыщенности вод этими минералами изменяется от -7,8 до -1,8 для нахколита, от -10,5 до -2,3 для троны и от -8,9 до -3,1 для соды.

Таблица 4.20 – Параметр насыщенности озерных вод карбонатными минералами

				Параметр	насыщенност	ги							Параметр	насыщенно	ости		
Озеро	Дата	кальцитом	доломитом	магнезитом	гейлюситом	нахколитом	троной	содой	Озеро	Дата	кальцитом	доломитом	магнезитом	гейлюситом	нахколитом	троной	содой
	•	C	Северо-Минус	синская котло	вина				Власьево	2014	1,4	4,9	2,2	-4,1	-5,7	-7,5	-6,9
Шира	2009	2,0	5,8	2,5	-2,0	-4,2	-5,6	-5,5	Матарак	2011	1,3	3,8	1,3	-6,1	-7,5	-10,4	-8,8
Шира	2011	1,1	4,4	1,9	-3,4	-4,7	-6,1	-6,0	Матарак	2014	1,2	3,5	1,0	-6,3	-7,6	-10,5	-8,9
Шира	2012	0,3	2,8	1,2	-5,0	-5,5	-7,0	-6,8	Шунет	2011	1,3	4,4	1,8	-4,0	-5,5	-7,2	-6,8
Шира	2013	1,1	4,3	1,9	-3,6	-4,9	-6,4	-6,1	Шунет	2012	1,5	4,7	1,9	-3,7	-5,4	-7,1	-6,7
Шира	2014	0,8	4,0	1,9	-3,9	-4,9	-6,3	-6,1	Шунет	2014	1,3	4,6	2,0	-3,6	-5,1	-6,6	-6,4
Белё (большой плёс)	2012	1,1	4,3	1,9	-4,1	-5,4	-7,1	-6,7	Доможаково	2011	1,4	4,0	1,3	-6,0	-7,5	-10,4	-8,8
Белё (большой плёс)	2012	0,7	3,4	1,4	-5,0	-5,9	-7,6	-7,2	Джиримское	2011	1,2	4,6	2,1	-2,7	-4,2	-5,2	-5,4
Белё (большой плёс)	2012	1,3	4,8	2,3	-3,5	-5,0	-6,6	-6,3	Красненькое-1	2011	1,8	5,4	2,3	-1,4	-3,4	-4,5	-4,7
Белё (малый плёс)	2009	1,9	6,1	2,9	-2,0	-4,1	-5,3	-5,3	Красненькое-2	2011	1,8	4,9	1,9	-2,2	-4,1	-5,3	-5,4
Белё (малый плёс)	2011	1,2	4,6	2,2	-3,3	-4,6	-5,9	-5,9	Слабительное	2011	0,3	2,3	0,6	-6,1	-6,6	-9,1	-7,9
Белё (малый плёс)	2012	1,2	4,9	2,4	-3,1	-4,6	-5,9	-5,8	Сульфатное	2011	1,9	5,1	1,9	-2,1	-4,2	-5,5	-5,4
Белё (малый плёс)	2013	1,1	4,6	2,2	-3,4	-4,6	-6,0	-5,9	Сульфатное	2012	1,6	4,7	1,9	-2,4	-4,2	-5,5	-5,5
Белё (малый плёс)	2014	1,1	4,7	2,3	-3,4	-4,6	-6,0	-5,9	Сульфатное	2012	1,7	4,9	2,0	-2,2	-4,1	-5,4	-5,3
Тус	2009	1,1	5,0	2,7	-2,2	-3,5	-4,0	-4,7	Сульфатное	2012	1,6	4,7	1,9	-2,3	-4,1	-5,3	-5,4
Тус	2011	0,2	3,7	2,3	-3,6	-3,9	-4,5	-5,2			жО	но-Минуси	нская котло	вина			
Тус	2012	0,7	4,3	2,4	-2,6	-3,5	-3,9	-4,7	Куринка	2009	2,8	7,1	3,0	1,1	-1,9	-2,3	-3,2
Тус	2013	0,5	3,9	2,1	-3,5	-4,2	-5,0	-5,5	Куринка	2010	1,8	5,1	2,1	-0,8	-2,8	-3,2	-4,0
Тус	2013	0,5	3,8	2,0	-3,6	-4,3	-5,1	-5,5	Улугколь	2009	3,1	8,0	3,6	1,5	-1,8	-2,4	-3,1
Тус	2014	0,4	3,9	2,2	-3,4	-4,0	-4,7	-5,3	Улугколь	2010	2,3	5,9	2,3	-0,7	-3,2	-4,1	-4,4
Утичье-3	2010	1,0	3,2	0,9	-5,7	-6,9	-9,0	-8,1	Усколь	2010	1,8	4,8	1,8	-0,9	-2,8	-3,5	-4,1
Утичье-2	2010	1,3	3,8	1,2	-4,8	-6,3	-8,3	-7,6	Хамысколь	2010	2,0	5,0	1,7	-1,8	-3,9	-5,1	-5,2
Утичье-1	2010	1,4	4,6	1,9	-4,1	-5,7	-7,4	-7,0	Терпекколь	2010	2,1	4,9	1,4	-0,6	-2,9	-3,7	-4,2

С ростом минерализации озерных вод до 40 г/л отмечается значительное увеличение параметра насыщенности рассматриваемыми минералами (рис. 4.19). В водах с минерализацией более 40 г/л роста параметра насыщенности рассматриваемыми минералами не отмечается. Это свидетельствует о наличии в водах барьера, препятствующего насыщению рассматриваемых вод карбонатными минералами натрия. Препятствовать насыщению вод минералами группы карбонатов натрия может насыщенность вод карбонатами кальция и магния, в результате чего происходит удаление из раствора карбонатных ионов, а также насыщенность вод минералами группы монтмориллонита.

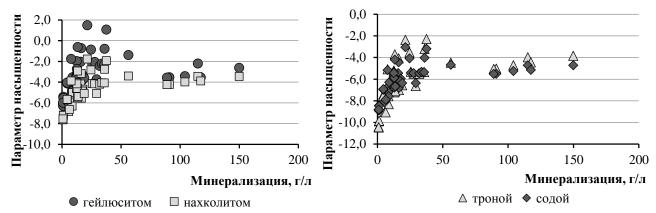


Рисунок 4.19 – Изменение насыщенности озерных вод гейлюсситом, нахколитом, троной и содой с ростом минерализации

Рассматриваемые озерные воды не достигают насыщения сульфатными минералами. Однако, воды наиболее близки к насыщению гипсом и эпсомитом, а в меньшей степени тенардитом, мирабилитом и глауберитом. Некоторые озера, такие как Шира, Беле, Тус, Утичье-3, Утичье-2, Шунет, Красненькое-1, Красненькое-2, Слабительное и Сульфатное близки к состоянию насыщения гипсом, параметр насыщенности изменяется от 0,02 (для озера Красненькое-1) до –0,9 (для озера Шира) (табл. 4.21). В состоянии близком к насыщению эпсомитом находится озеро Тус (параметр насыщенности –0,4), Шунет, Красненькое-1 и Сульфатное. Воды всех озер далеки от насыщения тенардитом, параметр насыщенности составляет от –8,3 до –1,6, мирабилитом (от –8,0 до –1,3), глауберитом (от –10,8 до –1,4). Зависимость величины параметра насыщенности от минерализации имеет схожую тенденцию, что для минералов рассмотренных ранее (рис. 4.20).

Рассматриваемые озерные воды далеки от состояния насыщения сильвином и галитом, параметры насыщенности изменяются от -7,8 до -3,3 и от -7,1 до -1,8 соответственно. Наиболее близко к насыщению галитом находятся воды озера Тус.

Таблица 4.21 – Параметр насыщенности озерных вод сульфатными, хлоридными и фторидными минералами

0	П	Параметр насыщенности										
Озеро	Дата	гипсом	эпсомитом	тенардитом	мирабилитом	глауберитом	сильвином	галитом	флюоритом			
			Cei	веро-Минусин	ская котловина							
Шира	2009	-0,9	-1,5	-3,6	-3,2	-4,0	-5,5	-4,0	-1,6			
Шира	2011	-1,0	-1,4	-3,4	-3,0	-4,0	-5,7	-4,0	-1,7			
Шира	2012	-1,1	-1,4	-3,5	-3,2	-4,2	-5,4	-4,0	-1,7			
Шира	2013	-1,0	-1,4	-3,5	-3,2	-4,1	-5,4	-4,0	-1,9			
Шира	2014	-1,2	-1,3	-3,5	-3,1	-4,3	-5,5	-4,0	-1,6			
Белё (большой плёс)	2012	-1,1	-1,4	-4,1	-3,8	-4,8	-5,8	-4,6	-1,8			
Белё (большой плёс)	2012	-1,0	-1,4	-4,1	-3,8	-4,7	-5,8	-4,6	-1,8			
Белё (большой плёс)	2012	-1,2	-1,4	-4,0	-3,7	-4,8	-5,7	-4,6	-1,5			
Белё (малый плёс)	2009	-1,3	-1,4	-3,8	-3,4	-4,6	-5,6	-4,3	-1,2			
Белё (малый плёс)	2011	-1,3	-1,5	-3,6	-3,3	-4,5	-5,7	-4,2	-1,0			
Белё (малый плёс)	2012	-1,4	-1,4	-3,7	-3,4	-4,7	-5,4	-4,2	-1,7			
Белё (малый плёс)	2013	-1,4	-1,5	-3,7	-3,4	-4,7	-5,5	-4,3	-1,1			
Белё (малый плёс)	2014	-1,5	-1,4	-3,7	-3,3	-4,7	-5,5	-4,3	-1,1			
Tyc	2009	-1,0	-0,6	-2,0	-1,7	-2,6	-3,6	-2,0	-2,3			
Tyc	2011	-1,5	-0,5	-2,1	-1,7	-3,1	-3,6	-2,0	-2,2			
Tyc	2012	-1,0	-0,4	-1,6	-1,3	-2,2	-3,3	-1,8	-2,0			
Tyc	2013	-1,2	-0,8	-2,5	-2,1	-3,2	-3,6	-2,2	-1,3			
Tyc	2013	-1,2	-0,8	-2,4	-2,1	-3,2	-3,6	-2,2	-1,3			
Tyc	2014	-1,3	-0,7	-2,2	-1,9	-3,1	-3,5	-2,1	-2,5			
Утичье-3	2010	-0,5	-1,6	-4,8	-4,5	-4,9	-5,8	-4,7	-1,2			
Утичье-2	2010	-0,1	-1,4	-4,3	-4,0	-4,0	-5,9	-4,4	1,0			
Утичье-1	2010	-1,4	-2,0	-5,0	-4,7	-5,9	-6,1	-4,9	-1,5			
Власьево	2014	-1,4	-1,9	-5,1	-4,7	-6,1	-6,0	-5,1	-1,7			
Матарак	2011	-2,1	-3,2	-7,4	-7,1	-9,2	-7,8	-7,1	-1,3			
Матарак	2014	-1,8	-3,1	-7,1	-6,8	-8,5	-7,7	-6,9	-1,1			

Продолжение таблицы 4.21

0	Дата	Параметр насыщенности										
Озеро		гипсом	эпсомитом	тенардитом	мирабилитом	глауберитом	сильвином	галитом	флюоритом			
	•		Cei	веро-Минусин	ская котловина	•	•	•				
Челас-Коль	2011	-1,8	-3,1	-7,1	-6,8	-8,5	-7,4	-6,8	-1,0			
Челас-Коль	2014	-1,6	-3,0	-6,9	-6,6	-8,1	-7,4	-6,7	-0,8			
Шунет	2011	-0,5	-1,2	-3,8	-3,5	-3,9	-5,9	-3,9	-1,1			
Шунет	2012	-0,4	-1,1	-3,8	-3,5	-3,8	-5,4	-3,9	-1,1			
Шунет	2014	-0,5	-0,9	-3,4	-3,1	-3,5	-4,7	-3,6	-0,8			
Доможаково	2011	-2,9	-4,1	-8,3	-8,0	-10,8	-6,8	-6,7	-1,1			
Джиримское	2011	-1,6	-1,9	-3,5	-3,2	-4,7	-5,8	-3,8	-2,1			
Красненькое-1	2011	0,0	-0,7	-1,8	-1,5	-1,4	-4,5	-2,8	-1,8			
Красненькое-2	2011	-0,2	-1,2	-2,6	-2,3	-2,4	-5,9	-3,7	-0,7			
Слабительное	2011	-0,8	-1,7	-4,3	-4,0	-4,7	-6,0	-4,7	-1,5			
Сульфатное	2011	0,1	-1,1	-2,6	-2,3	-2,1	-5,4	-3,4	-1,9			
Сульфатное	2012	-0,1	-1,0	-2,4	-2,1	-2,1	-4,9	-3,2	-0,7			
Сульфатное	2012	-0,1	-1,0	-2,4	-2,1	-2,1	-4,9	-3,2	-0,2			
Сульфатное	2012	-0,1	-1,0	-2,3	-2,0	-2,0	-4,8	-3,1	-0,2			
			Ю	жно-Минусин	ская котловина							
Куринка	2009	-1,3	-2,2	-2,5	-2,2	-3,4	-4,6	-2,9	-1,7			
Куринка	2010	-1,5	-2,4	-2,6	-2,2	-3,7	-4,7	-2,8	-			
Улугколь	2009	-1,7	-2,4	-3,1	-2,8	-4,4	-5,3	-3,4	-2,2			
Улугколь	2010	-1,5	-2,6	-3,4	-3,1	-4,5	-5,1	-3,6	-1,7			
Усколь	2010	-1,5	-2,7	-3,8	-2,7	-1,5	-5,7	-3,4	0,0			
Хамысколь	2010	-1,9	-3,3	-5,8	-3,3	-1,9	-6,1	-4,0	-0,2			
Терпекколь	2010	-2,1	-3,9	-5,3	-3,9	-2,1	-5,9	-3,8	0,6			

Стоит отметить, что озерные воды весьма близки к насыщению флюоритом, среднее значение параметра насыщенности составляет -1,3. В состоянии насыщения флюоритом находятся воды озер Утичье-2 и Терпекколь, параметры насыщенности составляют 1,0 и 0,6 соответственно. В околоравновесном состоянии находятся воды озер Усльфатное, Усколь и Хамысколь, параметры насыщенности изменяются от -0,2 до 0,05.

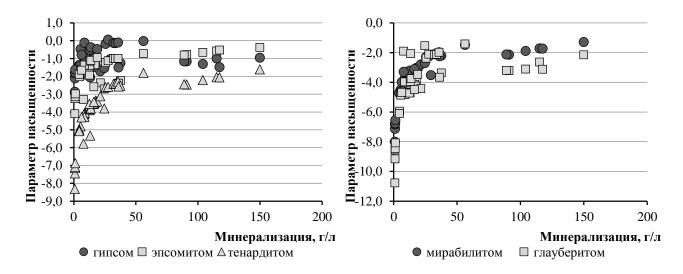


Рисунок 4.20 – Изменение насыщенности озерных вод гипсом, эпсомитом, тенардитом, мирабилитом, глауберитом с ростом минерализации

По состоянию насыщения вод вторичными минералами рассматриваемые озера относятся к двум геохимическим типам: кремнистому сульфатно-натриевому, равновесному с кальцитом и глинами с высокими содержаниями сульфат-иона, и кремнистому хлориднонатриевому, равновесному с кальцитом и глинами с высокими содержаниями хлорид-иона. Однако по сравнению с химическим составом тех же геохимических типов подземных вод Тувинской впадины озерные воды характеризуются более щелочной средой, высокой минерализацией и всех макрокомпонентов. Столь высокие содержания химических элементов и щелочной характер среды озерных вод определяется особенностями взаимодействия вод с горными породами в условиях испарительного концентрирования, детали которого будут показаны в разделе 4.3.

Результаты анализа минерального состава вторичной фазы некоторых озер, отраженные на рисунке 4.21, показывают, что солевые отложения озер представлены преимущественно 4 фазами – кварцем, кальцитом, тенардитом и альбитом.

В составе солевых отложений озера Куринка присутствуют практически в равных

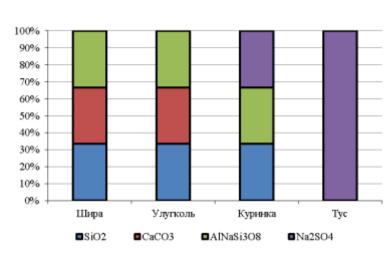


Рисунок 4.21 – Минералогический состав отложений в некоторых озерах Минусинских впалин

соотношениях следующие основные минеральные фазы кварц, альбит, тенардит. В озере Шира и Улугколь состав солевых отложений близок и представлен в равных долях кварцем, кальцитом альбитом. Солевые отложения озера Tyc полностью представлены тенардитом, однако в таблице 4.19 параметр насыщенности вод озера Тус тенардитом изменяются от -2,2 до -1,6, что свидетельствует об отсутствии состояния насыщенности рассматриваемым минералом.

установления параметров водной среды, при которых возможно осаждения из озера Тус тенардита было выполнено физико-химическое моделирование.

Для физико-химического моделирования был использован программный продукт «Селектор». В состав модели включены следующие независимые компоненты: Al - Na - K - Mg - Fe - Ca - N - H - O - Si - C - Cl - S - e, где e – электрон. В число вероятных соединений включено порядка 300 зависимых компонентов, из них 235 – компоненты водного раствора, 17 – газы, 27 – твердых фаз минеральных веществ. Процесс испарения имитировался посредством удаления растворителя из раствора в отношении 0, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 %.

Согласно рисунку 4.22 на первых этапах моделирования процессов испарения в водах складываются благоприятные условия для образования из вод магнезита, гетита, хлорита. Преобладающей фазой является магнезит, доля которого составляет более 99 %. С ростом доли испарившейся влаги концентрации основных ионов возрастают. При достижении доли испарившегося раствора до 60 % из раствора происходит образование гипса, доля которого в образующейся вторичной фазе составляет 9 %. На этих этапах отмечается снижение концентрации сульфат-иона, магния и кальция. При 90 % удалении воды из раствора происходит формирование тенардита. Образование тенардита на стадии практически полного пересыхания озера весьма хорошо согласуется с наблюдениями на реальном объекте, когда тенардит образуется по берегам озера Тус во время очень жаркого лета.

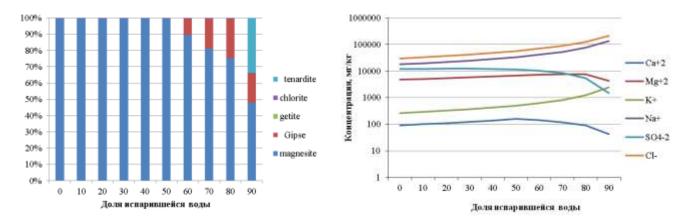


Рисунок 4.22 — Результаты физико-химического моделирования процессов вторичного минералообразования при испарении вод в озере Tyc

Химический состав солевых отложений озер, представленный в таблице 4.22, согласуется с описанным выше их минеральным составом. Согласно анализу таблицы 4.22 ведущими компонентами в составе являются литофильные элементы — Al, Na, Ca, K, Mg. Это характерно для всех озер, кроме озера Тус, в составе которого преобладает натрий, входящий в состав тенардита.

Совместное исследование химического состава солевых отложений и геохимических типов вод, как элементов гидрогенно-минерального комплекса, позволяет проследить процессы перераспределения элементов при эволюционном развитии системы вода-порода. Обогащение вод химическими элементами процесс весьма сложный и определяется масштабами поступления химических элементов в раствор, особенностью их водной миграции и удалением из раствора с формирующейся вторичной фазой. При этом необходимо учитывать единство процесса взаимодействия воды с горными породами, характеризующегося с одной стороны рассеянием химических элементов в водах, а с другой – их концентрированием во вторичных минеральных осадках. Ранее это факт практически не учитывался исследователями и для оценки интенсивности миграции элементов в одной среде процессы их связывания вторичной фазой практически не рассматривались.

Представление о равновесно-неравновесном состоянии системы вода-порода позволяет дать теоретическое обоснование формированию составу природных вод и механизму обогащения химическими элементами вод и донных отложений в зависимости от масштабов разрушения горных пород и стадии взаимодействия системы вода-порода. Непрерывность растворения одних и формирования других минералов на разных стадиях развития этой системы обеспечивает перераспределение каждого химического элемента системы между жидкими и вторичными минеральными фазами в строго заданных пропорциях. Таким образом,

появляется возможность оценки интенсивности миграции химических элементов в условиях зоны гиперегенза с учетом единства процесса взаимодействия в системе вода-порода.

Таблица 4.22 – Химический состав солевых отложений некоторых озер Минусинских впадин, мг/кг

Элемент мг/кг	Усколь	Хамысколь	Терпекколь	Утичье 3	Тус	Куринка	Улугколь
Ag	2,134	63,91	41,08	4,064	0,4	<0,1	0,2
Al	9605,7	22332,76	20086,1	28821,2	18,2	5452,2	13159,4
As	7,987	6,144	3,441	3,625	<0,1	1,6	8,7
В	18,44	23,71	57,99	138,84	2,9	2,2	48,2
Ba	241,78	191,37	359,62	343,92	11,2	19,5	202,0
Be	0,616	2,124	1,480	2,487	<0,05	< 0,05	0,4
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ca	36351,1	25941,0	20831,4	76418,4	<5,0	5902,4	68784,9
Cd	0,535	0,691	0,721	1,679	<0,05	1,0	1,0
Co	3,678	4,437	7,240	15,88	<0,1	3,8	4,2
Cr	10,79	17,46	13,46	49,20	1,6	19,9	15,1
Cu	4,95	15,83	7,24	33,14	1,2	1,4	8,2
Fe	10776,1	14521,9	9633,9	24705,4	85,6	8806,8	8986,1
K	3519,8	8321,6	4170,7	11808,6	95,8	973,7	4954,2
Li	45,86	17,05	9,21	26,82	19,6	25,9	43,4
Mg	5205,8	6369,3	6597,1	20828,5	387,0	3994,0	31872,5
Mn	228,8	404,9	395,0	769,1	2,2	154,2	344,6
Mo	0,660	1,393	2,272	2,052	0,2	<0,1	1,6
Na	45295,4	49294,1	73231,4	8506,1	257684,6	35717,1	17382,5
Ni	5,434	11,046	7,821	27,978	3,8	13,7	9,9
Pb	3,55	9,24	10,05	10,54	0,6	<0,1	4,6
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,6	2,0	3,6
Se	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	5,2	1,8	6,0
Si	3472,94	1478,11	427,04	1028,24	169,3	1245,6	970,3
Sn	<0,1	<0,1	0,707	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sr	183,07	155,48	217,89	999,31	5,6	61,9	898,6
Te	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	7,8	8,9	12,4
Ti	1038,88	801,41	980,98	1258,77	4,4	538,4	396,4
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
V	34,17	29,07	30,51	64,94	1,0	19,3	26,7
W	<0,1	<0,1	<0,1	5,11	3,4	2,6	10,8
Zn	18,87	194,27	36,54	82,18	8,6	17,1	30,5
Zr	20,61	29,38	32,73	29,90	_	_	_

Процессы перераспределения химических элементов в системе вода – вторичная порода рассмотрены на примере озер Хамысколь, Терпекколь, Усколь приуроченных к Южно-Минусинской впадине, и на примере озера Тус в Северо-Минусинской впадине.

На протяжении многих лет при оценке миграции химических элементов игнорировались процессы, происходящие при взаимодействии вод с горными породами, а учитывалась только водная миграция химических элементов.

Для оценки интенсивности миграции при гидрогеохимических исследованиях обычно используется коэффициент водной миграции K_x , предложенный Б.Б. Полыновым и получивший дальнейшее развитие в работах А.И. Перельмана; K_x , определяется по формуле:

$$K_x = \frac{m_x * 100}{a * n_x},\tag{4.1}$$

где а — сумма минеральных веществ, растворенных в воде, г/л; m_x — содержание элемента х в воде, г/л; n_π — содержание того же элемента в породах (%).

Величина коэффициента водной миграции отражает склонность элементов к переходу в раствор относительно кларка земной коры.

Значения коэффициентов водной миграции химических элементов в рассматриваемых озерах приведены в таблице 4.23. Наибольшие значения коэффициента водной миграции отмечаются для натрия, которые составляют десятки единиц, наименьшие свойственны алюминию и кремнию в связи с их большой ролью в образовании вторичных алюмосиликатных минералов. Для большинства петрогенных химических элементов коэффициент водной миграции составляет десятые и сотые доли. Вместе с тем в оз. Тус эти значения увеличиваются, благодаря увеличению концентраций элементов в воде, в частности, это характерно для магния и калия.

Таблица 4.23 — Коэффициент водной миграции химических элементов в озерах Минусинских впадин

Название озера	Минера- лизация, г/л	Na	Ca	Mg	К	Ba	Ag	Sr	Si	Al	Li	Zn
	Карбонатный тип рассола											
Хамысколь	7,94	12,8	0,06	0,26	0,06	0,02	0,092	0,41	0,00035	0,0000071	0,38	0,0068
Терпекколь	12,77	17,2	0,02	0,02	0,01	0,01	0,057	0,057	0,00099	0,00025	0,11	0,0093
Усколь	24,46	15,1	0,01	0,04	0,03	0,0035	0,030	0,096	0,000098	0,00004	0,39	0,0055
Сульфатно натриевый тип рассола												
Тус	115,61	10,5	0,06	5,30	0,12	_	_	0,23	0,000006	0,000003	0,39	0,0024

При всех достоинствах коэффициента водной миграции он не в полной мере оценивает миграционную способность элементов, т.к. при его расчете не учитывается состав образующихся вторичных минеральных продуктов, которые в своем составе связывают некоторые элементы.

Исходя из того, что все элементы, переходящие в раствор из первичной породы, распределяются между вторичной минеральной фазой и водным раствором, геохимическая подвижность химических элементов должна оцениваться с учетом процессов, происходящих при взаимодействии в системе вода-порода.

Исходя из этого, интенсивность миграции химических элементов позволяет оценить коэффициент геохимической подвижности (Шварцев, 1998), представляющей собой отношение содержания элемента в растворе к его содержанию в продуктах, образованных в результате разрушения водой первичных пород.

Коэффициент геохимической подвижности K_{π} определяется по следующей формуле (Шварцев, 1998):

$$K_{n} = \frac{m_{x} * 100}{a * n_{n}}, \tag{4.2}$$

где, а — сумма минеральных веществ, растворенных в воде, г/л; m_x — содержание элемента х в воде, г/л; n_π — содержание (%) исследуемого элемента в продуктах химического выветривания или их аналогов (почвах, торфах и т.д.).

Коэффициент геохимической подвижности, также как и коэффициент водной миграции является величиной условной, позволяющей оценить долю выноса элементов раствором относительно доли, связываемой вторичными минералами.

Анализ коэффициента геохимической подвижности, представленного в таблице 4.24, позволяет проследить процессы перераспределения химических элементов в озерных системах между водой и вторичной фазой.

Таблица 4.24 – Коэффициент геохимической подвижности химических элементов в озерах Минусинских впадин

Название озера	Минера- лизация, г/л	Ag	Na	К	Mg	Ca	Sr	Si	Ba	Zn	Li	В
	Карбонатный тип											
Хамысколь	7,9	0,002	30,8	0,16	0,62	0,047	0,35	0,15	0,06	0,0068	0,51	7,18
Терпекколь	12,8	0,002	16,3	0,06	0,058	0,043	0,18	0,25	0,023	0,023	0,201	11,96
Усколь	24,5	0,00009	14,4	0,11	0,06	0,007	0,062	0,04	0,0078	0,011	0,261	4,71
Сульфатнонатриевый тип рассола												
Tyc	114,6	0,038	24,8	1,06	6,05	0,043	0,046	0,016	0,0037	0,028	1,041	23,78

Коэффициент геохимической подвижности в условиях карбонатного рассола с ростом минерализации уменьшается для Na, Mg, Sr, Ba, Ca, что обусловлено наличием благоприятных условий, способствующих накоплению этих элементов во вторичных осадках. В сульфатных

рассолах значения коэффициента геохимической подвижности этих элементов более высокие, что связано с возможным уменьшением процессов накопления их в водной среде.

4.3 Механизмы взаимодействия вод с горными породами

Приведенные данные показывают, что в пределах относительно небольшой территории в близких климатических условиях формируются разнообразные по составу и солености воды. На основе анализа механизмов формирования и совокупности факторов, среди которых – условия разгрузки, приуроченность к определенным водовмещающим отложениям, особенности поведения химических элементов в водах, рассмотренные воды межгорных котловин разделяются на четыре группы как воды зоны выщелачивания, воды континентального засоления, воды выщелачивания солей и воды растворения и окисления рудных минералов. Как показано выше, все эти воды различаются по химическому составу, следовательно, характеризуются и специфическими процессами формирования, которые следует охарактеризовать детально.

В условиях горного обрамления Тувинской впадины воды выщелачивания залегают преимущественно в алюмосиликатных породах и питаются за счет атмосферных осадков, которые выступают первоначальным агентом для извлечения и транспорта химических элементов в подземные воды. Проникая в горные породы, взаимодействуя с первичными алюмосиликатными минералами, с которыми они не равновесны, воды их растворяют и обогащаются химическими элементами, прежде всего катионами (Геологическая эволюция..., 2007). Приуроченность этих вод преимущественно к горному обрамлению Тувинской впадины определяет весьма интенсивный водообмен и, соответственно, малое время их взаимодействия горными породами. В анионном составе маломинерализованных вод выщелачивания начальных стадий взаимодействия в системе вода—порода преобладает гидрокарбонат-ион, который образуется за счет процессов нейтрализации продуктов гидролиза алюмосиликатных минералов по следующему механизму:

$$MsiAlO_n + H_2O \rightarrow M^{n+} + OH^- + HalSiOn$$

 $OH^- + CO_2 \rightarrow HCO_3^-$

Именно гидролиз алюмосиликатных минералов для группы вод выщелачивания является определяющим в формировании химического состава гидрогеохимическим процессом. На начальных стадиях эволюции системы вода—порода формируется преимущественно гидрокарбонатный кальциевый тип вод. Ввиду малого времени взаимодействия воды достигают равновесия лишь с каолинитом.

В условиях степных и лесостепных ландшафтов Тувинской впадины формируется особый испарительный режим подземных вод, в данной работе это континентального

засоления. Неглубокое залегание рассматриваемых вод от поверхности земли предопределяет их подверженность процессам испарительного концентрирования, вследствие чего происходит увеличение концентрации всех химических элементов и, соответственно, величины общей минерализации. Однако, при сопоставлении коэффициентов концентрирования химических элементов в подземных водах по отношению к атмосферным осадкам близость их величин отмечается только для сульфат-иона и хлорид-иона (табл. 4.25). Для остальных ионов характерны меньшие коэффициенты концентрирования, что является результатом удаления химических элементов из раствора. Очевидно, что в рассматриваемых условиях формирование химического состава подземных вод не может определяться исключительно процессами испарительного концентрирования, важнейшую роль здесь также играет их взаимодействие с горными породами. Таким образом, механизм формирования химического состава рассматриваемых вод предполагает три аспекта: поступление химических элементов в результате гидролиза алюмосиликатных минералов, увеличение концентраций химических элементов в подземных водах в результате испарительного концентрирование и их удаление с образующейся вторичной фазой. Рассмотрим три этих аспекта детально.

