

Федеральное государственное автономное образовательное учреждение
высшего образования «Национальный исследовательский Томский
политехнический университет»
Томский филиал Федерального государственного бюджетного учреждения
науки Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука
Сибирского отделения Российской академии наук

На правах рукописи

Колубаева Юлия Викторовна

**ГИДРОГЕОХИМИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КОЛЫВАНЬ-
ТОМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ**

Специальность 25.00.07 – Гидрогеология

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических
наук, профессор
Шварцев Степан Львович

Томск - 2015

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
ГЛАВА 1. ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ	11
ГЛАВА 2. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ	16
ГЛАВА 3. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА	29
3.1. Физико-географические условия	29
3.2. Особенности геологического строения района	39
3.3. Полезные ископаемые	61
ГЛАВА 4. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ	75
4.1. Гидрогеологическая стратификация района	75
4.2. Условия циркуляции, питания и разгрузки подземных вод. Подземный сток в реки	87
ГЛАВА 5. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПРИРОДНЫХ ВОД РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ	91
5.1. Химический состав подземных вод	91
5.2. Химический состав речных вод	111
ГЛАВА 6. ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ЕСТЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПРИРОДНЫХ ВОД ПОД ДЕЙСТВИЕМ АНТРОПОГЕННОЙ НАГРУЗКИ	121
ГЛАВА 7. ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПРИРОДНЫХ ВОД РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ	138
7.1. Основные формы миграции химических элементов на основе расчетов процессов комплексобразования	138
7.2. Равновесие природных вод с породообразующими минералами водовмещающих горных пород	148
7.3. Геохимические типы подземных вод	158
7.4. Этапы формирования состава подземных вод	162
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	169
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ	171

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований. Загрязнение природных вод становится самым сильным фактором отрицательного воздействия человека на окружающую среду. Вода является одним из важнейших жизненно необходимых видов природных ресурсов, используемых практически во всех сферах жизни и деятельности человека, и одновременно неотъемлемой составляющей частью природы. Жизненно важной проблемой современности является сохранение чистоты водных бассейнов особенно густо населенных территорий, подверженных высокой техногенной нагрузке. В этом смысле и исследуемый нами объект не является исключением, поскольку, на его территории расположен Северный промышленный узел (СПУ) г. Томска. На территории СПУ сложилась критическая экологическая ситуация вследствие его перегруженности рядом крупных предприятий различного назначения, активно влияющих на природную среду. Кроме того, в районе исследований процессы техногенного характера могут накладываться на природные факторы обогащения вод металлами за счет зон минерализаций, поскольку данный район отличается особой металлогенической спецификой.

В этой связи изучение состава вод, процессов его формирования, масштабов и направленности преобразования, как за счет техногенного фактора, так и природных процессов, а также оценка питьевых качеств вод являются наиболее актуальными проблемами геохимии природных вод данного региона.

Наряду с этим на первый план выходят проблемы исследования формирования состава природных вод методами физико-химической термодинамики. Теоретической базой наших исследований является представление, развиваемое С.Л. Шварцевым, о последовательных этапах формирования состава вод зоны гипергенеза в результате взаимодействия в системе вода-порода, изучению которой автором в работе уделялось особое внимание. Сегодня проблема взаимодействия воды с горными породами привлекает внимание многих ученых, и большой интерес к ней не случаен,

поскольку система вода-порода – одна из самых распространенных на Земле и определяет ход многих самых грандиозных геологических явлений на нашей планете, а ее равновесно-неравновесное состояние, по С.Л. Шварцеву (2012, 2013, 2014), определило природу и механизмы глобальной эволюции. Исследования этой системы на примере природных вод северо-восточной части Колывань-Томской складчатой зоны имеет большое теоретическое и прикладное значение для лучшего понимания явлений и процессов, происходящих при формировании состава природных вод.

Объектом научного исследования являются природные воды северо-восточной части Колывань-Томской складчатой зоны (водораздельное пространство рек Томь и Яя), **предметом исследования** – процессы и механизмы формирования состава и качества этих вод.

Цель данной работы заключается в изучении геохимии природных вод северо-восточной части Колывань-Томской складчатой зоны, в выявлении признаков их загрязнения, процессов формирования химического состава в ненарушенных и нарушенных природных условиях.

Задачи исследований:

- 1) Изучить химический состав природных вод и выявить основные закономерности поведения в них ведущих химических элементов.
- 2) Оценить экологическое состояние природных вод, выделить очаги антропогенного преобразования их состава.
- 3) Оценить степень равновесия природных вод с ведущими минералами вмещающих горных пород методами физико-химической термодинамики, выделить ведущие геохимические типы вод и определить в каждом из них фоновые концентрации типоморфных элементов.
- 4) Выявить ведущие процессы и факторы формирования химического состава природных вод.

Исходный материал и достоверность полученных результатов. В основу диссертационной работы был положен фактический материал гидрогеохимических исследований 1992-2000 гг., проводимых сотрудниками

проблемной научно-исследовательской гидрогеохимической лаборатории Института природных ресурсов Томского политехнического университета (ИПР ТПУ) совместно с ГРК «Геосфера», а также данные опробования, проведенного лично автором в 2008 и 2013 гг. в составе полевого отряда Томского филиала Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН. Кроме того, в работе обработан и обобщен материал предыдущих лет большого коллектива исследователей, полученный в ходе тематических работ при участии П.А. Удодова, В.М. Матусевича, С.Л. Шварцева, Ю.Г. Копыловой и многих других сотрудников ТПУ. В результате была создана база данных, включающая около 1100 точек опробования.

Достоверность полученных результатов обеспечена достаточным количеством проб, современной методикой их отбора и пробоподготовки, высокоточными аналитическими методами исследования химического состава вод, выполненного в аккредитованной проблемной научно-исследовательской гидрогеохимической лаборатории научно-образовательного центра «Вода» ИПР ТПУ. Теория построена на обобщении данных по теме диссертационного исследования и новых данных, опубликованных в российских изданиях из перечня ВАК. При интерпретации данных использованы современные методы компьютерной обработки, аппарат математической статистики, физико-химические методы изучения миграционных форм химических элементов, а также современные взгляды на формирование химического состава вод в результате равновесно-неравновесного состояния системы вода-порода.

Сопоставительное рассмотрение чувствительностей методик анализа с кларками компонентов в подземных водах провинции умеренно-влажного климата по данным С.Л. Шварцева (1998) и кларковыми значениями для речных вод (Соловов, 1990) свидетельствует о корректности применяемых методов анализа для изучения распределения химических элементов на уровне их фоновых концентраций в природных водах.

Научная новизна. В развитие научных идей С.Л. Шварцева о стадийности формирования химического состава вод в результате неравновесного состояния системы вода-порода на основе дополненного фактического материала рассмотрены геохимические особенности формирования природных вод района. Впервые для данной территории построены схематические карты распределения в подземных водах общей минерализации, значений pH и других элементов. Показано, что появление повышенных содержаний в водах металлов обусловлено не только природным фактором обогащения вод за счет зон минерализаций, но и влиянием техногенного фактора. При помощи программного пакета HydroGeo рассчитаны основные формы миграции химических элементов в природных водах, исследована степень насыщенности вод относительно пороодообразующих минералов и по составу вторичных продуктов выветривания выделены ведущие геохимические типы вод. Изучение состава вод с использованием современных методов физико-химических расчетов взаимодействия вод с различными минералами дало возможность с качественно новых позиций подойти к вопросу о вторичном минералообразовании и его роли в формировании состава вод. Разработана схема формирования химического состава природных вод с обоснованием источников химических элементов.

Личный вклад автора в решение проблемы заключается в непосредственном отборе проб на территории объекта исследований в 2008 и 2013 гг.; обобщении имеющейся по данной территории гидрогеохимической информации; проведении статистического анализа и интерпретации полученных результатов; расчёте основных миграционных форм химических элементов; оценке степени равновесия природных вод с ведущими минералами вмещающих горных пород; выделении геохимических типов вод и выявлении фоновых концентраций типоморфных элементов в каждом из них; разработке схемы формирования химического состава подземных вод на разных этапах их взаимодействия со всеми основными составляющими

окружающей среды. Автору принадлежит формулировка защищаемых положений и выводов.

Защищаемые положения:

1. *На территории исследований повсеместно развиты пресные подземные воды гидрокарбонатного кальциевого состава со средней соленостью около 0,5 г/л и околонеutralной средой. Соленость и pH увеличиваются при фильтрации подземных вод в направлении от водоразделов рек к их долинам, то есть с увеличением времени взаимодействия воды с горной породой.*
2. *На общем фоне природных вод, формирующихся в естественных условиях, выделяются участки техногенно-трансформированных вод по спектру элементов макрокомпонентного состава (Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , NO_3^- , NH_4^+) и ряду микроэлементов. Аномальные содержания макрокомпонентов иногда вносят существенный вклад в изменение солености и состава вод. При этом техногенно-трансформированные подземные и речные воды характеризуются различным уровнем накопления в них химических элементов.*
3. *Большая часть подземных вод исследуемой территории равновесна с карбонатами Ca, Mg, Fe, каолинитом, Ca, Mg-монтмориллонитом, иллитом. При этом все без исключения воды не равновесны с первичными алюмосиликатами, поскольку образующиеся в этой системе вторичные минералы выступают геохимическим барьером на пути установления такого равновесия. В соответствии с составом образующихся вторичных минеральных фаз в районе развиты преимущественно три геохимических типа подземных вод, которые сменяют один другим при увеличении времени взаимодействия в системе вода-порода.*
4. *Формирование состава подземных вод определяется развитием в регионе начальной стадии литогенного этапа эволюции системы вода-порода и ее равновесно-неравновесным состоянием. Геохимические особенности вод, выражающиеся в преобладании кальциевой компоненты,*

околонейтральной среды, солености до 1 г/л и геохимических типов вод, обусловлены относительно небольшим временем взаимодействия в этой системе (активным водообменом).

Практическая значимость. Результаты представленных исследований использовались при выполнении работ по грантам РФФИ: № 06-05-96922-р_офи «Исследование геохимических процессов рассеяния и концентрирования химических элементов в геохимических типах вод и механизма формирования водных и литохимических потоков рассеяния золотооруденения (на примере Томского рудного района)», № 11-05-98016 р_сибирь_а «Источники и механизмы накопления железа в питьевых водах Томской области», № 13-05-00062 А «Гидрогеохимия железа и марганца Западной Сибири: источники, геохимические типы вод и рудообразование», № 13-05-98070 р_сибирь_а «Геохимические и биохимические условия формирования качества питьевых подземных вод Томской области»; в рамках госбюджетных тем: № 2.18.2004 «Исследование процессов вторичного минералообразования и формирования геохимических типов вод (на примере юга Западной Сибири)», № 2.3.04 «Исследования механизмов трансформации состава природных вод экологически напряженных районов юга Западной Сибири». Полученные результаты также использовались при выполнении государственного контракта № 11.519.11.6044 и др.

Полученные автором результаты могут быть полезны специалистам, чьи интересы связаны с проблемами экологической безопасности и решением хозяйственно-питьевых проблем, направленных на разработку перспективных планов водоснабжения населения. В частности, полученные данные об уровнях природных концентраций химических элементов в водах могут быть использованы при мониторинге экологического состояния окружающей среды. Кроме того, результаты исследований могут быть использованы в качестве основы для районирования территории по условиям и интенсивности загрязнения опасными веществами.

Апробация работы и публикации. Отдельные разделы работы были доложены на следующих Международных и Всероссийских научных симпозиумах и конференциях в различных городах России: на Международном научном симпозиуме студентов, аспирантов и молодых ученых им. академика М.А. Усова «Проблемы геологии и освоения недр» (Томск, 2004, 2005, 2006), на Открытой окружной конференции молодых ученых «Наука и инновация XXI века» (Сургут, 2004), на Российской научной конференции «Гидрогеохимия осадочных бассейнов» (Томск, 2007), на Всероссийском совещании по подземным водам востока России «Подземная гидросфера» (Иркутск, 2006, 2012), на Всероссийской конференции «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами» (Томск, 2012; Владивосток, 2015), на II Всероссийской молодежной научно-практической школе-конференции геологического полигона «Шира» «Науки о Земле. Современное состояние» (Республика Хакасия, 2014), на VII Сибирской научно-практической конференции молодых ученых по наукам о Земле (Новосибирск, 2014).

Результаты работы освещены в 32-х публикациях, в том числе в 4-х статьях из перечня изданий, рекомендуемых ВАК: «Известия вузов. Геология и разведка», 2010 г.; «Известия Томского политехнического университета», 2013 г.; «Вестник Томского государственного университета», 2012, 2015 гг.

Структура и объем работы. Настоящая диссертация состоит из введения, семи глав, заключения и списка литературы, насчитывающего 184 наименования отечественных и зарубежных изданий. Материал диссертации изложен на 191 странице, иллюстрирован 38 рисунками и содержит 17 таблиц.

Благодарности. За постоянную поддержку, помощь и направление хода мыслей автор глубоко благодарен своему научному руководителю доктору геолого-минералогических наук, профессору Степану Львовичу Шварцеву. Искреннюю признательность за постоянное внимание, отзывчивость и помощь в работе автор также выражает кандидату геолого-

минералогических наук, директору научно-образовательного центра «Вода» Юлии Григорьевне Копыловой, благодаря которой удалось собрать базу данных. При работе над диссертацией помощь оказали советы и консультации сотрудников кафедры гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии ИПР ТПУ, а также сотрудников проблемной научно-исследовательской лаборатории гидрогеохимии научно-образовательного центра «Вода». Работа выполнялась при поддержке сотрудников Томского филиала Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН профессора М.Б. Букаты, О.Е. Лепокуровой, И.С. Ивановой, Н.С. Трифонова, которым автор также выражает искреннюю благодарность.

ГЛАВА 1. ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Объект исследований приурочен к Томь-Яйской междуречной равнине, расположенной в юго-восточной части Западной Сибири. Общая площадь исследований составляет около 2900 км². В административном отношении территория исследований входит в состав Томского района Томской области (рис. 1.1). Томский Район на севере граничит с Кривошеинским и Асиновским районами, на востоке – с Асиновским и

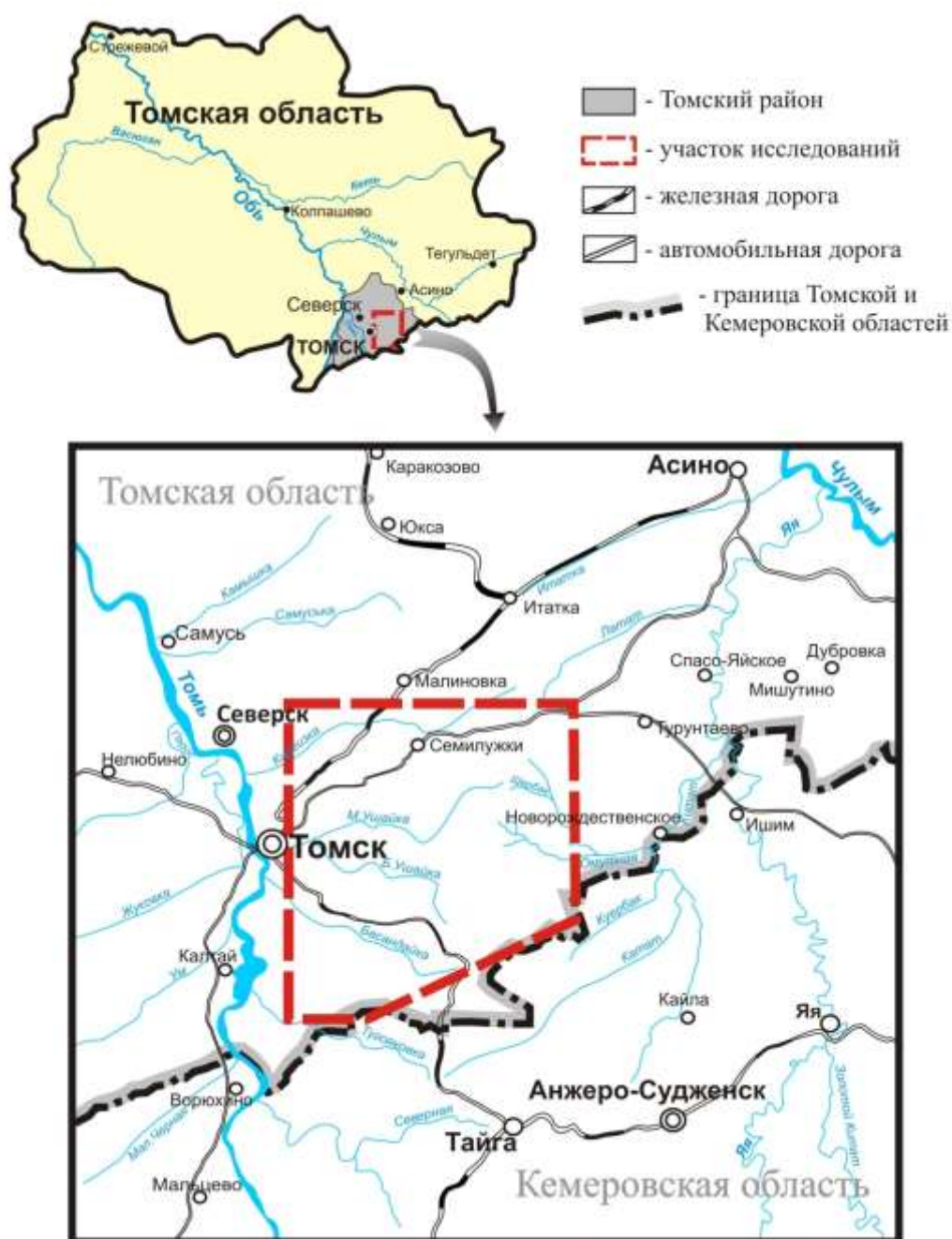


Рис. 1.1. Обзорная схема района исследований

Зырянским районами, на западе – с Кожевниковским и Шегарским районами, на юге – с Кемеровской областью. Благодаря удачному географическому положению и близости к областному центру (г. Томск), Томский район является наиболее густо населенным и одним из самых экономически развитых в Томской области. Основная отрасль промышленности – сельское хозяйство, которое представлено производством молока, зерна и мяса, овощеводством, свиноводством.