Таблица 4.25 — Коэффициенты концентрирования химических элементов в подземных водах зоны континентального засоления Тувинской впадины относительно атмосферных осадков

Название	HCO ₃	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg^{2+}	Na ⁺	K^{+}
Родник Час-Адыр	14,0	4,8	5,5	18,9	15,5	1,0	0,8
Родник Торголык	11,3	22,3	29,6	13,9	15,5	13,8	1,1
Родник Торгалык северный	11,8	24,2	22,9	13,8	14,5	14,3	0,9
Родник Кызыл-Дуруг	10,4	23,2	29,6	12,8	14,4	12,7	0,8
Родник Сенек верхний-2	22,4	65,8	68,0	15,0	88,7	33,9	2,4
Родник Сенек верхний- 4	21,4	64,2	66,7	16,1	77,6	32,2	3,7
Родник-1 (центральная Тува)	32,3	7,6	10,3	33,9	51,1	10,7	4,0
Родник-2 (центральная Тува)	32,6	7,6	9,8	31,7	57,6	10,4	5,1
Скважина Тос-Булак	60,6	112,4	99,8	21,5	196,9	100,9	3,1
Родник на южном берегу оз. Дус-Холь (Сватиково)	30,4	515,4	518,3	32,8	263,6	204,8	5,0
Скважина на южном берегу оз. Дус-Холь	20,1	290,0	344,2	27,8	148,7	122,2	3,8

В рассматриваемых условиях формируется три основных химических типа вод: содовые, сульфатные и хлоридные воды. Так, подземные воды с минерализацией до 1,7 г/л, характеризуются принадлежностью к содовому типу и соответствуют начальным стадиям формирования состава в рамках предложенного механизма. Воды равновесны с каолинитом,

монтмориллонитами и кальцитом, последние выступают барьером для накопления кальция в растворе, что определяет трансформацию вод по содовому типу. Испарение в данных условиях играет незначительную роль, что выражается в относительно невысокой минерализации вод и низких величинах коэффициентов концентрирования (табл. 4.23).

В условиях высокого испарения содовые воды в чистом виде формируются редко, поскольку накопление хлорид-иона и сульфат-иона трансформируют их в хлоридносульфатные натриевые воды, которые пользуются более широким распространением в рассматриваемых условиях. Наибольшую степень трансформации в результате испарительного концентрирования претерпевают озерные воды районов с аридным климатом, которые в данной работе рассматриваются на примере озер Минусинских межгорных впадин. Как и в Тувинской впадине, в пределах Минусинских межгорных впадин наибольшим распространением пользуются девонские и каменноугольные отложения. Кроме этого, Тувинская и Минусинские впадины характеризуются распространением степного ландшафта, который формируется в близких климатических условиях.

Согласно анализу рисунку 4.23, положение точек соответствующих химическому составу озер Минусинских впадин на диаграмме свидетельствует о значительном влиянии на формирование состава озерных вод процессов испарительного концентрирования при ведущей роли процессов взаимодействия в системе вода-порода.

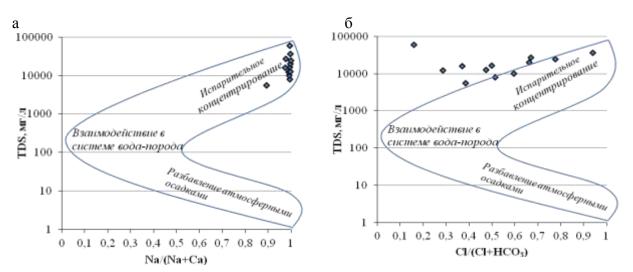


Рисунок 4.23 –Диаграмма Гиббса с нанесение данных по химическому составу озер Минусинских впадин

Для наглядной демонстрации степени влияния испарения на накопление в озерных водах основных ионом проведено их сопоставление с хлорид-ионом – стабильным компонентом, который накапливается в растворе и не удаляется при взаимодействии с горными породами и не формирует вторичных минералов, пока воды не достигают значительной солености

(Дривер, 1985).

4.24 a, Положение точек на рисунке свидетельствуют 0 преимущественно пропорциональном концентрировании сульфат-иона В процессе испарительного концентрирования наряду с хлорид-ионом. Диаграмма зависимости концентрации ионов натрия от концентрации хлорид-иона на рис. 4.24 б, показывает, что большинство точек ложатся что свидетельствует о наличии влияния процессов концентрирование ионов натрия в растворе, при совместном действии других процессов. В водах с минерализацией 1,3–3,8 г/л ($\lg m_{Cl} \le 1$) наблюдается более активное поступление ионов натрия в результате растворения алюмосиликатов. В водах с минерализацией 4,7-115,07 г/л интенсивность накопления ионов натрия и хлорид-иона практически выравниваются, ведущим процессом концентрирования ионов натрия является испарение. Следовательно, процессы испарительного концентрирования имеют определяющее значение в повышении содержания натрия при формировании более минерализованных вод озер.

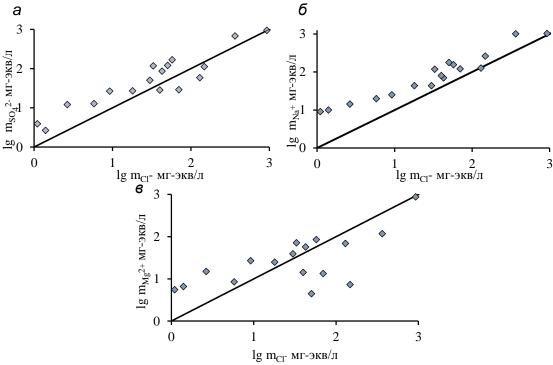


Рисунок 4.24 — Зависимость концентрации сульфат-иона (а), ионов натрия (б), ионов магния (в) от концентрации хлорид-иона в водах соленых озер Северо-Минусинской впадины. Линия с наклоном 45° соответствует положению точек, ожидаемому при простом испарении

На начальных стадиях в слабосолоноватых водах отмечается поступление ионов магния в раствор за счет выветривания горных пород и наложенное влияние процессов испарения. В более соленых озерах отмечаются процессы удаления ионов магния из раствора (рис. 4.24).

Подобное поведение обусловлено связыванием ионов магния во вторичные минералы, что активизируется под действием процессов испарительного концентрирования. Процессы удаления ионов магния из раствора наблюдаются в озерах Слабительное, Джирим, Шунет, Горькое, Красненькое 1 и Красненькое 2.

Концентрация карбонатных ионов и ионов кальция практически не изменяется при увеличении содержаний хлорид-иона, и, следовательно, процессы испарительного концентрирования не играют существенной роли в концентрировании указанных ионов (рис. 4.25). Определяющими для рассматриваемых ионов являются процессы взаимодействия в системе вода-порода, а именно насыщенность вод соответствующей вторичной минеральной фазой.

Карбонатный барьер является основным лимитирующим фактором накопления кальция в растворе на начальных стадиях взаимодействия вод с горными породами. По мере увеличения солености вод возникает сульфатный барьер, значение которого для рассматриваемых вод не столь велико. Безусловно, процессы испарения способствуют увеличению концентрации ионов кальция в растворе, но карбонатный барьер поддерживает ее на одном уровне, что показано на рисунке 4.25.

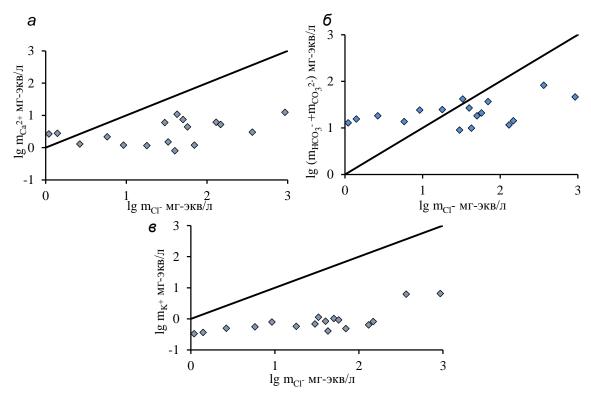


Рисунок 4.25 — Зависимость концентрации ионов кальция (а), карбонатных ионов (б), ионов калия (в) от концентрации хлорид-иона в водах соленых озер Северо-Минусинской впадины. Линия с наклоном 45° соответствует положению точек, ожидаемому при простом испарении

Согласно рисунку 4.25 в, процессы испарения практически не оказывают влияния на концентрирование в растворе ионов калия. Положение точек на графике обусловлено малой его распространенностью в водовмещающих породах и проявлением процессов вторичного минералообразования.

Подобные диаграммы были построены для озер Южно-Минусинской впадины (рис. 4.26). При наличии незначительных отличий, поведение указанных ионов в озерных водах Южно-Минусинской впадины согласуется с закономерностями, установленными для озерных вод Северо-Минусинской впадины.

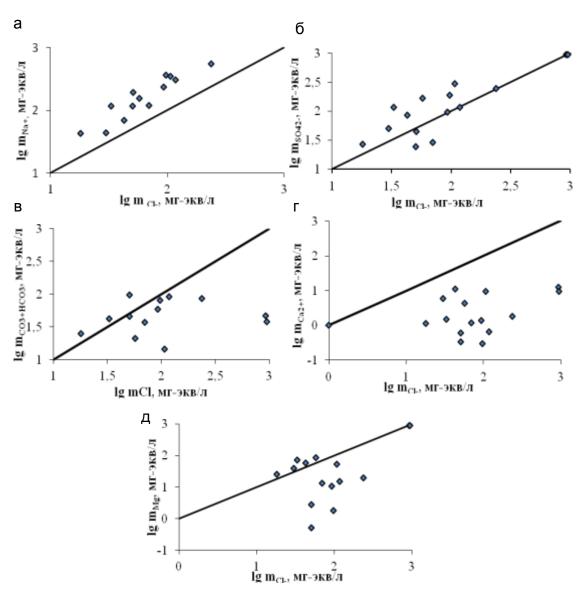


Рисунок 4.26 — Зависимость концентрации ионов натрия (а), сульфат-иона (б), карбонат-иона и гидрокарбонат-иона (в) ионов кальция (г) ионов магния (д) от хлорид-иона в водах соленых озер Южно-Минусинской впадины. Линия с наклоном 45° соответствует положению точек при испарении

Также, подтверждением значительного влияния процессов испарительного концентрирования на формирование состава соленых озер в рассматриваемых аридных условиях являются результаты оценки водного баланса системы озер Шира-Иткуль (Савичев и др., 2015, Гусева и Савичев, 2016). В результате выполненного исследования показано, что в аридной зоне примерно в одинаковых физико-географических условиях могут наблюдаться существенные различия в формировании водного баланса крупных озёр, которые определяют кардинальное различие в минерализации и химическом составе их вод. В рассмотренном случае озёра Шира и Иткуль представляют собой гидравлически связанную систему (каскад) водоёмов, последний из которых выполняет роль сточного водохранилища.

Подземный сток из пресного озера Иткуль в озеро Шира с солёностью 12–30 г/кг ориентировочно составляет 5433–8149 тыс. м³/год (в среднем 6791 тыс. м³/год). С учётом этого только озеро Шира может рассматриваться как бессточный водоём с испарительным механизмом формирования минерализации и химического состава его вод. Озеро Иткуль характеризуется более интенсивным водообменом. Интенсивность водообмена в озере Иткуль примерно в два раза выше, чем в озере Шира, а объём испарения значительно выше в озере Шира и составляет 21.2 млн м³, при этом в озере Иткуль — 13.7 млн м³ — в озере Иткуль. Соответственно, средняя минерализация вод озера Шира примерно в 28 раз выше, чем в озере Иткуль (Савичев и др., 2015).

Согласно анализу параметров насыщенности озерных вод Минусинских впадин и вод континентального засоления Тувинской впадины вторичными минералами в рассматриваемой системе устанавливается равновесие с каолинитом, монтмориллонитом и кальцитом, так же как и в ранее рассмотренных содовых водах. Однако в рассматриваемых водах более высокая степень испарения приводит к трансформации химического типа вод в сульфатный и хлоридный.

Вопрос об источниках сульфат-иона и хлорид-иона в водах зоны континентального засоления является весьма дискуссионным. Согласно (Геологическая эволюция...., 2007), основным источником хлора и серы в водах являются горные породы. При этом по данным (Войткевич и др., 1977) соотношение серы и хлора в осадочных горных породах отличается на целый порядок. Поэтому пропорциональный рост концентраций сульфат-иона и хлорид-иона в водах, соответственно, и трансформация содовых вод в хлоридно-сульфатные происходит под действием процессов испарительного концентрирования. Рост концентраций соответствующих ионов в водах происходит до достижения произведения растворимости гипса, но ни в одном из рассматриваемых родников и озер не достигается этой стадии, поэтому рассматриваемые воды относятся к кремнистому сульфатно-натриевому и кремнистому хлоридно-натриевому

геохимическому типу (Геологическая эволюция..., 2007). Таким образом, механизмом формирования химического состава подземных вод зоны континентального засоления и соленых озер рассматренных межгорных впадин является взаимодействие вод преимущественно с алюмосиликатными горными породами с наложенными процессами испарительного концентрирования.

Кроме процессов испарительного концентрирования качестве ведущих гидрогеохимических процессов в рассматриваемых условиях можно выделить процессы растворения сульфатных и хлоридных солей для подземных вод выщелачивания солей, а также растворение и окисление сульфидных минералов. Все эти подземные воды характеризуются дополнительным поступлением сульфат-иона и хлорид-иона растворения за счет соответствующих минералов. При формировании химического состава вод выщелачивания определяющая принадлежит процессам растворения солей роль уже не только алюмосиликатных минералов, как в предыдущем случае, но и сульфатных и хлоридных солей, которые встречаются в водовмещающих отложениях в пределах Тувинской впадины и ее обрамления (Сугоракова, Ойдуп, 2010). Этот процесс может быть описан следующими реакциями:

$$\begin{aligned} MAlSiO_n + H_2O &\rightarrow M^{n+} + OH^- + HAlSiOn \\ NaCl &\rightarrow Na^+ + Cl^- \\ CaSO_4 &\rightarrow Ca^{2+} + SO_4^{2-} \end{aligned}$$

При этом химический тип вод зависит от состава растворяющихся солей. Так, родник на восточном берегу озера Дус-Холь принадлежат к Cl-SO₄-Na-Mg химическому типу. Соотношения rCl^{-}/rNa^{+} и rSO_{4}^{2-}/rMg^{2+} в этих водах равны 1,1 и 1,0, соответственно. Это свидетельствует о том, что источниками основных ионов являются такие соли, как галит, кизерит и эпсомит. В родниках Хурегечи-1 (нижний) Cl-SO₄-Na-Ca типа и Хурегечи-3 (верхний) Cl-Na-Ca типа, где соотношения rCl^{-}/rNa^{+} и rSO_4^{2-}/rCa^{2+} также близки к единице, основными источниками солей являются галит, гипс или ангидрит. В остальных водах Cl-Na типа величина отношения rCl⁻/rNa⁺ равна 1,0, что свидетельствует о поступление в воды хлорид-иона и иона натрия за счет растворения галита. Лишь родник у озера Чедер характеризуется Cl-Ca-Na составом и соотношением rCl⁻/rNa⁺ равным 2,3, что позволяет предполагать наличие, кроме галита, дополнительного источника хлорид-иона, в качестве которого, судя по величине коэффициента rCl-rNa/rCa, равной 1, может быть хлорид кальция. Однако в отличие от родника Дус-Даг, который приурочен к залежи солей и имеет минерализацию 315 г/л, остальные родники приурочены к терригенным отложениям с вкраплениями указанных солей. Вследствие этого при взаимодействии с ними воды наследуют их состав, но характеризуются относительно невысокой минерализацией до 4,4 г/л.

Основным источником рассматриваемых ионов в водах могут быть такие минералы как гипс, ангидрит, галит и др. Воды ненасыщены указанными минералами и в рассматриваемых условиях могут только растворяться. В тоже время воды находятся в состоянии насыщения каолинитом, Са- и Nа-монтмориллонитами, кальцитом, доломитом. Таким образом, в системе отсутствуют геохимические барьеры для накопления таких ионов, как сульфат-ион и хлоридион. Вместе с тем процессы вторичного минералообразования способствуют выведению с новообразующейся минеральной фазой таких ионов как гидрокарбонат-ион, кальций и магний, увеличение концентраций которых с ростом минерализации не происходит.

Формирование вод растворения и окисления рудных минералов определяется, прежде всего, процессами взаимодействия с алюмосиликатными и сульфидными минералами горных пород. Все эти воды приурочены к горному обрамлению Тувинской впадины. Химический состав вод этой группы свидетельствует о наличии дополнительного источника серы, которым являются водовмещающие отложения, обогащенные сульфидными минералами (Сугоракова, Ойдуп, 2010). В данных условиях происходит переход серы из горных пород в раствор в форме сульфат-иона в результате процесса окисления сульфидных минералов в зонах окисления кислородом, содержащимся в подземных водах. Этот процесс может быть описан следующей реакцией:

$$Me_xS_v + 2y-1O_2 + 2H_2O \rightarrow xMe^{y+} + ySO_4^{2-} + 4H^+$$

Согласно этой реакции окисление сульфидов должно сопровождаться повышением кислотности рассматриваемых вод. Однако рассматриваемые воды характеризуются средним значением рН равным 7,2. Столь высокие величины рН в рассматриваемых водах могут быть объяснены процессами нейтрализации кислотности ионами ОН⁻, образующимися при гидролизе алюмосиликатов. Таким образом, в большинстве рассматриваемых вод масштабы процесса гидролиза алюмосиликатов сопоставимы с масштабами окисления сульфидных минералов.

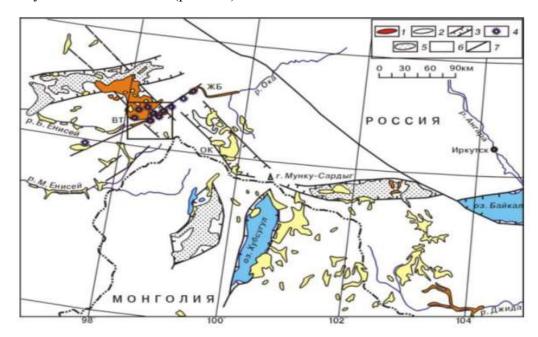
Лишь в одной точке среди рассматриваемых вод наблюдается весьма низкое значение рН: в водах родника Ажиг-Суг величина рН составляет 3,6. Столь высокая кислотность этих вод обусловлена преобладанием процессов окисления сульфидов относительно процессов гидролиза алюмосиликатных минералов.

Активно протекающие процессы окисления сульфидных минералов предопределяют формирование сульфатных вод с высоким отношением $SO_4^{2-}/C\Gamma$, величина которого в рассматриваемых водах составляет от 24,5 до 379,5. Однако рассматриваемые воды не достигают насыщения гипсом и ангидритом. Исключением является родник Ажиг Суг, воды которого насыщены гипсом, что обусловлено в большей степени высокой активностью сульфат-иона. Также согласно анализу степени насыщенности вторичными минералами рассматриваемые воды находятся в состоянии насыщения Са-монтмориллонитом, кальцитом.

Таким образом, специфика химического состава рассматриваемых вод обусловлена влиянием нескольких процессов формирования их состава. Так, для вод континентального засоления определяющим является испарительное концентрирование, для вод растворения и окисления рудных минералов — взаимодействие в системе вода-алюмосиликатные минералы и окисление сульфидов, а для вод выщелачивания солей — растворение эвапоритовых минералов. Совокупность всех перечисленных факторов и процессов обусловила формирование в пределах исследуемых районов столь разнообразных по химическому составу и солености вод.

ГЛАВА 5. МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ЗОНАХ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Зоны тектоно-магматичекой активизации широко распространены в центральной Евразии и приурочены к Алтае-Саянской складчатой области, Байкальской рифтовой зоне и другим регионам, характеризующимся высокой сейсмичностью, неоген-четвертичным и современным базальтовым вулканизмом, а также распространением термальных вод, в том числе и углекислых. Последние рассмотрены на примере углекислых родников, разгружающихся на западном склоне Восточного Саяна (природный комплекс Чойган), расположенных на северовостоке Республики Тыва на границе с Бурятией в районе распространения Восточно-Тувинского вулканического поля (рис. 5.1).



1—2 — базальтовые лавовые поля: 1- позднеплиоценовые — голоценовые, 2 — допозднеплиоценовые, 3 - грабены, 4 — вулканы Тувинского вулканического ареала, 5 — позднекайнозойские терригенные образования, 6 — амагматичные территории, 7 — разломы Вулканические поля (буквенные обозначения): BT — Восточно-Тувинское (Азасского грабена), OK — Окинского грабена, KE — Жом-Болокское.

Рисунок 5.1 — Схема размещения позднекайнозойских вулканических образований в пределах Южно-Байкальской вулканической области (Ярмолюк и др., 2001, Лебедев и др., 2016)

Согласно исследованиям (Лебедев и др., 2016) новейшая история Восточно-Тувинского вулканического ареала весьма насыщена тектоно-магматическими событиями. Только в пределах вулканического поля Азасского грабена за последние 2,5 млн. лет произошло, по меньшей мере несколько вспышек вулканической активности, проявленные почти исключительно в форме лавовых излияний. Столь активная неотектоническая жизнь рассматриваемого района не могла не сказаться на особенностях формирования химического состава подземных вод.

5.1 Природные условия района исследований

В центральной Евразии одним из районов распространения холодных и термальных углекислых вод является Восточный Саян, представляющий собой область современного и недавно потухшего вулканизма. Природный комплекс Чойган находится на западном склоне Восточных Саян, который имеет северо-западное направление с характерным сочетанием обширных плоскогорий и альпийских высокогорий. В истоках р. Казыр Восточный Саян соединяется с Западным, а на севере-западе с горным массивом Кузнецкого Алатау (Гидрогеология СССР, 1972) (рис. 5.2).



Рисунок 5.2 – Орографическая схема востока Тувы (Геология СССР, 1966)

На западе Восточный Саян простирается от верховьев р. Кижи-Хем, в месте примыкания Восточного Саяна к хребту Ергак-Таргак-Тайга, до верховьев р. Белим (Геология СССР, 1966). Хребет Ергак-Таргак-Тайга вместе с хребтом Крыжина образуют наиболее крупный высокогорный узел Восточного Саяна с высотами почти до 3000 м и прекрасно выраженными альпийским формами рельефа. От этого же узла отходит водораздельный Удинский хребет, представляющий высокогорную цепь с резко расчленённым рельефом. В юго–восточном направлении водораздельные хребты Восточного Саяна приобретают характер плосковершинных массивов, но в пределах хребта Большой Саян, восточнее р. Тисса, вновь преобладают альпийские гребни (Зайцев, 1964).

Наряду с резко расчленёнными формами рельефа для Восточного Саяна характерны обширные участки древнего выровненного рельефа, располагающиеся обычно на высоте от

1800—2000 м до 2400—2500 м, в восточной части. В междуречье Хамсары и Большого Енисея и в бассейне верхнего течения р. Ока, в рельефе выделяются также плато, сложенные туфами и лавами, изливавшимися из крупных щитовых вулканов. В бассейне р. Ока имеются также прекрасно сохранившиеся очень молодые вулканические образования (вулканы Кропоткина, Перетолчина и др.) (Зайцев, 1964).

Основные направления крупнейших хребтов и цепей Восточного Саяна совпадают с простиранием главных тектонических структур и важнейших разломов. Общее длительное выравнивание рельефа Восточного Саяна было прервано в неогене сводообразными поднятиями, сопровождавшимися дифференцированными движениями отдельных блоков. Нарастание этих движений, создавших в конце неогена — антропогене современный горный облик Восточного Саяна, сопровождалось в восточной части системы обильным излиянием базальтовых лав, повсеместным интенсивным эрозионным расчленением и неоднократным оледенением наиболее высоко поднятых участков, носившим горно-долинный, а местами полупокровный характер. В западной части Восточного Саяна преобладают плосковерхие хребты, повышающиеся в юго-восточном направлении, и образуют так называемые белогорья (Манское, Канское и др.) и «белки» (Зайцев, 1964).

Объект исследования – подземные воды природного комплекса Чойган расположен на абсолютных отметках 1550-1570 м $(52^{\circ}34'45,98"-52^{\circ}34'59,95"$ с.ш., $098^{\circ}45'17,12"-098^{\circ}45'25,27"$ в.д.). На территории природного комплекса насчитывается 33 выхода подземных вод как холодных, так и термальных (рис. 5.3).

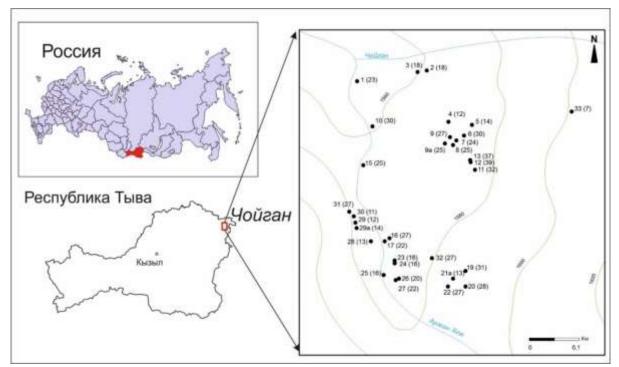


Рисунок 5.3 – Карта расположения природного комплекса Чойган и точек опробования (в скобках указана температура воды)

Родники располагаются в пойме правого и левого берегов р. Аржан-Хем, а также на поверхности первой речной террасы вдоль коренного склона на правом берегу. Общий дебит родников составляет 18 л/с. Родники с повышенным дебитом отмечаются в нижних частях долины реки, а вдоль коренного склона на территории располагаются несколько безводных воронок с углекислым газом. Источники лежат в области распространения самого крупного центра современного оледенения и всего Восточного Саяна — пика Топографов, располагающийся в 10 км на юго-востоке (Галимова, 2012).

В геологическом строении района участвуют разновозрастные породы докембрия: ортои парагнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы, зелёные сланцы, мраморы, кварциты и др. Значительную роль играют также интрузии верхнерифейских гранитойдов и ультрабазитов (Зайцев, 1964).

Родники находятся на границе рифейского Тувино-Монгольского массива с раннекаледонскими сооружениями Восточной Тувы и приурочены к зоне глубинного Азасско-Жомболойского разлома, которая к востоку протягивается в долину р. Сенца. Азасско-Жомболойский разлом прослеживается в субширотном, запад-юго-западном направлении из бассейна Большой Белой в бассейн Большого Енисея и далее на запад, где известен как Хемчикско-Азасский разлом. По совокупности признаков, разлом соответствует понятию «глубинный» (Галимова, 2012).

В районе выходов источников на правом берегу р. Аржан-Хем к зоне разлома приурочен контакт девонских умеренно щелочных гранитов бреньского комплекса с нижнепалеозойскими гранодиоритами таннуольского комплекса (рис. 5.4).

На левом берегу р. Аржан-Хем на поверхность выходят гнейсево—сланцевые отложения билинской свиты. Породы билинской свиты смяты в сложные, изоклинальные складки. Подчиненное значение имеют мраморы и мраморизованные известняки, состоящие из кальцита с примесью кварца, мусковита, биотита, амфибола, залегающие в виде невыдержанных прослоев среди сланцев (Благонравов, 1960). Для этой территории билинская свита выступает ксенолитом среди интрузивных пород (Оргильянов, 2017). Среди четвертичных отложений выделяют рыхлые (аллювиальные, ледниковые) и базальты. Базальты образуют горизонтальные покровы и залегают на интрузивных породах нижнепалеозойского комплекса и перекрывают среднечетвертичные отложения.

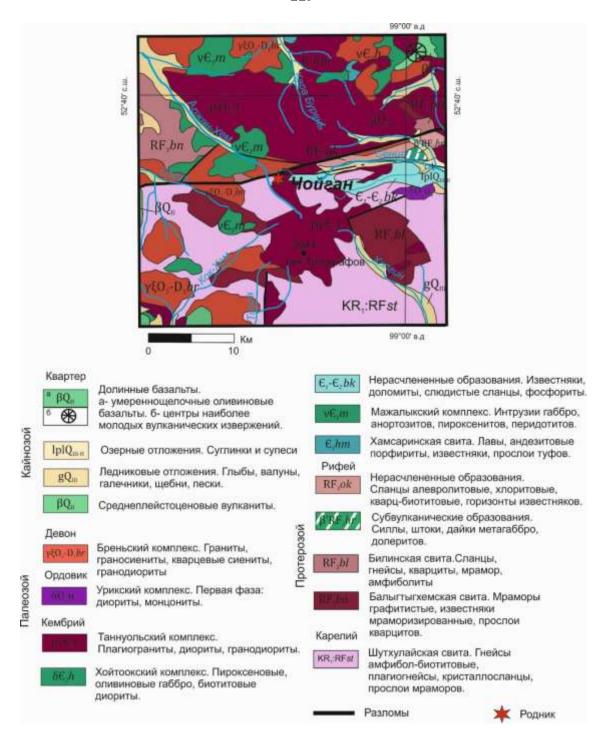


Рисунок 5.4 – Геологическое строение района природного комплекса Чойган (Геологическая карта..., 2012)

В 2 км к северу-востоку от Чойганских источников располагаются небольшие поля нижне-среднечетвертичных кайнозойских базальтов, а в 20 км юго-западнее расположены обширное Восточно-Тувинское поле кайназойских базальтов и центры наиболее молодых вулканических извержений. Тункинская долина, в которой также широкое распространение имеют углекислые воды, «пространственно соответствует субширотному отрезку юго-восточной границы рифейского Тувино-Монгольского массива» (Оргильянов, 2017).

Чойган – природный памятник вызывает неизменный интерес ученых и исследователей.

Начало их изучения связано с именами И.С. Крыжина (1858), С.В. Обручева (1945), В.Г. Ткачук (1955), Е.В. Пиннекера (1966–1967). Последующие исследования источников Чойгана на комплексной основе проводились в 90-х годах XX века сотрудниками ТКО СО РАН (ныне ТИКОПР СО РАН) под руководством к.х.н. К.Д. Аракчаа и к.г.-м.н. К.С. Кужугета с привлечением ученых Иркутского государственного университета (руководитель – к.х.н.



Рисунок 5.5 — Травертиновый купол на территории природного комплекса Чойган

Г.М. Шпейзер) в 1989–1991 гг. и Томского политехнического университета (руководитель- к.г.-м.н. М.Б. Букаты) в 1992-1995 ΓΓ. Результаты исследований представлены в работах (Аракчаа и др., 1996, Arakchaa et al, 2011, Аракчаа и др., 2012). Летом 2007 г. и в последующие годы изучение химического и газового состава родников Тувы, в том числе и углекислых вод, было продолжено сотрудниками Тувинского института комплексного освоения природных

ресурсов (ТИКОПР СО РАН) с участием проблемной научно-исследовательской лаборатории гидрогеохимии Томского политехнического университета (Копылова и др., 2009, 2012, Пашагин, 2011, Рычкова и др., 2007, 2012). Новые данные определения значений теплового потока, полученные с помощью изотопно-гелиевого метода, позволили выявить и пространственно оконтурить обширную положительную аномалию теплового потока на востоке Тувы (Соколова, Дучков, 2008, Рычкова, 2009, Дучков и др., 2010, Рычкова, Оюн, 2012), возможно, обусловленную подъемом астеносферы до 60-70 км. Эта тепловая аномалия является продолжением изотопно-гелиевой аномалии юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны, в пределах которой наблюдается проявление термальных вод (Кустов, Лысак, 2000, Рычкова, 2009, Плюснин и др., 2013) и с ней также связано развитие термальных вод северо-востока Тувы (Рычкова К.М., Оюн Л.А., 2012).

Комплексные экспедиционные исследования вод природного комплекса Чойган были проведены в 2011 и в 2013 гг, в процессе которых обследовано 33 источника подземных вод (рис. 5.3).

Выходы подземных вод локализованы на нескольких участках – южной, центральной и северной частях изучаемого отрезка долины р. Аржан-Хем с абсолютными отметками 1560—1580 м. Разгрузка подземных вод отмечается вдоль подножья правого коренного склона на поверхности первой речной террасы (источники 2–8, 11–13) и непосредственно в пойме у правого (источники 1, 10, 15–17, 23–27) и левого берегов реки (источники 28–31). Разгрузка

минеральных вод Чойгана идет также по руслу р. Аржан-Хем. Вокруг источников широко развиты отложения травертинов (рис 5.5).

На правом коренном склоне выше дна долины на 300–350 метров расположен источник 33. На левом берегу р. Аржан-Хем расположен источник 29, который представляет собой воды, просачивающиеся в небольшую скальную пещеру.

5.2 Химический состав подземных вод

В пределах исследуемой территории разгружаются разнообразные по составу и термальному режиму подземные воды. Температура вод изменяется от 7,3 до 37°С. Минерализация вод изменяется от 288 до 2646 мг/л. По кислотно-щелочным свойствам воды преимущественно слабокислые с рН от 5,9 до 6,7, лишь в отдельных точках (родник 33) величина рН составляет 8,3. Особенностью состава рассматриваемых вод является наличие высоких концентраций СО₂, которые изменяются от 187 до 1488 мг/л, при среднем содержание 730 мг/л, что превышает кондиции для отнесения этих вод к разряду минеральных. Такое разнообразие разгружающихся вод предопределяет необходимость их типизации. Анализ гидрогеологических и гидрогеохимических особенностей проявления подземных вод Чойгана позволяет в пределах рассматриваемой территории выделить следующие типы вод: грунтовые воды зоны региональной трещиноватости (родник 33 и 29); холодные углекислые воды и термальные углекислые воды (табл. 5.1).

Гидродинамические условия циркуляции вод определяют особенности геохимической обстановки и химический состав. Подземные воды зоны региональной трещиноватости, разгружающиеся вблизи коренного склона долины р. Аржан-Хем в роднике 33, являются холодными нейтральными гидрокарбонатными кальциевыми с минерализацией 351 мг/л (табл. 5.1) и рассматриваются далее как фоновые при характеристике метаморфизации состава подземных вод под воздействием углекислоты и температуры.

На остальной территории разгружаются термальные и холодные солоноватые воды с минерализацией до 2647 мг/л. По мере приближения к зоне разлома, совпадающей с руслом р. Аржан-Хем, наблюдается обогащение подземных вод углекислотой, поступающей вместе с радоном по зонам разрывных нарушений. При этом происходит повышение минерализации вод до 1200–1545 мг/л в холодных водах окислительной обстановки и увеличение содержания свободной углекислоты до 688 мг/л. В термальных углекислых водах восстановительной обстановки минерализация вод повышается до 2647 мг/л в роднике 31 с содержанием свободной углекислоты 735 мг/л.

Таблица 5.1 – Химический состав родников природного комплекса Чойган, мг/л

№ на	T, °C	pН	Eh	HCO ₃	CO ₂	SO ₄ ²⁻	Cl	Ca ²⁺	Mg^{2+}	Na ⁺	K ⁺	Fe ^{общ}	TDS	Si
карте	1, 0	PII		11003	002	•			-11-8	114	11	10	125	
			100	1.50			е углекисл						1 1	
4	11,5	5,9	188	450	1487,6	4,5	5,0	82	17,1	41	7,4	0,02	607,4	9,9
5	13,5	6,2	200	744	946,5	4,8	10,6	108	21,9	111	17,7	0,12	1018,1	13,0
21a	13,0	6,2	236	712	871,8	55,5	6,2	190	12,2	53	8,7	0,09	1037,1	8,7
2	17,5	6,2	169	800	971,7	5,5	9,2	132	21,4	107	19,2	2,52	1093,8	15,3
24	16,1	6,5	188	800	553,4	50,6	9,5	181	17,7	85	14,9	0,11	1158,3	10,1
28	12,7	6,3	180	840	688,5	51,9	6,3	190	18,3	84	13,3	0,13	1204,1	10,6
3	18,4	6,3	190	906	759,8	5,3	8,9	154	23,2	117	20,2	0,02	1234,5	15,3
23	16,3	6,5	230	952	253,0	59,2	9,5	218	14,4	104	15,56	0,08	1369,3	10,3
25	16,4	6,4	195	1110	599,5	10,8	17,8	220	18,3	136	20,2	0,04	1532,9	
30	10,9	6,7	228	1110	187,8	38,5	9,7	260	24,4	92	11,2	0,09	1545,8	9,3
	I		I .	T			ые углеки				ı	ı	, ,	
17	22,4	6,1	70	1085	1073,8	45,2	14,0	190	24,4	163	24,2	1,63	1545,3	12,0
26	20,2	6,2	183	1220	1235,3	31,1	18,5	220	24,4	178	25,9	0,26	1717,6	15,3
7	23,8	6,4	-150	1350	800,5	6,2	18,9	156	32,9	256	43,0	1,7	1863,1	20,2
32	26,6	6,5	129	1464	565,5	22,9	22,9	190	30,5	282	39,4	0,27	2052,0	-
27	21,4	6,3	169	1490	1251,7	24,0	19,5	270	30,5	203	27,0	0,1	2064,2	13,8
9a	25,0	6,9	22	1540	409,0	5,5	26,6	192	29,3	295	47,2	0,5	2135,6	-
19	30,9	6,4	142	1530	608,3	35,8	18,5	270	30,5	220	34,7	0,08	2139,5	21,2
16	27,0	6,1	-34	1540	914,6	18,9	23,4	208	25,9	293	41,9	0,93	2150,6	19,1
8	25,3	6,3	-170	1696	277,0	7,5	15,5	265	24,1	280	40,0	0,32	2156,7	22,9
9	27,0	6,2	-24	1582	371,1	7,0	22,0	210	37,8	274	47,9	0,22	2180,3	20,4
15	24,9	6,4	38	1647	484,0	19,0	20,3	263	26,3	270	38,8	1,38	2284,2	19,7
1	22,6	6,2	62	1646	1133,2	4,5	32,5	196	32,9	328	48,0	1,5	2288,0	23,5
11	31,5	6,3	29	1671	745,6	6,7	25,2	208	31,7	322	53,2	1,64	2317,9	22,1
6	29,5	6,3	-90	1695	744,4	6,2	24,8	216	45,1	296	49,3	0,18	2332,5	23,6
12	38,5	6,3	-54	1824	690,7	6,8	28,7	240	30,5	342	53,3	0,38	2525,3	23,4
10	30,2	6,5	21	1860	460,1	7,9	31,9	216	45,1	358	51,5	1,3	2570,4	25,6
13	36,8	6,3	0	1870	612,7	5,7	27,7	240	36,6	350	56,2	1,33	2586,2	23,6
31	27,4	6,4	137	1910	735,7	20,7	28,0	288	36,9	319	44,8	0,08	2646,7	19,9
				Грунтов	вые воды зо	ны регион	альной тре	циноватос	ти (фоновь	не воды)				
29	12,3	7,8	169	200	41,24	14,9	4,4	56	7,3	2,7	3,4	0,08	288,7	0,5
33	7,3	8,3	224	259	3,6	5,4	2,2	76	4,9	1,9	1,9	0,05	351,4	7,1

Выходы подземных вод локализованы на нескольких участках южной, центральной и северной частях изучаемого отрезка долины р. Аржаан-Хем.

На участке южной (верхней) части рассматриваемого отрезка долины р. Аржан-Хем (рис. 5.3) разгружаются преимущественно термальные воды, со средней температурой более 20 °C, обогащенные свободной углекислотой. Воды слабокислые с рН до 6,5 с содержанием свободной углекислоты от 253 до 1252 мг/л (в роднике 27) и значениями Еh от 142 до 230 мВ. Кроме повышенных значений окислительно-восстановительного потенциала, в среднем составляющих 202 мВ, на окислительный характер среды указывает и присутствие сульфатиона в водах от 22 мг/л до 59 мг/л (табл. 5.1). Повышение температуры воды в роднике 19 до 31 °C, разгружающемся в верхней части борта долины реки, сопровождается некоторым снижением окислительно-восстановительного потенциала до 142 мВ. При этом наблюдается повышение дебитов родников с понижением их отметок в нижних частях долины реки. В пределах исследуемой территории располагаются сухие воронки с углекислым газом (точки 18, 20 и 22 на рис 5.2) и древние отложения травертин. Кроме того, отмечается также замирание прежде существовавших водных воронок (Рычкова и др., 2012).

С углублением долины р. Аржан-Хем в центральной части территории наблюдается наиболее интенсивная разгрузка теплых и горячих вод, в том числе и на левом берегу долины. Вероятно, этому благоприятствует перекрытие фильтрационного потока подземных вод, вызванного наличием зон разрывных нарушений, пересекающих долину реки. На этом участке разгружаются теплые и горячие воды с температурой от 25 до 42°С преимущественно восстановительной геохимической обстановки и значениями Еh от отрицательных значений в родниках 7 и 8 (– 150 мВ и – 170 мВ) до 142 мВ. С понижением отметок выхода по борту долины наблюдается снижение температуры, видимо, за счет увеличения объёма воды ближе к пойменной части долины. Вместе с тем, разгрузка вод восстановительной обстановки сопряжена с интенсивным проявлением термодинамического барьера благодаря дегазации углекислого газа, нарушения карбонатного равновесия в водах и отложения травертинов.

На нижнем (северном) участке правого борта этого участка долины р. Аржан-Хем и левого борта её притока ручья Чойган разгрузка подземных вод менее интенсивна, возможно, за счет дренирующего влияния долины ручья Чойган. Здесь разгружающиеся теплые воды также сопровождаются образованием травертинов. При этом наиболее теплые воды на этом участке отмечены в пойменной части долины в роднике 1 и характеризуются восстановительным характером геохимической среды. Выше по борту долины температура вод родников уменьшается, геохимическая обстановка становится окислительной и при этом понижается минерализация вод (источники 2 и 3). Это происходит около коренного склона долины вблизи участка проявления холодных пресных вод (источники 4 и 5) (табл. 5.1).

Наряду с температурой, основным агентом выщелачивания химических элементов из горных пород является свободная углекислота, поступление которой в воды связано с интенсивным развитием на этой территории зон разрывных нарушений. Распределение свободной углекислоты в водах изменяется от 3,6 мг/л в грунтовых водах зоны региональной трещиноватости до 1488 мг/л в углекислых водах. При этом средние значения свободной углекислоты в водах окислительной обстановки составляют 880 мг/л, — в водах восстановительной обстановки − 759 мг/л, что также превышает кондиции для отнесения этих вод к разряду минеральных. Наибольшее значение углекислоты зафиксировано в роднике № 4 с температурой воды 11,5°С и равно 1488 мг/л. В родниках с повышенной температурой воды содержание CO₂ падает, например, в источнике 12 (t 39°C) оно составляет до 691 мг/л.

Наличие в водах уголекислоты определяет слабокислый характер водной среды: рН вод при наличии в них углекислого газа изменяется от 5,9 в холодных водах родника 4 при минерализации 607 мг/л и концентрации свободной углекислоты 1488 мг/л (табл. 5.1) до рН 6,3 в теплых водах родника 27 при концентрации свободной СО₂ 1252 мг/л и минерализации воды 2064 мг/л и до рН 6,5 в теплых водах родника 10 при концентрации свободной углекислоты 460 мг/л и минерализации 2570 мг/л. Зависимость кислотно-щелочных условий водной среды от изменения концентраций свободной углекислоты хорошо прослеживается на рисунке 5.6.

Под воздействием свободной углекислоты в водах формируется гидрокарбонатный анионный состав вод с долей гидрокарбонатов от 89 до 99 %-экв., присутствием сульфат-иона до 9 %-экв в водах окислительной обстановки в южной части и хлорид-иона до 3%-экв в водах восстановительной обстановки в центральной и северной частях комплекса Чойган (рис. 5.7). Наличие углекислоты в углекислых водах способствует существенному повышению минерализации по сравнению с грунтовыми водами зоны региональной трещиноватости

(табл. 5.2). Минерализация термальных углекислых вод пятикратно превышает минерализацию грунтовых вод 30НЫ региональной трещиноватости, минерализацию холодных углекислых вод – в 1,7 раза. Кроме того, соотношение величины минерализации вод термальных и холодных углекислых водах позволяет предположить существенную роль и температуры в обогашении химическими вод

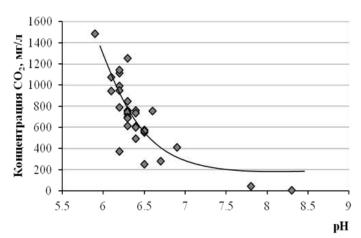
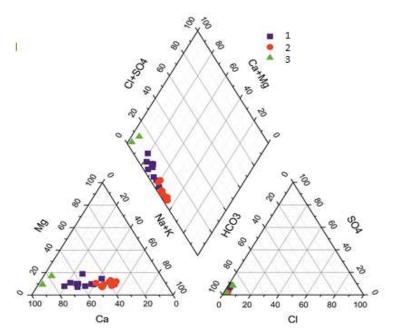


Рисунок 5.6 – Зависимость концентрации CO₂ от величины pH в водах природного комплекса Чойган



1 – холодные углекислые воды, 2 – термальные углекислые воды, 3 – грунтовые воды

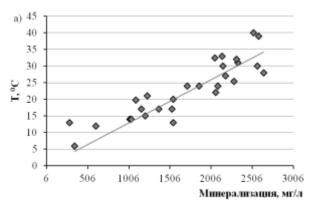
Рисунок 5.7 – Диаграмма Пайпера с нанесением данных по химическому составу вод природного комплекса Чойган

элементами при их взаимодействии с породообразующими минералами. Пропорциональная зависимость минерализации вод и концентраций в них кремния от температуры вод прослеживается и на рисунке 5.8.

Катионный состав смешанный, преимущественно кальциевый, но в термальных водах увеличивается процентное содержание натрия до 50 %-экв, калия до 4 %-экв и магния до 9 %-экв.

В родниках 1 и 10, расположенных на наиболее низких отметках вблизи долины р. Аржан-Хем, отмечается преобладание натрия над кальцием. Здесь же в роднике 10

встречена наибольшая минерализация вод – 2570 мг/л (табл. 5.1).



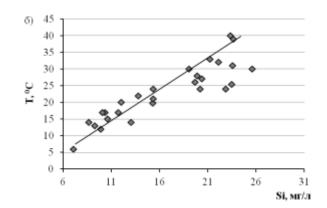


Рисунок 5.8 – Изменение минерализации вод (a) и концентрации кремния (б) с ростом температуры

Газовый состав холодных углекислых вод представлен азотом – при средних значениях 55,3 об. %, углекислым газом – 31 об. %, и кислородом – 13,7 об. % (табл. 5.3). Другие компоненты газового состава не обнаружены. Газовый состав холодных вод окислительной обстановки преимущественно азотный.

Таблица 5.2 – Средний химический состав типов подземных вод природного комплекса Чойган, мг/л

	Углекисл	Грунтовые воды	
Показатель	Термальные	Холодные	зоны региональной трещиноватости
T, °C	28	16	11
Eh, мВ	21	196	203
рН	6,4	6,3	7,6
CO_2	664	817	41
HCO ₃	1619,4	959,6	229,5
SO_4^{2-}	14,2	28,4	10,1
Cl ⁻	23,8	11,0	3,3
SO ₄ ²⁻ Cl ⁻ Ca ²⁺	221,6	185,4	66
Na ⁺	290,4	109,2	2,3
Mg^{2+}	32,5	20,3	6,1
Mg ²⁺ K ⁺ Si	44,6	16,8	2,7
Si	21,3	12,0	3,8
Fe ^{общ}	1,4	0,09	0,06
Минерализация	1969	1212	320
Химический тип воды	HCO ₃ -Ca-Na	HCO ₃ -Na-Ca	HCO ₃ -Ca
Количество источников	18	10	2

Только в водах с концентрацией кислорода в газовом составе менее 10 об.% концентрации азота и углекислого газа выравниваются или начинает превалировать углекислый газ. Содержание CO_2 в газовом составе варьирует от 6 до 65 об.% с максимальным значением в источнике 4 при минимальных значениях N_2 и O_2 – 28 и 7 об.%, соответственно. Преобладание углекислого газа в составе водорастворенного газа отмечено также в родниках 3 и 21. Повышенные концентрации углекислого газа отмечены также в родниках 23, 5 и 25. В этих же родниках встречены и самые высокие концентрации свободной углекислоты в водах от 760 до 1488 мг/л.

В целом, концентрация свободной углекислоты в водах источников Чойгана варьируется в широких пределах от 41 мг/л в источнике 29а и до 1488 мг/л в источнике 4 и в среднем составляет 670 мг/л.

Наименьшее содержание углекислоты при максимальной величине азота – 75 об.% и кислорода – 19 об.% зафиксировано в пресных нейтральных водах, разгружающихся в роднике 33. Газовый состав этих вод соответствует составу атмосферы с небольшим превышением

концентраций углекислого газа, за счет наличия на этой территории зон разрывных нарушений, способствующих обогащению вод свободной углекислотой.

С повышением температуры углекислых вод увеличивается их минерализация, а также концентрации основных ионов: гидрокарбоната, хлора, кальция, магния. Геохимическая среда с окислительной меняется на восстановительную.

Газовый состав термальных родников Чойган представлены азотом в пределах 32-70 об.%, углекислым газом 13-61 об.% и кислородом 7-17 об.%. Газовый состав термальных родников комплекса Чойган характеризуется явным преобладанием азота. В родниках, где содержание кислорода составляет менее 10 об.%, это соотношение изменяется. В родниках 15, 9а, 10, 22 и 27 углекислый газ преобладает над азотом, и газовый состав этих вод характеризуется как кислородно-азотно-углекислый. Формирование газового состава этих родников определяется поступлением углекислого газа по зонам разломов с больших глубин, где концентрации кислорода существенно ниже, чем в атмосфере. Азот и кислород поступают в рассматриваемые воды с метеорными водами. Согласно (Лаврушин, 2012) присутствие кислорода в родниках горных районов является характерной чертой инфильтрационного питания минеральных вод. Максимальные содержания азота и кислорода в газовом составе вод комплекса Чойган могут практически достигать их значений в атмосферном воздухе, где их объемные доли составляют 78,09 об.% и 20,95 об.%. Что касается углекислого газа, то его концентрация в подземных водах значительно выше, чем в атмосферном воздухе, в котором содержится лишь 0,03 об.%.

И вместе с тем, наблюдается соотношение между свободной углекислотой в растворе и углекислым газом. При концентрациях углекислого газа более 20 об.% содержание свободной углекислоты в водах составляет обычно более 300 мг/л, т.е. 15 мг/л свободной углекислоты на 1 об.% углекислого газа. В холодных водах это соотношение между свободной углекислотой и углекислым газом составляет 30-40 мг/л на 1 % углекислого газа, а при при концентрации кислорода менее 10 % в газовом составе это соотношение снижается до 18 мг/л свободной углекислоты на 1 % углекислого газа. В термальных водах восстановительной обстановки соотношение между свободной углекислотой в воде и углекислым газом составляет 24 мг/л свободной углекислоты на 1% углекислого газа, а при содержании кислорода в газовом составе менее 10 % это соотношение составляет около 13 мг/л свободной углекислоты на 1 % углекислого газа.

Концентрации радона в холодных и теплых водах мало отличаются: в холодных водах размах значений составляет от 53 до максимального значения 519 Бк/л в источнике 3, а в термальных водах — от 4 Бк/л в роднике 21 до 948 Бк/л в роднике 9. При близких средних значениях высокие концентрации радона отмечаются как в холодных, так и в термальных родниках (табл. 5.3). Это объясняется тем, что радон — радиоактивный химический элемент,

продукт альфа-распада радия-226, входящего в радиоактивное семейство урана-238, а образование радоновых вод связано с эманированием гранитов, обогащенных радиоактивными элементами. Источник радона должен располагаться недалеко (Крайнов и др., 2004, Рычкова и др., 2012), так как наиболее стабильный изотоп ²²²Rn имеет период полураспада лишь 3,82 суток (Bonotto, 2014).

Таблица 5.3 – Газовый состав родников природного комплекса Чойган

Группа вод	T, °C	Eh, мВ	рН	TDS, мг/л	CO ₂ , мг/л	O ₂	N ₂ об.%	CO ₂	Rn, Bq/L	Кол-во проб
Холодные углекислые воды	11-18 15	169-236 201	5,9-8,3 6,6	288-1545 1036	41-1488 669,2	7-19 13,7	28-75 55,3	6-65 31,0	<u>53-520</u> 194,3	10
Термальны углекислые воды	<u>20-38</u> 27	- <u>170-183</u> 36,5	6,1-6,9 6,4	1545-2646 2207	277-1251 728,5	7-17 13,0	32-70 54,4	13-61 32,6	4-948 180,4	18

В числителе – мин. и макс. значения, в знаменателе – среднее значение показателя

С приуроченностью углекислых вод к гранитному массиву связана повышенная гаммаактивность территории. Так, в источнике 2 максимальное значение гамма-радиоактивности над коренным выходом пород составляет 320-350 мкР/час, что является опасным для длительного нахождения в непосредственной близости от источника, а возле источника 6 это значение снижается до 71 мкР/час. Ниже по течению ручья на расстояние нескольких метров от коренного выхода гранитов гамма-активность падает до фоновых значений - 20 мкР/час. С эманированием гранитов, обогащенных радиоактивными элементами, связано образование радоновых вод, поскольку радон образуется в процессе распада радия с выделением альфачастицы. Также альфа-частицы выделяются при радиоактивном распаде урана и тория. В этой связи исследовались гамма-радиоактивность окружающих пород и водной поверхности, поток альфа-частиц.

По величине гамма-активности окружающих пород и водной поверхности выделяются три участка повышенной гамма-активности, связанные в той или иной степени с характером выделенных типов подземных вод. Поле повышенной гамма-активности 48–53 мкР/ч выделяется в северной части долины по правому борту реки вдоль левого борта ручья Чойган в углекислых водах окислительной обстановки. В поле повышенной гамма-активности отмечаются участки повышенной альфа-активности с плотностью потока до 14 частиц/мин*см² и концентрацией радона 520–655 Бк/л.

В центральной части правого борта долины р. Аржаан Хем в водах восстановительной обстановки также выделяется широкое поле (источники 10, 5, 6, 7, 8, 13, 12) со значениями гамма-активности 28–47 мкР/ч и повышенной альфа-активностью 5–32 частиц/мин*см² в родниках вдоль коренного борта долины и ареалом концентраций радона 204–947 Бк/л,

наибольшее значение которого отмечается в роднике 9 с высокой плотность потока бетта -14 частиц/мин*см².

В южной части правого борта долины р. Аржаан Хем в водах окислительной обстановки широко проявляется ареал альфа-активности (родники 20, 22, 23, 25, 26, 27) с невысокой плотностью потока 5–12 частиц/мин*см² и потока бета-частиц от 4 до 19 частиц/мин*см².

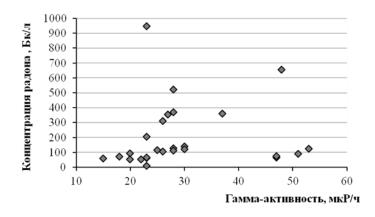


Рисунок 5.9 – Зависимость концентрации радона и величины гамма-активности

Концентрации радона составляют 93-122 Бк/л. Ниже этого ареала в родниках вдоль уреза р. Аржан Хем (родники 23, 24, 16, 17) прослеживается поток гаммаактивности 25–51 мкР/ч с плотностью бетта-частиц 19 в роднике № 23. Вблизи этого потока гамма — активности, но на левом берегу, в роднике 28 повышены концентрации радона, которые составляют 354 Бк/л.

Достаточно четко прослеживается взаимосвязь радона, прежде всего, с повышенной гамма-активностью (рис. 5.9), возможно, за счет радия, урана и тория. В этой связи уместно заметить, что повышенные концентрации тория более 0,01 мкг/л в водах на территории природного комплекса Чойган совместно с широким спектром редкоземельных элементов обнаружены в родниках 13, 12, 19, 15, 16 с повышенной гамма-активностью. Повышенные концентрации урана чаще всего формируются в водах окислительной обстановки на южном участке долины р. Аржаан Хем и, особенно, в родниках вблизи уреза воды и часто сопровождаются повышенной гамма-активностью водной поверхности (родники 23, 24, 17, 16, 10, 1) и плотностью альфа-частиц (родники 27, 25, 15).

Также прослеживается определенная связь повышенных значений радона и гамма-активности с гелием в водах и в газовом составе родников 2, 28 и 22 . Так, в роднике № 2 повышенные концентрации гелия в водах и в газовом составе сопровождаются повышенными значениями радона и гамма-активности. В роднике 28 также вместе с гелием обнаружены высокие концентрации радона и урана, а вдоль уреза воды на противоположной стороне долины реки наблюдается поле повышенной гамма-активности водной среды (родники 24, 23, 17, 16). Повышенные концентрации гелия в роднике 22, находятся в поле повышенной альфа-активности и вблизи родника 21а с повышенной плотностью потока бета-частиц и урана.

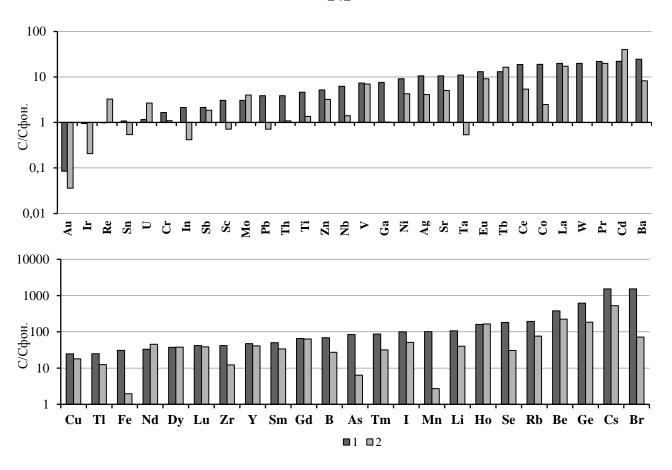
Особенности химического состава согласуются распространенностью Результаты исследования микрокомпонентов в рассматриваемых подземных водах. микрокомпонентного состава холодных и термальных углекислых вод природного комплекса Чойган представлены в таблицах 5.4 Анализ степени обогащения рассматриваемых углекислых вод микрокомпонентами относительно фоновых вод, показал, что концентрации ряда микрокомпонентов: Cr, Sn, In, Ir, Sb, Pb, Au, Th, U находятся на уровне их содержания в фоновых водах (табл. 5.4). Отмечается значительно влияние углекислоты на обогащение вод микрокомпонентами. В холодных углекислых водах окислительной обстановки по отношению к водам зоны региональной трещиноватости (родник 33) отмечается превышение концентраций (цифра после символа – величина превышения): в сотни раз: для Cs 526; Ве 223; Ge 184; Но 164; в десятки раз для Rb 76; Br 72; Gd 64; I 51; Nd 46; Y 41; Li 40; Cd 40; Lu 39; Dy 38; Sm 34; Tm 32; Se 30; B 27; Pr 20; Cu 18; La 17; Tb 16; Tl 12; Zr 12; от 2 до 10 раз для Eu 9; Ba 8; V 7; As 6; Ce 5; Sr 5; Ni 4; Ag 4; Mo 4; Re 3; Zn 5; Mn 3; U 3; Co 2; W 2; Fe 2; Sb 2 (рис. 5.10).

В термальных водах наблюдается превышение над фоновыми концентрациями (цифра после символа — величина превышения) более, чем в тысячу раз: для Br 1527, Cs 1521; в сотни раз для Ge 618, Be 381, Rb 193, Ho 160, Se 182, Li 106, Mn 101, I 100; в десятки раз для Tm 87, As 85, B 69, Gd 66, Sm 50, Y 47, Zr 42, Lu 42, Dy 38, Cl 36, Nd 33, Fe 31, Tl 25, Cu 24, Ba 24, Cd 22, Pr 22, W 20, La 20, Co 19, Ce 19, K 19, Tb 13, Eu 13; от 2 до 10 раз для Ta 11, Sr 11, Ag 11, Ni 9, Ga 8, V 7, Nb 6, P 5, Zn 5, Ti 5, Th 4, Pb 4, Mg 4, Si 3, Mo 3, Sc 3, Ca 3, Sb 2, In 2, Al 2, Cr 2 (рис.5.10).

Температура подземных вод также благоприятствует углекислотному выщелачиванию породообразующих минералов, что прослеживается при сравнении уровней концентраций химических элементов в термальных водах относительно холодных углекислых вод. В термальных водах отмечаются превышения для следующих химических элементов: в десятки раз для Мп 37, Br 21, Ta 21, Fe 16, As 13; от двух до десяти раз для W 9, Co 8, Ga 7, Se 6, Pb 5, In 5, Nb 4, Sc 4, Bi 4, Te 4, Th 4, Ce 3, Zr 3, Ti 3, Ge 3, Ba 3, Cs 3, Tm 3, Li 3, Ag 3, Cl 3, Rb 2, B 2, Au 2, Ni 2, Sr 2, Tl 2, Hf 2, Sn 2, I 2, Si 2, Mg 2, Be 2, Zn 2 (рис. 5.11).