Методы исследований. Гидрогеохимическое опробование осуществлялось в основном в летний меженный период, опробовались подземные воды (родники, колодцы, скважины), речная сеть, а также стоки и отстойники (рис. 1.2) В соответствии с гидрогеологическими особенностями исследуемой территории нами изучен химический состав подземных вод рыхлых отложений в количестве 601 точки опробования и 138 точек опробования подземных вод коренных пород. Также изучен химический состав 381 пробы речных вод. На точке опробования измерялись быстроменяющиеся показатели: t , pH, Eh с использованием портативного мультипараметрового анализатора Water Test, а также HCO_3^- , $\text{CO}_2^{\text{св}}$, CO_3^{2-} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} с учетом требований к проведению полевых анализов. Аналитические исследования вещественного состава вод выполнялись в аккредитованной проблемной научно-исследовательской гидрогеохимической лаборатории научно-образовательного центра «Вода» в соответствии с руководящими документами, оформленными и утвержденными согласно требованиям стандартизации и метрологии методами титриметрии, фотоколориметрии, пламенной фотометрии, потенциометрии, турбидиметрии, беспламенной атомно-абсорбционной спектрометрии, инверсионной вольтамперометрии, атомно-эмиссионной спектрометрии, а также нейтронно-активационного анализа с использованием исследовательского ядерного реактора ИРТ-Т ТПУ. Кроме того, для определения массовых концентраций химических элементов применялся метод масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на

Табл. 1.1. Определяемые показатели, методы анализа химического состава природных вод и их чувствительности

Компонент		Метод определения	Чувствительность определения
рН, ед. рН		рН-метрия	0,1
Жесткость, моль-э/л		Титриметрия	0,05
Макрокомпоненты	HCO ₃ ⁻ , мг/л	Титриметрия	5,0
	CO ₃ ²⁻ , мг/л	Титриметрия	5,0
	Cl ⁻ , мг/л	Титриметрия	0,5
	Ca ²⁺ , мг/л	Титриметрия	1,0
	Mg ²⁺ , мг/л	Титриметрия	1,0
	SO ₄ ²⁻ , мг/л	Турбидиметрия	2,0
	Na ⁺ , мг/л	Пламенная фотометрия	1,0
	K ⁺ , мг/л	Пламенная фотометрия	0,5
Биогенные вещества	NO ₂ ⁻ , мг/л	Фотоколориметрия	0,01
	NO ₃ ⁻ , мг/л	Фотоколориметрия	0,1
	NH ₄ ⁺ , мг/л	Фотоколориметрия	0,05
	PO ₄ ³⁻ , мг/л	Фотоколориметрия	0,01
	Fe, мг/л	Фотоколориметрия	0,05
	Si, мг/л	Фотоколориметрия	1
Микрокомпоненты	F, мг/л	Потенциометрия	0,19
	Br, мг/л	Потенциометрия	0,4
	Ba, мг/л	НА / МС ИСП	0,003/0,0002
	Sr, мг/л	НА / МС ИСП	0,05/0,002
	Li, мг/л	ПФ / МС ИСП	0,01/0,0002
	Al, мг/л	Ф / МС ИСП	0,005/0,002
	Ti, мг/л	АЭМС / МС ИСП	0,0006/0,002
	V, мг/л	АЭМС / МС ИСП	0,0006/0,002
	Cr, мг/л	АЭМС / МС ИСП	0,0006/0,02
	Co, мг/л	АЭМС / МС ИСП	0,0006/0,0001
	Ni, мг/л	АЭМС / МС ИСП	0,0006/0,002
	Ag, мг/л	НА / МС ИСП	0,000005/0,0001
	Au, мг/л	НА / МС ИСП	8 · 10 ⁻⁷ /5 · 10 ⁻⁵
	Zn, мг/л	ИВА / МС ИСП	0,0005/0,002
	Cd, мг/л	ИВА / МС ИСП	0,0002/0,0001
	Pb, мг/л	ИВА / МС ИСП	0,0002
	Cu, мг/л	ИВА / МС ИСП	0,0006/0,002
	As, мг/л	ИВА / МС ИСП	0,002
	Sb, мг/л	НА / МС ИСП	0,00003/0,0001
	Hg, мг/л	БААС / МС ИСП	0,00001/0,0001
БААС - беспламенная атомно-абсорбционная спектрометрия, ИВА - инверсионная вольтамперометрия, НА – нейтронная активация, АЭМС – атомно-эмиссионная спектрометрия, МС ИСП - масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой			

При обработке фактических данных применялись стандартные методы математической статистики. Для изучения равновесия вод с вмещающими породами использовались физико–химические методы

равновесной термодинамики. Термодинамические исследования форм миграции химических элементов проводились с использованием программного комплекса HydroGeo, разработанного М.Б. Букаты (1999, 2002). При интерпретации гидрогеохимической информации использовались электронные таблицы Microsoft Office Excel, для картографической обработки информации применялись пакеты программ Surfer, Corel Draw, Photoshop.

ГЛАВА 2. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Что касается сведений о подземных водах г. Томска и его окрестностях, опубликованных в конце XIX и первой половине XX веков, то они имеют в основном описательный характер и не представляют интереса с современной точки зрения. Некоторые сведения о подземных водах Томь-Яйского междуречья приводятся в работе К.В. Иванова (1950). Автор впервые выделяет четыре водоносных комплекса.

Изучение гидрогеологических условий Томь-Яйского междуречья началось в 40-х годах прошлого века со строительства одиночных разведочно-эксплуатационных скважин на воду в целях водоснабжения промышленных и сельскохозяйственных предприятий (Гидрогеология СССР, 1970; Ахмадшин и др., 2006).

В последующие годы по результатам бурения этих скважин и проведенных в них опытно-фильтрационных работ была оценена водообильность палеозойских образований (Валенюк Л.Ф., 1956 г.). Водоносный горизонт зоны региональной трещиноватости палеозоя был рекомендован в качестве основного источника водоснабжения на территории Томь-Яйского междуречья (Смоленцев Ю.К., 1957 г.).

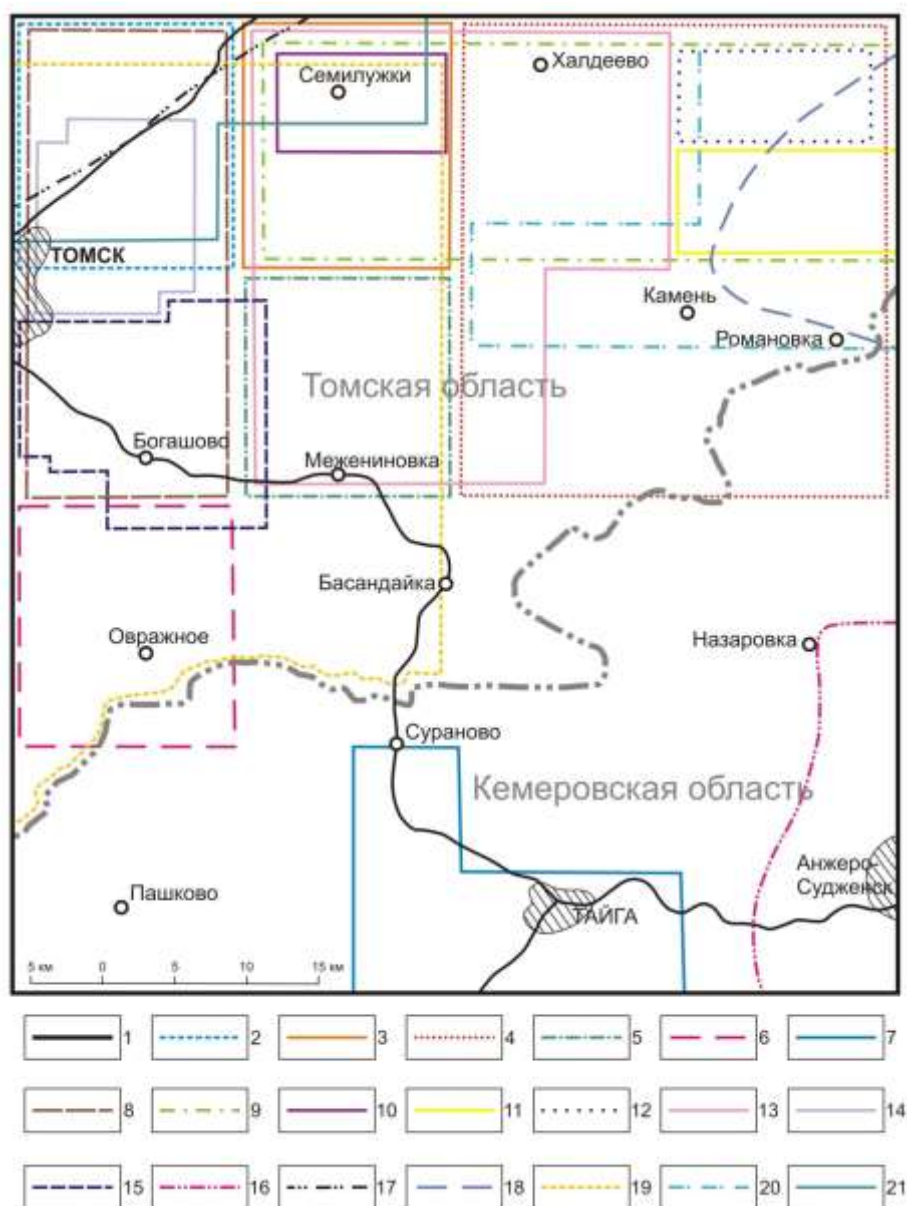
В 1959 году создается партия по водоснабжению объектов сельского хозяйства области подземными водами. Работы в основном проводились в пределах Томского района и прилегающих к нему территориях. В составе этой партии работали гидрогеологи Л. Ф. Валенюк, В.П. Щипачев, В.И. Махов. Под их руководством было пробурено более двух десятков гидрогеологических скважин, оборудованных, как правило, на первые от поверхности водоносные горизонты. Вероятно, до настоящего времени мало, что сохранилось от этих скважин.

В 1959-1962 годах проводились съемки 1:25000 масштаба, целью которых было комплексное изучение геологических, гидрогеологических и инженерно-геологических условий территории. Михайловская съемочная партия (1959-62 гг.) проводила работы на участке Томского района Томской

области. Полевые гидрогеологические работы выполняли гидрогеологи В.П. Щипачев, Л.Ф. Валенюк, В.А. Афонин, в составлении отчета кроме них участвовала А.М. Горяева. На Богашевском участке съемочными работами Богашевской партии (1960-1962 гг.) установлены отдельные площади для строительства промышленных и гражданских сооружений, проведены изыскания источников водоснабжения. В полевых работах участвовали: В.А. Афонин, А.М. Горяева, А. Г. Крашенинникова. Отчет написан при участии Ю.К. Смоленцева.

В начале 60-х годов Томской режимной станцией в пределах западного склона Томь-Яйского водораздела были начаты наблюдения за режимом подземных вод трещиноватой зоны палеозойского фундамента по очень редкой наблюдательной сети.

Начало специальным гидрогеологическим и инженерно-геологическим съемкам было положено работой Томь-Яйской партии (1970-1973 гг.). Под руководством и при методической помощи главных гидрогеологов сначала В.Д. Мокренко, а затем В.Я. Герасимова. Ответственный исполнитель Г.Д. Ваганов провел гидрогеологическую съемку листа в масштабе 1:200000 (рис. 2.1). Систематизированы данные по химизму и водообильности палеозойских пород и перекрывающих образований. По результатам опытных работ дана сравнительная характеристика всех имеющихся водоносных горизонтов и составлена гидрогеологическая карта, а также схема районирования территории по условиям водоснабжения. Для водоснабжения рекомендованы зона гипергенной трещиноватости, девонские известняки и галечники кочковской свиты. В проведении полевых работ участвовали гидрогеолог Н.Н. Винниченко и ст. техник-гидрогеолог Т.Л. Степанова. В камеральной обработке полевых материалов и составлении отчета принимали участие гидрогеологи Г.Д. Ваганов, А.С. Бычкова, Г.А. Плевако, Н.Н. Винниченко, ст. техник Т.Л. Степанова, а также под руководством Г.А. Сулакшиной инженер НИСа ТПИ О.Ф. Зятева (Ваганов и др., 1973).



**Рис. 2.1. Схема геологической и гидрогеологической изученности
листа 0-45-XXXII:**

1 – ГС-200, Межениновская партия, Григорьев Н.В., 1960 г.; ГГС-200, Томь-Яйская партия, Ваганов Г.Д., 1973 г.; 2-7 – ГС-50: 2 – лист –123-А, Реженская партия, Иванова Т.С., 1961 г.; 3 – лист –123-Б, Реженская партия, Бабин А.А., 1961 г.; 4 – лист –124, Подломская партия, Григорьев Н.В., 1964 г.; 5 – лист –123-Г, Плотниковская партия, Тарасенко Э.В., 1966 г.; 6 – лист –135-А, Ярская партия, Григорьев Н.В., 1967 г.; 7 – листы –135-Г-б, г, и –136-В-в, г, Томь-Колыванская партия, Вологдин В.К., 1983 г.; 8 – ГС-50 с ГЭиК, листы –123-А, В, Городская партия, Макаров Г.Я., 1995 г.; 9-12 – ГДП-50: 9 – Центральная партия, профильное бурение, Рубцов А.Ф., 1970 г.; 10 – листы –123-Б-а, б, Ташминская партия, Рубцов А.Ф., 1971 г.; 11 – листы –124-Б-в, г, Барнашевская партия, Рубцов А.Ф., 1975 г.; 12 – листы –124-Б-а, б, Сергеевская партия, Колпаков В.Я., 1976 г.; 13 – ГГС-50, листы –123-Б, Г и –124-А, В, Вершининская партия, Коробкин В.А., 1988 г.; 14-15 – ГГС-25: 14 – Михайловская партия, Толкачев М.В., 1962 г.; 15 – Богашевская партия, Тельцова М.М., 1963 г.; 16-21 – Поисково-разведочные работы: 16 – Каменный уголь, Анжерская партия, Юзвический А.З., 1962, 1971 гг.; 17 – Титан, Туганская партия, Санданов И.Б., 1961 г.; 18 – Бокситы, Татульская партия, Рубцов А.Ф., 1977 г.; 19 – Вода, Ключевская партия, Саблин А.Ф., 1980 г.; 20 – Вода, Междуречная партия, Карлсон В.Л., 1984 г.; 21 – Вода, Наумовская партия, Скогорева А.С., 1995 г.

Сокращения: ГС – геологическая съемка, ГГС – геолого-гидрогеологическая съемка, ГДП – геологическое доизучение фундамента, ГЭиК – геолого-экологические исследования и картографирование.

Вышеперечисленные работы дали общую гидрогеологическую характеристику Томь-Яйского междуречья.

В 1975-1995 гг. под руководством А.Ф. Саблина выполнены поисково-разведочные работы в пределах Томского выступа на Родионовской, Ключевской, Междуречной площадях. В результате этих работ оценены и утверждены эксплуатационные запасы подземных вод Северо-Родионовского и Южно-Родионовского месторождений.

В 1980-1984 гг. Междуречной партией В.Л. Карлсоном были проведены поиски подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения населения и животноводческих комплексов на восточном склоне Томь-Яйского междуречья и в районе с. Сухоречье (Карлсон и др., 1984). Выполненные работы позволили уточнить геологическое строение района и гидрогеологические условия рыхлого чехла, а также оценить обводненность и фильтрационные свойства пород фундамента. В 1990 году под руководством В.Л. Карлсон завершены работы на Академическом месторождении, разведанном для водоснабжения Академгородка.

В 1983-1988 гг. в центральной части Томь-Яйского междуречья Вершининской партией под руководством В.А. Коробкина выполнена комплексная гидрогеологическая и инженерно-геологическая съемка масштаба 1:50000 для целей мелиорации. В процессе работ проведены инженерно-геологические, гидрогеологические, гидрологические, площадные геофизические работы, ландшафтно-индикационные исследования, рассмотрены условия водоснабжения сельскохозяйственных объектов (Коробкин, 1988).

В 1989-1995 гг. Наумовской партией проведены поисково-разведочные работы на подземные воды для хозяйственно-питьевого водоснабжения предприятий и населенных пунктов Томского агропромышленного комплекса. В результате проведенных работ выделено 6 месторождений трещинных подземных вод, оценены их запасы и произведена переоценка запасов северного участка Родионовского месторождения (Скогорева, 1995).

В 1994-2000 гг. Томской геологоразведочной экспедицией проводилась работа по оценке обеспеченности населения Томской области прогнозными эксплуатационными ресурсами подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения (Степанова Т.Л., 2000 г.). В рамках этой работы были оценены ресурсы бассейна трещинно-карстовых вод, распространенного на территории Томь-Яйского междуречья.

В дальнейшем была выполнена работа по теме «Прогнозная оценка ресурсов подземных вод и перспектив расширения и организации хозяйственно-питьевого водоснабжения Томского района в пределах Томь-Колыванской складчатой зоны», включенная в территориальную программу геологоразведочных работ по Томской области на 1996 год. В результате проведенных работ оцененные прогнозные эксплуатационные ресурсы подземных вод превысили текущую потребность в 8 раз, перспективную заявленную – в 3 раза. Работа была выполнена специалистами ОГУП ТЦ «Томскгеомониторинг» по договору с Томской ГРЭ. В работе принимали участие Плевако Г.Л. (ответственный исполнитель), Жульмина Г.А., Четвергов Д.Н., Краснощеков С.Ю., Могилевчикова О.А., Шнайдер Л.А., Савичев О.Г. Гидрологические работы выполнялись Карасевым Н.М., Крутовским А.О., Поздняковым С.Н. Моделирование геофильтрации проведено Четверговым Д.Н. и Краснощековым С.Ю. В оцифровке карт и создании их картографических композиций принимали участие Панаева Е.К., Кислицына Н.Ю., Бабыкина Е.В., Фатеева Н.В. Геологические разрезы построены сотрудником ТГРЭ Рубцовым А.Ф. При выполнении работы авторы консультировались с главным геологом Томской ГРЭ Ахмадшиным Н.Ю., сотрудниками ТГРЭ Степановой Т.Л., Осиновым Ф.П., Черниковой Т.Н. Общее научное и методическое руководство работ осуществлял Макушин Ю.В. (Плевако, 2002).

Что касается гидрогеохимических исследований юго-восточной части Томской области, то они были проведены в пределах Томского выступа палеозойского фундамента в связи с поисками твердых полезных

ископаемых. Степень геохимической изученности территории отражена на рис. 2.2. Территория юго-востока Западной Сибири по сути дела явилась научно-производственным полигоном по разработке и совершенствованию гидрогеохимического метода поисков рудных месторождений, который еще в начале 50-х годов прошлого столетия начал развивать П.А. Удодов. Методологические аспекты и результаты гидрогеохимических исследований на территории Томь-Яйского междуречья опубликованы П.А. Удодовым с его учениками в монографиях (Удодов и др., 1962; Удодов и др., 1965; Удодов и др., 1971).

В 1957-1967 годах гидрогеохимические исследования проводились в процессе геолого-съемочных и геологоразведочных работ на планшетах 0-45-111-В, 123-А, Б, В, 124-А, Б, В, Г Сандановым И.Б. (1961), Григорьевым Н.В. (1960, 1964, 1967), Сазоновым П.Т. (1961, 1964). Наряду с производственными отчетами результаты исследований отражены в отчетах о НИР (Удодов П.А., Матусевич В.М., 1959, 1960). В 1958 году впервые на изучаемой территории были проведены гидрогеохимические исследования для поисков циркон-ильменитовых россыпей на юго-восточном обрамлении Западно-Сибирской плиты. С 1957 года начались площадные полевые гидрогеохимические поиски рудных месторождений в пределах структур Томского вала в процессе геологической съемки масштаба 1:200000 на планшете О-45-XXXII в составе Межениновской партии (Григорьев Н.В., 1960 г.). Далее гидрогеохимические исследования проводились в составе Чулымской партии при геологической съемке масштаба 1:50 000 в 1958 году на планшете 0-45-123-В, а в 1959 году на планшетах - 0-45-123-А, Б. В 1960-1964 годах гидрогеохимические исследования проводились в составе геологоразведочных работ Григорьевской и Подломской партий на планшетах масштаба 1:50000 Григорьевым Н.В. (1964), Сазоновым П.Т. (1964), Удодовым П.А. (1959, 1960, 1962, 1965), Матусевичем В.М. (1959, 1960).