Таблица 5.4 – Микрокомпонентный состав родников природного комплекса Чойган, мг/л

1 403	<u> тица 3.т — </u>	MINKPUKUM	ПОИСПІНІ	oin coctai	з родников приј	родного к	UMILITERCA I	onian, Mi73	<u>l</u>		T	
Элемент	Углекислые холодные		Углекислые термальные		Грунтовые воды (родник 33)	Элемент	Углекислые холодные		Углекислые термальные		Грунтовые воды (родник 33)	
	Среднее	Макс.	Среднее	Макс.	(родинк 55)		Среднее	Макс.	Среднее	Макс.	(родинк 33)	
Li	0,32	0,48	0,83	1,09	0,008	Te	0,000009	0,00002	0,00004	0,0002	-	
Be	0,0002	0,0006	0,0004	0,005	0,003	I	0,008	0,01	0,02	0,025	0,0002	
В	0,07	0,11	0,18	0,22	0,000001	Cs	0,01	0,02	0,03	0,04	0,00002	
Sc	0,0003	0,003	0,001	0,002	0,0004	Ba	0,43	0,77	1,28	1,55	0,05	
Ti	0,002	0,004	0,008	0,2	0,002	La	0,0003	0,002	0,0004	0,006	0,00002	
V	0,0005	0,002	0,0005	0,01	0,00006	Ce	0,0002	0,0006	0,0006	0,01	0,00003	
Cr	0,0001	0,0002	0,0002	0,008	0,0001	Pr	0,0001	0,0003	0,0001	0,001	0,000003	
Mn	0,007	0,02	0,25	0,41	0,003	Nd	0,0003	0,001	0,0002	0,006	0,000007	
Fe	0,09	0,17	1,46	4,39	0,05	Sm	0,00004	0,0002	0,0001	0,001	0,000001	
Co	0,0002	0,0005	0,002	0,004	0,00008	Eu	0,00005	0,00007	0,0001	0,0003	0,000005	
Ni	0,002	0,005	0,005	0,02	0,0005	Gd	0,00006	0,0002	0,0001	0,001	0,000001	
Cu	0,0006	0,001	0,0009	0,008	0,00003	Tb	0,00001	0,00002	0,000008	0,0002	0,0000006	
Zn	0,003	0,005	0,004	0,03	0,0009	Dy	0,00005	0,0001	0,00005	0,0009	0,000001	
Ga	0,000004	0,00002	0,00003	0,001	0,000004	Но	0,00001	0,00003	0,00001	0,0002	0,00000007	
Ge	0,001	0,002	0,003	0,005	0,000005	Er	0,00003	0,00009	0,00004	0,0004	-	
As	0,0006	0,00098	0,007	0,12	0,00008	Tm	0,000004	0,00001	0,00001	0,0001	0,0000001	
Se	0,004	0,0097	0,02	0,08	0,0001	Yb	0,00003	0,00007	0,00004	0,0003	-	
Br	0,01	0,05	0,32	0,78	0,0002	Lu	0,000005	0,00001	0,000006	0,0001	0,000001	
Rb	0,07	0,11	0,18	0,24	0,0009	Hf	0,0000004	0,000002	0,000001	0,000003	-	
Sr	2,21	3,16	4,66	5,49	0,4	Ta	0,0000001	0,0000004	0,000003	0,00001	0,0000003	
Y	0,0006	0,002	0,0007	0,005	0,00002	W	0,000003	0,00003	0,000023	0,0007	0,000001	
Zr	0,00003	0,00009	0,0001	0,0003	0,000003	Re	0,000003	0,000006	0,000001	0,00001	0,0000009	
Nb	0,000002	0,000003	0,000009	0,0002	0,000001	Ir	0,00000006	0,0000004	0,0000003	0,000002	0,000003	
Mo	0,0008	0,001	0,0006	0,002	0,0002	Au	0,00000003	0,0000002	0,0000001	0,000001	0,0000007	
Ag	0,000006	0,00002	0,00002	0,00008	0,000001	Tl	0,00002	0,00004	0,000034	0,0001	0,000001	
Cd	0,00003	0,00006	0,00002	0,00007	0,0000008	Pb	0,00002	0,0004	0,0001	0,004	0,00003	
In	0,0000002	0,0000005	0,000001	0,00001	0,0000005	Bi	0,0000005	0,000002	0,000002	0,0001	-	
Sn	0,000002	0,00002	0,000004	0,00008	0,000004	Th	0,000002	0,00003	0,000006	0,0003	0,000001	
Sb	0,00002	0,00003	0,00003	0,00006	0,00001	U	0,005	0,01	0,002	0,01	0,002	



1 – термальные углекислые воды; 2 – холодные углекислые воды.

Рисунок 5.10 — Коэффициент концентрации химических элементов в углекислых водах природного комплекса Чойган.

Важным аспектом накопления в водах химических элементов являются условия геохимической среды. Влияние этих факторов на миграцию химических элементов можно проследить на примере урана и тория. Рассматриваемые типы вод различаются по концентрации урана и тория. В термальных углекислых водах Чойгана концентрация урана изменяется от 0,7 до 12 мкг/л, наиболее высокие значения урана наблюдаются в источниках 16, 17, 19 и 31. Увеличение содержания урана в водах происходит с ростом минерализации воды, а также при смене восстановительной обстановки на окислительную. Более высокое содержание урана наблюдается в углекислых водах окислительной геохимической обстановки: от 0,16 до 14 мкг/л. Высокая концентрация урана характерна для вод с положительными значениями Еh, что обусловлено более высокой растворимостью форм U⁶⁺, по сравнению с U⁴⁺ (Лисицин, 1975, Крайнов и др., 2014).

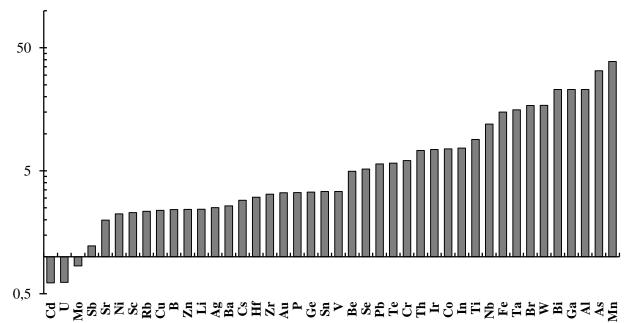


Рисунок 5.11 — Соотношение концентраций химических элементов в термальных углекислых водах и холодных углекислых водах.

Торий преимущественно накапливается в углекислых водах восстановительной обстановки. Средняя концентрация тория в этих водах составляет 0,00003 мг/л, что в восемь раз выше, чем в водах окислительной обстановки, где концентрация тория составляет 0.000004 мг/л. Минимальная концентрация тория отмечается в фоновых водах зоны региональной трещиноватости окислительной геохимической обстановки (0,000001 мг/л).

Учитывая распространенность урана и тория в гранитных породах, к которым приурочены рассматриваемые воды, где торий-урановое отношение составляет не менее 4, в углекислых водах природного комплекса Чойган это отношение в среднем снижается от 0,0027 в водах восстановительной обстановки до 0,0003 в водах окислительной обстановки. Это объясняется распространенностью рассматриваемых элементов в водах. Концентрации тория в термальных углекислых водах восстановительной обстановки превышают таковые в холодных углекислых водах окислительной обстановки в то время как для урана характерны иная закономерность: концентрации урана в водах окислительной обстановки в два раза выше таковых в восстановительной обстановки. В этом состоит отличие в распространенности этих элементов в водах по сравнению с горными породами, и это отличие определяется особенностями миграции урана и тория в природных водах (Лисицин, 1975, Крайнов и др., 2014).

В результате физико-химического моделирования форм миграции урана в рассматриваемых водах установлено, что в термальных углекислых водах восстановительной геохимической обстановки при значениях Eh от 0 до 142 мВ преобладают карбонатные

комплексы $(UO_2(CO_3)_2)^{2-}$ (до 77 %), $(UO_2(CO_3)_3)^{4-}$ (до 60 %), и UO_2CO_3 (до 2 %) (рис. 5.12а). При значениях Eh < 0 увеличивается доля соединения UO_2^{0-} до 90 % и появляется соединение $(U(OH)_3)^+$ (до 10 %). При снижении значений Eh до -90 мВ и -170 мВ доля UO_2^{0-} повышается до 92 % и становится преобладающей, а доля соединения $(U(OH)_3)^+$ составляет от 8-10 %.

В слабокислых холодных углекислых водах окислительной геохимической обстановки формы миграции урана представлены преимущественно $(UO_2(CO_3)_2)^{2-}$ (до 85 %), $(UO_2(CO_3)_3)^{4-}$ (до 54 %), и UO_2CO_3 (до 10 %). С понижением рН до 5,9–6,2 при значениях Eh 170-190 мВ увеличивается доля $(UO_2(CO_3)_2)^{2-}$ и уменьшается доля $(UO_2(CO_3)_3)^{4-}$, появляются комплексы UO_2CO_3 , а также UO_3^0 , $UO_2(HCO_3)_2$ и $(UO_2HCO_3)^+$. При повышении рН до нейтральных условий наблюдается выравнивание долей $(UO_2(CO_3)_2)^{2-}$ и $(UO_2(CO_3)_3)^{4-}$, вплоть до преобладания последнего. Подобное поведение комплексных соединений урана является закономерным для вод рассматриваемого типа (Semiao et al., 2010, Rossiter et al., 2010, Norrström, Löv, 2014, Hoyer et al., 2014).

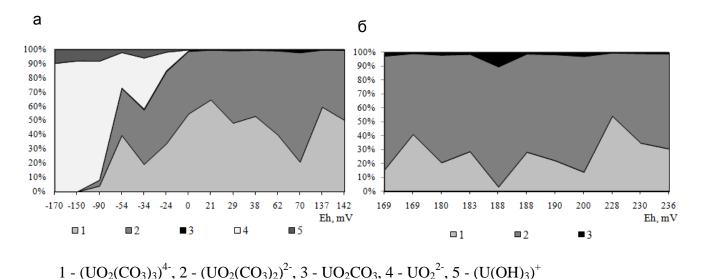


Рисунок 5.12 — Изменение форм миграции урана в зависимости от величины Eh в углекислых водах восстановительной геохимической обстановки (а) и в углекислых водах окислительной геохимической обстановки (б)

Образование уранил-карбонатных ионов объясняется наличием ионов HCO_3 и CO_3^{2-} в подземных водах и не слишком низким значением pH 4,5-6,5, что обеспечивает достаточную концентрацию адденда, а, следовательно, и смещение равновесия в сторону образования этих комплексных соединений (Крайнов и др., 2014, Semiao et al., 2010, Rossiter et al., 2010, Norrström, Löv, 2014, Hoyer et al., 2014).

На миграционную способность тория, как элемента-гидролизата, определяющее влияние оказывают кислотно-щелочные условия водной среды. В слабокислых водах всех выделенных типов преобладающей формой миграции тория является отрицательно заряженного комплекса $(\text{ThCO}_3(\text{OH})_3)^-$ (более 95 %). В нейтральных водах зоны доля этого комплекса увеличивается практически до 100 %. При снижении рН до 5,9-6,2 доля этого комплекса уменьшается за счет образования положительно заряженных гидроксокомплексов тория $(\text{Th}(\text{OH})_3)^+$ и особенно $(\text{Th}(\text{OH})_2)^{2+}$.

Воды природного комплекса Чойган могут рассматриваться как аналог минеральной воды Терсинка и использоваться для внутреннего применения в качестве столовых напитков (ГОСТ Р 54316-2011). Однако углекислые воды Терсинского месторождения (Кузбасс) характеризуются более высокими значениями минерализации – 5250 мг/л, содержаниями СО₂ – 2120 мг/л и концентрациями большинства микрокомпонентов. Вместе с тем, в углекислых водах Терсинского месторождения отмечаются меньшие по сравнению с углекислыми водами природного комплекса Чойган содержания U, Rb, Cs, Se (Копылова и др., 2009, 2011).

По критериям отнесения подземных вод к минеральным рассматриваемые воды можно охарактеризовать следующим образом: холодные, теплые и горячие воды слабокислые, маломинерализованные, слабо углекислые, кремнистые с потенциально повышенными относительно подземных вод концентрациями лития, калия, фтора, железа. Общая характеристика состава родников природного комплекса Чойган представлена в таблице 5.5.

Таблица 5.5 – Характеристика минеральных вод природного комплекса Чойган

Номер и название источника	Формула ионно-солевого состава	Комплекс микрокомпонентов (цифра после символа элемента - концентрация, мг/л)
ne to mina	Холодные углекислые очень слаборадоновь	* ' '
2	$CO_{2}0,97H_{2}SiO_{3}0,043Rn655M_{1,1/13.5}\frac{HCO_{3}97Cl3}{Ca49Na34Mg13K4}pH6,2T19,8$	Li 0,40; Si 15; Se 0,009; Rb 0,09; Sr 2,7; Cs 0,01; Ba 0,765
3	$CO_{2}0,76H_{2}SiO_{3}0,043Rn520M_{1,2/15.2} \frac{HCO_{3}98Cl2SO_{4}1}{Ca51Na34Mg12K3}pH6,3T21$	Li 0,4; Si 15; Se 0,009; Rb 0,09; Sr 2,7; Ag 0,000005; Cs 0,01; B 0,711
28	$CO_{2}0,688H_{2}SiO_{3}0,028Rn354M_{1,2/15} \frac{HCO_{3}92SO_{4}7Cl1}{Ca64Na24Mg10K2}pH6,3T15$	Li 0,245; Be 0,0003; Si 10; Ni 0,005; Rb 0,06; Sr 2,18
1	Теплые углекислые кремнистые очень слаборадо	оновые воды
6	CO_{2} 0,724 $H_{2}SiO_{3}$ 0,064 $Rn370M_{2,3/28.6}$ $\frac{HCO_{3}}{Na45Ca38Mg13K4}$ $pH6,3T31$	Li 0,812; Be 0,0002; Si 23; Mn 0,356; Fe 2,11; Ni 0,007; As 0,122; Se 0,008; Rb 0,187; Sr 4,18; Cs 0,036; Ba 1,50
7	$CO_{2}0,80H_{2}SiO_{3}0,056Rn204M_{1,86/22.7} \frac{HCO_{3}97Cl3}{Na49Ca34Mg12K5}pH6,4T24$	Li 0,812; Si 20; Mn 0,4; Fe 0,7; Ni 0,005; Rb 0,18; Sr 4,16; Ci 0,03; Ba1,3
8	$CO_{2}0,845H_{2}SiO_{3}0,064Rn360M_{2,09/25.4} \frac{HCO_{3}99Cl1}{Na48Ca40Mg8K4}pH6,3T24$	Li 0,812; Si 23; Mn 0,13; Fe1,14; Ni 0,006; Rb 0,186; Sr 3,9; C 0,035; Ba 1,15
9	$CO_{2}0,371H_{2}SiO_{3}0,058Rn948M_{2,18/26.7} \frac{HCO_{3}97C\ddot{1}3}{Na44Ca39Mg12K5}pH6,2T27$	Li 0,7; Be 0,0002; Si 21; As 0,015; Se 0,008; Rb 0,17; Sr 4,18; C 0,030; Ba 1,350
11	$CO_{2}0,746H_{2}SiO_{3}0,061Rn310M_{2,57/31.4} \frac{HCO_{3}97Cl3}{Na50Ca34Mg12K4}pH6,3T32$	Li 0,789; Be 0,0008; Si 22; Se 0,066; Rb 0,17; Sr 5,02; Cs 0,034 Ba 1,52
l	Термальные углекислые кремнистые вс	ЭДЫ
13	$CO_{2}0,613H_{2}SiO_{3}0,0659Rn112M_{2,58/31,6}\frac{HCO_{3}97Cl3}{Na48Ca37Mg10K5}pH6,3T39$	F 1,26; Li 0,96; Be 0,0017; Si 24; Mn 0.3; Fe 1,28; Se 0,07; S 5,5; Ba 1,54; P39 0,002
12	$CO_{2}0,697H_{2}SiO_{3}0,0650Rn139M_{2,52/30,7} \frac{HCO_{3}97Cl3}{Na48Ca39Mg8K5}pH6,3T40$	F 1,31; Li 0,97; Be 0,0018; Mn 0,31; Fe 1,25; Se 0,08; Sr 5,5; Ba 1,55; P3 0,00197
1	$CO_{2}1,114H_{2}SiO_{3}0,0655Rn123M_{2,9/28} \frac{HCO_{3}97Cl3}{Na51Ca35Mg10K4}pH6,2T25,4$	F 1,2; Li 0,96; Be 0,0018; Si 24; Mn 0,12; Fe 1,55; As 0,043; Sr 4,7; Ba 1,45; P3Э 0,00184
10	$CO_{2}0,575H_{2}SiO_{3}0,0713Rn64M_{2,57/31,4} \frac{HCO_{3}97Cl3}{Na50Ca34Mg12K4}pH6,5T30$	F 1,26; Li 1,09; Be 0,0012; Si 24; Mn 0,3; Fe 1,34; As 0,015; Sr 5,0; Ba 1,52; P3 0,0015
15	$CO_{2}0,4845H_{2}SiO_{3}0,0549Rn106M_{2,287/28}\frac{HCO_{3}97Cl3}{Ca47Na42Mg8K3}pH6,4T26$	Li 0,7; Be 0,0012; Si 20; Mn 0,15; Fe 1,06; Se 0,07; Sr 4,7; Ba 1,0; P3Э 0,0017
16	$CO_{2}0,942H_{2}SiO_{3}0,0531Rn90M_{2,202/26,9} \frac{HCO_{3}96SO_{4}2Cl2}{Ca45Na44Mg7K4}pH6,4T30$	F 1,02; Li 0,68; Be 0,00065; Si 19; Mn 0,2, Fe 3,21; Se 0,0003; S 4,1; Ba 0,9; P3 > 0,01268

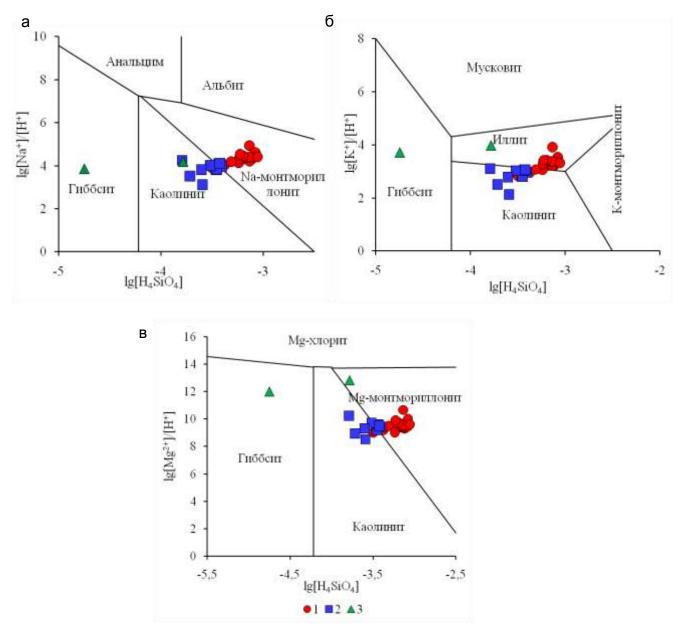
31	$CO_{2}0,736H_{2}SiO_{3}0,0554Rn58M_{2,647/32,4}\frac{HCO_{3}97Cl3}{Ca44Na43Mg9K4}pH6,4T28$	Li 0,76; Si 20; Mn 0,18; Se 0,003; Sr 4,9; Ba 0,9; P39 0,0029
19	$CO_{2}0,608H_{2}SiO_{3}0,0591Rn9M_{2,140/26,4} \frac{HCO_{3}95SO_{4}ZCl2}{Ca51Na36Mg9K4}pH6,4T33$	Li 0,7; Be 0,0047; Si 21; Mn 0,39; Fe 4,39; Ni 0,012; Cu 0,008; Zn 0,028; Se 0,0016; Sr 4,7; Ba 0,95; P39 0,03322
	Холодные углекислые воды	
26	$CO_{2}1,141H_{2}SiO_{3}0,0427Rn115\ M_{1,718/21,4}\frac{HCO_{3}94SO_{4}3Cl3}{Ca52Na26Mg9K3}pH6,2T24$	F 0,67; Li 0,48; Si 13; Sr 3,16; Ba 0,58; P39 0,00141; U 0,01
27	$CO_{2}1,252H_{2}SiO_{3}0,0385Rn\ M_{2,064/25,5} \frac{HCO_{3}96SO_{4}2\tilde{C}l2}{Ca53Na35Mg10K2}pH6,3T22$	F 0,67; Li 0,39; Si 13,8; Sr 2,8; Ba 0,49; P39 0,0022; U 0,006
5	$CO_{2}1,\!488H_{2}SiO_{3}0,\!0276Rn71M_{0,607/7,5}\frac{HCO_{3}97SO_{4}1Cl2}{Ca55Na24Mg19K2}pH5,\!9T12$	F 0,15; Li 0,13; Si 13; Mn 0,017; Fe 0,066; Sr 1,12; Ba 0,25; P39 0,0018;
4	$CO_{2}0,946H_{2}SiO_{3}0,0363Rn126M_{1,018/12,5}\frac{HCO_{3}97SO_{4}1Cl2}{Ca43Na39Mg14K4}pH6,2T14$	F 0,44; Li 0,34; Be 0,00016; Si 13; Sr 1,76; Ba 0,44; P39 0,0019
23	$CO_{2}0,253*H_{2}SiO_{3}0,0288Rn122M_{1,369/17,0} \\ \frac{HCO_{3}92SO_{4}7Cl1}{Ca64Na27Mg7K2}pH6,5T17$	Li 0,3; Si 10; Se 0,009; Sr 2,0; Ba 0,37; P39 0,00085
24	$CO_{2}0,553H_{2}SiO_{3}0,0280Rn\ M_{1,158/11,6}\frac{HCO_{3}91SO_{4}7Cl2}{Ca62Na25Mg10K3}pH6,5T17$	F 0,57; Li 0,31; Si 10; Se 0,009; Sr 2,0; Ba 0,35; P39 0,00065
21a	$CO_{2}0,790H_{2}SiO_{3}0,0241Rn51\ M_{1,203/15,3}\frac{HCO_{3}90SO_{4}9Cl1}{Ca74Na18Mg7K1}pH6,2T14$	F 0,41; Li 0,19; Be 0,00028; Si 8,6; Se 0,009; Sr 1,6; Ba 0,24; P39 0,00042; U 0,0053

5.3 Равновесие вод с горными породами и геохимические типы вод

Обогащение вод химическими элементами происходит в процессе взаимодействия вод с горными породами. Механизм формирования углекислых вод комплекса Чойган может быть объяснен с позиций теории геологической эволюции системы вода-порода (Шварцев, 1998, Геологическая эволюция...., 2005, 2007). Интегральной характеристикой состава вод, как следствия одной из стадий геологической эволюции системы вода-порода является геохимический тип вод, выделяемый по составу формирующихся вторичных продуктов выветривания и являющийся стабильной компонентой геологической среды на определенном этапе взаимодействия этой системы.

Рассматриваемые волы мере движения В гидрогеологической системе. взаимодействуя с первичными алюмосиликатными минералами и растворяя их, обогащаются химическими элементами и приходят в состояние насыщения каолинитом, монтмориллонитом и иллитом (рис. 5.13). В тоже время все подземные воды далеки от равновесия с такими минералами как альбит, анортит, мусковит, анальцим, Mg-хлорит. Следовательно, рассматриваемая система вода - порода оказывается равновесно-неравновесной: вода неравновесна с одними минералами, которые она непрерывно растворяет, но одновременно она равновесна с другими, которые она постоянно формирует. Определяющим фактором в этом процессе является время взаимодействия подземных вод с горными породами. Так, пресные нейтральные воды в роднике 29, отражающие начальную стадию взаимодействия системы вода - алюмосиликаты, располагаются на приведенных диаграммах в поле устойчивости гиббсита и находятся с ним в равновесии (рис. 5.13), что свидетельствует о малом времени взаимодействия этих вод с горными породами. Нейтральные пресные воды зоны региональной трещиноватости в роднике 33 являются равновесными с каолинитом.

Холодные углекислые воды в условиях слабокислой реакции среды при минерализации от 711 и 1426 мг/л и содержаниях кремния до 8,5 мг/л (родники 4 и 21а) насыщены каолинитом. При увеличении времени взаимодействия подземных вод с горными породами свободная углекислота способствует более интенсивному течению реакции гидролиза алюмосиликатов и в холодных углекислых водах со средней минерализацией 1430 мг/л и концентраций кремния от 9,9 до 17 мг/л достигается равновесие с Са-, Мg- и Nа-монтмориллонитами.



1 – термальные углекислые воды; 2 – холодные углекислые воды; 3 – грунтовые воды зоны региональной трещиноватости.

Рисунок 5.13 — Диаграммы равновесия основных минералов при 25 °C с нанесением данных по составу углекислых вод природного комплекса Чойган а — гиббсит—каолинит— Nа-монтмориллонит—альбит—анальцим, б — гиббсит—каолинит—К-монтмориллонит—иллит—мусковит, в — гиббсит—каолинит—Мg-монтмориллонит—Мg-хлорит.

Термальные углекислые воды с температурой $20-39^{\circ}$ С природного комплекса Чойган являются равновесными с вторичными минералами группы монтмориллонитов, прежде всего, с Ca-, Mg- и Na-монтмориллонитами при минерализации от 1928 до 2712 мг/л и содержании кремния от 17 до 25 мг/л (рис. 5.14).

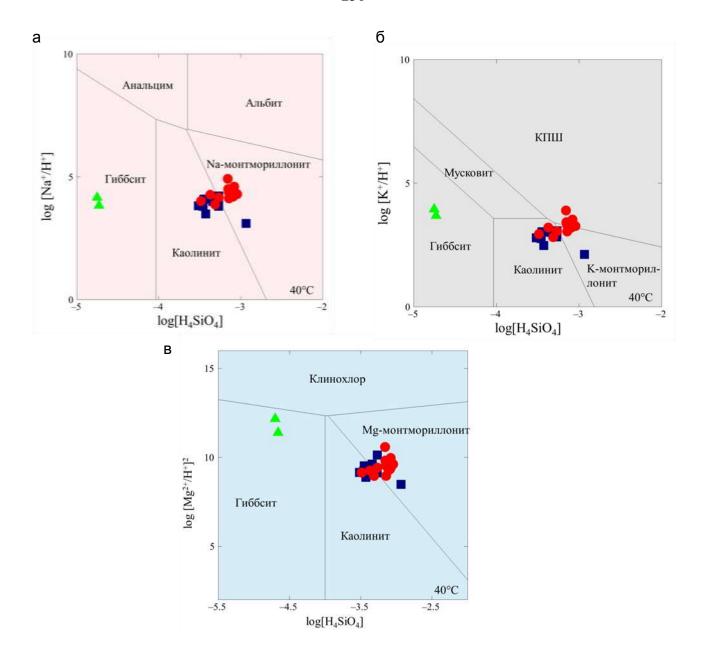


Рисунок 5.14 — Диаграммы равновесия основных минералов при 40°C с нанесением данных по составу углекислых вод природного комплекса Чойган а — гиббсит—каолинит—Nа-монтмориллонит—альбит—анальцим, б — гиббсит—каолинит—К-монтмориллонит—мусковит, в — гиббсит—каолинит—Мg-монтмориллонит—Мg-хлорит. Условные обозначения на рис. 5.13

Анализ процессов взаимодействия вод с карбонатными и сульфатными минералами показывает, что при увеличении времени взаимодействия системы вода-порода повышается степень насыщенности вод карбонатными и сульфатными минералами (табл. 5.6).

Таблица 5.6 – Величина параметра насыщенности родников природного комплекса Чойган карбонатными и сульфатными минералами

TT	Параметр насыщенности									
Номер	TO THE HINT	OHHODHE		• •		DUTONUT	напастии	БИПО		
родника	кальцит	сидерит	l.	стронцианит	l l	витерит	целестин	ТИПС		
21a	-0,2	1.2	-1,0	ые углекислые -1,8		-3,8	1 0	1.6		
25 25	0,5	-1,2 -0,04		-1,0	-2,1	-3,6	-1,8	-1,6		
23	0,3		0,5	-1,2	-1,3	2 1	1 7	-1,6		
24	· ·	-0,6 -0,4	0,1	, ,	-1,5	-3,1	-1,7 -1,7	-1,6		
28	0,2		-0,1	-1,2 -1,5	-1,6	-3,2	, ,	-1,6		
	-0,009	-1,0	-0,6		-1,9	-3,6	-1,7	-1,5		
30	0,5	-0,5	0,4	-1,0	-1,3	-2,9	-1,8	-1,7		
5	-0,6	-1,0	-1,7	-1,9	-2,4	-3,7	-2,6	-2,6		
4	-1,0	-1,7	-2,5	-2,4	-2,8	-4,3	-2,8	-2,7		
2	-0,5	-	-1,2	-1,6	-2,1	-3,4	-2,4	-2,6		
3	-0,4	-	-1,1	-1,5	-2,0	-3,3	-2,4	-2,7		
Среднее	-0,1	-0,9	-0,7	-1,6	-1,9	-3,5	-2,1	-2,0		
	I I			ые углекислые			1			
1	0,2	0,8	0,3	-0,8	-1,2	-2,5	-2,5	-2,8		
10	0,5	0,6	0,7	-0,7	-1,1	-2,5	-2,2	-2,4		
15	0,3	0,2	0,2	-0,9	-1,3	-2,8	-1,9	-2,1		
9	0,7	0,4	1,0	-0,6	-1,0	-2,3	-2,2	-2,3		
6	0,3	0,5	0,2	-0,9	-1,4	-2,6	-2,2	-2,3		
7	0,4	-0,2	0,3	-0,9	-1,3	-2,6	-2,3	-2,4		
8	0,2	-0,5	0,1	-1,0	-1,4	-2,8	-2,4	-2,5		
13	0,6	0,7	0,8	-0,5	-1,0	-2,3	-2,2	-2,5		
12	0,5	0,6	0,7	-0,6	-1,1	-2,4	-2,2	-2,5		
11	0,4	-0,04	0,4	-0,8	-1,3	-2,5	-2,2	-2,4		
31	0,4	-0,1	0,5	-0,8	-1,2	-2,7	-2,3	-2,5		
16	0,3	0,6	0,3	-0,9	-1,3	-2,8	-1,9	-2,0		
19	0,6	1,3	0,8	-0,6	-1,0	-2,5	-1,6	-1,8		
27	0,02	-0,9	-0,4	-1,3	-1,7	-3,3	-2,0	-2,1		
26	0,2	-0,8	-0,1	-1,1	-1,5	-3,1	-1,9	-1,9		
17	0,001	-1,0	-0,5	-1,5	-1,8	-3,6	-1,7	-1,6		
Среднее	0,3	0,1	0,3	-0,9	-1,3	-2,7	-2,1	-2,2		
	Γ	рунтовые	воды зонь	ы регионально	й трещино	ватости				
33	-0,3	-0,9	-1,1	-2,1	-2,1	-4,2	-2,6	-2,2		
29	-0,6	-0,7	-2,5	-2,2	-3,2	-3,8	-3,5	-3,2		

Холодные углекислые воды, в целом, характеризуются низкой степенью насыщенности карбонатными и сульфатными минералами. В отдельных точках отмечается насыщенность кальцитом (родники 23, 24, 25, 30) и доломитом (23, 25,30), параметр насыщенности вод для указанных родников изменяется от 0,2 до 0,5. Все рассматриваемые родники далеки от

состояния насыщения целестином и гипсом.

Термальные углекислые воды насыщены карбонатными минералами: кальцитом, сидеритом и доломитом, параметр насыщенности изменяется от 0,001 до 1,3. Воды ненасыщены стронцианитом, магнезитом, витеритом, наиболее далеки воды от состояния насыщения целестином, гипсом, параметр насыщенности изменяется от -1,6 до -2,5.

Согласно анализу средних величин параметра насыщенности (табл. 5.6) стоит отметить, что холодные углекислые воды менее насыщенны карбонатными и сульфатными минералами, чем термальные углекислые воды. Это может свидетельствовать о том, что повышенная температура способствует насыщению вод вторичными минералами, поскольку с ростом температуры растворимость этих соединений снижается (Крайнов и др., 2004).

В соответствии с принципами выделения геохимических типов вод (Шварцев, 1998, Геологическая эволюция, 2005, 2007) установлено, что среди рассматриваемых вод распространены кислый железисто-алюминиевый, алюминиево-кремнистый и кремнистый Са-Na-Mg геохимические типы вод, встреченные в единичных точках, а самым распространенным является углекисло-кремнистый карбонатно-кальциевый. Выделенные геохимические типы характеризуются различными условиями формирования, что отражается на особенностях накопления, миграции и удаления химических элементов.

Кислый железисто-алюминиевый геохимический тип вод встречен в роднике 29, где разгружаются ультрапресные воды с концентрацией кремния 0,52 мг/л, характеризующиеся минимальным временем взаимодействия с горными породами.

К алюминиево-кремнистому геохимическому типу, равновесному с каолинитом, принадлежат родники 4 и 21а, которые характеризуются слабокислой реакцией среды при минерализации от 711 и 1426 мг/л и содержании кремния до 8,5 мг/л. Воды родников 2, 3, 5, 28 принадлежат к кремнистому Ca-Na-Mg геохимическому типу, равновесному с монтмориллонитами, при минерализации вод до 1234 мг/л и рН до 6,2.

Наиболее распространенным в рассматриваемых условиях является углекислокремнистый карбонатно-кальциевый геохимический тип, равновесный с кальцитом. К этому типу принадлежат все термальные и часть холодных углекислых вод. Их минерализация достигает 2646 мг/л, а величина рН изменяется от 6,1 до 6,3. В ряде родников отмечается наличие вторичных минеральных образования. Исследования минерального состава вторичных отложений в родниках 12 и 24 с использованием рентгенофазового анализа показали, что минеральный состав практически на 100 % представлен кальцитом (рис. 5.15).

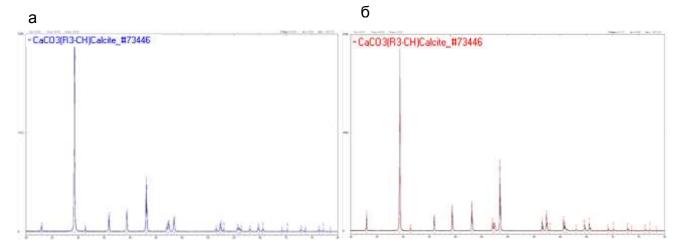


Рисунок 5.15 – Рентгенограммы образцов вторичной минеральной фазы из родников 12 (a) и 24 (б)

Минеральный состав вторичных отложений в родниках 12 и 24, также подтверждает их химическим составом (табл. 5.7).

Таблица 5.7 – Химический состав вторичных минеральных отложений в родниках 12 и 24, %

Элемент	Родник 12	Родник 24	Элемент	Родник 12	Родник 24
Li	0,00023	0,00016	Zr	0,000064	0,000030
Be	0,00041	0,000011	Mo	0,0000015	0,0000056
В	0,000054	< 0.0002	Cd	0,0000019	0,000011
Na	0,032	0,014	I	0,0000057	0,000024
Mg	0,10	0,062	Cs	0,0000072	0,0000039
Al	0,0046	0,0057	Ba	0,075	0,015
Si	0,0037	0,00040	La	0,00013	0,0018
K	0,0080	0,0043	Ce	0,00028	0,00037
Ca	27,97	32,52	Pr	0,000027	0,00039
Sc	0,000048	0,00037	Nd	0,00012	0,0016
Ti	0,00029	0,00032	Sm	0,000024	0,00029
V	0,000026	0,000016	Eu	0,000017	0,000064
Cr	0,0000071	0,000039	Gd	0,000035	0,00027
Mn	0,079	0,0026	Tb	0,0000050	0,000036
Fe	0,47	0,036	Dy	0,000035	0,00020
Co	0,00029	0,000012	Но	0,0000081	0,000035
Ni	0,000074	0,00010	Er	0,000025	0,000088
Cu	0,000011	0,00027	Tm	0,0000034	0,000010
Zn	< 0.0001	0,000059	Yb	0,000022	0,000059
Ga	0,0000070	0,000024	Lu	0,0000035	0,000009
Ge	0,000026	0,000021	Hf	< 0.0000005	0,000001
As	0,0018	0,000031	Pb	0,000019	0,000015
Br	0,00012	0,0010	Th	0,0000017	0,0000013
Y	0,00035	0,0011	U	0,000071	0,00026

Согласно анализу таблицы 5.7 максимальное содержание в химическом составе рассматриваемых образцов отмечается кальция, концентрация которого составляет 27,97 и

32,52 %. Также в образце минеральных отложений из родника 12 отмечаются высокие содержания железа и магния, что, учитывая насыщенность вод сидеритом, доломитом, может быть обусловлено формированием указанными элементами собственных вторичных фаз, идентификация которых методом РФА затруднена ввиду их малого количества. При этом воды родника 24 ненасыщены сидеритом и доломитом, соответственно, формирование указанных минералов из вод невозможно, что и выражается в значительно более низких концентрациях железа и магния во вторичной минеральной фазе рассматриваемого родника (табл. 5.7).

5.4 Механизм взаимодействия вод с горными породами

С позиций анализа эволюционного развития системы вода-порода рассматриваемые воды преимущественно находятся на стадии насыщения монтмориллонитами и кальцитом, что соответствует этапу содообразования или формирования кремнистого карбонатно-кальциевого геохимического типа (Геологическая эволюция..., 2007). В водах возникает геохимический барьер для накопления кальция, который связывается образующейся вторичной минеральной фазой, и наблюдается рост концентраций натрия вплоть до его преобладания в катионном составе. Начало образования кальцита является переломным моментом в эволюционном развитии системы вода-порода, т.к. при прочих равных условиях концентрация кальция в растворе уже не может увеличиваться.

Согласно (Геологическая эволюция..., 2007), содовые воды широко распространены в степных, лесостепных, горно-степных ландшафтах, межгорных артезианских бассейнах и т.д. и, как было выше показано, могут быть встречены как в зоне выщелачивания, так и в зоне континентального засоления. Однако, в рассматриваемых условиях современной тектономагматической активизации при наличии повышенного теплового потока (Рычкова и др., 2007, Рычкова, 2009) и дополнительного обогащения вод углекислотой за счет метаморфизации карбонатных отложений (Оргильянов и др., 2015) формируется углекисло-кремнистый карбонатно-кальциевый геохимический тип.

Основной особенностью родников природного комплекса Чойган является наличие в химическом составе высоких концентраций углекислоты, которая оказывает значительное влияние на характер взаимодействия вод с первичными минералами. Это влияние прослеживается в особенностях растворения первичных (преимущественно алюмосиликатных) и осаждения вторичных минералов, а также в накоплении в растворе химических элементов.

Изменение температуры воды, обогащенной CO₂, во время подъема влияет на растворимость минералов, вода становится более кислой при охлаждении, за счет увеличения растворимости CO₂, и таким образом, увеличивается растворение минералов, повышается минерализация вод, ускоряется обогащение вод литогенными элементами Si, Fe, Ca, Mg, Ni, Mn, Ba, As (Pauwels и др., 2007, Marques и др., 2000). Дестабилизация и увеличение растворимости первичных гидротермальных минералов имеет фундаментальное значение при объяснении высокой концентрации не только двухвалентных катионов, но и микроэлементов в водах, обогащенной углекислотой (Thomas, 2016). Однако, дискуссионным остается вопрос о связи химического состава углекислых минеральных вод с процессами литогенеза осадочных пород и с тектоно-магматической активностью областей (Харитонова, 2013).

Стих и др. (2015) в своей концептуальной модели формирования вод на островах Азорского архипелага предположили, что магматический CO₂ способствует эволюции HCO₃-Na подземных вод на глубине. Высокая минерализация вод и обычно HCO₃-Na (Ca) состав достигается за счет длительного взаимодействия в системе вода-порода-CO₂, приводящего к образованию вторичных минералов, таких как монтмориллониты, глины и гидроокислы, КПШ, карбонаты; при этом силикаты выступают источниками двухвалентных катионов для образования карбонатных минералов; а насыщение первичными алюмосиликатами не достигается (Шварцев, 2017; Thomas, 2016; Choi, 2014).

Растворимость CO₂ в воде уменьшается с ростом температуры и солености, но увеличивается с давлением (Kaszuba et al., 2013). На рисунке 5.16 показан результаты моделирования изменения параметра насыщенности вод вторичными минералами родника 8 с ростом парциального давления CO₂. Показано, что с ростом рCO₂ насыщенность вод карбонатными минералами быстро уменьшается ввиду увеличения растворимости карбонатов с ростом парциального давления CO₂, при этом насыщенность алюмосиликатными минералами изменяется не так значительно. Таким образом, с ростом рCO₂ возрастает степень неравновесности системы вода – карбонатные минералы.

С ростом минерализации, pH и содержания кальция в рассматриваемых водах растет насыщенность вод кальцитом. При этом в отличие от типичных условий зоны гипергенеза в рассматриваемых водах наблюдается смещение точки начала карбонатообразования (рис. 5.17).

Так, типичным для зоны гипергенеза является равновесие с кальцитом при рН 7,4, минерализации вод 0,6-0,7 г/л и концентрации кальция 80 мг/л. Рассматриваемые воды насыщаются кальцитом при минерализации вод более 1500 мг/л, рН более 6,25 и концентрации кальция более 180 мг/л (рис. 5.17). Таким образом, рассматриваемые воды насыщаются кальцитом при более высокой минерализации, т.е. при несколько более длительном времени

взаимодействия с горными породами, нежели это происходит в типичных условиях зоны гипергенеза.

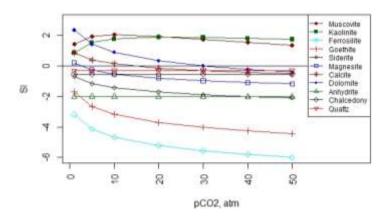


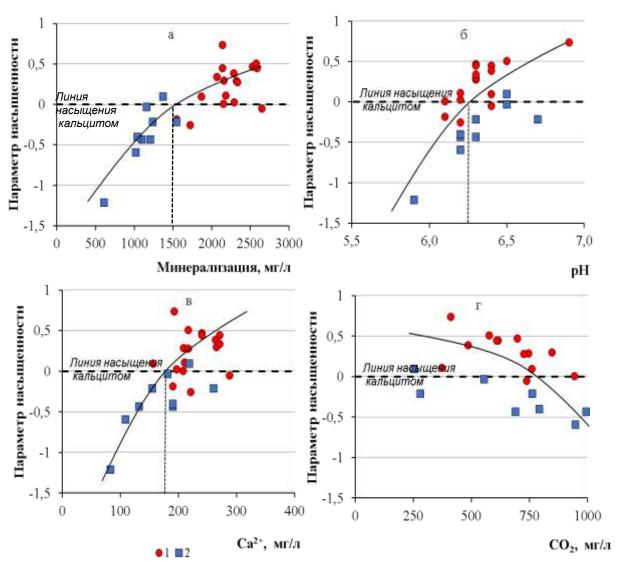
Рисунок 5.16 – Зависимость параметра насыщенности вод минералами от величины pCO2 (на примере родника 8).

Важным фактором, определяющим этот сдвиг, является наличие в водах углекислоты. С ростом концентрации свободной углекислоты в рассматриваемых водах происходит уменьшение степени насыщенности вод кальцитом; таким образом, высокие концентрации свободной CO₂ препятствуют наступлению равновесия вод с кальцитом (рис. 5.17 г).

Кроме этого, избыточное поступление CO_2 в воды способствует появлению CO_2 (агрессивная) и смещению равновесия в системе $HCO_3^-CO_2$ (аq) по реакции:

$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 = Ca^{2+} + 2HCO_3^{-}$$

Наличие в водах агрессивной углекислоты способствует растворению карбоната кальция, т.е. рассматриваемая реакция будет протекать слева направо. Этот процесс будет протекать до наступления равновесия. Если в водах отсутствует избыточное количество углекислоты, то реакция будет протекать справа налево, и из вод будет образовываться карбонат кальция.



1 – термальные углекислые воды, 2 – холодные углекислые воды

Рисунок 5.17 – Зависимость параметра насыщенности углекислых вод кальцитом от минерализации (a), pH (б), концентрации кальция (в), содержания углекислоты CO₂ (г).

В таблице 5.8 приведены данные по содержанию в рассматриваемых водах основных карбонатных ионов и по равновесному количеству CO_2 .

Согласно анализу таблицы 5.8 практически во всех родниках природного комплекса Чойган величина рассчитанной равновесной углекислоты значительно больше, чем содержание свободной углекислоты в водах. Это свидетельствует о том, что состояние рассматриваемых вод характеризуется склонностью к формированию карбоната кальция. При этом в отдельных родниках (2,4,5,21a) отмечается наличие избыточной углекислоты, что, кроме всего прочего, препятствует установлению равновесия с кальцитом: это подтверждается отрицательными значениями параметра насыщенности кальцитом рассматриваемых родников.

Таблица 5.8 — Результаты расчета равновесной углекислоты в родниках природного комплекса Чойган

Номер родника	НСО ₃ ⁻ , ммоль/л	Са ²⁺ , ммоль/л	СО ₂ свободная, ммоль/л	СО ₂ равновесная, ммоль/л	Параметр насыщенности кальцитом				
Холодные углекислые воды									
4	7,4	2,1	33,8	3,3	-1,0				
5	12,2	2,7	21,5	11,7	-0,6				
21a	11,7	4,8	19,8	18,9	-0,2				
2	13,1	3,3	22,1	16,5	-0,5				
24	13,1	4,5	12,6	22,7	0,2				
28	13,8	4,8	15,6	26,3	-0,009				
23	15,6	5,4	5,8	38,7	0,3				
25	18,2	5,5	13,6	53,1	0,5				
30	18,2	6,5	4,3	62,7	0,5				
Термальные углекислые воды									
17	17,8	4,8	24,4	43,8	0,001				
26	20,0	5,5	28,1	64,1	0,2				
7	22,1	3,9	18,2	55,7	0,4				
27	24,4	6,8	28,4	117,4	0,02				
19	25,1	6,8	13,8	123,8	0,6				
16	25,2	5,2	20,8	96,4	0,3				
8	27,8	6,6	6,3	149,0	0,2				
9	25,9	5,3	8,4	102,9	0,7				
15	27,0	6,6	11,0	139,6	0,3				
1	27,0	4,9	25,8	104,0	0,2				
11	27,4	5,2	16,9	113,8	0,4				
6	27,8	5,4	16,9	121,6	0,3				
12	29,9	6,0	15,7	156,4	0,5				
10	30,5	5,4	10,5	146,4	0,5				
13	30,7	6,0	13,9	164,4	0,6				
31	31,3	7,2	16,7	205,4	0,4				

Таким образом, в рассматриваемых условиях поступающий по активным зонам разломов CO_2 способствует обогащению вод углекислотой, которая в большинстве источников нейтрализуется продуктами гидролиза алюмосиликатных минералов. Этот процесс может быть описан разнообразными реакциями гидролиза первичных алюмосиликатов и реакцией нейтрализации, приведем один из возможных вариантов:

Стоит подчеркнуть особую роль углекислоты в формировании геохимической среды, которая в свою очередь влияет на процессы взаимодействия вод с горными породами. Следствием нейтрализации щелочности, образующейся в результате гидролиза алюмосиликатных минералов, по сути является удаление продуктов реакции, что способствует поддержанию неравновесности системы вода-первичные алюмосиликаты. Таким образом, СО₂, наряду с органическими кислотами, является основным важнейшим компонентом природных вод, нейтрализующим щелочность и способствующим эволюционному развитию системы вода-порода, т.к. является главным барьером на пути установления равновесия вод с эндогенными алюмосиликатами.

Таким образом, особенности химического состава рассматриваемых вод определяются соотношением масштабов растворения первичных алюмосиликатов и поступления в воды CO_2 . При избыточном поступлении CO_2 , часть расходуется на нейтрализацию группы OH^- , образующейся при гидролизе, в результате чего формируется HCO_3^- , часть остается в растворе в форме свободной углекислоты, для поддержания равновесного состояния. При этом, согласно анализу особенностей углекислых родников природного комплекса Чойган, масштабы разрушения первичной породы превышают масштабы поступления CO_2 в раствор в большинстве родников. Лишь в нескольких родниках масштабы обогащения вод углекислотой превосходят масштабы разрушения первичной породы, в результате чего формируется избыток углекислоты, которая препятствует насышению вод карбонатом кальция.

ГЛАВА 6. МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ ПРИРОДНЫХ ВОД

Как было показано в предыдущих главах, эволюционное развитие системы вода-порода определяется влиянием внутренних и внешних факторов. Геохимическая среда как внутренний фактор эволюции играет значительную роль в формировании гидрогенно-минеральных комплексов. Однако система вода-порода является открытой, т.е. обменивается веществом и энергией с внешней средой, которая контролируется температурой, давлением, типом горных пород, скоростью фильтрации и т.д. В этой связи для полного понимания механизма эволюционного развития системы вода-порода необходимо рассмотреть влияние внешних факторов, главным образом тех, которые влияют на время взаимодействия вод с горными породами.

Внешние факторы могут быть разделены на две группы: зональные (климатические) и азональные (геолого-структурные). Каждая группа факторов характеризуется собственным механизмом воздействия на формирование геохимических типов вод.

Исследование особенностей состава природных вод всех рассматриваемых районов, приуроченных горно-складчатым областям, позволило рассмотреть К механизмы взаимодействие вод с горными породами и охарактеризовать геохимические типы вод, формирующиеся на трех начальных этапах эволюционного развития системы вода-порода равновесие с каолинитом, монтмориллонитами и кальцитом (табл. 6.1). Некоторые геохимические типы в пределах рассматриваемых районов распространены крайне ограничено и особенности их формирования были рассмотрены выше, поэтому здесь приводится систематизация основных геохимических типов с целью выявления определяющего влияния внешних зональных и азональных факторов эволюционного развития системы вода-порода. В данной работе впервые в зависимости от определяющего влияния зональных или азональных факторов выделяются также зональные или азональные геохимические типы вод (рис. 6.1).

Как было показано выше, стадия равновесия с каолинитом является наиболее типичной для природных вод районов с гумидным климатом – водосбора оз. Поянху и восточного склона Полярного Урала, также в отдельных точках этот тип вод встречается в горном обрамлении Тувинской впадины и природного комплекса Чойган (табл. 6.1). На стадии равновесия с каолинитом формируются алюминиево-кремнистый и кислый кремнисто-органогенный геохимические типы вод, последний часто рассматривается как подтип. При этом кислый кремнисто-органогенный геохимический тип ассоциируется с органогенным кислым железисто-алюминиевым типом, характеризующимся сходными условиями формирования.

Выше было показано определяющие влияние геохимической среды на формирование состава указанных типов вод, однако формирование в каждом районе соответствующей геохимической среды определяется влиянием зональных факторов (климатических). Формирование геохимической среды происходит при соподчиненном влиянии таких природных факторов как климат, биологическая продуктивность ландшафта, направленность преобразования органических веществ. Соответственно, алюминиево-кремнистый и кислый кремнисто-органогенный типы вод являются зональными для рассматриваемых условий.

Таблица 6.1 – Распространенность геохимических типов вод в районах исследования

Геохимический тип вод	Необходимое химическое условие и вторичная минеральная фаза	Район исследования					
		Водосбор оз. Поянху	Восточный склон Полярного Урала	Тувинская впадина и ее горное обрамление	Минусинские межгорные впадины	Природный комплекс Чойган	
Органогенный кислый железисто- алюминиевый	Равновесие с гидроксидами железа, алюминия						
Кислый кремнисто- органогенный	Равновесие с каолинитом						
Алюминиево- кремнистый	Равновесие с каолинитом						
Кремнистый Са- Mg-Na	Равновесие с Са-, Mg-, Na- монтмориллонитом						
Кремнистый карбонатно- кальциевый	Равновесие с кальцитом,						
Углекисло- кремнистый карбонатно- кальциевый	Равновесие с кальцитом						
Кремнистые сульфатно- натриевый	Равновесие с кальцитом и глинами высокие содержания сульфат-иона						
Кремнистый хлоридно- натриевый	Равновесие с кальцитом и глинами высокие содержания хлорид-иона						

Формирование в рассматриваемых природно-климатических условиях алюминиевокремнистого и кислого кремнисто-органогенного геохимических типов определяется малым временем взаимодействия вод с горными породами. Только в условиях многолетней мерзлоты это связано с нахождением вод большую часть года в твердом состоянии, а в условиях субтропического климата — с активным водообменном за счет обильных осадков.

В условиях многолетней мерзлоты проявляется влияние холодного и влажного климата. Отрицательные среднегодовые температуры способствуют сохранению и развитию в

рассматриваемом районе многолетней мерзлоты сплошного развития, однослойного строения с мощностью от 100 до 320 м. Мощность деятельного слоя, формирующегося в результате сезонного протаивания, зависит во многом от состава слагающих пород и колеблется от 0,2 до 0,5 м. Оттаивание мерзлоты приводит к заболачиванию низинных участков ландшафта. Активизации процессов заболачивания во многом способствует большое количество атмосферных осадков 400-600 мм, фильтрации которых препятствует мерзлота, и слабая испаряемость. Последний факт усугубляется удивительной выравненностью рельефа, что приводит к формированию застойного режима вод. Однако, следствием отрицательных среднегодовых температур в районе исследования является нахождение вод большую часть года в твердом состоянии, что определяет малое время их контакта с горными породами, т.к..

Биомасса и ежегодная продукция тундрового ландшафта незначительни и близки по своим масштабам к степям и пустыням. Процессы минерализации органического вещества в данных условиях протекают весьма слабо, что способствует обогащению вод органическим веществом и формированию кислой и слабокислой среды за счет поступления в воды органических кислот. Концентрации $C_{\rm opr}$ в рассматриваемых водах могут достигать $10~{\rm mr/n}$.

В условиях провинции субтропического климата подземные воды также незначительное время взаимодействуют с горными породами, только этот факт определяется влиянием несколько иных факторов. Как было показано выше, среднегодовое количество осадков в рассматриваемом районе может достигать 2400 мм, а температура воздуха составляет плюс 17 °С. Такое значительное количество атмосферных осадков, кроме всего прочего, способствует формированию в рассматриваемых условиях активного водообмена, определяемого высоким значением модуля подземного стока, достигающего 20 л/с*км², что соответствует ориентировочно 60–100 годам взаимодействия воды с горными породами (Геологическая эволюция..., 2007).

В таких условиях биомасса и ежегодная продукция ландшафта очень высока и большое количество органических веществ должно было бы поступать в подземные воды. Однако этому препятствуют активно протекающие в рассматриваемых условиях процессы минерализации органического вещества, приводящие к обогащению вод не органическими кислотами, а $CO_{26иог}$, что также, как и в условиях многолетней мерзлоты, приводит к формированию кислой и слабокислой геохимической среды.

В тоже время в рассматриваемых районах с гумидным климатом вод влиянием азональных – геолого-структурных факторов могут формироваться воды равновесные с монтмориллонитами.

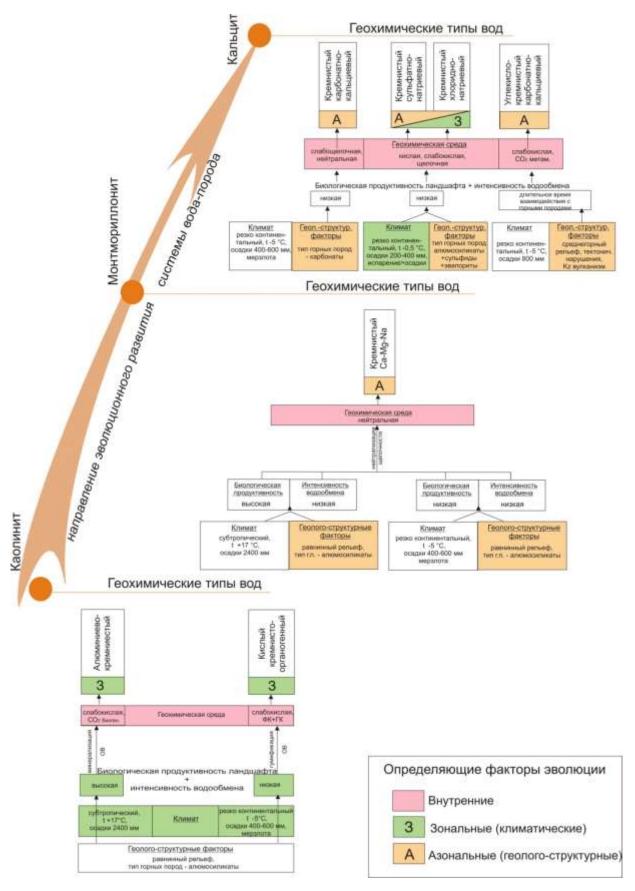


Рисунок 6.1 — Стадийность формирования геохимических типов вод и схема влияния внешних и внутренних факторов геологической эволюции системы вода-порода

Воды кремнистого Ca-Mg-Na геохимического типа проявляются локально и распространены на участках замедления водообмена и, соответственно, этот тип вод рассматривается для данных условий как азональный.

Наибольшее количество геохимических типов формируется на стадии насыщения вод кальцитом. При этом большинство из них для рассматриваемых природно-климатических условий являются азональными.

В пределах восточного склона Полярного Урала локально распространен кремнистый карбонатно-кальциевый тип вод, который является не типичным для рассматриваемых природно-климатических условий. Обычно он распространен в степных, лесостепных, горностепных ландшафтах. Формирование этого геохимического типа вод в рассматриваемых условиях возможно только при наличии локально распространенных карбонатных отложений, наличие которых фиксируется в районе исследования в небольших количествах. Таким образом, определяющим в формировании состава этого геохимического типа является влияние геолого-структурных факторов, а именно состав горных пород, следовательно, этот тип для рассматриваемых условий восточного склона Полярного Урала является азональным.

К азональному геохимическому типу можно отнести и углекисло-кремнистый карбонатно-кальциевый тип, который распространен на территории природного комплекса Чойган, располагающегося на западном склоне Восточного Саяна на высоте 1550 м над уровнем море. Особенностью этого типа вод является обогащение углекислотой за счет поступления CO_2 по зонам тектонических нарушений, которые в изобилии имеются в районах тектоно-магматической активизации. Формирование данного геохимического типа вод определяют, прежде всего, геолого-структурные факторы. Вместе с тем, этот тип вод можно рассматривать как типичный для зон тектоно-магматической активизации (Павлов и др., 2016).

В условиях межгорных впадин распространены кремнистый хлоридно-натриевый и кремнистый сульфатно-натриевый геохимические типы вод, которые для рассматриваемых условий могут быть как зональными, так и азональными, т.е. определяющим в формировании их состава ведущую роль играют как климатические, так и геолого-структурные факторы. Влияние климатических факторов на формирование состава рассматриваемых геохимических типов вод проявляется в процессах испарительного концентрирования. В условиях высокого испарения кремнистый карбонатно-кальциевый тип в чистом виде формируются редко, т.к. происходит накопление в растворе сульфат-иона и хлорид-иона. Обогащение вод сульфатионом и хлорид-ионом может способствовать эволюционному развитию системы вода-порода до более высоких стадий — насыщение гипсом и галитом, соответственно. Так, насыщение гипсом выступает барьером на пути накопления сульфат-иона. С начала процесса осаждения

гипса начинается трансформация вод в хлоридный натриевый химический тип. Поэтому на этом этапе эволюционного развития следует говорить о формировании сульфатно-кремнистого карбонатно-кальциевого геохимического типа, состав которого контролируется не только глинистыми минералами и кальцитом, но и гипсом. На более поздних этапах эволюционного развития системы вода-порода воды насыщаются галитом, и формируется хлоридно-кремнистый карбонатно-кальциевый геохимический тип вод. Стоит отметить, что осаждение сульфатных и хлоридных солей – достаточно редкое явление, особенно в рассматриваемых условиях. Если же воды не насыщены гипсом и насыщены кальцитом и глинистыми минералами, а в их анионном составе преобладает хлор-ион, то их следует называть кремнистые хлоридно-натриевые, а если преобладает сульфат-ион, то это воды кремнистого сульфатно-натриевого геохимического типа.

Для формирования кремнистого сульфатно-натриевого и кремнистого хлориднонатриевого геохимических типов вод необходимым условием является наличие в водах высоких содержаний сульфат-иона и хлорид-иона, которые могут накапливаться в растворе в определенных климатических условиях в процессе испарительного концентрирования, либо поступать в раствор из дополнительных источников. В природных условиях таким источником могут выступать горные породы, имеющие в своем составе соли или сульфидные минералы.

Таким образом, кремнистый сульфатно-натриевый и кремнистый хлоридно-натриевый геохимические типы вод могут быть как зональными, так и азональными для рассматриваемых условий, т.к. их формирование происходит под влиянием как климатических, так и геологоструктурных факторов.

Геохимические типы вод представляют собой однородные совокупности, в процессе формирования которых находят отражение и климатические и геолого-структурные факторы, что позволяет применять их для решения разнообразных задач современной гидрогеохимии.

Целым рядом исследований показана эффективность применения геохимических типов вод для совершенствования методики гидрогеохимических поисков (Гусева, 2010, Копылова и др., 2012, Гусева и др., 2013) и эколого-геохимических исследований (Янкович и др., 2012, Янкович и др., 2015) в различных ландшафтно-климатических условиях, а также при обосновании геохимических показателей повышения нефтеотдачи нефтяных пластов (Силкина и др., 2013).

Обоснование геохимических типов вод, базируется на изучении условий формирования состава вод и дифференциации химических элементов в процессах выветривания горных пород, что позволяет их рассматривать как однородные гидрогеохимические совокупности при определении параметров распределения химических элементов. Это способствует повышению

эффективности получаемой информации по распространенности химических элементов и их аномальных значений (статистически обоснованных фоновых и аномальных концентраций химических элементов в воде и донных отложениях). Нормирование данных по полученным параметрам распределения химических элементов в каждом геохимическом типе вод и создание массива нормированных данных позволяет легко применять геоинформационные технологии визуализации геохимических признаков прогнозируемого оруденения.

При совершенствовании методики эколого-геохимических исследований для оценки состояния подземных вод использовались геохимические типы подземных вод для выявления истинных фоновых концентраций веществ и выделения участков, где происходит изменение качественного состава подземных вод, но концентрации веществ еще не превышают ПДК. Практическая значимость этих работ определяется тем, что внедрение новой технологии обработки данных на основе анализа геохимических типов вод с использованием геоинформационных технологий открывает широкие возможности для гидрогеохимического районирования территории, мониторинга подземных вод и эколого-геохимической оценки состояния подземных вод с учетом местных условий. (Янкович и др., 2012, Янкович и др., 2015).

Выявление геохимических типов вод и анализ поведения химических элементов использованы для разработки методических подходов по установлению источника обводнения нефтяных месторождений. Это позволяет оперативно решать практические задачи мониторинга разработки месторождений по эксплуатационным скважинам при обосновании геохимических измененных типов вод нефтяных месторождений в процессе его эксплуатации, в том числе для прогнозирования осаждения солей в коллекторе на основе насыщенности вод вторичными минералами и выбора оптимальных составов для закачки в систему ППД (Силкина и др., 2013).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ландшафтно-климатических зонах горно-складчатых областей центральной Евразии распространены разнообразные по составу и минерализации природные воды. В рассмотренных избытком увлажнения распространены слабокислые преимущественно районах ультрапресные воды с минерализацией в среднем около 200 мг/л, гидрокарбонатного натриевокальциевого или магниево-кальциевого состава. В районах распространения многолетней мерзлоты подземные воды обогащены органическими веществами, а в районах с субтропическим климатом – продуктами их минерализации, что в обоих случаях определяет слабокислый характер геохимической среды. В условиях дефицита увлажнения в межгорных впадинах распространены воды, характеризующиеся широким диапазоном изменения величины рН (от 3,6 до 9,8) и минерализации (от 0,9 до 315 г/л), при этом, практически во всех водах в повышенных концентрациях содержатся сульфат-ион и хлорид-ион, которые, зачастую, превалирует в анионном составе вод. В рассмотренных условиях тектоно-магматической активизации в зонах разрывных нарушений формируются слабосолоноватые слабокислые воды с температурой до 37°C, обогащенные углекислотой, концентрация которой составляет от 187 до 1488 мг/л.