Рис. 2.2. Схема геохимической изученности листа 0-45-XXXII:

1-5 – Гидрогеохимические исследования: 1 – ГС-50 лист О-45-124, Подломская партия, Григорьев Н.В., 1964 г.; 2 – ГС-50 лист О-45-135-А, Ярская партия, Григорьев Н.В., 1967 г.; 3 – ГС-50 с ГЭиК, лист О-45-123-А, В, Городская партия, Макаров Г.Я., 1995 г.; 4 – Поисковые работы, Ушайская партия, Ахмадшин Н.Ю., 1993 г.; 5 – Региональные работы, листы О-45-135-А, Б и О-45-136-А, Гидрогеохимическая партия, Удодов П.А., 1966 г.; 6-8 – Литохимические поиски, выполненные Геохимической партией: 6 – По потокам рассеяния в масштабе 1:50 000, Скогорев А.И., 1988 г. (1), Скогорев А.И., 1991 г. (2); 7 – По вторичным ореолам рассеяния в масштабе 1:25 000, Семилуженский участок (1), Бердников А.П., 1987, 1983 гг.; Леспромхозовский участок (2), Бердников А.П., 1983 г., Скогорев А.И., 1988 г.; 8 – По первичным ореолам и вторичным ореолам рассеяния, Семилуженский участок (3), масштаб 1:10 000, Скогорев А.И., 1988 г.; Корниловский участок (4), масштаб 1:25 000, Макаров Г.Я., 1995 г.

Сокращения: ГС – геологическая съемка, ГЭиК – геолого-экологические исследования и картографирование.

В 1964-1966 гг. в качестве самостоятельного объекта Гидрогеохимической партией НТГУ под руководством П.А. Удодова проводились региональные гидрогеохимические исследования Колывань-Томской зоны 1:500000 масштаба. Это был первый опыт региональных

гидрогеохимических исследований полузакрытых структур. В пределах Томской области в этот период гидрогеохимические исследования выполнены в бассейне р. Тугояковка на планшете 0-45-135-А, Б и на планшете 0-45-136-А в бассейне р. Куербак (д. Ивановка). При оценке перспектив северной части Колывань-Томской зоны при этих работах использованы материалы исследований 1959-1963 гг. (Удодов и др., 1965).

С 1964 по 1993 годы под руководством А.П. Бердникова и А.И. Скогорева на Томь-Яйском междуречье проводились геохимические исследования и опытно-методические работы поисковой направленности. Выявлены и оценены многочисленные рудопроявления золота, сурьмы, ртути и полиметаллов.

С 1980 по 1994 годы Н.Ю. Ахмадшиным по результатам поисковых и поисково-оценочных работ уточнены перспективы золотоносности района. Установлена связь россыпей с золотокварцевыми коренными источниками. Промышленно значимых объектов не выявлено.

В 1986 г. после многолетнего перерыва начинается новый этап гидрогеохимических исследований по оценке перспектив золотоносности северной части Колывань-Томской зоны. Этот этап характеризуется использованием современных методов анализа вод с чувствительностью определения содержаний элементов на уровне их средних содержаний в гидросфере. Гидрогеохимические исследования 1986-1988 годов на планшетах 0-45-123-Б и 0-45-124-А на западном склоне Томь-Яйского водораздела в верховьях бассейна р.М.Ушайка показали преемственность выделенных ранее гидрогеохимических аномалий в части их ориентации на золоторудную минерализацию, позволили обосновать перспективность территории на золотооруденение и предположить существование Колбихинского рудного поля (Ахмадшин, 1993; Копылова и др., 1991, 1995, 1998).

В 1992-1993 гг. положительный опыт этих исследований был использован при обосновании проекта гидрогеохимических исследований, по

которому были проведены полевые работы в бассейне нижнего течения рек. Б. Киргизка и Ушайка в составе Городского отряда в процессе эколого-геологических исследований восточной части пригорода г. Томска (на планшетах 0-45-123-А, В). Незавершенность работ в связи с прекращением их финансирования не позволила выполнить гидрогеохимическое опробование в бассейне р. Басандайка и провести лабораторные работы по изучению содержаний основных рудогенных элементов при основной направленности работ на поиски золотооруденения (Макаров Г.Я., 1995 г.). Результаты этих исследований позже использованы при разработке программы геологического изучения минерально-сырьевой базы Томской области в 1998 г. при анализе эффективности гидрогеохимических исследований в северной части Колывань-Томской складчатой зоны в пределах Томского выступа. Высокая информативность гидрогеохимических поисков в условиях полужакрытых геологических структур определила целесообразность постановки в 1998 г. гидрогеохимических исследований в составе геологического доизучения Томского выступа (ГДП-50) с общими поисками под руководством ответственного исполнителя Е.В. Черняева (Черняев и др., 1998). В 2001 г. проводилось комплексное изучение водных и литохимических потоков рассеяния в составе опережающих геохимических работ масштаба 1:200000 с применением современных методов определения химических элементов. Гидрогеохимические исследования 1998-2001 гг. подтвердили высокую перспективу на золотое оруденение Халдеевской площади (рудного узла), карта аномальных гидрогеохимических полей которой характеризует интенсивное развитие химических элементов разных геохимических групп, определяющую роль среди которых имеет золото в комплексе с серебром и сурьмой (Козубова, Копылова, 2003).

Новый этап исследований золотоносности Томского района начался в 2003 г. после выдачи лицензий на геологическое изучение территории Научно-производственному объединению «Геосфера» (ныне ГРК «Геосфера»). ГРК «Геосфера» за счет собственных, в том числе

инвестиционных, средств завершило ранее начатые геохимические работы масштаба 1:200 000 и продолжило поисковые работы в масштабе 1:25000-50000.

В 2007 г. для объекта «Геохимические поиски на рудное золото в пределах Ушайской площади» после серьезной экспертизы в ЦНИГРИ и ИМГРЭ удалось добиться финансирования за счет средств федерального бюджета. Специалистами геологоразведочной компании «Геосфера» были проведены на площади литохимические поиски масштаба 1:25 000, выявлены источники мелких Ушайских россыпей.

Таким образом, проблема томского золота близится к своему решению. В Томском районе на лицензионных площадях «Геосферы» — Тугояковской, Халдеевской и Турунтаевской, а также на Ушайской площади завершается сложный и длительный этап поисковых работ. Решены проблемы аналитики, разработана технология геохимических поисков на территории с мощным чехлом рыхлых отложений, определены возможности электроразведки при наличии обводненной толщи рыхлых отложений. Однако осталось еще много нерешенных вопросов, главный из которых - финансирование в условиях мирового кризиса.

Результаты проблемной гидрогеохимической лаборатории ТПУ в развитии поисков минерального сырья убедительно свидетельствуют, что гидрогеохимический метод поисков полезных ископаемых полностью оправдал возлагавшиеся на него надежды и явился необходимой и важнейшей составной частью геохимических поисков в условиях закрытых и полужакрытых территорий (Росляков, Васильев, 2003).

Изучению геохимии вод полужакрытой геологической структуры Томь-Яйского междуречья посвящена диссертационная работа Лепокуровой О.Е. (2005) «Геохимия подземных вод севера Алтае-Саянского горного обрамления, формирующих травертины». В работе автор изучает маломощные травертины, пользующиеся широким распространением на юге Западной Сибири и образующиеся из холодных пресных вод, и

рассматривает процесс травертинообразования как определенный этап взаимодействия воды с горными породами.

Наряду с изучением территории объекта наших исследований в геологическом, гидрогеологическом и геохимическом отношениях в связи с загрязнением поверхностных и подземных вод также возникла актуальная проблема охраны окружающей среды и прогноза изменения качества вод под влиянием хозяйственной деятельности человека. И здесь большая работа была проделана сотрудниками научно-образовательного центра «Вода» ИПР ТПУ и кафедры гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии. Первые же научные работы в связи с загрязнением поверхностных и подземных вод проводились еще в 60-е годы под руководством П.А. Удодова, Рассказовым Н.М., Шварцевой Н.М. и Шестаковым Б.И. по анализу воздействия промышленных предприятий на окружающую среду. Начиная с 1990-х годов, над этой темой работали Назаров А.Д. (2002), Копылова Ю.Г., Кузеванов К.И. (1998), Наливайко Н.Г. (2000, 2002), Савичев О.Г. (2001, 2002, 2003), Дутова Е.М., Емельянова Т.Я., Ермашова Н.А. и многие другие сотрудники, а также студенты и аспиранты кафедры гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии ИПР ТПУ. В 90-е годы проводятся эколого-гидрогеохимические исследования Северного промышленного узла г. Томска (Экология Северного..., 1994; Лисина, Меньшикова, 1997). Также с 1990-х годов комплексные работы по изучению эколого-геохимического состояния р. Томь и ее притоков стали проводиться под руководством проф. С.Л. Шварцева в ТПУ и в ТФ ИНГГ СО РАН (Шварцев, Савичев, 2002, 2006; Савичев, 2003).

В 1991-1996 годах отрядом ГЭИК-1 под руководством сначала Колосова В.Г., а затем Пономаренко А.С. были выполнены геолого-экологические исследования и картографирование Томской области в масштабе 1:1000000.

Сотрудниками ТПУ и ТГАСУ совместно с АО «Томскгеомониторинг» ведутся работы по оценке экологического риска, связанного с

использованием источников нецентрализованного питьевого водоснабжения на территории исследований (Янкович и др., 2014), а также работы по проблемам водоснабжения населения региона (Покровский и др., 2001, 2006, 2014), по оценке состояния поверхностных водных объектов на территории Томской области (Льготин и др., 2002, 2005). Большая работа по оценке качества вод бассейна р. Томи была проделана Г.М. Роговым (2003), обобщившим материалы гидрогеохимического мониторинга и исследовавшим основные факторы формирования качества воды бассейна р. Томи.

В последние годы большое внимание стали уделять снеговому покрову, как идеальной депонирующей среде, для выявления источников загрязнения. В Западной Сибири исследование состава атмосферных пылевых выпадений с использованием снеговой геохимической съемки проводится, начиная с 1974 г. Большая работа в этом направлении была проведена авторским коллективом, объединившем ученых из ТПУ, Сибирского государственного медицинского университета и НИИ онкологии Томского научного центра РАМН, в составе А.П. Бояркиной, Н.П. Васильева, Ю.А. Львова, Л.И. Будаевой, В.В. Байковского, А.И. Летувнинкаса, А.И. Воробьевой и др. Начиная с 1990-х годов изучение состояния снегового покрова проводится сотрудниками кафедры геоэкологии и геохимии ТПУ Л.П. Рихвановым (2005, 2006), Е.Г. Языковым (1996, 2006), С.И. Сарнаевым, А.Ю. Шатиловым, А.В. Таловской (2008) и др.

Из последних работ, связанных с оценкой эколого-геохимического состояния природных вод района исследований, можно назвать диссертационную работу Пасечник Е.Ю. (2010) «Эколого-геохимическое состояние природных вод территории г. Томска», в которой автором проводится комплексное изучение химического и микробиологического состава поверхностных и подземных вод правобережной части города Томска и дается анализ их эколого-геохимического состояния и оценка степени их загрязнения.

Многолетний мониторинг природных вод ведут организации г. Томска: ОГБУ «Облкомприрода» (Состояние окружающей..., 2005), Центр гигиены и эпидемиологии в Томской области, а также АО «Томскгеомониторинг», ежегодно выпуская по итогам проведенных работ информационный бюллетень, начиная с 1995 года (Состояние геологической..., 2011, 2012, 2013, 2014).

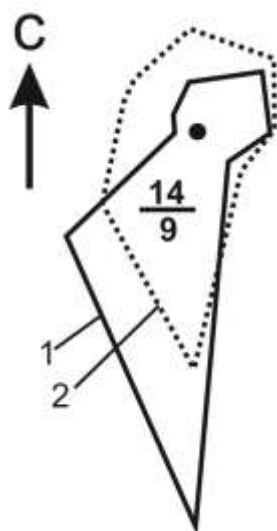
Таким образом, из вышеизложенного краткого обзора, видно, что работы, когда либо проводимые на территории объекта наших исследований, весьма представительны, а литература, касающаяся, данной территории, представлена достаточно большим массивом фондовой литературы, многочисленными статьями в научных журналах, сборниках статей и монографиями. Этот список можно было бы продолжать и дальше, но рассмотреть все в рамках данной работы не представляется возможным.

ГЛАВА 3. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА

3.1. Физико-географические условия

Климатические условия

Изучаемый район расположен в пределах континентальной Западно-Сибирской области умеренного пояса (Национальный атлас..., 2005). Климат континентальный отличающийся значительной сезонной изменчивостью притока солнечной радиации, значительными суточными амплитудами и хорошо выраженным годовым ходом температуры воздуха. Континентальность климата проявляется в резких колебаниях температуры воздуха от зимы к лету. Среднегодовая температура воздуха отрицательная и равна минус 0,6 °С. Максимум температуры приходится на июль (среднее +18,1° С), минимум – на январь (среднее –19- –20 °С). Переход через 0°С приходится на 15 апреля и 15-20 октября. Продолжительность периода со среднесуточной температурой ≤ 0 °С составляет 181 сутки (Евсеева, 2001; Данченко и др., 2002; Научно-прикладной..., 1993; Савичев, 2010).



**Рис. 3.1. Повторяемость ветра и
штилей (в %):**

1 – повторяемость направлений ветра в январе; 2 –
повторяемость направлений ветра в июле.
Повторяемость штилей: числитель – январь,
знаменатель – июль (по Трифионовой Л.И., 1988)

Для территории исследований господствующими направлениями ветра являются юго-западное и южное (рис. 3.1). Наибольшие значения скорости ветра отмечаются в марте и декабре, наименьшие – в июле и августе. Среднегодовая скорость ветра составляет 3,6 м/с.

Важной характеристикой климата являются осадки. По количеству выпадающих атмосферных осадков рассматриваемая территория

относится к зоне умеренного увлажнения. Среднегодовое их количество колеблется от 400 до 570 мм. Из них около 70 % приходится на теплый период. Следует подчеркнуть, что в соответствии с характером атмосферной циркуляции осадки в летний период часто выпадают в виде ливней. Продолжительная зима благоприятствует накоплению снега. Время выпадения первого снега в конце сентября – начале октября. Устойчивый снежный покров образуется в конце октября реже в начале ноября, а разрушается во второй половине апреля. Толщина его к концу зимы началу весны достигает 30-50 см. Средняя максимальная высота снежного покрова 74 см. Запасы воды в снеге равны в среднем 90-120 мм. Запасы воды в снеге на залесенных участках больше, чем на открытых (полях) в среднем на 20 % (Евсеева, 2001; Климат..., 1982; Савичев, 2010).

Среднегодовое суммарное испарение (среднемноголетнее значение) равно 520 мм, в том числе, за период с ноября по март 46 мм а с мая по август – 352 мм. Устойчивое промерзание грунтов начинается с 1 ноября и продолжается 5,5 месяцев до середины мая. Глубина промерзания зависит от механического состава грунтов, степени увлажнения, высоты и плотности снежного покрова. Наибольшее промерзание наблюдается в марте-апреле. Глубина промерзания изменяется от 100-110 см на заснеженных участках и достигает 240 см на открытых. Нормативная глубина промерзания для г. Томска для глинистых грунтов равна 2,25 м (Климат..., 1982; Савичев, 2010).

Геоморфология и рельеф

В геоморфологическом отношении территория располагается на стыке Западно-Сибирской равнины и Алтае-Саянского нагорья. Большая часть площади занимает Томско-Каменская наклонная расчлененная равнина с абсолютными отметками 135-280 м, представляющая собой северо-восточную оконечность Алтае-Саянского нагорья. В геологическом плане она совпадает с Томско-Каменским выступом палеозойских пород складчатого фундамента. На востоке, в пределах левобережных притоков р.

Яя, отмечается фрагмент пологоволнистой Чулымской равнины, являющейся частью внешней, относительно повышенной области Западно-Сибирской равнины (Государственная геологическая..., 2007).

Современный рельеф района тесно связан с тектоническими движениями, а также в значительной степени с климатической ритмикой и представляет собой продукт деятельности денудационных и аккумулятивных процессов.

Денудационный рельеф развит на большей части площади и включает склоны междуречий и речных долин, покрытых глинистыми осадками. В целом рельеф Томско-Каменской денудационной равнины характеризуется значительной расчлененностью, глубоко врезаемыми речными долинами и балками. Поперечный профиль речных долин в пределах Томско-Каменской равнины обычно V-образный, U-образный, с углами наклона склонов от 15° до 60°. Большинство рек района имеет продольный уклон 2-6 м/км. На склонах долин широко развиты растущие овраги, лога и балки протяженностью до 2-3 км, образованные временными потоками и суффозионными процессами. Оползневым явлениям подвержены борта рек Бол. Киргизка, Ушайка, Басандайка и др. Наличие прямолинейных, взаимно перпендикулярных участков эрозионной сети указывает на ее приуроченность к неотектоническим нарушениям, значительная часть которых имеет, возможно, древнее заложение.

Граница между склонами речных долин и междуречий сглаженная, условная и проводится по точке перегиба рельефа в поперечном профиле долины.

Аккумулятивный рельеф сформирован ранне-среднечетвертичной озерно-аллювиальной равниной, а также современной и древней гидросетью бассейнов р. Яя (на восточной половине площади) и р. Томи (на западной половине площади). Он распространен на нескольких геоморфологических уровнях: ранне-среднечетвертичная озерно-аллювиальная равнина, среднечетвертичная четвертая озерно-аллювиальная терраса, средне-

верхнечетвертичная древняя речная долина (уровень третьей террасы), верхнечетвертичные вторая и первая аллювиальные надпойменные террасы, современная пойменная терраса.

Самая верхняя субгоризонтальная поверхность ранне-среднечетвертичной озерно-аллювиальной равнины сохранилась в центральных частях междуречий Томско-Каменского выступа и занимает незначительные площади. Фрагменты равнины развиты на водораздельных пространствах с абсолютными отметками 200-280 м. На более низком уровне ранне-среднечетвертичная аккумулятивная озерно-аллювиальная равнина отмечается на востоке территории, в пределах средних течений притоков р. Яя, где она приурочена к фрагменту Чулымской равнины. Слабо-расчлененная пологоволнистая поверхность равнины, с абсолютными отметками 130-190 м, имеет уклон на восток в сторону р. Яя. Граница денудационного рельефа склонов междуречий Томско-Каменской равнины с аккумулятивным рельефом Чулымской равнины проводится условно по линии распространения меловых отложений (на отметках 170-190 м) и существенному уменьшению степени расчлененности рельефа.

Более низкие геоморфологические уровни аккумулятивного рельефа соответствуют поверхностям надпойменных и пойменных террас основных водотоков.

Средне-неоплейстоценовая четвертая озерно-аллювиальная терраса занимает северо-западную часть территории, располагаясь вдоль бортов нижнего отрезка долины р. Бол. Киргизка. Абсолютные отметки поверхности террасы составляют 140-170 м, относительные высоты достигают 60-80 м. В ее строении принимают участие аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения общей мощностью до 30 м.

Следующий геоморфологический уровень генетически связан с древними речными долинами (ложбинами стока) северо-восточной ориентировки, которые сливаются с поверхностью третьей надпойменной террасы р. Томь и формируют общую аккумулятивную поверхность. Являясь

образованиями одного геолого-геоморфологического цикла, фрагмент третьей террасы р. Томь и древняя долина характеризуются общностью схемы строения рельефообразующих осадков и постепенным переходом друг в друга как в гипсометрическом, так и литолого-фациальном аспектах.

Одна из древних долин (ложбин) стока отмечается на северо-западе территории; в настоящее время по ней протекают реки Бол. Киргизка и Омутная. Ширина долины меняется от 2-3 до 5 км. К северо-востоку, по долине р. Омутная, ложбина стока протягивается на несколько десятков километров за пределы территории, пересекая весь Томь-Яйский водораздел до р. Чулым. Поверхность долины заросла лесом, изрезана оврагами и наклонена в сторону основных водотоков. Тыловой шов представляет собой очень пологий ($10-12^\circ$), плохо выраженный уступ высотой 3-3,5 м, расположенный на отметках 120-135 м. Абсолютные отметки поверхности древней долины заключены в диапазоне 105-135 м.

Вторая надпойменная терраса отмечается обычно на одном из склонов долин наиболее крупных водотоков. Ширина террасы составляет чаще всего 200-400 м, а на участках четковидного расширения долин увеличивается до 1 км. Протяженность фрагментов террасы обычно 0,5-5 км, в долине р. Б. Киргизка до 6-7 км. Поверхность террасы пологоволнистая, заросшая боровым лесом, в западинах слабо заболочена. Тыловой шов террасы четко выражен в виде уступа высотой 3-5 м, крутизной $5-10^\circ$.

Первая надпойменная терраса прослеживается по долинам большинства рек, исключая их верхние течения. В долинах притоков рр. Томь и Яя первая надпойменная терраса располагается на высоте 3-6 м от уреза воды. Поверхность террасы слабо заболочена, ровная, со старичным микрорельефом, местами изрезана небольшими оврагами. Ширина достигает 500-700 м; тыловой шов четко выражен. Первая надпойменная терраса р. Томь на площадь исследуемой территории заходит небольшим фрагментом, который картируется у западной окраины. Тыловой шов террасы выражен в виде четкого уступа крутизной $20-25^\circ$, расположенного на отметках 85-90 м.

Поверхность террасы плоская, с широкой заболоченной старицей; высота ее над урезом воды в р. Томь составляет 14-15 м. Заложение первой надпойменной террасы произошло, вероятно, в начальную стадию сартанского похолодания, ее формирование продолжалось до конца плейстоцена.

Пойменная терраса прослеживается по долинам всех рек и имеет два уровня - высокий и низкий. Низкая пойма отмечается на отдельных участках расширения долин. Обычно она представляет собой цепочку разобщенных плесов шириной 20-50 м, имеющих кочковатую, заболоченную поверхность, возвышающуюся над поверхностью воды на 0,5-1,5 м. Высокая пойма обычно неровная, слабо бугристая, плохо дренируемая, часто заросшая густым кустарником. Высота ее над урезом воды 1,5-2 м; ширина 0,2-0,8 км. Тыловой шов высокой поймы обычно четко выражен, крутизной до 30-35°, на отдельных участках обрывистый. Формирование поймы происходило в течение всего голоцена и продолжается до настоящего времени.

Таким образом, современный рельеф исследуемой территории представляет собой совокупность поверхностей континентального выравнивания и расчленения. Формировались они преимущественно в четвертичный период за счет деятельности склоново-денудационных и эрозионно-аккумулятивных процессов, развивавшихся под влиянием тектонических движений разного знака и чередования ледниковых и межледниковых периодов. Современные процессы рельефообразования выражены в формировании пойм, торфяных болот, в зарастании мелких старичных озер, росте старых и заложении новых оврагов, в обрушении речных берегов под действием боковой эрозии и оползневых явлений (Государственная геологическая..., 2007; Ваганов и др., 1973; Дюкарев и др., 1991).

Гидрография

На территории исследований развита густая гидрографическая сеть. На западном склоне междуречья она представлена правыми притоками

р. Томи: Ушайкой, Малой Ушайкой, Киргизкой (Большой и Малой), Каменкой, Басандайкой, Тугояковкой, р. Якунина и их многочисленными притоками. Реки Ташма, Малая Ташма, Щербак, Омутная, Урбей, Багайдак, левобережные притоки р. Яя, эродировывают восточный склон Томь-Яйского междуречья.

Главные притоки рек Томь и Яя, в связи с меридиональным простираанием Томь-Яйского водораздела, имеют широтное или близкое к нему направление (рис. 1.1, 1.2).

Реки западного склона исследуемой территории имеют продольный профиль долин с уклоном порядка от 0,002 в нижнем течении и до 0,007 в верховьях. В своем среднем и особенно нижнем течении они глубоко врезаны и местами вскрывают породы палеозоя. Долины их обычно имеют корытообразное строение с крутыми бортами и ассиметричный профиль (правый борт почти повсеместно круче левого), хорошо разработаны. Ширина долин колеблется в пределах от 200 м до 400 м, достигая иногда 500-600 м и суживаясь на отдельных участках до 75-100 м. Ширина русла рек колеблется от 10 до 20 м, глубина не превышает двух метров.

Режим рек находится в сильной зависимости от выпадающих атмосферных осадков, после сильных дождей уровень в них значительно поднимается. Скорость течения рек в среднем 0,1-0,6 м/сек. Для расхода и уровня воды характерны два гидрологических максимума (апрель-май, октябрь-ноябрь) и два минимума (февраль-март и июнь-август). Кроме того, нерегулярные паводки вызываются также сильными ливневыми дождями. Средний расход, например, р. Ушайка в межень колеблется от 1,2 до 1,4 м³/сек; во время половодья он увеличивается более чем в десять раз (Удодов и др., 1965; Коробкин и др., 1988).

Реки замерзают в период от 20 октября до 7 ноября. Мощность ледяного покрова в среднем составляет 0,2-0,5 м. На перекатах малых рек, где скорости течения возрастают, образуются долго не замерзающие полыньи, являющиеся очагами донного льда, наледей. Вскрытие рек

происходит во второй половине апреля или начале мая. Весеннее половодье начинается сразу же за ледоходом и длится более месяца, причем уровень воды поднимается на 1-2 м. Меженный период начинается с середины июня и продолжается до ноября месяца. Ледостав происходит в начале ноября. Реки скованы льдом 160-170 дней (Ваганов и др., 1973).

Восточный склон Томь-Яйского междуречья отличается по характеру речных долин от западного: реки, текущие на восток, имеют слабый уклон. Так, р. Омутная в среднем и нижнем течении имеет уклон 0,0022. В связи с этим реки восточного склона характеризуются слабым течением, сильно меандрируют и имеют в большинстве случаев заиленное русло.

Притоки крупных рек первого порядка многочисленны, но маловодны. Они характеризуются как пологими, заболоченными, так и крутыми узкими долинами.

Питание всей речной сети смешанное и осуществляется за счет весеннего снеготаяния, летне-осенних дождей и подземных вод. Роль последних иногда значительна, особенно на участках дренажа зон тектонических нарушений, о чем свидетельствуют многочисленные выходы восходящих источников по долинам рек и сравнительно постоянный расход рек в засушливые периоды. Примером могут служить притоки главных рек: реки Ташма, Щербак, Березовая и некоторые более мелкие.

По условиям питания реки района, согласно классификации А.И. Воейкова (1948), относятся к III группе (реки, питающиеся как талой, так и дождевой водой) и 3 подгруппе (русский тип рек), а по режиму, согласно классификации Б.Д. Зайкова (1946), – к 1 типу (реки с весенним половодьем).

Кроме рек, гидрографическая сеть района представлена болотами, для образования которых указанные выше климатические и орографические факторы в ряде случаев создают благоприятные условия. Наиболее широким развитием болота пользуются на водораздельных пространствах и в первую очередь на Томь-Яйском водоразделе, где они приурочены к микрорельефу (блюдцеобразные западины). С речной сетью тесно связаны прибортовые и

пойменные осоковые болота, источником питания которых, кроме атмосферных осадков и талых вод, часто служат грунтовые и подземные воды (Удодов и др., 1965; Савичев, 2003).

Почвы и растительность

В пределах исследуемой территории преобладающим типом почв являются подзолистые и серые лесные. Темно-серые лесные почвы приурочены к средней части пологих склонов нижне-среднечетвертичной равнины, а также к неглубоким (менее 0,5 м) отрицательным элементам рельефа и к первым надпойменным террасам рек. Серые лесные почвы развиты преимущественно на водораздельных частях древней равнины в южных районах площади. Мощность гумусового горизонта этих почв до 40 см, формируются они, в основном, на некарбонатных почвообразующих породах. Светло-серые лесные почвы распространены в центральной части нижне-среднечетвертичной равнины.

Дерново-подзолистые среднеуглинистые почвы развиты преимущественно в восточной и северной частях площади. Водораздельные слабо дренируемые равнины и террасы в пределах южной части площади заняты дерново-подзолистыми почвами тяжелого механического состава различной степени оподзоливания. В западинах формируются дерново-подзолистые поверхностно-глеевые, дерново-поверхностно-глеевые, дерново-подзолистые поверхностно-глеевые со вторым гумусовым горизонтом. Эти почвы занимают центр западин, тогда как переход от центра к склону ее идет через серию почв с постепенным изменением условий увлажнения (Коробкин и др., 1988).

В пониженных участках и по долинам крупных рек развиты дерново-луговые, лугово-болотные и реже торфяно-болотные почвы. Средняя годовая температура почвы изменяется всего лишь в пределах десятых долей градуса. Однако ее годовой ход выражен ярко, особенно, в верхних слоях почвы. Развитие отдельных почвенных горизонтов, а также их химический состав зависят от состава материнских пород, рельефа

местности и характера растительности. Так, на возвышенных участках почвы, как правило, имеют слабо выраженный гумусовый горизонт и значительный дефицит макро- и микрокомпонентов в связи с выносом последних почвенными водами в более пониженные участки рельефа (Удодов и др., 1965; Савичев, 2010).

По схеме почвенно-ботанического районирования исследуемая территория входит в состав Томского подтаежного района, который является переходным от темнохвойной тайги и сосновых лесов к березовым лесам и лесным лугам. Около 60% площади занято лиственно-хвойными лесами. Остальная, незалесенная часть, занята пашнями, пастбищами и сенокосными угодьями. Пашни приурочены к наиболее выположенным элементам рельефа с серыми и светло-серыми лесными почвами.

Растительный покров распределяется следующим образом: на западном склоне Томь-Яйского междуречья с почвами тяжелого механического состава (серые и светло-серые лесные) и слабой дренированностью территории произрастают березово-осиновые, осиновые и пихтовые леса. На облегченных почвах развиты березовые леса с примесью осины. По депрессиям распространены ивняки, на рубках развивается луговой травостой, либо густые молодые осинники.

На восточном склоне междуречья, где преимущественно слабая дренированность территории, широкое распространение имеют пихтовые леса, которые вытесняют кедровые и еловые формации в пойме. Пихта почти повсеместно участвует в подросте березовых и осиново-березовых лесов.

Из других видов лесов имеют широкое распространение пойменные еловые леса. Относительно широкое распространение имеет луговая растительность.

Основным условием для формирования типа лесов является дренированность территории. На территориях с плохой дренированностью развиты в основном осиновые леса, в местах, где отмечается большое количество легкопроницаемых пород и территория, в основном,

дренированная, произрастают березовые леса (Ваганов и др., 1973; Коробкин и др., 1988).

3.2. Особенности геологического строения района

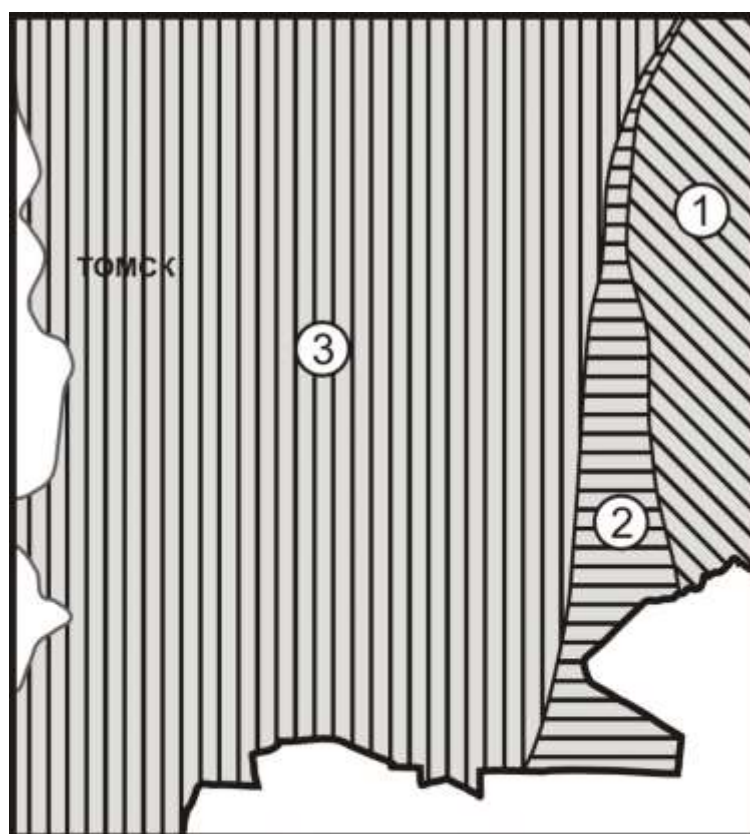
В истории геологического развития района выделяется герцинский и мезозойско-кайнозойский геотектонические циклы, которым соответствуют два структурных этажа.

Герцинский структурный этаж ($D-T_{1-2}$) складывается вулканогенными, прибрежно-морскими и лагунно-континентальными отложениями девон-каменноугольного возраста. Общая мощность стратифицированных образований этого этажа составляет около 6 км.

Основной герцинской структурой Томского района является Колывань-Томская складчатая зона. Она входит в Центрально-Западносибирскую (Обь-Забайкальскую) складчатую систему. В пределах Томской области Колывань-Томская складчатая зона получила название Томского прогиба или Томского синклинория. Томский прогиб в северной, западной и юго-западной сторон закрыт рыхлыми отложениями чехла. На востоке и юго-востоке он ограничен Томским шарьяжем, по которому аллохтонные отложения Колывань-Томской структурно-фациальной зоны надвинуты на автохтонные отложения Кузнецко-Алатауской структурно-фациальной зоны (Ворошилов и др., 2001).

Тектоническая структура Колывань-Томской складчатой зоны преимущественно покровно-складчатая. В строении зоны выделяется Буготагско-Митрофановский аллохтон, состоящий из нескольких крупных продольных шарьированных блоков, характеризующихся своими особенностями геологического строения и отделенных друг от друга продольными разломами. Буготагско-Митрофановский аллохтон состоит из Тайгинско-Омутнинского, Урбейского и Томского тектонических блоков (рис. 3.2).

Тайгинско-Омутнинский блок расположен в основании Буготакско-Митрофановского аллохтона. В этом блоке выходят на поверхность наиболее



Автор: Г.Л. Плевако (ОАО "Томскгеомониторинг"), 2002

Тектонические блоки:

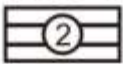
-  - Тайгинско-Омутнинский
-  - Урбейский
-  - Томский

Рис. 3.2. Схема тектонического районирования территории исследований

древние в Колывань-Томской зоне среднедевонские терригенно-карбонатно-вулканогенные отложения митрофановской свиты. С востока блок ограничен Томским надвигом, а с запада – Урбейским взбросом.

Урбейский тектонический блок (горст-антиклиналь) располагается между Урбейским и Тогучинским взбросами и складывается верхнедевонскими отложениями пачинской свиты.

Томский тектонический блок (Томский прогиб) – наиболее крупный и хорошо изученный структурный элемент Колывань-Томской складчатой зоны представляет собой сложный синклиорий, выполненный верхнедевонскими отложениями пачинской и юргинской свит;

верхнедевонскими-нижнекаменноугольными отложениями саламатовской и ярской толщи нерасчлененной; нижнекаменноугольными отложениями лагерносадской толщи и ниже-среднекаменноугольными отложениями басандайской свиты.

Девонские и каменноугольные отложения секутся интрузивными образованиями, которые объединены Е.В. Черняевым (1998) в Томский монцогаббро-трахидолеритовый (трахибазитовый) дайковый комплекс, представленный серией дайковых поясов северо-западного и субширотного простирания. Возраст Томского дайкового монцогаббро-трахидолеритового комплекса большинство исследователей считают триасовым ($\mu\text{-}\epsilon\text{vT}_{1-2i}$) (Черняев и др., 1998, Ворошилов и др., 2001; Ахмадшин и др., 1997, Государственная геологическая..., 2007; Врублевский, 1987).

Мезозойско-кайнозойский структурный этаж (K-Q) складывается образованиями чехла Западно-Сибирской плиты. Формирование этажа отвечает платформенному (внутриплитному) этапу развития территории. Мощность отложений данного структурного этажа в пределах района достигает первых сотен метров. Структуры платформенного чехла сформированы преимущественно движениями блоков фундамента. Всю центральную часть территории занимает Томский выступ, представляющий собой положительную структуру и выходящий в северном и южном направлениях за ее пределы.

Западной границей выступа следует считать разлом, к которому приурочена долина р. Томь. С северо-запада он ограничен системой малоамплитудных разломов северо-восточного простирания. Поверхность фундамента в этом неотектоническом блоке приподнята на первые десятки метров.

Северо-восточная система нарушений наиболее проявлена в современном рельефе, подчеркиваясь ориентировкой мелких водотоков и коленообразными изгибами русел более крупных водотоков, включая фрагменты долин рек Киргизка и Ушайка. Разломы этого направления

разбивают поверхность палеозойского фундамента на блоки шириной 6-12 км. Северо-западная система нарушений фрагментарно отмечается по всей площади, подчеркиваясь ориентировкой русел рек Тугояковка, Басандайка и многочисленных мелких водотоков. Разломы северо-западного направления имеют древнее заложение, с некоторыми из них связано внедрение триасовых даек (Государственная геологическая..., 2007).

В разрезе платформенного чехла выделяются: меловые отложения симоновской и сымской свит, распространенных в крайней восточной части и на северо-западе изучаемой площади; палеогеновые отложения новомихайловской, лагернотомской, кусковской и люлинворской свит, отложения двух последних свит распространены на ограниченной площади (на северо-западе района исследований); четвертичные отложения, которые повсеместно распространены на изучаемой площади.