Все рассмотренные воды характеризуются начальными стадиями эволюционного развития системы вода-порода, что и определяет специфику формирования их состава, а именно процессов рассеяние и концентрирования химических элементов. В условиях субтропического климата в системе вода-вторичный минерал происходит перераспределение химических элементов, особенно элементов-гидролизатов, в сторону последней, а в условиях распространения многолетней мерзлоты – накопление элементов в водном растворе. Основным процессом, определяющим специфику вод в рассматриваемых условиях, является комплексообразование, в результате которого формируются соединения, в том числе и органоминеральные, удерживающие химические элементы в растворе. В субтропическом климате вследствие минерализации органического вещества отсутствие органических лигандов способствует протеканию процессов гидролизации химических элементов и удалению их из раствора, накоплению во вторичной минеральной фазе.

Анализ химического состава природных вод межгорных котловин, характеризующихся преимущественно аридными условиями, и горного обрамления позволил установить специфику формирования их состава на основе ведущей роли процессов взаимодействия вод с горными породами в обогащении вод химическими элементами. Специфику вод в этих условиях определяют особенности состава вмещающих отложений — наличие вкраплений сульфидных минералов и эвапоритов, а также процессы испарительного концентрирования, наиболее ярко

проявляющиеся в формировании состава соленых озер.

При углекислотном и термальном выщелачивания складываются благоприятные условия растворения горных пород и перехода химических элементов в раствор. Специфика состава вод, а именно наличие свободной углекислоты оказывает значительное влияние на процесс их взаимодействия с горными породами, активизируя его. Это приводит к активному переходу химических элементов в раствор и формированию солоноватых вод.

При выявленном разнообразии состава природных вод единым подходом к интерпретации процессов формирования их состава является оценка стадии эволюционного развития системы вода—порода, протекающего при воздействии зональных и азональных факторов с учетом внутренних механизмов взаимодействия при определяющей роли геохимической среды, что выражается в формировании в рассматриваемых условиях разнообразных геохимических типов вод. В горно-складчатых областях центральной Евразии в одной природно-климатической зоне могут быть распространены разнообразные геохимические типы вод, соответствующие определенным стадиям взаимодействия с горными породами. Формирование их состава происходит под влиянием зональных и азональных факторов, при определяющей роли одного из них.

Таким образом, механизмы формирования химического состава вод в зоне гипергенеза являются сложными и весьма разнообразными. Это определяется многообразием факторов и процессов, складывающихся в конкретных природных условиях. Несмотря на имеющееся многообразие, универсальной основой для любых ландшафтно-климатических условий является процесс взаимодействия вод с горными породами, протекающий в «равновеснонеравновесной» системе, характеризующейся эволюционным характером развития. Нарушить или изменить естественный ход эволюционного развития системы вода-порода не под силу ни одному природному фактору или процессу, исключением может являться лишь сам многокомпонентный водный раствор, формирующийся в результате взаимодействия с горными породами и под влиянием иных геохимических процессов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная литература

- 1. Алексеев, В.А. Кинетика и механизмы реакций полевых шпатов с водными растворами / В.А. Алексеев. М.: Геос, 2002. 256 с.
- 2. Алексеев, В.А. Экспериментальное и математическое моделирование реакций конгруэнтного и инконгруэнтного растворения щелочных полевых шпатов / В.А. Алексеев, Л.С. Медведева, Л.Н. Банных // Геохимия. 2004. № 9. С. 969–982.
- 3. Алехин, Ю.В. Методы изучения транспортных явлений при изотермической фильтрации в пористых средах / Ю.В. Алехин, А.Г. Вакуленко, Л.З. Лакштанов // Очерки физико-химической петрологии. Вып. 10. М.: Наука, 1982. С. 45–68.
- 4. Алехин, Ю.В. Результаты изучения совместной миграции микроэлементов и органического вещества в речном стоке бореальной зоны / Ю.В. Алехин, С.М. Ильина, С.А. Лапицкий, М.В. Ситникова // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2010. 100. —
- 5. Алтухов, Е.Н. Основные проблемы геологии Восточного Саяна и Тувы / Е.Н. Алтухов, А.И. Сезько // Проблемы стратиграфии и магматизма Красноярского края и Тувинской АССР. Красноярск. 1991. С. 10-15.
- 6. Аракчаа, К.Д. Перспективы освоения Дус-Дагского месторождения каменной соли Республики Тыва / К.Д. Аракчаа, М.Г. Камбалина // Вестник Тувинского государственного университета. №2 Естественные и сельскохозяйственные науки. 2014. № 2. С. 99—104
- 7. Аракчаа, К.Д. Химический состав подземных углекислых водприродного аржаанного комплекса «Чойганские минеральные воды» (Тува) / К.Д. Аракчаа, Ю.Г. Копылова, Н.В. Гусева, М.Г. Камбалина, А.А. Хващевская, А.С. Янкович // Курортная база и природные лечебнооздоровительные местности Тувы и сопредельных регионов: опыт и перспективы использования в целях профилактики заболеваний, лечения и реабилитации больных: материалы I Международной научно-практической конференции, Кызыл, 17-20 Июня 2013. Кызыл: Аныяк, 2013 С. 145-153
- 8. Архипов, А.Л. Геоэкологическое и экогеохимическое состояние геологической среды Южно-Минусинской котловины: дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.36 / Архипов Александр Леонидович. Томск, 2011. 215 с.
- 9. Атлас гидрогеологических и инженерно-геологических карт СССР / под ред. Н. В. Роговской. М.: ГУГК при СМ СССР, 1983.

- 10. Атлас: экономический потенциал Республики Тыва (2003—2004 гг.) / Науч. ред. докт. геол.-мин. наук В.И. Лебедев, докт. экон. наук Ю.Г. Полулях. Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2005.-60 с.
- 11. Бадминов, П.С. Окинская гидротермальная система (Восточный Саян) / П.С. Бадминов, А.В. Иванов, Б.И. Писарский, А.И. Оргильянов // Вулканология и сейсмология. − 2013. № 4. C. 27–39
- 12. Балашов, Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов / Ю.А. Балашов. М.: Недра, 1976. - 268 с.
- Берзин, Н.А. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области / Н.А. Берзин, Л.В. Кунгурцев // Геология и геофизика. – 1996. – № 1. – С. 63-81
- 14. Благонравов, В.А., Благонравова А.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Восточно-Саянская. Лист N-47–XXVI. Объяснительная записка / В.А. Благонравов, А.А. Благонравова. М.: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1960. 72 с.
- 15. Борзенко, С. В. Геохимия соленых озер Восточного Забайкалья: дис. ... д-ра г.-м. наук: 25.00.09 / Борзенко Светлана Владимировна. Томск, 2017. 271 с.
- 16. Бортникова, С.Б. Гидрогеохимия термальных источников вулкана Мутновский (Южная Камчатка) / С.Б. Бортникова, Г.М. Гавриленко, Е.П. Бессонова, А.С. Лапухов // Вулканология и сейсмология. − 2009. − № 6. − С. 26-43.
- 17. Букаты, М.Б. Разработка программного обеспечения для решения гидрогеологических задач / М.Б. Букаты / Известия Томского политехнического университета. 2002.– Т. 305, Вып. 6. С. 348-365.
- 18. Булатов, А.А. Минерально-сырьевые ресурсы Республики Хакасия / А.А. Булатов, Н.Е. Дубовик, Г.А. Борисюк. Абакан, 2008 140 с.
- 19. Булатов, А.А. Новые сведения о составе радоновых вод (Шивелигское месторождение) / А.А. Булатов, Ю.Г. Копылова, Н.К. Джабарова, К.М. Рычкова, К.Д. Аракчаа, А.А. Хващевская, Н.В. Гусева, А.В. Пашагин // Курортная база и природные лечебнооздоровительные местности Тувы и сопредельных регионов: опыт и перспективы использования в целях профилактики заболеваний, лечения и реабилитации больных: материалы I Международной научно-практической конференции, Кызыл, 17-20 Июня 2013. Кызыл: Аныяк, 2013 С. 154-161
- 20. Бурков, В.В. Литофильные редкие элементы в корах выветривания / В.В. Бурков. М.: ИМГРЭ, 1996. 238 с.

- 21. Валяшко, М.Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей / М.Г. Валяшко. М.: Изд-во МГУ, 1962. 397 с.
- 22. Вартанян, Г.С. Месторождения углекислых вод горно-складчатых регионов / Г.С. Вартанян. М.: Недра, 1977. 288 с.
- 23. Вернадский, В.И. История природных вод / В. И. Вернадский ; Российская академия наук; Институт геохимии и аналитической химии и др.; под. ред. С. Л. Шварцева, Ф. Т. Яншина. М.: Наука, 2003. 750 с.
- 24. Водные ресурсы Ширинского района Республики Хакасия / под ред. В.П. Парначева. Томск: Изд-во Том. госун-та, 1999. 171 с.
- 25. Галимова, Т.Ф. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист N-47 Нижнеудинск. Объяснительная записка / Т.Ф. Галимова, А.Г. Пашкова, С.А. Поваринцева, В.В. Перфильев и др. СПб.: Картографическая фабрика «ВСЕГЕИ», 2012. 652 с.
- 26. Гаррелс, Р.М. Растворы, минералы, равновесия / Р.М. Гаррелс, Ч.Л. Крайст. М.: Мир, 1968. 368 с.
- 27. Гаськова, О.Л. Состав рассолов и минеральная зональность донных отложений содовых озер Кулундинской степи (Западная Сибирь) / О.Л. Гаськова, В.Д. Страховенко, Е.А. Овдина // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 10. С. 1514-1527
- 28. Гаськова, О.Л. Термодинамическая модель поведения урана и мышьяка в минерализованном озере Шаазгай-Нуур (Северо-Западная Монголия) / Гаськова О.Л., Исупов В.П., Владимиров А.Г., Шварцев С.Л., Колпакова М.Н. // Доклады Академии наук. 2015. Т. 465, № 2. С. 203
- 29. Геологическая карта Республики Тыва. Масштаб 1:2000000. ФГУГП «Красноярскгеолсъёмка», 2002 г./ Ответственный исполнитель Струнин Б.М. Редактор Глухов Ю.С. Составлена по материалам Госгеолкарты -1000 и Госгеолкарты -200 по состоянию на 01.01.2002 г.
- 30. Геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист N-47 Нижнеудинск/ ответственные исполнители Галимова Т. Ф., Пашкова А. Г., редакторы Миронюк Е.П., Перфильев В.В., Руденко В.Е. Составлена по материалам ФГПУ «ВСЕГЕИ», ФГУНПГП «Иркутскгеофизика» по состоянию на 01.06.2011 г.
- 31. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода порода. Т. 1. Система вода-порода в земной коре: взаимодействие, кинетика, равновесие, моделирование / отв. ред. С.Л. Шварцев. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 244 с.

- 32. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода-порода. Т. 2: Система вода-порода в земной коре: взаимодействие, кинетика, равновесие, моделирование / С.Л. Шварцев (и др.); отв. ред. тома Б.Н. Рыженко; ИНГГ СО РАН (и др.). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. 389 с.
- 33. Геология и минерагения Северной Хакасии: путеводитель по учебному геологическому полигону вузов Сибири / под ред. В.П. Парначева, Б.Д. Васильева. 4-е изд. Томск: Издательство ТПУ, 2009. 236 с.
- 34. Геология СССР, Т. XV. Красноярский край / под ред. Ю.А. Кузнецова, И.В. Лучицкого М.: Недра, 1961. 816 с.
- 35. Геология СССР, Том XXIX. Тувинская АССР, часть І. Геологическое описание. Москва: Недра, Министерство геологии СССР, 1966. 235 с.
 - 36. Гидрогеология Азии / под. Ред. H.A. Маринова. M.: Недра, 1974. 576 c.
- 37. Гидрогеология СССР в 50 т. Т. 16. Западно-Сибирская равнина (Тюменская, Омская, Новосибирская и Томская области) / Министерство геологии РСФСР; Западно-Сибирский научно-исследовательский геологоразведочный нефтяной институт; Ред. В. А. Нуднер. М: Недра, 1970. 367 с.
- 38. Гидрогеология СССР, Т. XVIII. Красноярский край и Тувинская АССР / Под ред. И.К.Зайцева М.: Недра, 1974. 574 с.
- 39. Гидрогеология СССР. Том 18. Красноярский край и Тувинская АССР. Т.18. 1972. 480 с.
- 40. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб $1:1\ 000\ 000\$ (новая серия). Лист N-46(47) Абакан. Объяснительная записка.— СПб.: Карт. фабрика ВСЕГЕИ, $2000.-295\$ с.
- 41. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1[:]1 000 000 (третье поколение). Сер. Алтае-Саянская. Л. М–46–Кызыл: Объясн. зап. СПб.: Карт. фабрика ВСЕГЕИ, 2008. 349 с. + 8 л. вкл. (Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУГП «Красноярскгеолсъемка»).
- 42. Григорьев, А.А. Субарктика. Опыт характеристики основных типов физико-географической среды / А.А. Григорьев. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1946. 172 с.
- 43. Гусева, Н.В. Водный баланс и химический состав озерных вод Полярного Урала / Н.В. Гусева, Ю.Г. Копылова, А.А. Лукин // География и природные ресурсы. 2014. №. 2. С. 78-85
- 44. Гусева, Н.В. Геохимическая подвижность химических элементов в озерных системах Хакасии / Н.В. Гусева, Ю.Г. Копылова // Геологическая эволюция взаимодействия

- воды с горными породами: материалы Всероссийской конференции с участием иностранных ученых, Томск, 1-5 Октября 2012. Томск: НТЛ, 2012 С. 207-210
- 45. Гусева, Н.В. Геохимические типы природных вод междуречья Ензорьяхи и Юньяхи (восточный склон Полярного Урала) / Н.В. Гусева, Ю.Г. Копылова, А.А. Хващевская // Водные ресурсы. 2013. Т. 40, №. 4. С. 386-395
- 46. Гусева, Н.В. Гидрохимический баланс системы озёр Иткуль-Шира (Хакасия, Российская Федерация) / Н.В. Гусева, О.Г. Савичев // Сибирский экологический журнал. 2016. Т. 23, № 5. С. 718-728
- 47. Гусева, Н.В. Исследование насыщенности озерных вод вторичными минералами (на примере соленых озер Хакасии) / Н.В. Гусева, Ю.Г. Копылова, А.А. Хващевская // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами: материалы Второй Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 6-11 Сентября 2015. Владивосток: Дальнаука, 2015 С. 249-252
- 48. Гусева, Н.В. Исследование насыщенности термальных вод вторичными минералами (на примере природного комплекса Тарыс, Тува) / Н.В. Гусева, Ю.Г. Копылова, А.А. Хващевская // Современные проблемы гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии Евразии: материалы Всероссийской конференции с международным участием с элементами научной школы, Томск, 23-27 Ноября 2015. Томск: ТПУ, 2015 С. 400-404
- 49. Гусева, Н.В. Подвижность химических элементов в системе вода-донные отложения / Н.В. Гусева, Ю.Г. Копылова, Е.А. Солдатова // Известия Томского политехнического университета. 2013. Т. 323, №. 1. С. 45-50
- 50. Гусева, Н.В. Распространённость мышьяка в подземных водах межгорного бассейна Датун и способ улучшения качества питьевых вод / Н.В. Гусева, Ч. Хэ, М.Г. Камбалина // Вода: химия и экология. − 2014. №. 8. С. 3-9
- 51. Гусева, Н.В. Распространенность редкоземельных элементов в природных водах междуречья Юньяхи и Ензорьяхи (восточный склон Полярного Урала) / Н.В. Гусева, Ю. Г. Копылова, С.К. Леушина // Вода: химия и экология. − 2012. − №. 12. − С. 121-129
- 52. Гусева, Н.В. Распространенность редкоземельных элементов в природных водах Хакасии / Н.В. Гусева, Ю.Г. Копылова, С.К. Леушина // Известия Томского политехнического университета. 2013. Т. 322, № 1. С. 141-146
- 53. Гусева, Н.В. Совершенствование методики гидрогеохимических поисков в условиях полярного Урала (на примере междуречья Ензорьяхи и Юньяхи): дис. ... канд. геолмин. наук: спец. 25.00.09 / Гусева Наталья Владимировна Томск, 2010. 199 с.

- 54. Гусева, Н.В. Солевой состав вод некоторых озёр Хакасии / Н.В. Гусева, А.А. Хващевская, И.В. Сметанина // Подземная гидросфера: материалы Всероссийского совещания по подземным водам востока России. Иркутск: Географ. 2012. С. 174-177
- 55. Гусева, Н.В. Формирование химического состава подземных солоноватых и рассольных вод Тувинского прогиба и его обрамления / Н.В. Гусева, Ю.Г. Копылова, Ч.К. Ойдуп, К.Д. Аракчаа, К.М. Рычкова, А.А. Хващевская, О.Д. Аюнова // Геология и геофизика. 2018. Т.59. С. 172-182.
- 56. Гусева, Н.В. Химический состав соленых озер Северо-Минусинской котловины, Хакасия / Н.В. Гусева, Ю.Г. Копылова, А.А. Хващевская, И.В. Сметанина // Известия Томского политехнического университета. – 2012. – Т. 321, №. 1 – С. 163–168
- 57. Гусева, Н.В. Четырнадцатая Сессия Международного Симпозиума по взаимодействию вод с горными породами, Авиньон, Франция, 9-14 Июня 2013 г / Н.В. Гусева, Б.Н. Рыженко, С.Л. Шварцев // Геохимия. 2014. № 10. С. 954.
 - 58. Дривер, Дж. Геохимия природных вод / Дж. Дривер. М.: Недра, 1985. 440 с.
- 59. Дубинин, А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане / А.В. Дубинин. М: Недра, 2006. – 360 с.
- 60. Дутова, Е. М. Гидрогеохимия зоны гипергенеза Алтае-Саянской складчатой области: дис. ...док. геол-мин. наук / Дутова Екатерина Матвеевна. Томск, 2005. 380 с.
- 61. Дучков, А.Д. Оценки теплового потока Тувы по данным об изотопах гелия в термоминеральных источниках / А.Д. Дучков, К.М. Рычкова, В.И. Лебедев, И.Л. Каменский, Л.С. Соколова // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 2. С. 264-276.
- 62. Емельянова, А.Ю. Некоторые аспекты экологии и питания бокоплава Gammarus lacustris Sars из озера Шира, Хакасия: дис. ... канд. биол. наук: 03.00.18 / Емельянова Анна Юрьевна. Красноярск, 2003. 133 с.
- 63. Загоскин, В.А. Высокоэффективные технологии геохимических поисков руд и россыпей в таежных и субарктических ландшафтах. В 2 т. Т.1 Природные особенности тайги и субарктики. Типы рыхлых отложений. Геохимические барьеры и реликты. Гипергенные геохимические аномалии / В.А. Загоскин. М.: Пробел, 2003. Т.1 543 с.
- 64. Зайцев, Н.С. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области, в кн.: Складчатые области Евразии / Н.С. Зайцев. М., 1964
- 65. Замана, Л.В. Кальциевые минеральные равновесия азотных терм Байкальской рифтовой зоны / Л.В. Замана // Геохимия. М.: Наука, 2000. № 11. С. 1159-1164.

- 66. Замана, Л.В. Особенности формирования карбонатной системы азотных термальных вод Забайкалья / Л.В. Замана, Е.В. Пиннекер // Доклады Академии наук. М.: Наука, 1999. Т. 366. № 6. С. 803-805.
- 67. Зверев, В.П. Подземная гидросфера. Проблемы фундаментальной гидрогеологии / В.П. Зверев. М.: Научный мир. 2011. 260 с.
- 68. Зверев, В.П. Роль подземных вод в миграции химических элементов / В.П. Зверев. М.: Недра, 1982.-182 с.
- 69. Зуев, А.В. Опыт применения гидрохимического метода поисков рудных месторождений в Западном Саяне. / А.В. Зуев // Информационный сборник ВСЕГЕИ, № 31. Л., 1960. С. 89–95.
- 70. Камбалина, М.Г. Распространенность кремния и методы его определения в термальных родниках Чойган, Тува / М.Г. Камбалина, Н.В. Гусева, Ю.Г. Копылова, А.А. Хващевская // Развитие минерально-сырьевой базы Сибири: от Обручева В.А., Усова М.А., Урванцева Н.Н. до наших дней: материалы Всероссийского форума с международным участием, посвященного 150-летию академика Обручева В.А., 130-летию академика Усова М.А. и 120-летию профессора Урванцева Н.Н., Томск, 24-27 Сентября 2013. Томск: Изд-во ТПУ, 2013. С. 491-495
- 71. Кирпотин, С.Н Динамика площадей термокарстовых озер в сплошной и прерывистой криолитозонах Западной Сибири в условиях глобального потепления / С.Н. Кирпотин, Ю.М. Полищук, Н.А. Брыксина // Вестник ТГУ. 2008. № 311. С. 185-189
- 72. Клименко, В.В. История и прогноз изменения климата в бассейне Баренцева и Карского морей. / В.В. Клименко, О.В. Макушина // Геоэкология. 2005. №1. С. 43-49
- 73. Клопотова, Н.Г. Гидроминеральные лечебные ресурсы озер Минусинской котловины: дис. ... канд. географ. наук: 25.00.36 / Клопотова Надежда Георгиевна. Томск, 2004. 198 с.
 - 74. Ковда, В.А. Основы учения о почвах. М.: Наука, 1973. Кн. І 448 с; Кн ІІ 468 с.
- 75. Колпакова, М.Н. Геохимия соленых озер западной Монголии: дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.09 / Колпакова Марина Николаевна. Томск, 2014. 178 с.
- 76. Кононов, В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма / В.И. Кононов. М.: Наука, 1983. 216 с.
- 77. Копылова, Ю.Г. Геохимия углекислых вод природного комплекса Чойган (северовосток Тувы) / Ю.Г. Копылова, Н.В. Гусева, К.Д. Аракчаа, А.А. Хващевская // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, №. 11. С. 1635-1648

- 78. Копылова Ю.Г., **Гусева Н.В.,** Романова Т.И., Солдатова Е.А. Пути совершенствования геохимических методов по потокам рассеяния химических элементов// Современные проблемы геохимии: Материалы Всероссийского совещания (с участием иностранных ученых), посвященное 95-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона.— Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2012.— Т. 3.— С.67-70.
- 79. Копылова, Ю.Г. Особенности состава углекислых минеральных вод природного комплекса Чойган / Ю.Г. Копылова, К.Д. Аракчаа, Н.В. Гусева, К.М. Рычкова, А.А. Хващевская, А.В. Шестакова, А.А. Оргильянов, И.Г. Крюкова, П.С. Бадминов, М.А. Данилова // Курортная база и природные лечебно-оздоровительные местности Тувы и сопредельных регионов: опыт и перспективы использования в целях профилактики заболеваний, лечения и реабилитации больных: материалы II Международной научно-практической конференции, Кызыл, 1-4 Июля 2015. Абакан: Кооператив «Журналист», 2015. Т. 2-1. С. 81-88
- 80. Копылова, Ю.Г. Оценка пластовых температур термальных вод природного комплекса Чойган (Восточная Тува) / Ю.Г. Копылова, А.А. Хващевская, Н.В. Гусева, Е.А. Солдатова, А.В. Шестакова, Е.Ю. Каричева, И.С. Щёголева // Курортная база и природные лечебно-оздоровительные местности Тувы и сопредельных регионов: опыт и перспективы использования в целях профилактики заболеваний, лечения и реабилитации больных: материалы III Международной научно-практической конференции, Кызыл, 28 Июня-1 Июля 2017. Абакан: Кооператив «Журналист», 2017. С. 163-166
- 81. Копылова, Ю.Г. Путеводитель по озёрам Хакасии: Учебное пособие / Ю.Г. Копылова, Н.В. Гусева, А.А. Хващевская, И.В. Сметанина. Томск: Изд-во ТПУ, 2014 108 с.
- 82. Копылова, Ю.Г. Распространённость урана и тория в природных водах Тувы / Ю.Г. Копылова, Н.В. Гусева, Ч.К. Ойдуп, К.М. Рычкова, К.Д. Аракчаа // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека: материалы IV Международной конференции. Томск: ТПУ. 2013. С. 291-295
- 83. Копылова, Ю.Г. Состав микрофлоры геохимического цикла углерода в углекислых водах природного комплекса Чойган (Тыва) / Ю.Г. Копылова, Н.Г. Наливайко, К.Д. Аракчаа, Н.В. Гусева, А.А. Хващевская, А.В. Шестакова // Курортная база и природные лечебно-оздоровительные местности Тувы и сопредельных регионов: опыт и перспективы использования в целях профилактики заболеваний, лечения и реабилитации больных: материалы II Международной научно-практической конференции, Кызыл, 1-4 Июля 2015. Абакан: Кооператив «Журналист», 2015. Т. 2-1. С. 66-80
- 84. Копылова, Ю.Г. Химический состав вод родников природного комплекса Тарыс (Восточная Тува) / Ю.Г. Копылова, Н.В. Гусева, К.Д. Аракчаа, Ч.К. Ойдуп, К.М. Рычкова, А.А.

- Хващевская, М.Г. Камбалина, Е.Ю. Каричева, И.С. Мазурова // Курортная база и природные лечебно-оздоровительные местности Тувы и сопредельных регионов: опыт и перспективы использования в целях профилактики заболеваний, лечения и реабилитации больных: материалы II Международной научно-практической конференции, Кызыл, 1-4 Июля 2015. Абакан: Кооператив «Журналист», 2015. Т. 2-1. С. 89-98
- 85. Копылова, Ю.Г. Химический состав родников Тувы как стадия развития системы вода-порода / Ю.Г. Копылова, Н.В. Гусева, К.М. Рычкова, К.Д. Аракчаа // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами: материалы Всероссийской конференции с участием иностранных ученых, Томск, 1-5 Октября 2012. Томск: НТЛ, 2012. С. 325-327
- 86. Край тайги, озер и пещер. Хакасия. Ширинский район / Под. редакцией И.В. Букатина, Н.Р. Абдина. Абакан: Изд-во Хакасского гос. ун-та, 1999. 180 с.
- 87. Крайнов, С.Р. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты / С.Р. Крайнов, Б.Н. Рыженко, В.М. Швец. М.: Наука, 2004. 677с.
- 88. Крайнов, С.Р. Геохимия редких элементов в подземных водах (в связи с геохимическими поисками месторождений). М.: Недра, 1973. 295 с.
- 89. Курортно-рекреационный потенциал Западной Сибири / под ред. Е.Ф.Левицкого, В.Б. Адилова. Томск, 2002. 227с.
- 90. Кустов, Ю.И. Минеральные воды центральной части азиатского материка в пределах Республики Тува // Курортная база и природные лечебно-оздоровительные местности Тувы и сопредельных регионов. 2015. № 2. С. 139-143.
- 91. Лаврушин, В.Ю. Подземные флюиды Большого Кавказа и его обрамления / Лаврушин В.Ю. // Труды Геологического института. 2012. № 599. С. 1-348.
- 92. Лебедев, В.И. Активация сейсмоопасных зон на территории Тувы / В.И. Лебедев, К.М. Рычкова, А.М. Сугоракова, С.А. Чупикова // Вестник Тувинского государственного университета. №2 Естественные и сельскохозяйственные науки. 2016. № 2 (29). С. 104-112.
- 93. Левинсон, А. Введение в поисковую геохимию / А. Левинсон. М.: Изд-во «Мир», 1976. 498 с.
- 94. Лисицин, А.К. Гидрогеохимия рудообразования (на примере экзогенных эпигенетических урановых руд). М., «Недра», 1975. 248 с.
- 95. Ломоносов, И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны / И.С. Ломоносов. Новосибирск: Наука, 1974. –165 с.
- 96. Лукин, А.А. Опыт разработки методики морфоструктурно-гидрогеологического анализа / А.А. Лукин. Новосибирск: Наука, 1987. 110 с.

- 97. Макаренко, Н.А. Эколого-геохимическое состояние озера Шунет и его окрестностей (Республика Хакасия) / Н.А. Макаренко, Н.В. Архипова // Вестник Томского государственного университета. 2015. № 400. С. 371-380.
- 98. Матросов, П.С. Подготовка к изданию геологической карты Тувинской АССР масштаба 1:500 000 / П.С. Матросов. Кызыл, 1990.
- 99. Мезенцев, В.С. Увлажненность Западно-Сибирской равнины / В.С. Мезенцев, И.В. Карнацевич. Л.: Гидрометеоиздат, 1969. 168 с.
- 100. Непомнящий, В.В. Природный комплекс и биоразнообразие участка «Озеро Шира» заповедника «Хакасский» / В.В. Непомнящий, Т.Н. Ануфриева, А.Л. Архипов, Н.В. Архипова, О.В. Карначук, С.П. Кулижский, Парначев В.П., Родикова А.В., Семкина О.С. под редакцией В. В. Непомнящего; Государственный природный заповедник «Хакасский», Фонд «Вольное Дело». Абакан, 2011. С. 58-66.
- 101. Никитчин, П.А. Составление металлогенической карты Тувинской АССР масштаба 1:500 000, выполненной в 1977-1980 гг. / П.А. Никитчин, О.И. Орехова. Кызыл, 1980.
- 102. Ойдуп, Ч.К. Гидроминеральные ресурсы в подземных источниках Тувинского прогиба / Ч.К. Ойдуп, Ю.Г. Копылова, С.С. Шацкая // Курортная база и природные лечебно-оздоровительные местности Тувы и сопредельных регионов. 2015. № 2. С. 99–102.
- 103. Оргильянов, А.И. Минеральные воды Тоджинского района Республики Тыва) / А.И. Оргильянов, К.Д. Аракчаа, И.Г. Крюкова, П.С. Бадминов, Е.А. Солдатова, А.В. Шестакова, К.М. Рычкова // Курортная база и природные лечебно-оздоровительные местности, Тувы и сопредельных регионов: опыт и перспективы использования в целях профилактики заболеваний, лечения и реабилитации больных. Материалы III Международной научнопрактической конференции. Республика Тыва, г. Кызыл, ГК «Буян-Бадыргы», 28 июня 1 июля 2017 г. Том 3. /Гл. ред. К.Д. Аракчаа. Кызыл, ООО «Кооператив «Журналист», 2017. С. 147—156.
- 104. Орлова, В.В. Западная Сибирь. Климат СССР / В.В. Орлова Л.: Гидрометеоиздат, 1962. 360 с.
- 105. Павлов, С.Х. Геологические факторы и физико- химические процессы формирования подземных вод Тункинской впадины / С.Х. Павлов, К.В. Чудненко, В.А. Голубев, А.И. Оргильянов, П.С. Бадминов, И.Г. Крюкова // Геодинамика и тектонофизика. 2018. T.9, № 1. C. 221-248.
- 106. Перельман, А.И. Геохимия (изд. 2 перер. и дополн.) / А.И. Перельман. М.: Наука, 1989. 527с.