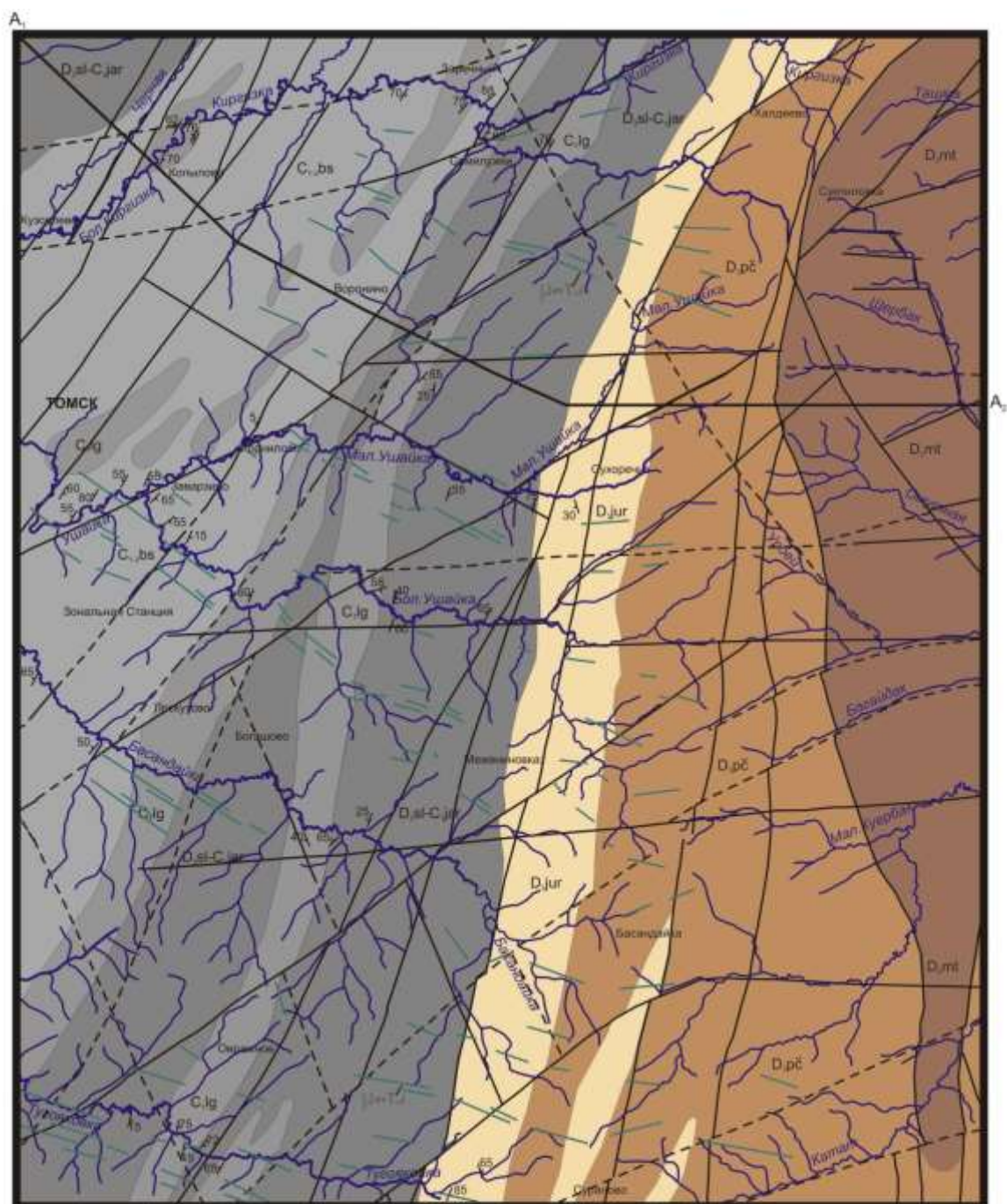
Стратиграфическое расчленение геологического разреза, приведенное ниже, проведено, главным образом, по керну скважин колонкового бурения. На рисунке 3.3 приведена геологическая карта территории исследований со снятым мезо-кайнозойским чехлом.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Представлена отложениями девонской и каменноугольной систем.

Девонская система

Отложения девона широко распространены, представлены средним и верхним отделами и участвуют в строении ряда фациальных зон. В основании разреза прослеживаются вулканиты девонско-раннекаменноугольного вулканоплутонического пояса Колывань-Томского сегмента, представленные митрофановской (D_2mt) свитой. Выше залегают терригенные и терригенно-карбонатные фации шельфа среднедевонско-каменноугольного бассейна, в котором выделяется Колывань-Томская зона удаленных фаций, включающая пачинскую ($D_3p\check{c}$) и юргинскую ($D_3j\check{y}r$) свиты (Государственная геологическая..., 2007; Врублевский, 1987; Геология СССР..., 1967; Парначёв, 2010).



Карта составлена в филиале ОАО ТНГТ ВНК
Томской геологоразведочной экспедиции,
Томском политехническом университете
Авторы: Н.Ю. Ахмадшин, А.Ф. Рубцов, Е.В. Черняев,
А.И. Еремеев, М.А. Пономаренко, В.А. Домаренко, Е.П. Янкович, 2007 г.

1:200 000
в 1 сантиметре 2 километра
0 2 4 6 км



Масштаб горизонтальный и вертикальный 1:200 000

Рис. 3.3. Геологическая карта района исследований со снятым MZ-KZ чехлом

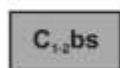
Условные обозначения к геологической карте

ПЕРМО-ТРИАСОВАЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ



Изылинский базитовый дайковый комплекс. Томский ареал.
Долериты, монзониты, монцодиориты

КАМЕННОУГОЛЬНО-ПЕРМСКИЙ УГЛЕНОСНЫЙ БАСЕЙН



Басандайская свита. Песчаники, алевролиты, редко
глинистые сланцы (1100 м)

СРЕДНЕДЕВОНСКО-КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ БАСЕЙН



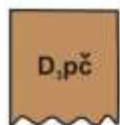
Лагерносадская толща. Сланцы глинистые,
углисто-глинистые (500 м)



Саламатовская и ярская толщи нерасчлененные.
Сланцы глинистые с прослоями алевролитов,
песчаников и известняков (1500 м)

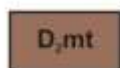


Юргинская свита. Песчаники, сланцы глинистые и
известково-глинистые (1000 м)



Пачинская свита. Сланцы глинистые, алевролиты,
филлиты (1500 м)

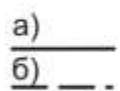
ДЕВОНСКО-РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС



Митрофановская свита. Базальты, их туфы,
хлорит-серицитовые сланцы, линзы известняков (1000 м)

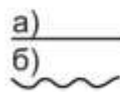


Геологические границы между разновозрастными
геологическими образованиями и литологическими
подразделениями



Разлом: а)-достоверный; б)-предполагаемый

Взаимоотношения геологических подразделений
в условных обозначениях:



а) - стратиграфические согласные;
б) - стратиграфические несогласные



Элементы залегания слоистости

Девонско-раннекаменноугольный вулcano-плутонический пояс

Митрофановская свита (D_{2mt}) относится к одноименному риолит-базальтовому вулканическому комплексу и прослеживается в виде субмеридиональной полосы шириной 1-11 км, восточнее линии Томь-Яйского водораздела. Митрофановская свита перекрывается пачинской свитой. Основание свиты не вскрыто, мощность ее не менее 1 км.

Свита представлена базальтовыми порфиритами и их туфами (до 50 % объема), хлорит-серицитовыми сланцами, в подчиненном количестве туффитами, плагиориодацитами, красноцветными песчаниками, алевролитами и линзами известняков.

По составу порфировых вкрапленников среди них выделяются две разновидности: оливин-плагиоклазовые и плагиоклаз-пироксеновые. Вкрапленники плагиоклаза (андезин–лабрадор) образуют короткопризматические, иногда слабо удлиненные зерна. Моноклинный пироксен вкрапленников представлен авгитом. Плагиоклазы часто затронуты вторичными изменениями с образованием соссюрита и серицита. Пироксен замещается актинолитом, хлоритом и карбонатами. Оливин чаще всего замещен хлоритом, кальцитом и гидроокислами железа. Основная масса базальтов имеет интерсертальную, интергранулярную или микропойкилитовую структуры, сложена микролитами или лейстовидными кристалликами плагиоклаза с магнетит-хлорит-кальцитовым мезостазисом. Миндалины выполнены хлоритом, халцедоном, цеолитами, пренитом, эпидотом, кальцитом.

Туфы базальтовых порфиритов пользуются довольно широким распространением, нередко с примесью терригенного материала. Обломки обычно представлены базальтовыми и плагиоклазовыми порфиритами, вулканическим стеклом, плагиоклазами. Цемент пепловый или карбонатный.

Среднедевонско-каменноугольный бассейн

Пачинская свита ($D_{3p\check{c}}$) является одним из наиболее мощных стратонов Колывань-Томской зоны и прослеживается в виде

субмеридиональной полосы в центральной части Томь-Яйского междуречья. В южной части площади ширина этой полосы достигает 25-30 км, а на севере она сужается до 3-5 км. Свита залегает с неясными взаимоотношениями на осадочно-вулканогенных породах митрофановской свиты и перекрывается песчано-сланцевыми отложениями юргинской свиты. Сложена она глинистыми сланцами и филлитами с прослоями алевроито-глинистых сланцев и редко песчаников общей мощностью не менее 1500 м.

Глинистые сланцы характеризуются сизо-серой или темно-серой окраской, сланцеватой текстурой и шелковистым блеском. Все они филлитизированы вплоть до образования типичных филлитов. В сланцах отмечаются полосчатость, выраженная тонким чередованием белых (карбонатных) и темно-серых (глинистых) полосок, а также гофрировка. Алевролиты встречаются преимущественно в верхней части разреза свиты.

Юргинская свита (D_{3jur}) обнажается по р. Сосновке и её притокам и узкой (4-5 км) полосой субмеридианального простирания прослеживается через всю территорию. В южной части площади отложения юргинской свиты залегают в синклиналях среди пачинской свиты и в ядрах антиклиналей в отложениях нижнего карбона. Свита залегает с постепенным переходом на пачинской свите. Сложена свита песчаниками с прослоями глинистых и известково-глинистых сланцев общей мощностью около 1000 м.

Песчаники светло-серые, в выветрелом состоянии желтовато-серые, разномзернистые от тонко- до среднезернистых, с отчетливо выраженной параллельной и косой слоистостью. Обломочный материал слабо окатан и представлен кварцем, полевыми шпатами, обломками кремнистых и стекловатых эффузивных пород. Повышенное содержание в обломочном материале эффузивов и пепловых частиц придает песчаникам туфогенный облик. Встречаются также хлорит, мусковит и биотит. Цемент преимущественно хлорито-серицито-кварцевый, реже встречаются глинисто-кремнистый, кремнисто-хлоритовый, кремнисто-карбонатный, поровый или базальный.

Около 25-30 % разреза составляют темно-серые или зеленоватые, глинистые и известково-глинистые сланцы. В своей основе они состоят из пелитоморфной массы, содержащей большое количество мелких чешуек хлорита, ориентированных по сланцеватости, и зернышек кварца, полевых шпатов и слюдистых минералов. Они преимущественно развиты в кровле и подошве свиты и постепенно переходят в подстилающие и перекрывающие отложения.

Каменноугольная система

Каменноугольные отложения Томского района приурочены к осевой части Томского прогиба и представлены прибрежно-морскими терригенными фациями турнейского яруса (саламатовская и ярская толщи нерасчлененные D_3sl-C_1jar), лагерносадской толщи (C_1lg) и лагунно-континентальным отложениями басандайской свиты ($C_{1-2}bs$) (Государственная геологическая..., 2007; Врублевский, 1987; Геология СССР..., 1967; Парначёв, 2010).

Среднедевонско-каменноугольный бассейн

Саламатовская и ярская толщи нерасчлененные (D_3sl-C_1jar) прослеживаются в виде полос северо-восточного простирания, шириной 2-8 км, на западном склоне Томь-Яйского междуречья. Стратотипические разрезы этих толщ обнажаются по р. Томи у пос. Саламатово и Ярское. Отложения нерасчлененных толщ согласно залегают на юргинской свите и перекрываются лагерносадской толщей. Общая мощность отложений нерасчлененных саламатовской и ярской толщ 1500 м.

В составе рассматриваемого подразделения преобладают серые и темно-серые алеврито-глинистые, глинистые и известково-глинистые сланцы, переслаивающиеся с серыми алевритами и светло-серыми песчаниками. Встречаются маломощные прослои и линзы темно-серых глинистых известняков и известковистых песчаников.

Глинистые и известково-глинистые сланцы составляют 60–70 % рассматриваемых отложений. На отдельных участках они филлитизированы и обладают шелковистым блеском. Характерна рассеяная вкрапленность

кубического пирита. Структура сланцев алевропелитовая, текстура сланцеватая и полосчатая. В составе обломочного материала установлены мелкие (менее 0,1 мм) зерна кварца, плагиоклаза и обильные чешуйки серицита и стильпномелана. Основная масса представлена углисто-глинисто-карбонатным веществом. В известково-глинистых разновидностях содержание кальцита составляет до 15-20 % породы. Рассланцовка подчеркивается ориентировкой углистого материала и слюд. Слоистость обусловлена чередованием полос глинистого, глинисто-карбонатного и углисто-глинистого составов.

Пачки тонко- и мелкозернистых светло-серых песчаников преимущественно развиты в верхней части разреза (ярская толща). Песчаники состоят из слабо окатанных зерен кварца, плагиоклазов, обломков кремнистых пород и микрокварцитов. В виде единичных зерен встречаются турмалин и слюды. Цемент контактовый и регенерационный кварцево-кремнистый, иногда карбонатный, с небольшой примесью глинистого вещества и хлорита.

Лагерносадская толща (C₁lg) выделена в 1949 г. К.В. Ивановым в обнажениях правого берега р. Томь у Лагерного сада (г. Томск), где она согласно залегает на отложениях ярской толщи и перекрывается басандайской свитой. На площади района толща образует узкие (2-4 км) полосы субмеридионального простирания, расположенные в средних течениях правых притоков р. Томь. Она также выходит на поверхность в ядрах антиклинальных складок среди поля развития вышележащей басандайской свиты. Мощность её оценивается в 500 м.

В составе описываемой толщи преобладают глинистые, алевроито-глинистые, иногда углисто-глинистые сланцы с редкими тонкими прослойками алевролитов и песчаников. Иногда они слабо филлитизированы, обычно содержат значительное количество пирита и углистых веществ. Пропластки серого мелкозернистого песчаника полимиктового состава мощностью до 1 м встречаются преимущественно в

верхах толщи. Прослой известковистых пород, типичные для нижележащих отложений ярской толщи, отмечаются значительно реже. Характерной особенностью толщи является наличие в ее составе прослоев и линз сидерита, мощностью до 1 м.

Каменноугольно-пермский угленосный бассейн

Томско-Ельцовская зона

Басандайская свита ($C_{1-2}bs$), выделенная К.В. Ивановым, распространена только на северо-западе территории и венчает разрез карбона Томско-Ельцовской зоны. Свита прослеживается в виде субмеридиональной полосы в нижних течениях правых притоков р. Томь, где она хорошо обнажена. Нижняя граница с подстилающей лагерьносадской свитой имеет постепенный характер. Верхняя граница определяется эрозионным срезом и перекрыта меловыми, палеогеновыми и четвертичными осадками Колывань-Томской возвышенной равнины.

Свита представлена переслаивающимися песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями глинистых сланцев. В виде тонких прослоев отмечаются углисто-глинистые сланцы и пропластки каменного угля мощностью 10-20 см. Отмечается чередование слоев, содержащих морскую фауну со слоями, несущими отпечатки ископаемых растений. Нижняя часть свиты отличается преобладанием алевролитов, переслаивающихся с алевроито-глинистыми сланцами. В верхней части более широко развиты песчаники. Мощность свиты определена по разрезам правого берега р. Томь и составляет около 1100 м.

Песчаники светло-серые, мелко- и среднезернистые, массивные, реже слоистые. Слоистость горизонтальная, косая, диагональная. Песчаники имеют псаммитовую структуру, слабо выраженную сланцеватую текстуру и кварц-полевошпатовый, иногда, полимиктовый состав. Обломочный материал очень слабо окатан. В полимиктовых разностях увеличивается количество кремнистых пород и эффузивов. Цемент песчаников кремнистый или кремнисто-хлоритовый, поровый или пленочный.

Серые и темно-серые рассланцованные алевролиты составляют около 40 % объема свиты, образуя постепенные переходы к песчаникам. По минеральному составу они близки к песчаникам.

Кора выветривания палеозойских пород

На поверхности палеозойских образований широким распространением пользуется древняя кора выветривания (Росляков, 1981; Калинин и др., 2006; Ваганов и др., 1973; Государственная геологическая..., 2007). В распределении кор выветривания наблюдается некоторая закономерность. В центральной части Томь-Яйского междуречья – в области наивысших отметок рельефа палеозойского фундамента – кора выветривания достигает наибольшей мощности (35-40 м). На склонах междуречья она имеет меньшую мощность (10-25 м) вследствие размыва верхних горизонтов и преимущественно сохраняется в пониженных участках рельефа. Особенно отчетливо это проявляется на западном склоне междуречья. Прослеженная мощность линейных (и линейно-карстовых) кор выветривания, обычно тяготеющих к тектоническим зонами дробления и контактам алюмосиликатных и карбонатных пород, достигает 60-100 м.

Нижняя возрастная граница кор химического выветривания может быть скользящей, однако, по всей вероятности, она не должна опускаться ниже триасового времени. Верхней границей служит возраст перекрывающих осадочных пород. Наиболее широко развиты коры выветривания мел-палеогенового и нижнемелового возраста.

В большинстве разрезов остаточные коры выветривания имеют зональное строение. Полный разрез кор выветривания расчленяется на три зоны (снизу вверх): дезинтеграции, гидратации (выщелачивания) и гидролиза.

В нижней части кор выветривания всегда залегает горизонт слабоизмененной трещиноватой коренной породы (зона дезинтеграции). Эта зона имеет мощность 1-6 м и присутствует повсеместно. Нижняя ее граница весьма условна, а верхняя определяется переходом породы в глиноподобное

состояние.

Зона гидратации сложена зелеными, светло-зелеными, иногда пестроцветными глинами, сохраняющими структурно-текстурные особенности материнской породы и характеризующимися химическим превращением исходных темноцветов и полевых шпатов в гидрослюды и каолин. Из породы выщелачиваются в первую очередь окислы калия и натрия, а вслед за ними кальция и магния. Закисное железо переходит в окисное. Мощность зоны гидратации изменяется от нескольких метров до первых десятков метров. Она развита в коре выветривания почти всегда, но может и отсутствовать (на известняках, гравелитах, конгломератах).

Зона гидролиза представлена светлыми, белыми, серыми, зеленоватыми, желтыми, розоватыми каолиновыми глинами. Чаще всего эта пестроцветная зона наблюдается на магматических породах и содержит бобовины сидерита. На глинистых сланцах зона гидролиза представлена белыми каолиновыми (тугоплавкими) глинами небольшой мощности. На других осадочных породах она, как правило, отсутствует.

Состав рыхлых продуктов выветривания и особенности вертикального профиля всецело зависят от состава материнских пород. В районе, в зависимости от состава исходных пород и интенсивности их конечного гипергенного преобразования, профили выветривания представлены преимущественно каолинитовым (каолинит-гидрослюдистым) типом. Кор латеритного типа среди них не обнаружено. Возможно, последние и формировались на девонских вулканитах в нижнемеловую эпоху, но были смыты в периоды усиления денудации территории, либо преобразованы.