- 107. Перельман, А.И. Геохимия ландшафта / А.И. Перельман, Н.С. Касимов. М: МГУ, 1999. 610 с.
- 108. Перельман, А.И. Геохимия ландшафта / А.И. Перельман. М.: Высшая школа, 1975. 342 с.
- 109. Перельман, А.И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. / А.И. Перельман. М.: Недра,1972. – 288 с.
- 110. Пименов, Н.В. Микробные процессы циклов углерода и серы в озере Шира (Хакасия) / Н.В. Пименов, И.И. Русанов, О.В. Карначук, Д.Ю. Рогозин, И.А. Брянцева, О.Н. Лунина, С.К. Юсупов, В.П. Парначев, М.В. Иванов // Микробиология. 2003. Т. 72, № 2. С. 259-267.
- 111. Пиннекер, Е.В. Закономерности распространения и состав подземных минеральных вод Тувы / Е.В. Пиннекер, Ю.И. Кустов, А.И. Крутикова // Геология и геофизика. -1971. №11. C. 68-78.
- 112. Пиннекер, Е.В. Минеральные воды Тувы / Е.В. Пиннекер. Кызыл: Тувинское книжное издательство, 1968. 105 с.
- 113. Пипко, И.И. Оценка потоков CO_2 между океаном и атмосферой в восточной части моря Лаптевых в безледный период / И.И. Пипко, С.П. Пугач, И.П. Семилетов // Доклады Академии наук. 2016. Т. 467, № 5. С. 594.
- 114. Плюснин, А.М. Гидрогеохимические особенности состава азотных терм Байкальской рифтовой зоны / А.М. Плюснин, Л.В. Замана, С.Л. Шварцев, О.Г. Токаренко, М.К. Чернявский // Геология и геофизика. -2013. -T. 54, № 5. -C. 647-664.
- 115. Плюснин, А.М. Условия формирования гидротерм Баргузинского Прибайкалья по данным микроэлементного и изотопного состава / А.М. Плюснин, М.К. Чернявский, В.Ф. Посохов // Геохимия. 2008. № 10. С. 1063-1072.
- 116. Покровский, Д.С. Подземные воды Республики Хакасия и водоснабжение населения / Д.С. Покровский, Е.М. Дутова, А.А. Булатов и др. Томск: Изд-во НТЛ, 2001. 300 с.
- 117. Поляк, Б.Г. Изотопы гелия в подземных флюидах Байкальского рифта и его обрамления (к геодинамике континентального рифтогенеза) / Б.Г. Поляк // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2., № 2. С. 1–21
- 118. Принципы гидрогеологической стратификации и Районирования территории России. М.:ВСЕГИНГЕО, 1998. 20 с.

- 119. Путеводитель по природным водам полигона учебных геологических практик в Северной Хакасии / Ю.Г. Копылова, Е.М. Дутова, Б.Д. Васильев, О.В. Лысова, И.В. Сметанина, О.А. Мачкасова, А.А. Хващевская. Томск: Изд-во ТПУ, 2005. 151 с.
- 120. Рассказов, Н.М. Пресные подземные воды центральной части Республики Хакасия / Н.М. Рассказов, В.С. Кусковский, А.А. Булатов и др. // География и природные ресурсы. $1998. N \cdot 4. C. 92 97.$
- 121. Рогозин, Д.Ю. Динамика пурпурных серных бактерий в соленом меромиктическом озере Шира (Сибирь, Хакасия) в период 2007–2013 гг // Д.Ю. Рогозин, В.В. Зыков, М.О. Тарновский // Микробиология. 2016. Т. 85, № 1. С. 73-82.
- 122. Рогозин, Д.Ю. Микробное сообщество хемоклина меромиктического озера Шунет (Хакасия, Россия) в период летней стратификации // Д.Ю. Рогозин, М.Ю. Трусова, Е.Б. Хромечек, А.Г. Дегерменджи // Микробиология. 2010. Т. 79, № 2. С. 277-285
- 123. Рычкова, К.М. Изотопы гелия в подземных источниках Восточной Тувы / К.М. Рычкова, А.Д. Дучков, В.И. Лебедев, И.Л. Каменский // Доклады Академии наук. 2007. Т. 417, N 6. С. 814—817.
- 124. Рычкова, К.М. Тепловой поток Тувы по изотопно-гелиевым и геотермическим данным: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.10 / Рычкова Клара Монгушевна. Новосибирск. 2009. 25 с.
- 125. Рычкова, К.М. Химический и газовый состав, изотопы гелия в подземных водах Тувы / К.М. Рычкова, Ю.Г. Копылова, Л.А. Оюн // Подземная гидросфера: Материалы Всероссийского совещания по подземным водам востока России. Иркутск: Изд-во ООО «Георгаф», 2012. С. 236-240.
- 126. Савичев, О.Г. Водный баланс системы озёр Шира-Иткуль (Хакасия) / О.Г. Савичев, Н.В. Гусева, Б.Д. Абдуллаев // Вестник Томского государственного университета. 2015. № 391. С. 214-219
- 127. Семилетов, И.П. Глобальное потепление и цикл углерода в Арктике / И.П. Семилетов // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. 1997. № 4. С. 75-85.
- 128.Сергиенко, В.И. Деградация подводной мерзлоты и разрушение гидратов шельфа морей восточной Арктики как возможная причина «метановой катастрофы»: некоторые результаты комплексных исследований 2011 года / В.И. Сергиенко, Л.И. Лобковский, И.П. Семилетов, О.В. Дударев, Н.Н. Дмитревский, Н.Е. Шахова, Н.Н. Романовский, Д.А. Космач, Д.Н. Никольский, С.Л. Никифоров, А.С. Саломатин, Р.А.Ананьев, А.Г. Росляков, А.Н. Салюк,

- В.В. Карнаух, Д.Б. Черных, В.Е. Тумской, В.И. Юсупов, А.В. Куриленко, Е.М. Чувилин и др. // Доклады Академии наук. 2012. Т. 446, № 3. С. 330.
- 129. Силкина, Т.Н. Оценка источников обводнения по химическому составу попутных вод на поздних стадиях разработки месторождений / Т.Н. Силкина, **Ю.Г. Копылова,** П.В. Молодых, М.В. Скородулина // Инженерная практика. 2013. № 9. Изд-во ООО «Издательство «Энерджи Пресс». С.34—38.
- 130.Склярова, О.А. Геохимия и генезис озер Приольхонья (Западное Прибайкалье): дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.09 / Склярова Ольга Анатольевна. Иркутск, 2004. 121 с.
- 131. Склярова, О.А. Концентрирование микроэлементов в малых озерах Ингодинской впадины (Читинская область, Россия) / О.А. Склярова, Е.В. Скляров, Ю.В. Меньшагин // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 12. С. 1722-1734.
- 132. Склярова, О.А. Физико-химическое моделирование эволюции малых озер в условиях холодного климата / О.А. Склярова, К.В. Чудненко, В.А. Бычинский // Геохимия. 2011.- № 8.- C. 875-885.
- 133. Солдатова, Е.А. Источники нитратов в грунтовых водах бассейна озера Поянху, Китай / Е.А. Солдатова, Н.В. Гусева // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами: материалы Второй Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 6-11 Сентября 2015. Владивосток: Дальнаука, 2015. С. 431-434
- 134. Солдатова, Е.А. Микрокомпонентный состав природных вод западной части бассейна озера Поянху, Китай / Е.А. Солдатова, Н.В. Гусева, И.С. Мазурова // Фундаментальные исследования. 2015. № 2-8. С. 1703-1708
- 135. Солдатова, Е.А. Особенности химического состава грунтовых вод центральной части Наньчанского артезианского бассейна, Китай / Е.А. Солдатова, Н.В. Гусева // Фундаментальные и прикладные проблемы гидрогеологии: материалы Всероссийского совещания по подземным водам Востока России (XXI Совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока с международным участием, Якутск, 22-28 Июня 2015. Якутск: ИМЗ СО РАН, 2015. С. 321-325
- 136. Солдатова, Е.А. Химический состав грунтовых вод водосборной площади озера Поянху (Китай) / Е.А. Солдатова, Г.Г. Ван, С.Л. Шварцев, Н.В. Гусева // Вестник Томского государственного университета. 2014. №. 389. С. 235-245
- 137. Соловов, А.П. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых / А.П. Соловов, А.Я. Архипов, В.А. Бугров и др. М.: Недра, 1990. С.9–10.

- 138. Сугоракова, А.М. Краткий очерк геологического строения и металлогении Тувы на основе современных данных / А.М. Сугоракова, Ч.К.. Ойдуп Кызыл: Изд-во Тув. ин-та компл. освоения природ. ресурсов СО РАН, 2010, с. 3–7.
- 139. Табаксблат, Л.С. Распространение и миграционные возможности редкоземельных элементов в глубокотрансформированных шахтных водах Кизеловского угольного бассейна / Л.С. Табаксблат // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2010. № 13. С. 300-306.
- 140. Трофимов, В.Г. Полуостров Ямал: инженерно-геологический очерк / В.Г. Трофимов, Ю.П. Баду и др. 1975
- 141. Удодов, П.А. Методическое руководство по гидрогеохимическим поискам рудных месторождений/ П.А. Удодов, С.Л. Шварцев, Н.М. Рассказов, В.М. Матусевич, Р.С. Солодовникова. М: Недра, 1973. 184 с.
- 142. Удодов, П.А. Опыт применения гидрогеохимического метода поисков рудных месторождений в зоне островной многолетней мерзлоты / П.А. Удодов, И.П. Онуфриенок // Труды 2-го Совещания по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири. Вып. 4. Иркутск, 1969. С. 118-125
- 143. Фортыгина, Е.А. Геоэкологическая оценка ландшафтов Южного Китая: автореф. дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.36 / Фортыгина Екатерина Андреевна. М., 2004. 25 с.
- 144. Харитонова, Н.А. Углекислые минеральные воды северо-востока Азии: происхождение и эволюция: дис. ... д-ра геол.-мин. наук: 25.00.07 / Харитонова Наталья Александровна. Томск, 2013. 280 с.
- 145. Хромов, С.П. Метеорология и климатология для географических факультетов: учебник. / С.П. Хромов. Л.: Гидрометеоиздат, 1968. 492 с.
- 146. Хэ, Ч. Распространенность мышьяка в разных химических типах подземных вод бассейна Датун, Китай / Ч. Хэ, Н.В. Гусева // Современные проблемы геохимии: материалы конференции молодых ученых, Иркутск, 23-28 Сентября 2013. Иркутск: Изд-во Ин-та географии им. В.Б.Сочавы СО РАН Иркутск, 2013. С. 141-143
- 147. Цаан (Баранова), К.Ю. Геохимические условия формирования состава вод соленых озер Улугколь и Алтайское Южно-Минусинской котловины, Хакасия / К.Ю. Цаан (Баранова), Н.В. Гусева, И.В. Сметанина, А.А. Хващевская // Проблемы гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии: материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 80-летию кафедры гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии Томского политехнического университета, Томск, 5-8 Октября 2010. Томск: НТЛ, 2011. С. 422-430

- 148. Чудаев, О. В. Геохимия и условия формирования современных гидротерм зоны перехода от азиатского континента к Тихому океану: автореф. дис. ... канд. технич. наук: 25.00.07 / Чудаев Олег Васильевич. Томск, 2002. 56 с
- 149. Чудаев, О.В. 15 Международный Симпозиум «Взаимодействие вода-порода» (WRI-15) Эвора (Португалия) 16-21 октября 2016 г / О.В. Чудаев, Б.Н. Рыженко, Н.В. Гусева // Геохимия. 2017. № 7. С. 671-672.
- 150. Чудаев, О.В. Геохимические особенности поведения редкоземельных элементов в водах Дальнего Востока России в условиях природных и антропогенных аномалий / О.В. Чудаев, Н.А. Харитонова, Г.А.Челноков, И.В. Брагин, Е.Г. Калитина. Владивосток: Дальнаука, 2017. 152 с
- 151. Чудаева, В.А. Особенности накопления и фракционирования редкоземельных элементов в поверхностных водах дальнего востока в условиях природных и антропогенных аномалий / В.А. Чудаева, О.В. Чудаев // Геохимия. 2011. № 5. С. 523-549.
- 152. Шахова, Н.Е. Вклад Восточно-Сибирского шельфа в современный цикл метана / Н.Е. Шахова, В.И. Сергиенко, И.П. Семилетов // Вестник Российской академии наук. -2009. Т. 79, № 6. С. 507-518.
- 153. Шварцев, С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. / С.Л. Шварцев. М.: Недра, 1998.-366 с.
 - 154. Щербина, В.В. Основы геохимии / В.В. Щербина. М.: Недра, 1972. 296 с.
- 155. Янкович, Е.П. К оценке эколого-геохимического состояния подземных вод(на примере пологона «Томский») / Е.П. Янкович, Г.А. Жульмина, В.А. Льготин, Ю.В. Макушин // Подземная гидросфера: Материалы Всероссийского совещания по подземным водам востока России. Материалы конференции Подземная гидросфера. XX Всероссийское совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока, Иркутск, 18-22 Июня 2012.- Иркутск: ООО "Географ", 2012. С. 280-284.
- 156. Янкович, Е.П., Распространенность геохимических типов подземных вод Обь-Томского междуречья / Е.П. Янкович, Ю.Г. Копылова, Н.В. Гусева // Научный журнал КубГАУ.- № 107(3).- 2015 http://ej.kubagro.ru/2015/03/pdf/96.pdf
- 157. Ярмолюк, В.В. Восточно-Тувинский ареал новейшего вулканизма Центральной Азии: этапы, продукты и характер вулканической активности / В.В. Ярмолюк, В.И. Лебедев, А.М. Сугоракова, В.Ю. Брагин, Ю.Д. Литасов, С.Т. Прудников, М.М. Аракелянц, В.А. Лебедев, В.Г. Иванов, А.М. Козловский // Вулканология и сейсмология. − 2001. − №3. − С. 3-32
- 158. Anderson, S.P. Chemical weathering in glacial environments / S.P. Anderson, J.I. Drever, N.F. Humphrey // Geology. 1997. Vol. 25. P. 399–402.

- 159. Anderson, S.P. Chemical weathering in the foreland of a retreating glacier / S.P. Anderson, J.I. Drever, C.D. Frost, P. Holden // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2000. Vol. 64. P. 1173–1189
- 160. Anderson, S.P. Patterns of water chemistry and discharge in the glacier-fed Kennicott River, Alaska: evidence for subglacial water storage cycles / S.P. Anderson, S.A. Longacre, E.R. Kraal // Chemical Geology. 2003. Vol. 202. P. 297–312
- 161. Baioumy, H. Geochemistry and geothermometry of non-volcanic hot springs in West Malaysia / H. Baioumy, M. Nawawi, K. Wagner, M.H. Arifin // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2015. Vol. 290. P.12–22.
- 162. Balcarczyk, K.L. Stream dissolved organic matter bioavailability and composition in watersheds underlain with discontinuous permafrost / K.L. Balcarczyk, Jr.J.B. Jones, R. Jaffer, N. Maie // Biogeochemistry. 2009. Vol. 94. P. 255–270
- 163. Banks, D. The evolution of alkaline, saline ground- and surface waters in the southern Siberian steppes / D. Banks, V.P. Parnachev, B. Frengstad, W. Holden, O.V. Karnachuk, A.A. Vedernikov // Applied Geochemistry. 2004. –Vol. 19, № 12. P. 1905-1926.
- 164. Benedetti, M.F. Metal ion binding to humic substances: Application of the non-ideal competitive adsorption model / M.F. Bened etti, C.J. Milne, D.G. Kinnigurgh, W.H. Van Riemsdijk, L.K. Koopal // Environmental Science & Technology. 1995. Vol. 29. P. 446–457.
- 165. Benoit, G. Evidence of the particle concentration effect for lead and other metals in freshwaters based on ultraclean technique analysis / G. Benoit // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. Vol. 59. P. 2677–2687.
- 166. Biddau, R. Rare earth elements in waters from the albitite-bearing granodiorites of Central Sardinia, Italy / R. Biddau, R. Cidu, F. Frau // Chemical Geology. − 2002. − Vol. 182, №1. − P. 1-14.
- 167. Bonotto, D.M. 222Rn, 220Rn and other dissolved gases in mineral waters of southeast Brazil / D.M. Bonotto // Journal of Environmental Radioactivity. 2014. –Vol. 132. P. 21–30
- 168. Bozau, E. Light Rare Earth Elements enrichment in an acidic mine lake (Lusatia, Germany) / E. Bozau, M. Leblanc, J.L. Seidel, H.J. Stärk // Geothermics. 2005. Vol. 15, № 2. P. 151-175.
- 169. Brantley, S.L. Fractionation of Fe isotopes by soil microbes and organic acids / S.L. Brantley, L. Liermann, T.D. Bullen // Geology. 2001. Vol. 29. P. 535–538.
- 170. Braun, J.-J. Solid/liquid REE fractionation in the lateritic system of Goyoum, East Cameroon: the implication for the present dynamics of the soil covers of the humid tropical regions /

- J.-J. Braun, J. Viers, B. Dupre, M. Polve, J. Ndam, J.-P. Muller // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1998. Vol. 62. P. 273–299.
- 171. Cary, L. Origins and processes of groundwater salinization in the urban coastal aquifers of Recife (Pernambuco, Brazil): A multi-isotope approach / L. Cary, E. Petelet-Giraud, G. Bertrand, W. Kloppmann, L. Aquilina, V. Martins, R. Hirata, S. Montenegro, H. Pauwels, E. Chatton, M. Franzen, A. Aurouet, E. Lasseur, G. Picot, C. Guerrot, C. Fléhoc, T. Labasque, J.G. Santos, A. Paiva, G. Braibant, D. Pierre // Science of the Total Environment. 2015. Vol. 530-531. P. 411-429.
- 172. Chelnokov, G. Geochemistry of mineral water and gases of the Razdolnoe Spa (Primorye, Far East of Russia) / G. Chelnokov, N. Kharitonova, I. Bragin, O. Chudaev //Applied Geochemistry. 2015. Vol. 59. P. 147-154
- 173. Chiodini, G. Carbon dioxide degassing from the Albani Hills volcanic region, Central Italy / G. Chiodini, F. Frondini // Chemical Geology. 2001. Vol. 177, Iss. 1–2. P. 67-83
- 174. Choi, B. Geochemical modeling of CO₂-water-rock interactions for two different hydrochemical types of CO₂-rich springs in Kangwon District, Korea / B. Choi, S. Yun, K. Kimb, H. Choi, G. Chae, P. Lee // Journal of Geochemical Exploration. 2014. Vol. 144. P. 49–62
- 175. Christensen, T.R. Spatial variation in high-latitude methane flux along a transect across Siberian and European tundra environ-ments / T.R. Christensen, S. Jonasson, T.V. Callaghan, M. Havstrom // Journal of Geophysical Research. 1995. –Vol. 100, Iss. 10. P. 21035-21045
- 176. Clow, D.W. Weathering rates as a function of flow through an alpine soil / D.W. Clow, J.I. Drever // Chemical Geology. 1996. Vol. 132. P. 131–141
- 177. Cooper, R.J. Groundwater hydrochemistry in the active layer of the proglacial zone, Finsterwalderbreen, Svalbard / R.J. Cooper, J.L. Wadhama, M. Trantera, R. Hodgkinsb, N.E. Petersc // Journal of Hydrology. 2002. Vol. 269. P. 208–223
- 178. Cory, R.M. Chemical characteristics of fulvic acids from Arctic surface waters: microbial contributions and photochemical transformations / R.M. Cory, D.M. McKnight, Y. P. Chin, P. Miller, C.L. Jaros // Journal of Geophysical Research 2007. Vol. 112. G04S51
- 179. Croal, L.R. Iron isotope fractionation by Fe(II)-oxidizing photoautotrophic bacteria / L.R. Croal, C.M. Johnson, B.L. Beard, D.K. Newman // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2004. Vol. 68. P. 1227–1242.
- 180. Cruz, J.V. Mineral water occurrence and geochemistry in the Azores volcanic archipelago (Portugal): insight from an extended database on water chemistry / J.V. Cruz, P. Freire, C. Andrade, F. Viveiros, C. Silva, R. Coutinho // Environmental Earth Sciences. 2015. Vol. 73: P. 2749–2762

- 181. Dai, M.H. First data on trace metal level and behaviour in two major Arctic riverestuarine systems (Ob and Yenisey) and in the adjacent Kara Sea, Russia / M.H. Dai, J.M. Martin // Earth and Planetary Science Letters. 1995. Vol. 131. P. 127–141.
- 182. Delalande, M. Fluid geochemistry of natural manifestations from the Southern Poroto–Rungwe hydrothermal system (Tanzania): Preliminary conceptual model / M. Delalande, L. Bergonzini, F. Gherardi, M. Guidi, L. Andre, I. Abdallah, D. Williamson // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2011. Vol. 199, Iss. 1–2. P. 127-141
- 183. Deocampo, D.M. Geochemistry of Saline Lakes / D.M. *Deocampo*, B.F. Jones // Treatise on Geochemistry (Second Edition). 2014. Vol. 7. P. 437-469
- 184. Dong, Yanyan Contingent valuation of Yangtze finless porpoises in Poyang Lake, China: diss. ... Doktor der Wirtschaftswissenschaft / Yanyan Dong. Leipzig, 2010. 268 p.
- 185. Dotsika, E. Fluid geochemistry of the Chios geothermal area, Chios Island, Greece / E. Dotsika, I. Leontiadis, D. Poutoukis, R. Cioni, B. Raco // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2006. Vol. 154, Iss. 3–4. P. 237-250
- 186. Dragon, K. Chemical composition of groundwater and surface water in the Arctic environment (Petuniabukta region, central Spitsbergen) / K. Dragon, M. Marciniak // Journal of Hydrology. 2010. Vol. 386. P. 160–172
- 187. Drever, J.I. Chemical weathering of silicate rocks as a function of elevation in the southern Swiss Alps / J.I. Drever, J. Zobrist // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1992. Vol. 56. P. 3209–3216
- 188. Drever, J.I. The Geochemistry of Natural Waters / J.I. Drever. N.J.: Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 1982. 388 p.
- 189. Dupalová, T. The origin of thermal waters in the northeastern part of the Eger Rift, Czech Republic / T. Dupalová, O. Sracek, Z. Vencelides, K. Žák // Applied Geochemistry. 2012. Vol. 27, Iss. 3. P. 689-702
- 190. Dupre, B. Major and trace elements associated with colloids in organic-rich river waters: ultrafiltration of natural and spiked solutions / B. Dupre, J. Viers, J.-L. Dandurand, M. Polve, P. Benezeth, Ph. Vervier, J.-J. Braun // Chemical Geology. 1999. Vol. 160. P. 63–80.
- 191. Edmunds, W.M. Noble gas, CFC and other geochemical evidence for the age and origin of the Bath thermal waters, UK / W.M. Edmunds, W.G. Darling, R. Purtschert, J.A. Corcho Alvarado // Applied Geochemistry. 2014. Vol. 40. P. 155-163
- 192. Escoube, R. Iron isotope systematics in estuaries: The case of North River, Massachusetts (USA) / R. Escoube, O.J. Rouxel, E. Sholkovitz, O.F.X. Donard // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2009. Vol. 73. P. 4045-4059

- 193. Eyrolle, F. Metal available sites on colloidal organic compounds in surface waters (Brazil) / F. Eyrolle, J.-Y. Benaim // Water Resources. 1999. Vol. 33. P. 995–1004.
- 194. Feng, Lian MODIS observations of the bottom topography and its inter-annual variability of Poyang Lake / Lian Feng, Chuanmin Hu, Xiaoling Chen, Rongfang Li, Liqiao Tian, B. Murch // Remote Sensing of Environment. 2011. Vol. 115, № 10. P. 2729–2741.
- 195. Ferreira da Silva, E. Mineralogy and geochemistry of trace metals and REE in volcanic massive sulfide host rocks, stream sediments, stream waters and acid mine drainage from the Lousal mine area (Iberian Pyrite Belt, Portugal) / E. Ferreira da Silva, I. Bobos, J.X. Matos, C. Patinha, A.P. Reis, E. Cardoso Fonseca // Applied Geochemistry. − 2009. −Vol. 24, № 3. − P. 383-401.
- 196. Ferronsky, V.I. Isotopes of the Earth's hydrosphere / V.I. Ferronsky, V.A. Polyakov // Isotopes of the Earth's Hydrosphere. 2012. P. 1-628.
- 197. Fournier, R.O. An empirical Na K Ca geothermometer for natural waters / R.O. Fournier, A.H. Truesdell // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1973. Vol. 37, Iss. 5. P. 1255-1275
- 198. Frondini, F. Geochemistry of regional aquifer systems hosted by carbonate-evaporite formations in Umbria and southern Tuscany (central Italy) / F. Frondini // Applied Geochemistry. 2008. Vol. 23, Iss. 8. P. 2091-2104
- 199. Gaillardet, J. Chemical denudation rates of the western Canadian orogenic belt: the Stikine terrane. / J. Gaillardet, R. Millot, B. Dupré // Chemical Geology. 2003. Vol. 201. P. 257–279
- 200. Gamazo, P. Modeling the interaction between evaporation and chemical composition in a natural saline system / P. *Gamazo*, S. A. Bea, M. W. Saaltink, J. Carrera, C. Ayora // Journal of Hydrology. 2011. Vol. 401, Iss. 3–4. P. 154-164
- 201. Gammons, C.H. Hydrogeochemistry and rare earth element behavior in a volcanically acidified watershed in Patagonia, Argentina / C.H. Gammons, S.A. Wood, F. Pedrozo, J.C. Varekamp, B.J. Nelson, C.L. Shope, G. Baffico // Chemical Geology. − 2002. − Vol. 162, № 2. − P. 29-45.
- 202. Geological memoirs. Series 1. Number 2. Regional geology of Jiangxi province. Beijing: Geological publishing house, 1984. 922 p. (People's Republic of China, Ministry of Geology and Mineral Resources. Jiangxi Bureau of Geology and Mineral Resources).
- 203. Göb, S. Major and trace element compositions (including REE) of mineral, thermal, mine and surface waters in SW Germany and implications for water–rock interaction / S. Göb, A. Loges, N. Nolde, M. Bau, G. Markl // Applied Geochemistry. 2013. Vol. 33. P. 127-152

- 204. García-Soto, A.Y. Solute geothermometry of Cerro Prieto and Los Humeros geothermal fields, Mexico: considerations on chemical characteristics of thermal water / A.Y. García-Soto, K. Pandarinath, J.E. Marrero-Ochoa, C. Díaz-Gómez // Arabian Journal of Geosciences. 2016. –
- 205. Guay, C.K.H. Measurements of Cd, Cu, Pb and Zn in the lower reaches of major Eurasian arctic rivers using trace metal clean techniques / C.K.H. Guay, A.V. Zhulidov, R.D. Robarts, D.A. Zhulidov, T.Yu. Gurtovaya, R.M. Holmes, J.V. Headley // Environmental Pollution. 2010. Vol. 158, Iss. 2. P. 624-630
- 206. Guseva, N.V. All-Russia open conference «Geologic Evolution of Water-Rock Interaction» October 1-5, 2012 / N.V. Guseva, B.N. Ryzhenko // Geochemistry International. 2013 Vol. 51, №. 10. P. 855-857
- 207. Guseva, N.V. Chemical and Microbial Composition of Khakassia Saline Lakes with Regard to their Ecological State / N.V. Guseva, N.G. Nalivayko, Y.G. Kopylova, A.A. Khvashchevskaya, O.B. Vayshlya // IERI Procedia. − 2014 − № 8. − P. 130-135
- 208. Guseva, N.V. Formation of the chemical composition of brackish and brine groundwater in the Tuva depression and surrounding areas / N.V. Guseva, Y.G. Kopylova, C.K. Oidup, K.D. Arakchaa, K.M. Rychkova, A.A. Khvashchevskaya, O.D. Ayunova // Russian Geology and Geophysics. − 2018. − Vol. 59, №2. − P. 135-143
- 209. Guseva, N.V. Fourteenth International Symposium on Water–Rock Interaction, Avignon, France, June 9–14, 2013 / N.V. Guseva, B.N. Ryzhenko, S.L. Shvartsev // Geochemistry International. $-2014 \text{Vol.} 52 \text{N}\underline{\circ}$. 10. P. 898-901
- 210. Guseva, N.V. Geochemical mobility of chemical elements in saline lake systems in Khakassia (Russia) / N.V. Guseva, Y. G. Kopylova // Procedia Earth and Planetary Science. -2013. N_{2} 7. P. 325-329
- 211. Guseva, N.V. Geochemical Types of Natural Waters in the Interfluve of the Enzor'yakhi and the Yun'yakhi (Eastern Slope of the Polar Urals) / N.V. Guseva, Y.G. Kopylova, A.A. Khvashchevskaya // Water Resources. − 2013. − Vol. 40, №.4. − P. 417-425
- 212. Guseva, N.V. Hydrochemical balance of Itkul-Shira lake system (Khakassia, Russian Federation) / N.V. Guseva, O.G. Savichev // Contemporary Problems of Ecology. − 2016. − Vol. 9, №. 5. − P. 590-599
- 213. Guseva, N.V. The Origin of the Natural Water Chemical Composition in the Permafrost Region of the Eastern Slope of the Polar Urals / N.V. Guseva // Water. − 2016 − Vol. 8, №. 12. − P. 1-20

- 214. Haklidir, F. Hydrogeochemical evaluation of thermal, mineral and cold waters between Bursa city and Mount Uludağ in the South Marmara region of Turkey / F. Haklidir // Geothermics. 2013. Vol. 48. P. 132-145
- 215. Helmann, R. An EFTEM/HRTEM high resolution study of the near surface of labradorite feldspar altered at acid pH: evidence for interfacial dissolution reprecipitation / R. Helmann, J.-M. Penisson, R.L. Hervig, J.-H. Thomassin, M.-F. Abrioux // Physics and Chemistry of Minerals. 2003. Vol. 30. P. 192–197.
- 216. Hem, J.D. Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water. 1970, USA Govt. Printing Office, Washington, 1 ed., 364 p.
- 217. Herrman, R. Behaviour of aluminum species within the hydrological cycle / R. Herrman, K. Pecher // Aqua. 1992. Vol. 41, № 3. P. 169-180
- 218. Hodson, A. The hydrochemistry of Bayelva, a high Arctic proglacial stream in Svalbard / A. Hodson, M. Tranter, A. Gurnell, M. Slark, J.O. Hagen // Journal of Hydrology. 2002. Vol. 257. P. 91–114
- 219. Hoffman, M.R. Characterization of soluble and colloidal-phase complexes in river water by ultrafiltration. A mass balance approach / M.R. Hoffman, E.C. Yost, S.J. Eisenreich, W.L. Maier // Environmental Science & Technology. 1981. Vol. 15. P. 655–661.
- 220. Hoffmann, S.R. A critical evaluation of tangential-flow ultrafiltration for trace metal studies in freshwater systems. 1. Organic carbon / S.R. Hoffmann, M.M. Shafer, C.L. Babiarz, D.E. Armstrong // Environmental Science & Technology. 2000. –Vol. 34. P. 3420–3427
- 221. Holmes, R.M. Lability of DOC transported by Alaskan rivers to the Arctic Ocean / R.M. Holmes, J.W. McClelland, P.A. Raymond, B.B. Frazer, B.J. Peterson, M. Stieglitz // Geophysical Research Letters. 2008. Vol. 35. L03402
- 222. Hong, Hanlie Red soils with white net-like veins and their climate significance in south China / Hanlie Hong, Yansheng Gu, Ke Yin, Kexin Zhang, Zhaohui Li // Geoderma. 2010. Vol. 160, №2. P. 197–207.
- 223. Hong, Hanlie. Kaolinite-smectite mixed-layer clays in the Jiujiang red soils and their climate significance / Hanlie Hong, G. Jock Churchman, Yansheng Gu et al. // Geoderma. 2012. Vol. 173–174. P. 75–83.
- 224. Hoyer, M. Influence of speciation during membrane treatment of uranium contaminated water / M. Hoyer, D. Zabelt, R. Steudtner, V. Brendler, R. Haseneder, J.-U. Repke // Separation and Purification Technology. 2014. Vol. 132. P. 413-421

- 225. Ingri, J. Temporal variations in the fractionation of the rare earth elements in a boreal river; the role of colloidal particles / J. Ingri, A. Widerlund, M. Land, O. Gustafsson, P. Andersson, B. Ohlander // Chemical Geology. 2000. Vol. 166. P. 23–45.
- 226. Jiang, Jun Comparison of the surface chemical properties of four soils derived from Quaternary red earth as related to soil evolution / Jun Jiang, Ren-kou Xu, An-zhen Zhao // Catena. 2010. Vol. 80, Iss. 3. P. 154–161.
- 227. Jiangxi sustainable forest ecosystem development project. Final report / Jiangxi Provincial Government. 2010. 38 p. Project number 42022.
- 228. Johannesson, K.H. Rare earth element concentrations and speciation in organic-rich blackwaters of the Great Dismal Swamp, Virginia, USA / K.H. Johannesson, J. Tang, J.M. Daniels, W.J. Bounds, D.J. Burdige // Chemical Geology. 2004. –Vol. 209. P. 271–294.
- 229. Kaasalainen, H. The chemistry of trace elements in surface geothermal waters and steam, Iceland / H. Kaasalainen, A. Stefánsson // Chemical Geology. 2012. Vol. 330–331. P. 60-85
- 230. Kamyshny, A. Biogeochemical sulfur cycling in the water column of a shallow stratified sea-water lake: Speciation and quadruple sulfur isotope composition / A. *Kamyshny*, A.L. Zerkle, Z.F. Mansaray, I. Ciglenečki, T.G. Ferdelman // Marine Chemistry. 2011. Vol. 127, Iss. 1–4. P. 144-154
- 231. Karlsson, J.M. Thermokarst lake, hydrological flow and water balance indicators of permafrost change in Western Siberia / J.M. Karlsson, S.W. Lyon, G. Destoun // Journal of Hydrology. 2012. Vol. 464–465. P. 459-466
- 232. Kaszuba, J. Experimental perspectives of mineral dissolution and precipitation due to carbon dioxide-water–rock interactions / J. Kaszuba, B. Yardley, M. Andreani // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2013. Vol. 77. P. 153–188
- 233. Kawahigashi, M. Dissolved organic matter in small streams along a gradient from discontinuous to continuous permafrost / M. Kawahigashi, K. Kaiser, K. Kalbitz, A. Rodionov, G. Guggenberger // Global Change Biology 2004. Vol. 10. P. 1576–1586
- 234. Kietäväinen, R. Characterisation and isotopic evolution of saline waters of the Outokumpu Deep Drill Hole, Finland Implications for water origin and deep terrestrial biosphere / R. Kietäväinen, L. Ahonen, I.T. Kukkonen, N. Hendriksson, M. Nyyssönen, M. Itävaara // Applied Geochemistry. 2013. Vol. 32. P. 37-51
- 235. Kiryukhin, A.V. Formation of the hydrothermal system in Geysers Valley (Kronotsky nature reserve, Kamchatka) and triggers of the Giant Landslide / A.V. Kiryukhin, T.V. Rychkova, I.K. Dubrovskaya // Applied Geochemistry. − 2012. − Vol. 27, № 9. − P. 1753-1766.