На западном склоне Томь-Яйского междуречья коры выветривания мел-палеогенового возраста сформированы в основном на имеющих господствующее развитие песчано-сланцевых породах и относятся к каолинитовому и каолинит-гидрослюдистому типу. Минеральный состав коры выветривания отличается от свежих пород более простым составом. В нижних горизонтах преобладают гидрослюды, иногда отмечается примесь

бейделлита и монтмориллонита. Постоянно в переменных количествах присутствуют титансодержащие минералы и циркон. В легкой фракции главное место занимает кварц в виде зерен угловатой формы, количество которого достигает 90 %. Максимальные содержания кварца приходятся на нижние горизонты коры выветривания. Выше по разрезу размер зерен кварца уменьшается и отмечается их корродирование. Полевые шпаты в изобилии встречаются только в зоне дезинтеграции, в верхних зонах они исчезают. Глинистые сланцы образуют в корях выветривания жирные каолинистые или каолинит-гидролюдистые глины, а алевролиты и песчаники – песчанистые глины. Триасовые дайки долеритов при выветривании превращаются в дресву, а ближе к поверхности – в зеленоватые или желтоватые песчанистые глины и супеси.

На Томь-Яйском водоразделе в полосе развития базальтов митрофановской свиты отмечаются мощные (до 50 метров) каолинистые и каолинит-гидролюдистые пестроцветные коры выветривания полного профиля.

В восточной части исследуемой территории, где развиты терригенные породы, вулканиты кислого и основного состава, известняки, кристаллические сланцы, корам выветривания чаще всего свойственен пестроцветный облик и более полный каолинистый профиль.

С корами выветривания и продуктами их ближнего и дальнего переотложения связаны месторождения и проявления многих видов минерального сырья: бокситы, ильменит-цирконовые россыпи, тугоплавкие глины, кварцевые пески, минеральные краски и др. В последние два десятилетия элювиальные образования района, развивающиеся по золотоносному субстрату (золото-кварцевые жилы в терригенных девонско-каменноугольных образованиях), привлекают к себе особое внимание в связи с их перспективностью на месторождения этого благородного металла.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Мезозойская эратема представлена отложениями меловой системы.

Меловая система

Чулымо-Енисейская возвышенная равнина

Континентальные отложения мелового возраста примыкают к склонам Томско-Каменского палеозойского выступа на северо-западе и в восточной части территории. Меловая система представлена верхним отделом, в составе которого выделяются симоновская (K_2smn) и сымская свиты (K_2sm_1) (Государственная геологическая..., 2007).

Симоновская свита (K_2smn) вскрыта большим количеством скважин в северо-западной и восточной частях территории. Залегает она чаще всего с разрывом непосредственно на докембрийских породах. На значительной части площади симоновская свита перекрыта палеогеновыми и четвертичными отложениями. Средняя мощность свиты 50-70 м, максимальная – 120 м. Сложена она переслаивающимися песками и глинами с преобладанием последних в нижней половине разреза.

Глины преимущественно серые и темно-серые, плотные, аргиллитоподобные, гидрослюдистые, гидрослюдисто-монтмориллонитовые и гидрослюдисто-каолинитовые, нередко с бурым растительным детритом.

Пески глинистые светло-серые до белых, мелко- и среднезернистые, состоят из кварца (35-80 %) и каолинизированного полевого шпата (20-50 %), с небольшой (до 5 %) примесью мусковита иногда хлорита.

Сымская свита, представленная нижней подсвитой (K_2sm_1). Она согласно залегает на симоновской свите, с угловым несогласием на породах палеозоя и перекрывается олигоценowymi и четвертичными осадками. В ее составе преобладают кварцевые каолинизированные пески, содержащие подчиненные прослои сероцветных глин.

Нижняя граница сымской свиты, если последняя залегает на осадках симоновской свиты, устанавливается только по палинологическим данным, реже по горизонту песков, обогащенных гравелисто-галечниковым материалом. Изредка пески вмещают лигнитизированную древесину в виде скоплений обломков или в виде отдельных стволов деревьев. Максимальная

мощность подбиты 85 м.

Породообразующими минералами глинистых песков являются кварц (67-73 %) и каолинит (21-28 %). Часто присутствует хлорит (0,1-1,7 %), в малых количествах отмечаются слюды. В тяжелой фракции песков (средний выход фракции 0,4 %) преобладают магнетит (50-60 %) и лейкоксен (20-21 %), немного циркона (6-7,3 %) и гранатов (3,8-5 %), в незначительных количествах присутствуют турмалин, эпидот, цоизит и роговая обманка.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Кайнозойская эратема представлена отложениями палеогеновой и четвертичной систем.

Палеогеновая система

Колывань-Томская и Чулымо-Енисейская возвышенные равнины

Осадки палеогеновой системы, представленные средним и верхним отделами и залегают на нескольких тектонически обусловленных уровнях (ступенях), отличающихся гипсометрическим положением (Государственная геологическая..., 2007).

Люлинворская свита (P₂II). В северо-западной части площади района отложения свиты залегают с размывом на осадках верхнего мела и, частично, коре выветривания палеозоя и согласно перекрываются кусковской свитой. Отложения свиты распространены вблизи подножья уступов палеозойских образований, ступенчато погружающихся к северу от Томско-Каменского выступа, на разных гипсометрических отметках.

Сложена свита преимущественно зелеными, темно-зелеными, зеленовато-серыми, плотными глинами (характерными только для этого уровня стратиграфического разреза) с тонкой горизонтальной или волнистой слоистостью (до листоватых), прослойками алевроита, мелкозернистого песка и алевроитистых глин. В ряде скважин в глинах наблюдается растительный детрит, а в подошве и кровле свиты – мелкий гравий. Наиболее сложные разрезы свиты (по составу пород) расположены в крайней северо-западной части площади. Здесь же развиты ее максимальные (23,7 м) мощности. На

остальной площади распространения мощность обычно колеблется от 1 до 3 м. Абсолютные отметки залегания кровли от минус 10 м до плюс 30 м.

В тяжелой фракции пород свиты ведущим является пирит (2,4-47 %) в виде псевдоморфоз по растительным остаткам, лейкоксен (1,7-19 %), циркон (4,5-15,7 %). Легкая фракция состоит из кварца (56-69 %) и полевого шпата (22-27 %). Глинистые минералы представлены гидрослюдой и каолинитом.

Кусковская свита (P_2ks) была выделена в 1946 г Л.А. Рагозиным под именем «туганские слои» на Томь-Яйском междуречье в бассейне р. Киргизки. Распространена вблизи подножия уступов палеозойского фундамента, ступенчато погружающегося к северо-западу, и уходит за пределы площади с постепенным погружением в сторону Западно-Сибирской низменности. Залегает она согласно на отложениях люлинворской свиты, либо с размывом на симоновской свите или палеозойских образованиях. Почти повсеместно свита перекрывается осадками верхнего олигоцена. Генезис отложений свиты прибрежно-морской и континентальный. Мощность их меняется от 10 до 50 м.

Свита отчетливо подразделяется на две пачки: нижнюю и верхнюю. Нижняя пачка кусковской свиты сложена серыми, светло-коричневыми кварцевыми каолинизированными песками. Верхняя пачка кусковской свиты сложена гумифицированными буро-коричневыми и черными песками с гравием и галькой в основании. К верхней части разреза приурочены пласты бурых углей мощностью 1-2 м, реже до 4-5 м.

В составе песков свиты резко преобладают зерна кварца, встречается глауконит, спикулы губок. Полевые шпаты нацело замещены каолинитом. В тяжелой фракции присутствуют ильменит, рутил, лейкоксен, циркон и другие устойчивые минералы.

Новомихайловская и лагернотомская свиты нерасчлененные (P_3nm-lt). До середины 60-х годов в позднем палеогене региона выделялась лишь новомихайловская свита, из состава которой, преимущественно по палинологическим данным, В.А. Мартыновым (1970) выделена

лагернотомская свита. Из-за литологического однообразия и скудной палеонтологической характеристики раздельное картирование этих свит на площади листа О-45-XXXII не представляется возможным.

Отложения свит распространены преимущественно в северо-западной и западной части рассматриваемой площади. Залегают они с размывом на отложениях эоцена, верхнего мела или породах палеозоя, перекрываются также с размывом осадками четвертичной системы. Новомихайловская и лагернотомская свиты нерасчлененные сложены глинами, песками и алевритами с линзами и прослоями лигнитов общей мощностью 20-30, максимально до 100 м.

Глины серые, темно-серые, серо-коричневые, буроватые, нередко песчанистые, алевритистые, обычно неслоистые.

Пески светло-серые, иногда зеленовато-серые, тонко-среднезернистые, полевошпатово-кварцевые, слюдистые, каолинизированные, с преобладанием минералов, устойчивых к выветриванию.

Четвертичная система

Колывань-Томская и Чулымо-Енисейская возвышенные равнины

Рассматриваемая территория располагается во внеледниковой зоне юго-восточного возвышенного обрамления Западно-Сибирской равнины, что определило характер, этапы формирования четвертичных отложений и их специфические особенности. В первый, эоплейстоценовый, этап формирования шло накопление озерно-аллювиальных отложений кочковской свиты. Для второго, ранне-среднеэоплейстоценового этапа, характерно накопление в условиях лесотундровой равнины озерных осадков тайгинской свиты. В третий этап, продолжающийся с середины неоплейстоцена по настоящее время, происходит подъем территории, расчленение равнины гидросетью, денудация водоразделов и формирование комплекса террасовых отложений современной речной сети. Среди осадков последнего этапа выделяются: аллювиальные отложения четвертой террасы среднего

неоплейстоцена, лимноаллювий древних речных долин, соответствующий уровню третьей террасы, еловская свита и комплекс террасовых отложений современной речной сети (Государственная геологическая..., 2007).

Кочковская свита (Q_{Ekc}) развита на всей рассматриваемой территории, отсутствуя только в современных речных долинах. Залегают свита трансгрессивно на разновозрастных (от палеозоя до палеогена) образованиях и перекрыта тайгинской свитой, от которой отличается литолого-фациальными характеристиками. Мощность свиты обычно составляет 20-30 м, максимальная – 37 м.

Свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю – аллювиальную песчано-галечниковую и верхнюю – озерную глинистую.

Нижняя подсвита ($Ek\check{c}_1$) развита полосами шириной 10-20 км по правобережью р. Томь и левобережью р. Яя. В сторону Томь-Яйского водораздела, по мере повышения рельефа палеозойского фундамента, нижняя подсвита постепенно выклинивается и исчезает на отметках, превышающих 160 м. Подошва нижней подсвиты приурочена к абсолютным отметкам 100-130 м. Мощность ее невелика и максимально достигает 5-8 м. Галечники и гравелистые пески обычно желтовато-серые с маломощными (5-20 см) ржаво-бурыми ожелезненными прослойками, реже серые. Верхняя подсвита ($Ek\check{c}_2$) представлена бурыми и коричневатобурыми, иногда зеленоватосерыми, очень плотными, чаще всего жирными, участками алевроитовыми, песчаными, карбонатизированными глинами с прослоями погребенных почв.

Глинистая фракция состоит, в основном, из гидрослюд с подчиненным количеством каолинита и монтмориллонита, хотя встречаются и целиком каолиновые разновидности.

Тайгинская свита (laQ_{I-IItg}) выделена в 1934 г. К.В. Радугиным в районе г. Тайга. На площади исследований ее осадки занимают все водораздельные пространства и склоны, за исключением современных речных долин. Свита представлена хорошо узнаваемыми иловатыми,

мягкопластичными иногда плотными, часто алевритовыми глинами и суглинками с редкими прослоями песков. Цвет глин в нижней (15-20 м) части свиты голубовато-зеленовато-серый, а в верхней (5-10 м) – серый и темно-серый. Между ними отмечается прослой погребенной почвы мощностью 0.5-1 м. Мощность свиты хорошо выдержана и составляет обычно 15-20, реже до 30 м. В глинах иногда содержатся мелкие конкреции сидерита, карбонатно-железистые стяжения, мелкие включения вивианита. Глинистые минералы представлены гидрослюдой и, реже, каолинитом и монтмориллонитом.

Аллювиальные отложения четвертой надпойменной террасы (a^4II) картируются в северо-западной части площади, где они с размывом прилегают к отложениям тайгинской свиты на отметках 150-170 м, перекрывая кочковскую свиту или осадки верхнего олигоцена. Терраса плохо выражена в рельефе из-за перекрывающих ее суглинков еловской свиты. Аллювиальная (озерно-аллювиальная) толща представлена переслаивающимися желтовато-серыми и серыми, полевошпатово-кварцевыми мелко- и тонкозернистыми зачастую косослоистыми песками, глинами, алевритами и иловатыми суглинками. В базальных горизонтах обычно присутствуют крупнозернистые пески с гравием. Мощность колеблется от 0,5 до 20 м на левобережье р. Бол. Киргизка и до 30 м на ее правобережье.

Лимноаллювий древних речных долин ($laII-III$) распространен в северо-западной части площади, в долинах рек Бол. Киргизка и Омутная, в нижних течениях которых он соответствует уровню третьей надпойменной террасы р. Томь. Отложения вложены в нижне-среднечетвертичные озерно-аллювиальные осадки, имеют абсолютные отметки поверхности 105-135 м и срезаются аллювиальными осадками первой и второй надпойменных террас. Весьма часто в цоколе отмечаются отложения каменноугольного и палеогенового возраста.

Являясь образованиями одного геолого-геоморфологического цикла, третья террасы р. Томь и древняя долина характеризуются постепенным

переходом друг в друга как в гипсометрическом, так и литолого-фациальном аспектах.

Лимноаллювий представлен переслаивающимися желтовато-серыми супесями, суглинками и мелкозернистыми глинистыми песками, в основании отмечается примесь гравия и гальки. Суммарная мощность отложений достигает 27 м. На участках предполагаемого сочленения с третьей террасой Томи, в разрезе осадков отмечается постепенное уменьшение зернистости материала от подошвы к кровле. Нижняя часть разреза (16-18 м) сложена разномзернистыми песками, в основании крупнозернистыми, с прослоями галечников, которые выше сменяются преимущественно мелкозернистыми, а затем глинистыми песками и супесями с примесью растительных остатков; верхняя часть террасы (6-7 м) сложена буровато-коричневыми, желтовато-серыми суглинками и супесями.

Аллювиальные отложения второй надпойменной террасы (a^2III) в виде прерывистых полос развиты в средних и нижних частях долин основных рек. Они врезаны в лимноаллювий древних речных долин, глины тайгинской свиты, либо залегают на размытой поверхности более древних образований и перекрыты покровными суглинками еловской свиты.

Поверхность террасы располагается на отметках 100-135 м. Протяженность их достигает 4-6 км; ширина обычно составляет первые сотни метров, но на относительно опущенных блоках палеозойских пород увеличивается до 1,3 км.

В основании террасы залегают песчано-гравийно-галечниковые или глинисто-песчано-щебенистые русловые отложения мощностью 2-6 м. Выше они сменяются косослоистыми глинистыми песками (1-6 м), перекрытыми серыми пойменными илами и глинами (3-9 м) с линзами песков и погребенных почв. Суммарная мощность отложений второй террасы составляет 16-20 м.

Аллювиальные отложения первой надпойменной террасы (a^1III) развиты в долинах большинства современных водотоков, исключая их

верховья. Фрагмент первой надпойменной террасы р. Томь наблюдается вблизи западной границы территории. Поверхность террасы р. Томь расположена здесь на абсолютных отметках 85-87 м в 14-15 м выше уреза воды. В долинах остальных водотоков терраса прослеживается в виде непрерывных полос шириной от нескольких десятков метров до 1 км. Абсолютные отметки поверхности террасы увеличиваются от 90-100 м в нижних течениях до 140-160 м в верховьях. Высота террасы над урезом воды составляет 6-9 м, подошва осадков располагается ниже уреза воды на 2-6 м.

Состав отложений первой террасы аналогичен разрезу второй. В верхней части разреза пойменные фации часто гумусированы, содержат линзы торфа (до 1,0-5,0 м) и торфяно-известковых образований. На отдельных участках аллювиальные осадки перекрыты маломощным (0,5-1,0 м) чехлом покровных суглинков. Мощность отложений террасы составляет 7-12 м.

Еловская свита (LIII-Hel) представлена лессовидными суглинками, плащеобразно залегающими на разновозрастных отложениях, кроме голоценовых пойм рек. Покровные отложения подразделяются на две пачки. Нижняя пачка сложена светло-серыми, буровато-серыми и серо-желтыми суглинками, плотными, неясно слоистыми, с мелкими, щелевидными порами, с линзами супесей и песка общей мощностью до 4 м. В кровле пачки залегает обогащенный гумусом слой. Верхняя пачка, мощностью до 6 м, сложена бурыми и желто-бурыми лессовидными суглинками, неслоистыми, с округлыми и овальными порами диаметром до 3-5 мм.

Мощность покровных образований свиты закономерно уменьшается от 6-10 м на водоразделах до 0,5-1,0 м на первой террасе речных долин.

Аллювиальные отложения пойменных террас (aH) распространены в долинах всех постоянных водотоков, исключая их верхние течения. У крупных рек ширина поймы достигает 200-700 м, в притоках она уменьшается до 10-100 м. На отдельных участках долин выделяются два уровня пойм: высокий и низкий. В разрезах высоких пойм, сходных с первой

террасой, наблюдается сочетание русловых, пойменных и старичных отложений: серых илов, песков со щебнем и гравием, супесей и иловатых суглинков. К кровле старичных отложений часто приурочены торфяники и торфяно-известковые образования. Низкая пойма характеризуется преобладанием русловых песков и гравия. Половодные накопления низких пойм представлены иловатыми суглинками или супесями. Мощность отложений пойменных террас достигает 7 м.

Болотные отложения (bH) занимают небольшие (до 0,5 км²), но многочисленные участки на междуречьях и речных террасах. Верховые болота развиваются в суффозионно-просадочных западинах на поверхности покровных суглинков. Это округлые в плане участки с размерами в поперечнике в первые десятки метров зарастают кочкарником, осокой и реже мхом. Торфяники на них имеют мощность до 1 м. Мощность торфяников на речных террасах достигает 5 м.

Техногенные образования (tH) отмечаются в городской черте г. Томска на левом берегу р. Ушайка и представлены складированными золоотвалами ГРЭС-2 (мощность до 18 м).

3.3. Полезные ископаемые

Ведущими полезными ископаемыми являются ильменит-цирконовые россыпи, строительные материалы и подземные воды. В виде небольших месторождений, проявлений и точек минерализации встречаются бокситы, разнотипное (золотое, полиметаллическое, сурьмяное, ртутное и др.) эндогенное оруденение, отмечаются непромышленные россыпи золота, проявления поделочных камней.

В данной работе наиболее пристального внимания заслуживает эндогенное оруденение полиметаллов, ртути, сурьмы и проявления золота.

Медь, свинец, цинк. Полиметаллическая минерализация развита среди девонских эффузивно-осадочных образований митрофановской свиты (Омутнинский и Тайгинский ареалы). Среднедевонская толща переслаивающихся базальтов и их туфов участками интенсивно

дислоцирована и рассланцована. Вулканиды в субмеридиональных зонах дробления подверглись серицитизации, окварцеванию, карбонатизации, эпидотизации, пропилитизации, альбитизации и содержат включения гематита и сульфидов (пирит, реже халькопирит, пирротин, галенит и сфалерит) (Государственная геологическая..., 2007).

В верховьях р. Щербак скважинами вскрыты образования митрофановской свиты с интенсивной пиритизацией гидротермального характера и признаками полиметаллической минерализации, представляющей, вероятно, первичный ореол полиметаллического оруденения. Последний выделяется в Леспромхозовскую минерализованную зону, имеющую ширину до 0,5 км и прослеживающуюся вдоль субмеридионального разлома по левому берегу р. Щербак на протяжении 6 км. Мелкая вкрапленность сульфидов (размером до 1 мм) рассеяна в толще вулканидов и приурочена к прожилкам кварц-альбитового состава. В базальтах установлены повышенные содержания Pb (до 0,1 %), Zn (до 0,3 %), Cu (до 0,01 %), As (до 0,2 %), Sn (до 0,001 %), но рудных тел не обнаружено. Наличие в породах призабойной части скважин (глуб. 200 м) Bi и Cd указывают на возможность залегания оруденения на более низких горизонтах. Интерпретация геофизических материалов позволяет предполагать значительную роль в локализации полиметаллической минерализации субвулканических тел среднедевонского возраста. В пределах этой зоны развиты коры выветривания с бурыми железняками, шлиховые ореолы монацита и киновари, повышенные концентрации в донных осадках Zn, Co, Ba.

Леспромхозовская зона перспективна на выявление небольших полиметаллических залежей колчеданного типа, генетически связанных с контрастной риолит-лейкобазальтовой формацией. Прогнозные ресурсы меди оцениваются по категории Р₃ в 96 тыс. т, свинца – 50 тыс. т и цинка – 100 тыс. т.

Ртуть. Телетермальная ртутная минерализация, шлиховые потоки

киновари, многочисленные лито- и гидрохимические ореолы (рис. 3.4, табл. 3.1) имеют линейное распространение и локализуются вблизи зон тектонических нарушений в породах различного стратиграфического уровня. Достоверные данные о связи ртутного оруденения с какими-либо комплексами пород отсутствуют (Государственная геологическая..., 2007; Врублевский и др., 1987).

Точка минерализации киновари была встречена в скважине (Григорьев, Сазонов, 1964), вскрывшей metabазальты митрофановской свиты с вкрапленностью пирита в зоне нарушений Томского надвига. Киноварь образует тонкие налеты на мелких кристаллах пирита в интервале глубин 77–90 м. Содержание Hg на глубине 90 м составляет 0,04 %. Единичные вкрапления киновари, размером 0,1–0,3 мм, отмечены в аргиллитах саламатовской и ярской толщ нерасчлененных на Ларинском проявлении золота.

Киноварь в шлиховых пробах (1–26 зерен) отмечена в долинах рек, преимущественно, в илисто-глинистых пойменных фациях. Особенно обильна киноварь в приустьевой части р. Малка, впадающей в р. Каменка у пос. Семилужки. В районе Семилуженского рудопроявления сурьмы парагенезис киновари с антимонитом в шлиховых потоках встречается редко. Киноварь тяготеет к флангам участков сурьмяного оруденения. Шлихи с киноварью из рек Щербак и Куербак пространственно совпадают с зоной Томского надвига. Заслуживает внимания факт находок киновари в шлиховом потоке р. Ушайка в окрестностях г. Томска (пос. Степановка) в виде примазок на кристаллических агрегатах самородной меди.

Характер литохимических ореолов ртути на правобережье р. Мал. Ушайка в районе пос. Корнилово свидетельствует о «глубинном дыхании-дегазации» Земли в эпоху неотектонического воздымания Томско-Каменского выступа. Содержание ртути в олигоценовых глинах, перекрывающих коры выветривания палеозоя, составляет $n \cdot 10^{-5}$ – $n \cdot 10^{-4}$ %, что на порядок выше, чем в вышележащих глинах кочковской свиты.

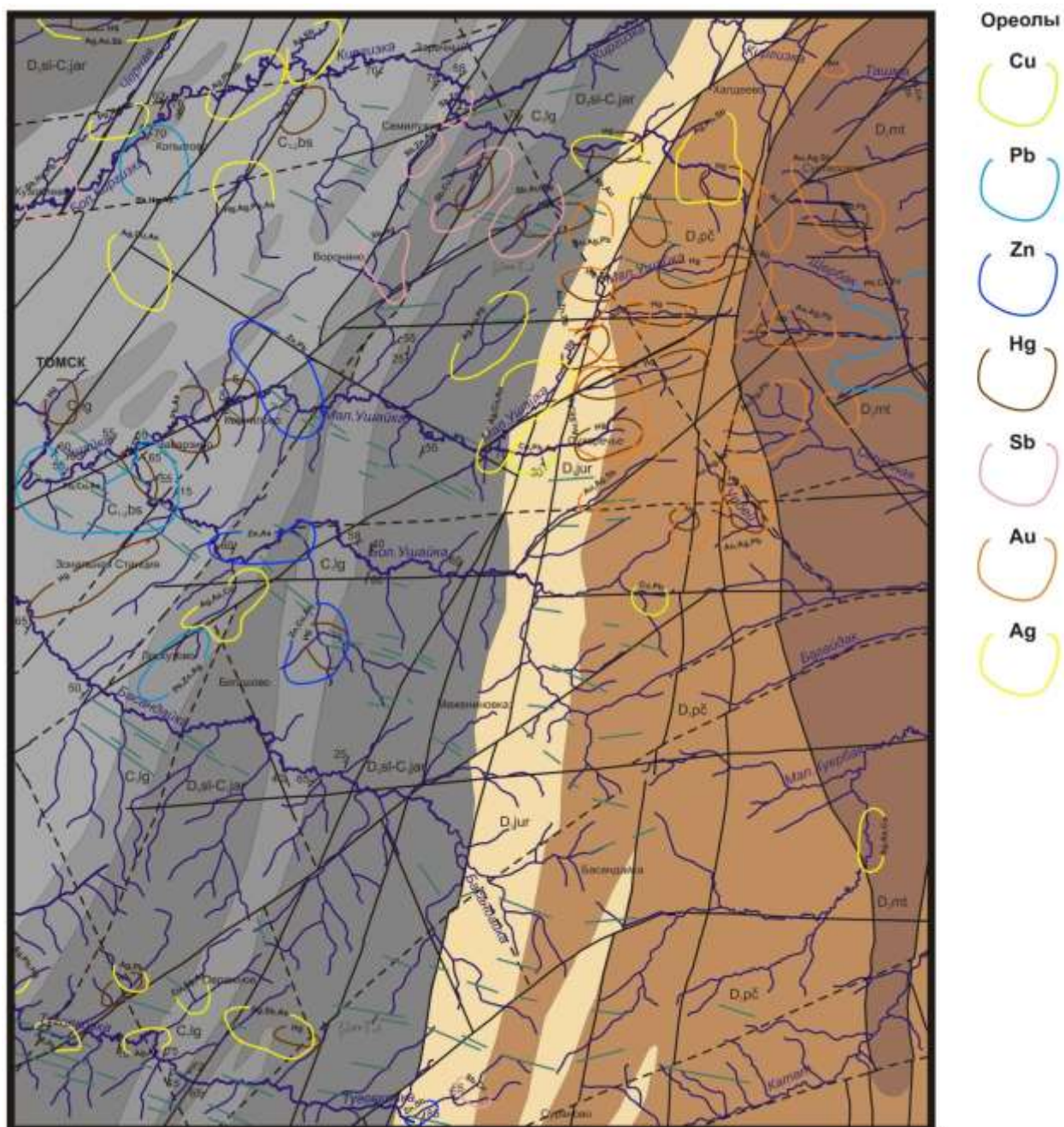


Схема составлена на основе Государственной геологической карты полезных ископаемых (авторы: Т.Н. Черников, А.Ф. Рубцов, В.А. Домаренко, Е.П. Янкович), 2007 г.

Рис. 3.4. Схема гидрохимических аномалий территории исследований
Условные обозначения см. на рис. 3.3

Табл. 3.1. Список гидрохимических аномалий (ГДХА), показанных на карте полезных ископаемых листа О-45-XXXII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000

№ п/п	ГДХА	Источник литературы	Характеристика объекта
Цветные металлы			
Медь			
1	Верховье р. Сухой (левого притока р. М.Ушайка)	Ахмадшин и др., 1993	Cu, Pb, Au, Ag (1*)
2	р. Таловка	Ахмадшин и др., 1993	Cu, Pb (1)
3	р. Грива у пос. Овражное	Ахмадшин и др., 1993	Cu, Ag, As, Sb, Hg (2)
Свинец			
4	р. Черная у пос. Кудрово	Макаров, 1995	Pb, Ag, Sb (1)
5	р. Киргизка у пос. Копылово	Макаров, 1995	Pb, Hg, As, Sb (2)
6	р. Щербак с притоками	Григорьев, Сазонов, 1964	Pb, Cu (3), Zn, Hg, Ag, Mo, Sb (2)
7	р. Ташма выше пос. Подломск	Григорьев, Сазонов, 1964	Pb, Cu, Zn (2)
8	Верховье рр. Ташма – Березовая	Григорьев, Сазонов, 1964	Pb, Cu, Zn (2)
9	р. Киргисла в среднем течении	Григорьев, Сазонов, 1964	Pb, Zn (2)
10	р. Ушайка (между пп. Степановка и Мирный)	Макаров, 1995	Pb, Cu, As (1)
11	Правый приток р. Басандайки	Ахмадшин и др., 1993	Pb, Zn, Ag (1)
12	р. Багайдак у пос. Емельяновка	Григорьев, Сазонов, 1964	Pb, Zn, Ag (2)
13	р. М.Ушайка у пос. Лязгино	Ахмадшин и др., 1993	Pb, Zn, Cd (1)
14	р. Б.Ушайка у с. Протопопово	Удодов и др., 1965	Zn, As (1)
15	р. Бобровка у пос. Плотниково	Удодов и др., 1965	Zn, Cu, As (1)
16	Устье р. Каменки (приток р. Тугояковка)	Удодов и др., 1965	Zn, Sb (1)
Ртуть			
17	р. Падун	Удодов и др., 1965	Hg (1)
18	р. Топкая (устье)	Макаров, 1995	Hg, Pb (1)
19	рр. Топкая и Топтоножка	Макаров, 1995	Hg, Ag, Pb, As (1)
20	р. Каменка в среднем течении	Ахмадшин и др., 1993	Hg (1)
21	р. Межевка	Удодов и др., 1965	Hg (2)
22	р. Змеинка	Удодов и др., 1965	Hg (1)
23	Правый приток р. М.Ушайка	Ахмадшин и др., 1993	Sb, Hg, Au (2)
24	р. М.Ушайка ниже устья р. Колбиха	Ахмадшин и др., 1993	Hg (2)
25	Водораздел рр. Ушайка и Каменка	Ахмадшин и др., 1993	Hg (1)
26	Верховье р. Каменка	Ахмадшин и др., 1993	Hg (1)
27	Верховье левого притока р. Щербак	Ахмадшин и др., 1993	Hg, Pb (2)
28	Верховье р. М.Ушайка	Ахмадшин и др., 1993	Hg (1)
29	р. Колбиха	Ахмадшин и др., 1993	Hg (1)
30	руч. Таежный (правый приток р. Щербак)	Григорьев, Сазонов, 1964	Hg, Ag, Au, Pb, Zn (2)
31	р. Березовая	Григорьев, Сазонов, 1964	Hg (1)
32	Среднее течение р. Ташма	Григорьев, Сазонов, 1964	Hg (2)
33	Среднее течение р. Березовая	Григорьев, Сазонов, 1964	Hg (2)
34	Нижнее течение р. Киргисла	Григорьев, Сазонов, 1964	Hg (2)
35	пос. Новый (правый борт р. Ушайка)	Макаров, 1995	Hg (2)
36	р. Каменка (пос. Родионовка)	Макаров, 1995	Hg, Cu, Pb (2)
37	р. М.Ушайка у пос. Родионово	Макаров, 1995	Hg, Pb, As, Cu (2)
38	р. Б.Ушайка от с. Заварзино до пос. Родионово	Макаров, 1995	Hg (2)
39	р. Басандайка у санатория Ключи	Макаров, 1995	Hg (1)
40	Левый приток р. Ушайка у пос. Плотниково	Макаров, 1995	Hg (1)
41	Верховье р. Сухая	Ахмадшин и др., 1993	Hg (1)
42	Верховье р. Урбей	Григорьев, Сазонов, 1964	Hg (2)
43	Верховье р. Березовая (приток Б.Ушайки)	Ахмадшин и др., 1993	Hg (1)
44	р. Омутная выше устья р. Щербак	Григорьев, Сазонов, 1964	Hg (2)
45	В нижнем течении р. Омутная	Григорьев, Сазонов, 1964	Hg (2)

Продолжение табл. 3.1			
46	р. Багайдак у пос. Емельяновка	Григорьев, Сазонов, 1964	Hg (2)
47	Среднее течение руч. Тарганак	Ахмадшин и др., 1993	Hg (2)
48	руч. Березовый, руч. Еловка (притоки р. Тугояковка)	Удодов и др., 1965	Hg (3)
Сурьма			
49	Устье р. Черная	Макаров, 1995	Sb, Hg, Pb (1)
50	р. Каменка (с. Семилужки)	Удодов и др., 1965	Sb (2), Zn, Pb (1)
51	р. Малка (приток р. Киргизка)	Удодов и др., 1965	Sb (2), Zn, Ag (1)
52	р. Межевка	Удодов и др., 1965	Sb, Cu (3), Au (1)
53	р. Змеинка	Удодов и др., 1965	Sb (3), Au, Ag (1)
54	р. Сухая	Удодов и др., 1965	Sb, Ag (2)
55	р. Каменка (приток р. Тугояковка)	Удодов и др., 1965	Sb, Cu (2), Zn (1)
Благородные металлы			
Золото			
56	Верховье р. Змеинка	Бердников, Ахмадшин, 1982	Au, Ag, Pb (1)
57	Правый борт долины р. М.Ушайка	Ахмадшин и др., 1993	Au, Zn, Pb (2)
58	Верховье р. Ушайка – устье р. Колбиха	Ахмадшин и др., 1993	Au (3)
59	Верховье р. Ташма (приток р. Щербак)	Ахмадшин и др., 1993	Au, Ag, Sb (2)
60	Верховье р. Колбиха	Ахмадшин и др., 1993	Au, Ag, Sb (2)
61	Верховье р. М.Ушайка	Ахмадшин и др., 1993	Au, Ag, Pb (3)
62	Бассейн рр. Березовая и Сухая	Ахмадшин и др., 1993	Au, Sb (2)
63	Правый приток р. Б.Ушайка	Удодов и др., 1965	Au, Sb, Ag, Pb, Zn (2)
64	Верховье р. Омутная	Ахмадшин, Бирюков, 1987	Au, Ag, Pb, Sb (2)
65	р. Березовая (приток р. М.Ушайка)	Ахмадшин и др., 1993	Au, Ag, Sb (2)
66	Верховье р. Урбей	Григорьев, Сазонов, 1964	Au, Ag, Pb, As (2)
Серебро			
67	р. Падун	Макаров, 1995	Ag, As, Sb (1)
68	р. Киргизка у устья р. Омутной	Макаров, 1995	Ag, Sb (2)
69	р. Киргизка у пос. Копылово	Макаров, 1995	Ag, Pb, Sb (1)
70	р. М.Киргизка	Макаров, 1995	Ag, Cu, As (1)
71	р. Каменка	Удодов и др., 1965	Ag, Sb, Au (1)
72	р. М.Ушайка у пос. Дунино	Удодов и др., 1965	Ag, Au, Pb (2)
73	Верховье р. Каменка (приток р. Б.Киргизка)	Григорьев, Сазонов, 1964	Ag, Au, Sb (2)
74	руч. Каменка (приток р. Б.Ушайка)	Макаров, 1995	Ag, As, Cu (1)
75	Правый борт р. М.Ушайка	Удодов и др., 1965	Ag, Cu (2), Au (1)
76	Устье руч. Западного (правый приток р. Тугояковка)	Удодов и др., 1965	Ag (2), Pb, Zn, Hg (1)
77	руч. Тарганак	Удодов и др., 1965	Ag, Pb, As (2)
78	р. Тугояковка у пос. Ларино	Удодов и др., 1965	Ag (3), Pb, Zn (2)
79	Устье р. Грива (приток р. Тугояковка)	Удодов и др., 1965	Ag, As, Cu (1)
80	пос. Овражное	Удодов и др., 1965	Ag, Sb, As (2)
* – степень концентрации элементов по трем градациям: (1) – низкая (X+1S), (2) – средняя (X+3S), (3) – высокая (X+5S), где X – фоновое содержание, S – среднее квадратическое отклонение			

Повышенные ($3 \cdot 10^{-4}$ %) концентрации ртути в аллювии первой террасы р. Мал. Ушайка пространственно совпадают с максимальными содержаниями ртути в зонах дробления пород палеозоя ($5 \cdot 10^{-4}$ %), что свидетельствует о наложенном характере аномалий и миграции ртути по разломам в голоцене.

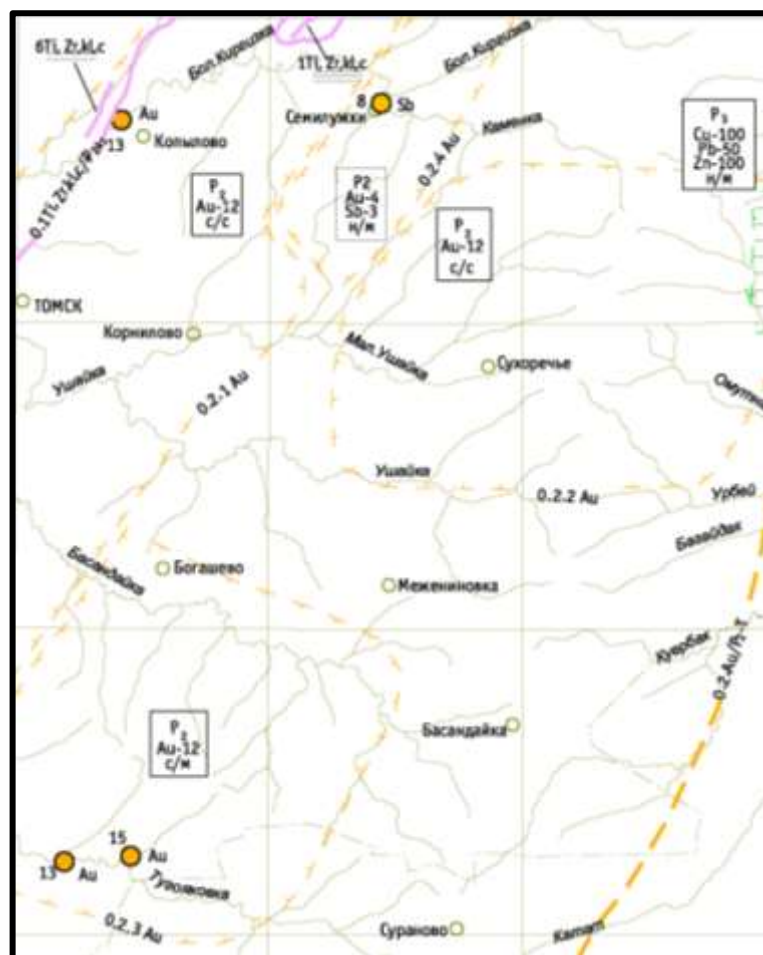
Киноварь в кусковой свите на площади Туганского титан-циркониевого россыпного месторождения отмечены непосредственно над

зонами тектонических нарушений. Учитывая низкую устойчивость минерала при перемещении водными потоками, можно сделать вывод о его новообразовании после накопления вмещающих осадков.