- 236. Kleikemper J. Sulfur isotope fractionation during growth of sulfate-reducing bacteria on various carbon sources / Kleikemper J., M.H. Schroth, S.M. Bernasconi, B. Brunner, J. Zeyer // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2004. Vol. 68, Iss. 23. P. 4891-4904
- 237. Kloppmann, W. Exotic stable isotope compositions of saline waters and brines from the crystalline basement / W. Kloppmann, J.-P. Girard, P. Négrel // Chemical Geology. 2002. Vol. 184, Iss. 1–2. P. 49-70
- 238. Kokelj, S.V. Physical and chemical characteristics of the active layer and permafrost, Herschel Island, western Arctic Coast, Canada / S.V. Kokelj, C.A.S. Smith, C.R. Burn // Permafrost and Periglacial Processes. 2002. Vol. 13. P. 171–185
- 239. Kopylova, Y.G. Chemical composition of some saline lakes in the Tuva region (Russia) / Y.G. Kopylova, N.V. Guseva, C.K. Oydup, A.V. Shestakova // Acta Geologica Sinica (English Edition). 2014 Vol. 88, Iss. 1. P. 82-83
- 240. Kopylova, Y.G. Dissolved gas composition of groundwater in the natural spa complex «Choygan mineral waters» (East Tuva) / Y.G. Kopylova, N.V. Guseva, A.V. Shestakova, A.A. Khvashchevskaya, K.D. Arakchaa // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2014 Vol. 21. P. 12022
- 241. Kopylova, Y.G. Geochemistry of Carbon Dioxide Mineral Waters of the Choigan Natural Complex (Northeastern Tuva) / Y.G. Kopylova, N.V. Guseva, K.D. Arakchaa, A.A. Khvashchevskaya // Russian Geology and Geophysics. 2014 Vol. 55, Iss. 11. P. 1295-1305
- 242. Kopylova, Y.G. Uranium and thorium behavior in groundwater of the natural spa area «Choygan mineral water» (East Tuva) (Article number 012034) / Y.G. Kopylova, N.V. Guseva, A.V. Shestakova, A.A. Khvashchevskaya, K.D. Arakchaa // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2015. Vol. 27. P. 1-6
- 243. Lead, J.R. Characterizing colloidal material in natural waters / J.R. Lead, W. Davison, J. Hamilton-Taylor, J. Buffle // Aquatic Geochemistry. 1997. Vol. 3. P. 213–232.
- 244. Lei, Sheng Analysis the changes of annual for Poyang Lake wetland vegetation based on MODIS monitoring / Sheng Lei, Xiu-Ping Zhang, Rong-Fang Li, Xiao-Hua Xu, Qun Fu // Procedia Environmental Sciences / 2011 3rd International Conference on Environmental Science and Information Application Technology (ESIAT 2011). 2011. Vol. 10 (C). P. 1841–1846.
- 245. Leybourne, M.I. Rare earth elements (REE) and yttrium in stream waters, stream sediments, and Fe–Mn oxyhydroxides: Fractionation, speciation, and controls over REE + Y patterns in the surface environment / M.I. Leybourne, K.H. Johannesson // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2008. Vol. 72, № 24. P. 5962-5983.

- 246. Li, Xianghu Estimating the potential evapotranspiration of Poyang Lake basin using remote sense data and Shuttleworth-Wallace model / Xianghu Li, Qi Zhang // Procedia Environmental Sciences / 2011 3rd International Conference on Environmental Science and Information Application Technology (ESIAT 2011). 2011. Vol. 10 (C). P. 1575–1582.
- 247. Liu, Xiao-zhi Analysis the hydrological situation of the influx runoff series for Poyang Lake / Xiao-zhi Liu, Rong-fang Li, Da-youn Qing, Yun-zhong Jiang // Procedia Environmental Sciences / 2011 3rd International Conference on Environmental Science and Information Application Technology (ESIAT 2011). 2011. Vol. 10 (C). P. 2594–2600.
- 248.Lobbes, J.M. Biogeochemical characteristics of dissolved and particulate organic matter in Russian rivers entering the Arctic Ocean / J.M. Lobbes, H.P. Fitznar, G. Kattner // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2000. Vol. 64. P. 2973–2983
- 249. Loucks, D.P. Water resources systems planning and management. An Introduction to Methods, Models and Applications / D.P. Loucks, E. Van Beek Turin: UNESCO Publishing, printed by Ages Arti Grafiche, 2005. 679 p.
- 250.Ma, F. Study of shallow groundwater quality evolution under saline intrusion with environmental isotopes and geochemistry / F. Ma, Y.S. Yang, R. Yuan, Z. Cai, S. Pan // Environmental Geology. -2007. -Vol. 51, Nolemode 6. -P. 1009-1017.
- 251. Malov, A.I., Modeling past and present activity of a subarctic hydrothermal system using O, H, C, U and Th isotopes / A.I. Malov, I.N. Bolotov, O.S. Pokrovsky, S.B. Zykov, I.V. Tokarev, Kh.A. Arslanov, S.V. Druzhinin, A.A. Lyubas, M.Y. Gofarov, I.A. Kostikova, V.V. Kriauciunas, S.B. Chernov, F.E. Maksimov, Yu.V. Bespalaya, O.V. Aksenova // Applied Geochemistry. 2015. –Vol. 63. P. 93-104
- 252. Marques, J.M. Nature and role of CO₂ in some hot and cold HCO₃/Na/CO₂-rich Portuguese mineral waters: a review and reinterpretation / J.M. Marques, P.M.M. Carreira, L. Aires-Barros, R.C. Graça // Environmental Geology. 2000. Vol. 40. P. 53-63
- 253. May, H. The hydrolysis of aluminum: Conflicting models and the interpretation of aluminum geochemistry / H. May // Water-Rock Interact.: Proc. 7th Symp. Rotterdam: Brookfield. 1992. Vol. 1. P. 13-21
- 254. Mazurova, I. The Choice of Conditions for the Determination of Vanadium, Chromium and Arsenic Concentration in Waters by ICP-MS Using Collision Mode / I. Mazurova, A. Khvaschevskaya, N. Guseva // Procedia Chemistry. –2015. Vol. 15. P. 201-205
- 255. Millot, R. Geothermal waters from the Taupo Volcanic Zone, New Zealand: Li, B and Sr isotopes characterization / R. Millot, A. Hegan, P. Négrel // Applied Geochemistry. 2012. Vol. 27, Iss. 3. P. 677-688

- 256. Millot, R. Northern latitude chemical weathering rates: Clues from the Mackenzie River Basin, Canada / R. Millot, J. Gaillardet, B. Dupré, C.J. Allègre // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2003. Vol. 67. P. 1305–1329
- 257. Millot, R. The global control of silicate weathering rates and the coupling with physical erosion: new insights from rivers of the Canadian Shield / R. Millot, J. Gaillardet, B. Dupré, C.J. Allègre // Earth and Planetary Science Letters 2002. Vol. 196. P. 83–98.
- 258. Niu, F. Characteristics of thermokarst lakes and their influence on permafrost in Qinghai–Tibet Plateau/ F.Niu, Zh. Lin, H. Liu, J. Lu // Geomorphology. 2011. Vol. 132. P. 222–233
- 259. Norrström, A.C. Uranium theoretical speciation for drinking water from private drilled wells in Sweden implications for choice of removal method / A.C. Norrström, Å. Löv // Applied Geochemistry. 2014. Vol. 51. P. 148–154
- 260. Nystrand, M. Metal species in a Boreal river system affected by acid sulfate soils / M. Nystrand, P. Österholm // Applied Geochemistry. 2013. Vol. 31. P. 133–141
- 261. O'Neil, J.R. The oxygen isotope and cation exchange chemistry of feldspars / J.R. O'Neil, H.P. Taylor // American Mineralogist 1967. Vol. 52, Iss. 9–10. P. 1414–1437
- 262. Panikov, N.S. Methane and carbon dioxide emission from several Vasyugan wetlands: spatial and temporal flux variations / N.S. Panikov, M.V. Sizova, V.V. Zelenev, G.A. Machov, A.V. Naumov, I.M. Gadzhiev // Journal of Chemical Ecology. 1995. Vol. 4, Iss. 1. P. 13-23
- 263. Parnachev, V.P. Geographical, geological and hydrochemical distribution of saline lakes in Khakasia, Southern Siberia / V.P. Parnachev, A.G. Degermendzhy // Aquatic Ecology. 2002. Vol. 36, № 2. P. 107-122.
- 264. Pasvanoğlu, S. Hydrogeochemical and isotopic study of thermal and mineralized waters from the Nevşehir (Kozakli) area, Central Turkey / S. Pasvanoğlu, D. Chandrasekharam // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2011. Vol. 202, Iss. 3–4. P. 241-250
- 265. Pasvanoğlu, S. Hydrogeochemistry of thermal and mineralized waters in the Diyadin (Ağri) area, Eastern Turkey / S. Pasvanoğlu // Applied Geochemistry. 2013. Vol. 38. P. 70-81
- 266. Pauwels, H. Chemistry of fluids from a natural analogue for a geological CO_2 storage site (Montmiral, France): lessons for CO_2 -water-rock interaction assessment and monitoring / H. Pauwels, I. Gaus, Y.M. le Nindre, J. Pearce, I. Czernichowski-Lauriol // Applied Geochemistry. 2007. Vol. 22. P. 2817-2833
- 267. Pokrovsky, O.S. Basalt weathering in Central Siberia under permafrost conditions / O.S.Pokrovsky, J. Schott, D.I. Kudryavtzev, B. Dupré1 // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2005. Vol. 69, №. 24. P. 5659–5680

- 268. Pokrovsky, O.S. Fe–Al-organic colloids control of trace elements in peat soil porewaters: results of ultrafiltration and dialysis / O.S. Pokrovsky, B. Dupre, J. Schott // Aquatic Geochemistry. 2005. Vol. 11. P. 241–278
- 269. Pokrovsky, O.S. Iron colloids/organic matter associated transport of major and trace elements in small boreal rivers and their estuaries (NW Russia) / O.S. Pokrovsky, J. Schott // Chemical Geology. 2002. Vol. 190. P. 141–179.
- 270. Pokrovsky, O.S. Silicon isotope variations in Central Siberian rivers during basalt weathering in permafrost-dominated larch forests / O.S. Pokrovsky, B.C. Reynolds, A.S. Prokushkin, J. Schott, J. Viers // Chemical Geology. 2013. Vol. 355. P. 103–116
- 271. Pokrovsky, O.S. Trace element fractionation and transport in boreal rivers and soil porewaters of permafrost-dominated basaltic terrain in Central Siberia / S. Pokrovsky, J. Schott, B. Dupre // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006. Vol. 70. P. 3239–3260
- 272. Polyak, B.G. He, Ar, C and N isotopes in thermal springs of the Chukotka Peninsula: Geochemical evidence of the recent rifting in the north-eastern Asia / B.G. Polyak, E.M. Prasolov, V.Yu Lavrushin, A.L. Cheshko, I.L. Kamenskii // Chemical Geology. 2013. Vol. 339. P. 127-140
- 273. Putnis, A. Mineral replacement reactions: from macroscopic observations to microscopic mechanisms / A. Putnis // Mineralogical Magazine. 2002. Vol. 66. P. 689–708
- 274. Qafoku, N.P. Variable charge soils: their mineralogy, chemistry and management / N.P. Qafoku, E. Van Ranst, A. Noble, G. Baert // Advanced in Agronomy. 2004. Vol. 84. P. 159–215
- 275. Rember, R.D. Increased concentrations of dissolved trace metals and organic carbon during snowmelt in rivers of the alaskan arctic / R.D. Rember, J.H. Trefry // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2004. Vol. 68, Iss. 3. P. 477-489
- 276. Reynolds, Jr.R.C. Chemical weathering in the temperate glacial environment of the Northern Cascade Mountains/ Jr.R.C. Reynolds, N.M. Johnson // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1972. –Vol. 36. P. 537–554
- 277. Rossiter, H.M. Impact of speciation on behaviour of uranium in a solar poweredmembrane system for treatment of brackish groundwater / H.M. Rossiter, M.C. Graham, A.I. Schäfer // Separation and Purification Technology. − 2010. − Vol. 71, №1. − P. 89-96
- 278. Rozanov, A.B. Methane Emission from Forest and Agricultural Land in Russia. / A.B. Rozanov // WP-95-31. Laxenburg, Austria: International Institute for Applied Systems Analysis. 1995
- 279. Ryzhenko, B.N. Chemical composition of natural waters and brines as a result of hydrogeochemical processes in water-rock-gas systems / B.N. Ryzhenko, E.V. Cherkasova // Geochemistry International. − 2012. − Vol. 50, № 13. − P. 1101-1150.

- 280. Savichev, O.G. The ecologo-geochemical state of water bodies in the Taz-Yenisei interfluve / O.G. Savichev, L.G. Kolesnichenko, E.V. Saifulina // Geography and Natural Resources. 2011. Vol. 32, №4. P. 333–336.
- 281. Semião, A.J.C. Impact of organic matter and speciation on the behaviour of uranium in submerged ultrafiltration / A.J.C. Semião, H.M. Rossiter, A.I. Schäfer // Journal of Membrane Science. 2010. Vol. 348, №1–2. P. 174-180
- 282. Shahsavari, A.A., Khodaei K., Asadian F., Nakhaei M., Sardar A., Moradi A., Hatefi R., Zamanzadeh S.M. Determination of origin and distribution of saline water in the aquifer of Kharg Island, Iran / A.A. Shahsavari, K. Khodaei, F. Asadian, M. Nakhaei, A. Sardar, A. Moradi, R. Hatefi, S.M. Zamanzadeh // Arabian Journal of Geosciences. − 2015. − Vol. 8, № 5. − P. 3129–3137
- 283. Sharifi, R. Estimation of deepwater temperature and hydrogeochemistry of springs in the Takab geothermal field, West Azerbaijan, Iran / R. Sharifi, F. Moore, Z. Mohammadi, B. Keshavarzi // Environmental Monitoring and Assessment. 2016. Vol. 188. P. 75.
- 284. Shchyogoleva, I.S. The choice of conditions for the determination of the vanadium, chromium and arsenic concentration in waters by ICP-MS using collision mode / I.S. Shchyogoleva, A.A. Khvashchevskaya, N.V. Guseva // Procedia Chemistry. 2015 Vol. 15. P. 201-205
- 285. Shestakova, A.V. Calculation of deep temperatures of thermal waters in Eastern Tuva / A.V. Shestakova, N.V. Guseva // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов = Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering. − 2018 − Vol. 329, № 1. − P. 25-36
- 286. Shestakova, A.V. Geothermometry and isotope geochemistry of CO2-rich thermal waters in Choygan, East Tuva, Russia / A.V. Shestakova, N.V. Guseva, Y.G. Kopylova, A.A. Khvashchevskaya, D.A. Polya, I.V. Tokarev // Water. − 2018 − Vol. 10, № 6. − P. 1-30
- 287. Shirokova, L.S. Biogeochemistry of organic carbon, CO₂, CH₄, and trace elements in thermokarst water bodies in discontinuous permafrost zones of Western Siberia / L. S. Shirokova, O. S.Pokrovsky, S. N. Kirpotin, C. Desmukh, B. G. Pokrovsky, S. Audry, J. Viers // Biogeochemistry. 2013. Vol.113. P. 573–593
- 288. Shvarov, Yu.V. Algorithmization of the numeric equilibrium modeling of dynamic geochemical processes / Yu.V. Shvarov //Geochemistry International. − 1999. − Vol. 37, № 6. − P. 571-576.
- 289. Shvartsev, S.L. Evolution of the groundwater chemical composition in the Poyang Lake catchment, China (Article number 1239) / S.L. Shvartsev, Z.Z. Shen, Z.S. Sun, G.G. Wang, E.A. Soldatova, N.V. Guseva // Environmental Earth Sciences. − 2016 − Vol. 75, №. 18. − P. 1239

- 290. Sigg, L. Size fractionation (dissolved, colloidal and particulate) of trace metals in Thur River, Switzerland / L. Sigg, H. Xue, D. Kistler, R. Schönenberger // Aquatic Geochemistry. 2000. Vol. 6. P. 413–434.
- 291. Soldatova, E.A. Characteristic features of groundwater pollution in the Poyang Lake catchment (Article number 012023) / E.A. Soldatova, N.V. Guseva, G.G. Wang // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2014 Vol. 21. P. 1-7
- 292. Soldatova, E.A. Isotopic composition (δ 18O and δ D) of the shallow groundwater in the Poyang Lake basin (Article number 012011) / E.A. Soldatova, Z.S. Sun, N.V. Guseva // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2016 Vol. 33. P. 1-7
- 293. Soldatova, E.A. Modelling of Redox Conditions in the Shallow Groundwater: A Case Study of Agricultural Areas in the Poyang Lake Basin, China / E.A. Soldatova, N.V. Guseva, V.A. Bychinsky // Procedia Earth and Planetary Science. 2017 Vol. 17. P. 197-200
- 294. Soldatova, E.A. Size fractionation of trace elements in the surface water and groundwater of the Ganjiang River and Xiushui River basins, China (Article number 012037) / E.A. Soldatova, N.V. Guseva, Z.S. Sun, I.S. Mazurova // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2015 Vol. 27. P. 1-7
- 295. Soldatova, E.A. Sources and behaviour of nitrogen compounds in the shallow groundwater of the Poyang Lake basin, China / E.A. Soldatova, N.V. Guseva, Z. Sun, V.A. Bychinsky, P. Boeckx, B. Gao // Journal of Contaminant Hydrology. 2017 Vol. 202. P. 59-69
- 296. Sonke, J.E. Lanthanide–humic substances complexation. I. Experimental evidence for a lanthanide contraction effect / J.E. Sonke, V.J.M. Salters // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006. Vol. 70. P. 1495–1506.
- 297. Spencer, R.G.M. Seasonal and spatial variability in dissolved organic matter quantity and composition from the Yukon River basin, Alaska / R.G.M. Spencer, G.R. Aiken, K.P. Wickland, R.G. Striegl, P.J. Hernes // Global Biogeochemical Cycles 2008. Vol. 22. GB4002
- 298. Spencer, R.G.M. Utilizing chromophoric dissolved organic matter measurements to derive export and reactivity of dissolved organic carbon exported to the Arctic Ocean: a case study of the Yukon River, Alaska / R.G.M. Spencer, G.R. Aiken, K.D. Butler, M.M. Dornblaser, R.G. Striegl, P.J. Hernes // Geophysical Research Letters. 2009. Vol.36. L06401
- 299. *Strauss*, H. Geological evolution from isotope proxy signals sulfur / H. *Strauss* // Chemical Geology. 1999. Vol. 161, Iss. 1–3. P. 89-101
- 300. Sun, Z.S. Fluid-mineral equilibria and subsurface temperature evaluation of selected hot springs, Jiangxi Province, SE-China / Zhanxue Sun, Zhanshi Zhang, Jinhui Liu, Bai Gao //

- Proceedings, Thirty-First Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. Stanford University, Stanford, California, January 30–February 1, 2006. 2006.
- 301. Sun, Zhanxue Hydrogeochemistry and direct use of hot springs in Jiangxi Province, SE-China / Zhanxue Sun, Jinhui Liu, Bai Gao // Proceedings World Geothermal Congress; Bali, Indonesia, 25–29 April 2010. 2010.
- 302. Sun, Z.S. Impact of Human Activity on the Groundwater Chemical Composition of the South Part of the Poyang Lake Basin / Z.S. Sun, E.A. Soldatova, N.V. Guseva, S.L. Shvartsev // IERI Procedia. − 2014. − № 8. − P. 113-118
- 303. Sun, Z.S. Impact of Human Activity on the Groundwater Chemical Composition of the South Part of the Poyang Lake Basin / Zhanxue Sun, E.A. Soldatova, N.V. Guseva // IERI Procedia. 2014. Vol. 8. P. 113–118 (b)
- 304. Sun, Z.S. Isotopic and geochemical evidence for origin of geothermal gases from hot springs in southern Jiangxi Province, SE-China / Zhanxue Sun, Bai Gao, Zhanshi Zhang // Chinese journal of geology. 2014. Vol. 49 (3). Р. 791–798 [на китайском] (а).
- 305. Sun, Zhanxue Studies of geothermal waters in Jiangxi Province using isotope techniques / Zhanxue Sun, Xueli Li // Science in China (Series E). 2001. Vol.44. P.144–150.
- 306. Sun, Zhanxue Subsurface temperature estimation of geothermal reservoir in the Hengjing Hot Spring Area, Jiangxi Province, SE-China / Zhanxue Sun, Weimin Zhang // Proceedings World Geothermal Congress; Antalya, Turkey, 24–29 April 2005. 2005.
- 307. Taran, Y.A. Geochemistry of volcanic and hydrothermal fluids and volatile budget of the Kamchatka–Kuril subduction zone / Y.A. Taran // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2009. Vol. 73, Iss. 4. P. 1067-1094
- 308. The geological map of Jiangxi Province [Карты] / Jiangxi Provincial Bureau of Geological Exploration and Exploitation for Mineral Resources: Published Report. Nanchang, China, 1996: JXBGEEMR [на китайском].
- 309. Thomas, D.L. Geochemistry of CO₂-rich waters in Iceland / D.L. Thomas, D.K. Bird, S. Arnórsson, K. Maher // Chemical Geology. 2016. Vol. 444. P. 158-179
- 310. Tipping, E., WHAM: a chemical equilibrium model and computer code for waters, sediments and soils incorporating a discrete site/electrostatic model of ion-binding by humic substances / E. Tipping // Computers & Geosciences. 1994. –Vol. 20. P. 973–1023.
- 311. Ugolini, F.C. Pedogenic zonation in the well-drained soils of the arctic regions / F.C. Ugolini // Quaternary Research. –1986. Vol.26. P. 100-120.
- 312. Van Weert, F. Global Overview of Saline Groundwater Occurrence and Genesis / F. Van Weert, J. Van Der Gun, J. Reckman // Report nr. GP 2009-1, Utrecht, 2009. 107 p.

- 313. Viers, J. Chemical weathering in the drainage basin of a tropical watershed (Nsimi-Zoetele site, Cameroon): comparison between organic-poor and organic-rich waters / J. Viers, B. Dupre, M. Polve, J. Schott, J.-L. Dandurand, J.-J. Braun // Chemical Geology. 1997. Vol. 140. P. 181–206.
- 314. Wang, Hongdao The water resources of lakes in China / Hongdao Wang // Chinese journal of oceanology and limnology. 1987. Vol. 5, № 3. P. 263–280.
- 315. Wang, Lin A new time series vegetation-water index of phonological-hydrological trait across species and functional types for Poyang Lake wetland ecosystem / Lin Wang, I. Dronova, Peng Gong, Wenbo Yang, Yingren Li, Qing Liu // Remote Sensing of Environment. 2012. Vol. 125. P. 49–63.
- 316. Wang, Qi Impacts of land cover changes on climate trends in Jiangxi province China / Qi Wang, D. Riemann, S. Vogt, R. Glaser // International Journal of Biometeorology. 2014. Vol. 58, № 5. P. 645–660.
- 317. Wiesli, R.A. Experimental determination of Fe isotope fractionation between aqueous Fe(II), Siderite, and «Green Rust» in abiotic systems / R.A. Wiesli, B.L. Beard, C.M. Johnson // Chemical Geology. 2004. Vol. 211. P. 343–362.
- 318. Wu, Long-hua Influence of Three Gorges Project on water quality of Poyang Lake / Long-hua Wu, Mei Li, Yu-yin Guo, Xiao-li Yang // Procedia Environmental Sciences / 2011 3rd International Conference on Environmental Science and Information Application Technology (ESIAT 2011). Vol. 10 (C), № 10. P. 1496–1501.
- 319. Yan, Dan Interaction between land use change, regional development, and climate change in the Poyang Lake district from 1985 to 2035 / Dan Yan, U.A. Schneider, E. Schmid, H.Q. Huang, Lihu Pan, O. Dilly // Agricultural systems. 2013. Vol. 119. P. 10–21.
- 320. Ye, Xuchun Distinguishing the relative impacts of climate change and human activities on variation of streamflow in the Poyang Lake catchment, China / Xuchun Ye, Qi Zhang, Jian Liu, Xianghu Li, Chong-Yu Xu // Journal of Hydrology. 2013. Vol. 494. P. 83–95.
- 321. Yu, Xinqi Cretaceous extension of the Ganhang Tectonic Belt, southeastern China: constraints from geochemistry of volcanic rocks / Xinqi Yu, Ganguo Wu, Da Zhang, Tiezeng Yan, Yongjun Di, Longwu Wang // Cretaceous Research. − 2006. − Vol. 27, № 5. − P. 663–672.
- 322. Zelenev, V.V. Assessment of the Average Annual Methane Flux from the Soils of Russia / V.V. Zelenev. WP-96-51. Laxenburg, Austria: International Institute for Applied Systems Analysis, 1996
- 323. Zhao, Xi Modeling spatial-temporal change of Poyang Lake marshland based on an uncertainty theory-random sets / Xi Zhao, A. Stein, Xiaoling Chen, Lian Feng // Procedia

- Environmental Sciences / 1st Conference on Spatial Statistics 2011 Mapping Global Change. 2011. Vol. 3. P. 105–110.
- 324. Zheng, Zhaohua The background features and formation of chemical elements of groundwater in the region of the middle and lower reaches of the Yangtze River / Zhaohua Zheng // Acta geologica sinica. − 1997. − Vol. 71, № 1. − P. 80–89
- 325. Zhou, Wenbin Studies of geothermal background and isotopic geochemistry of thermal waters in Jiangxi Province: China Nuclear Science and Technology Report: CNIC-01104 / Wenbin Zhou, Zhanxue Sun, Xueli Li, Weijun Shi. Beijing: China Atomic Energy Press, 1996. 25 p.
- 326. Zimov, S.A. Winter biotic activity and production of CO_2 in Siberian soils: a factor in the greenhouse effect / S.A. Zimov, G.M. Zimova, S.P. Davidov, A.I. Davidova, Y.V. Voropaev, Z.V. Voropaeva, S.F. Prosiannikov, O.V. Prosiannikova, I.V. Semiletova, I.P. Semiletov // Journal of Geophysical Research. 1993. Vol. 98. P. 5017-5023

Нормативная литература

327. ГОСТ Р 54316-2011 - Воды минеральные природные питьевые. Общие технические условия. – М.:Стандартинформ, 2011. – 48

Фондовые материалы

- 328. Государственный мониторинг состояния недр территории Сибирского Федерального округа (Республика Тыва) в 2014-2015 г. Книга 2 Аналитический обзор состояния недр территории Республики Тыва за период 2010-2014 гг. / ответ. Исполнитель И.С. Никитина. 2015. 325 с.
- 329. Проведение гидрогеохимических поисков месторождений золота на Сибилейской площади: отчет по договору № ГХ-05 от 20.06.2005 г. / рук. Черняев Е.В., ООО НПО «Геосфера» Томск, 2007. 99 с.
- 330. Пояснительная записка по объекту 6.9. «Составление ГИС-Атласов карт геологического содержания масштаба 1:2500000-1:500000 по Красноярскому краю, Республике Хакасия, Республике Тыва, Эвенкийскому АО». (Республика Тыва). Красноярск, 2003. 123 с.
- 331. Результаты геологической съемки масштаба 1: 200 000 территории листа Q-42-III в бассейне среднего течения реки Щучья на Полярном Урале: отчет Щучьинской ГСП по работам 1969–1972 г.г. / рук. Воронов В.Н. Тюмень: Главтюменьгеология, 1973. 325 с.
- 332. Результаты опытно-производственных геолого-съемочных работ масштаба 1:50000, проведенных на восточном склоне Полярного Урала в центральной части Щучьинского синклинория: отчет по работам Восточно-Уральской ОПП за 1972-1976 гг.) / рук. Воронов В.Н. Полярный, 1976. 356 с.

Электронные ресурсы

333. Цзянси [Электронный ресурс] // Российско-Китайское торгово-экономическое сотрудничество: [сайт]. — Режим доступа: http://www.crc.mofcom.gov.cn/crweb/rcc/china/jiangxi.htm, свободный. — Загл. с экрана (дата обращения: 17.07.2015).