Таким образом, ртутная минерализация отчетливо увязывается с альпийским циклом тектогенеза. Частая встречаемость ртути в породах палеозоя и в перекрывающих рыхлых осадках свидетельствуют о повышенном «ртутном фоне» района, значительном развитии тектонических нарушений и влиянии палеозойского фундамента на металлогению пород чехла.

Сурьма. Золото-сурьмяный минеральный тип золото-кварцевой малосульфидной формации представлен Семилуженским, Каменским и Межевским проявлениями, объединенными в прогнозируемый Семилуженский рудный узел, выделенный в районе пос. Семилужки по точкам сурьмяной минерализации, шлиховым ореолам золота и антимонита, признакам гидротермально-метасоматического изменения пород и геохимическим ореолам. Оруденение локализовано в субширотных минерализованных тектонических зонах дробления, оперяющих рудоконтролирующую Коларово-Семилуженскую систему нарушений северо-северо-восточного простирания. Вмещающая толща каменноугольного возраста сложена темно-серыми, черными филлитизированными и пиритизированными известково-глинистыми сланцами с прослоями песчаников и глинистых известняков. В поперечных субширотных разломах-раздвигих локализуются дайки долеритов изылинского комплекса (Государственная геологическая..., 2007; Врублевский и др., 1987).

Семилуженское проявление расположено в средней части долины р. Киргизка (рис. 3.5) и приурочено к известково-глинистым сланцам нижнего карбона, смятым в антиклинальную складку северо-северо-восточного простирания.



Авторы: Т.И. Черников, А.Ф. Рубцов, В.А. Домаренко, Е.П. Янкович, 2007

Условные обозначения

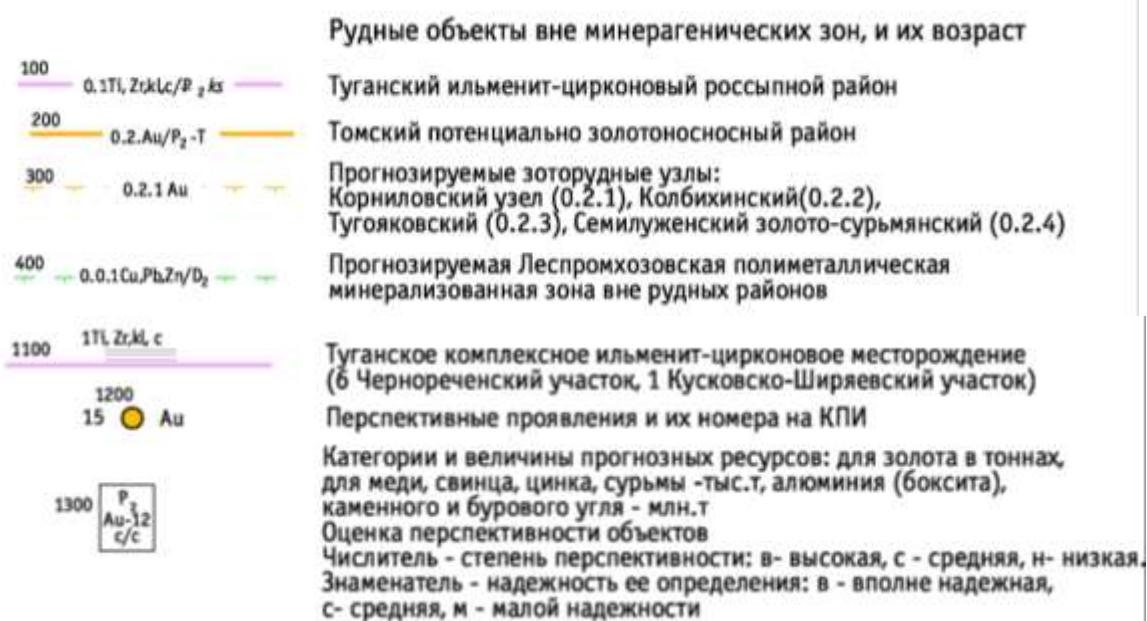


Рис. 3.5. Схема минерагенического районирования и прогноза полезных ископаемых территории исследований

На участке русла р. Киргизка, протяженностью 50-60 м и шириной до 30 м, в составе щебнистого аллювия отмечено значительное количество обломков кварца с антимонитом. В субширотной зоне дробления и брекчирования сланцев, обнажающихся в бортах реки, наблюдается тонкая игольчатая вкрапленностью антимонита в ассоциации с кварцем, пиритом, арсенопиритом, пирротином и халькопиритом. Средние содержания сурьмы колеблются в пределах 0,03-0,22 %. Ширина зоны минерализации до 200 м.

На западном крыле антиклинальной складки отмечаются два рудных тела секущего типа с богатыми брекчиевыми рудами, в которых обломки жильного кварца и, обогащенных марганцем известковистых сланцев, цементируются антимонитом. Размеры выделений антимонита в рудных телах достигают 3-5 см. Содержание сурьмы в богатых рудах колеблется от 1,1 % до 17,91 % (в среднем 5 %). Содержание золота колеблется от 0,1 до 3,0 г/т. С глубиной содержание сурьмы падает и ниже 80 м от земной поверхности рудные тела выклиниваются, переходя в слабо минерализованные зоны. Оруденение прослежено до глубины 180 м. Прогнозные ресурсы сурьмы по двум рудным телам оценены по категории P_1 в 240 т (Рубцов, 1971).

Каменское проявление расположено у северной окраины пос. Семилужки, где канавой (Бабин, Шумкова, 1961) на склоне долины р. Каменка в брекчированных глинистых сланцах лагерносадской толщи вскрыты кварцевые жилы с сурьмяными охрами (кермезитом). Содержание сурьмы 0,33-0,57 %, отмечены следы золота.

Межовское проявление расположено в устье р. Межовки, впадающей слева в долину р. Каменка и приурочено к субширотной тектонической зоне дробления шириной до 50 м. Геологическое строение участка аналогично Семилуженскому проявлению. Рассеянная рудная минерализация в филлитизированных сланцах нижнего карбона представлена антимонитом, сфалеритом, пирротином, галенитом и арсенопиритом. Содержание сурьмы достигает 0,5 %. В приустьевой части р. Межовки в шлихах встречается до 50

зерен антимонита, присутствуют знаки золота.

Сурьмяная минерализация Семилуженского рудного узла является, вероятно, элементом зональности золото-кварцевой формации. Основанием для этого предположения являются: единая геолого-структурная позиция золотого и сурьмяного оруденений, размещающихся в углеродсодержащих терригенных толщах Колывань-Томской зоны и приуроченных к минерализованным зонам смятия в пространственной связи с триасовыми дайками; наложенность кварцево-антимонитовой ассоциации на раннюю сульфидную минерализацию; повышенная мышьяковистость ранней минерализации. Прогнозные ресурсы сурьмы в рудном узле оцениваются по категории P_2 в количестве 3 тыс. т и золота – 4 т.

Золото. Проявления золота в районе Томска известны с первой половины XIX века представлены золото-кварцевым малосульфидным оруденением и аллювиальными россыпями (Государственная геологическая..., 2007; Осинцев, Росляков, 1990; Левашов, Паршин, 1968; Минерагения области..., 2001; Калинин и др., 2015).

По структурно-морфологическим особенностям рудных тел золото-кварцевое малосульфидное оруденение относится к жильному типу. Состав руд однообразен. Жильный кварц, составляющий 90-95 %, обычно деформирован. Ему сопутствуют альбит, олигоклаз, кальцит, хлорит, пренит, барит. Сульфиды (1-2 %) представлены арсенопиритом, пиритом, халькопиритом, галенитом, пирротинном, сфалеритом. Пробность золота 860–920 промиле, размер от 0,05 до 5,0 мм. Рудопроявления имеют мышьяково-вольфрамовый геохимический профиль и фиксируются комплексными первичными ореолами Au, As, W, Sb, Cu, Zn, Pb, Hg. Среднее содержание золота в жильном кварце района составляет 250 мг/т (Государственная геологическая..., 2007).

Исходя из геологических, геохимических, геофизических предпосылок рудоносности, в районе выделяются три потенциально золоторудных узла: Тугояковский, Корниловский, Колбихинский, а также

Семилуженский золото-сурьмяный (рис. 3.5).

В пределах этих узлов, типовыми объектами золотого оруденения являются Копыловское, Молочненское, Ларинское проявления и Корниловский золотоносный участок.

Копыловское проявление выявлено на правом борту р. Бол. Киргизка у пос. Копылово (Бердников, Ахмадшин, 1982; Бердников, Скогорев, 1983). Рудопроявление представляет собой маломощные (до 10-20 см) зоны кварцево-жильной минерализации с золотом в переслаивающихся песчаниках и алевролитах басандайской свиты. Породы свиты обнажаются вдоль русла реки на протяжении 50 м. Пробирным химическим анализом золото в кварцевых жилах и дайке долеритов не установлено. Рудопроявление сопровождается шлиховым потоком золота и первичными литогеохимическими ореолами Pb, Zn, Cu, Ba. Изученность и опоискованность Копыловского проявления и прилегающих обнажений палеозоя по р. Киргизка низкая, данные о золотоносности получены при крайне редком опробовании кварцевых жил, поэтому степень перспективности рудопроявления неясная.

Молочненское проявление расположено в правом борту средней части долины р. Тугояковка, на участке пересечения зоны продольных тектонических нарушений с широтным Тугояковским дайковым поясом. Проявление представлено кварцевыми прожилками в выветрелых (осветленных) алевролитах и аргиллитах саламатовской и ярской нерасчлененных толщ, вскрытых мелким придорожным карьером, протяженностью 5 м и высотой 2 м. В кварце установлено мелкое (0,2 мм) золото, редкая вкрапленность арсенопирита, халькопирита и галенита. Содержание золота по данным пробирного анализа составляет 0,2-0,4 г/т. Вблизи рудопроявления в аллювии р. Тугояковка установлен шлиховой поток киновари, отмечены кристаллы пирита пентагондодекаэдрического габитуса и арсенопирит. Тектонические, геохимические и минералогические поисковые признаки площади частично соответствуют характеристике

наиболее изученного Батуринского рудопоявления золота и позволяют установить среднюю степень перспективности данного объекта, подлежащего изучению на глубину и по латерали.

Ларинское проявление находится на правом берегу р. Тугояковка и представлено зоной убоговкрапленной сульфидизации в контакте мощной (до 50 м) дайки монцодиоритов с аргиллитами нерасчлененных саламатовской и ярской толщ. Дайка прослеживается на расстояние 8 км и имеет мощность до 50 м. Содержание золота в сульфидизированных ороговикоманных черных аргиллитах по данным пробирного анализа бороздовых проб колеблется от 0,2 до 40,0 г/т, в самой дайке (эндоконтакт) – 0,4-1,6 г/т, т.е. контактовые зоны выступают в роли рудопроводящей структуры. В аргиллитах встречена тонкая рассеянная вкрапленность пирита, арсенопирита, галенита, сфалерита и единичная вкрапленность киновари и флюорита. Мощность оруденелых пород экзоконтакта составляет 8 м. Золото присутствует в субмикроскопической форме. Отмечается наличие как додайковой (ксенолиты жильного кварца в дайках), так и последайковой (секущие кварцевые прожилки) гидротермальной минерализации. Комплексные ореолы Cu, Co, Ni, Pb, Zn, Ag, Hg выявлены по всем опробованным притокам р. Тугояковки и в целом фиксируют контур прогнозируемого Тугояковского золоторудного узла. По масштабам проявления рудного процесса и степени изученности территории, Тугояковский рудный узел является наиболее перспективным для выявления промышленного месторождения золота. Значительная площадь рудного узла находится в контурах и охранной зоне Ларинского природоохранного заказника.

Корниловский золотоносный участок расположен в среднем течении р. Мал. Ушайка у пос. Корнилово и опробован при изучении россыпного золота (Ахмадшин, Бирюков, 1987; Ахмадшин и др., 1993) и литогеохимическом опробовании (Макаров, 1995). На участке, площадью около 10 км² скважинами вскрыты отложения басандайской свиты и

лагерносадской толщи, перекрытые (до 30 м) рыхлыми палеогеновыми и неоген-четвертичными осадками. Рудоносный участок локализован в полосе распространения триасовых даек, шириной 2,0-2,5 км и фиксируется первичными ореолами Cu, Zn, Pb, Sb, As, Co, Ni, Mo, W, Ba.

Прогнозируемые золоторудные минерализованные зоны Корниловского участка, пространственно совпадающие с дайковым поясом, контролируются участками обогащения современных аллювиальных россыпей по р. Мал. Ушайка и ее правым притокам – руч. Ушайка и Каменка. Золото в площадных покровных образованиях Корниловского участка отмечается редко и в незначительных количествах (0,001-0,1 г/т). Только на локальной площади правого крутого склона р. Мал. Ушайка в верхней части покровных суглинков присутствуют сростки золота с кварцем.

В целом, по комплексу признаков, на площади Корниловского участка может быть выявлен золоторудный объект ранга рудного поля (золотоносной зоны). В пределах прогнозируемого *Колбихинского* золоторудного узла вмещающими золото-кварцевую минерализацию являются терригенные отложения юргинской, пачинской свит, а также эффузивно-осадочные образования митрофановской свиты.

Предположительно рудоконтролирующий Урбейский взброс, ограничивающий с запада девонские вулканиты, сопровождается субпараллельными и широтными оперяющими системами нарушений, зонами рассланцевания и брекчирования. По этим зонам развиты линейные каолиновые золотоносные коры выветривания (Au до 0,5 г/т), содержащие множество ожелезненных кварцевожильных обломков. Свободное золото в корах выветривания не установлено.

Колбихинский рудный узел характеризуется интенсивными литохимическими потоками рассеяния Au, Ag, Hg, Co, Ni, Zn, Cu, Pb, Ti, Zr, приуроченных к долинам рек Мал. Ушайка, Колбиха и Березовая. В верховьях долин рек Ушайка, Колбиха и др. Колбихинского узла известны узкоструйчатые, мелкозалегающие аллювиальные и делювиальные россыпи

золота ближнего сноса. В насыщении россыпей золотом участвовали, очевидно, гидротермальные кварцево-жильные образования, непосредственно дренирующиеся эрозионными долинами. Площадь узла выделяется значительной россыпной золотоносностью, но не опоискована на рудное золото. Содержания золота в единичных пробах жильного кварца не превышают 1 г/т.

ГЛАВА 4. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

4.1. Гидрогеологическая стратификация района

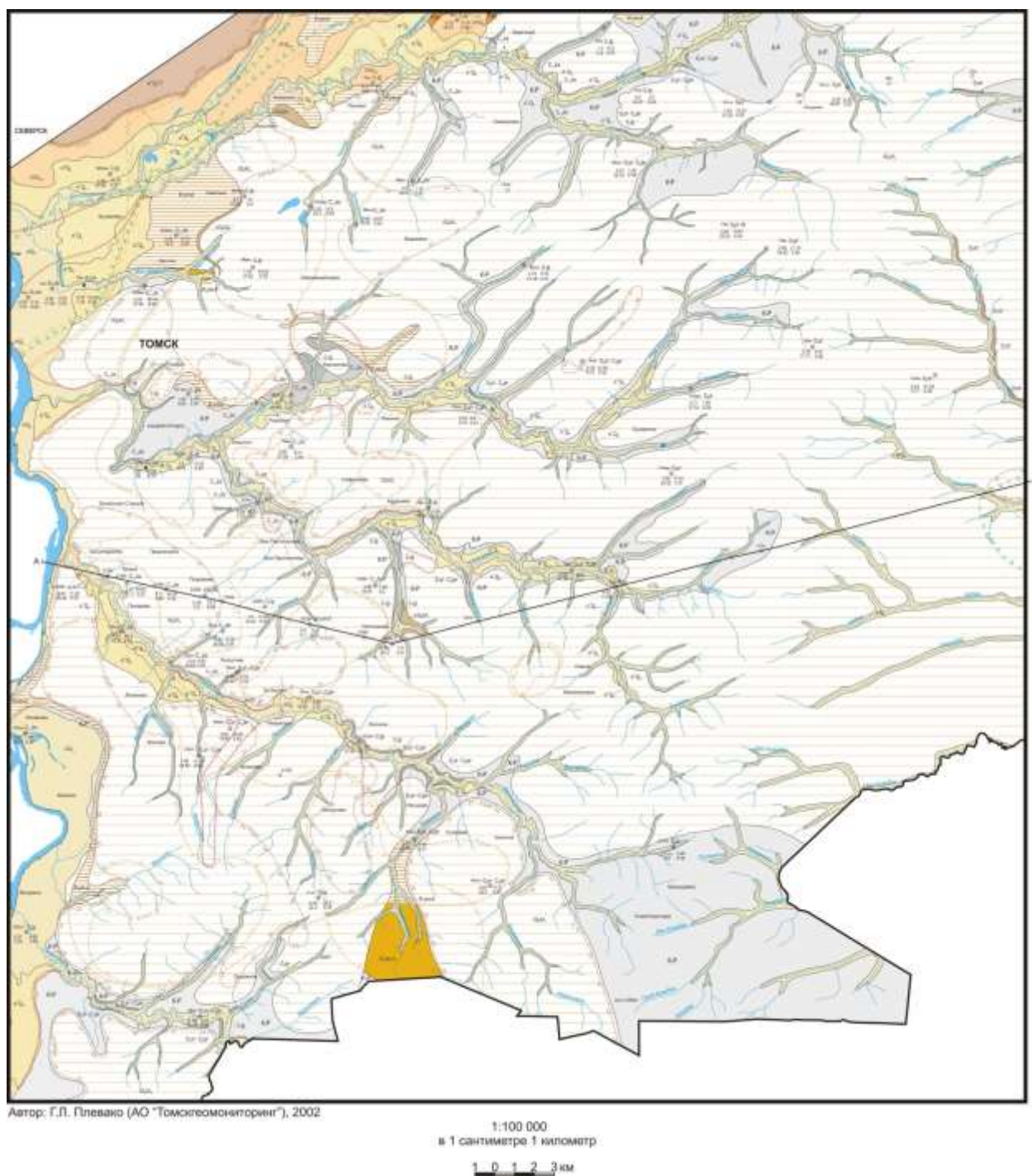
В соответствии с «Принципами гидрогеологической стратификации и районирования территории России», разработанными ВСЕГИНГЕО (1998), в зависимости от геологического строения, структурных особенностей и характера циркуляции вод в рассматриваемом районе выделяются два водоносных этажа (Гидрогеология СССР..., 1970; Островский и др., 2001; Островский¹ и др., 2001; Методические рекомендации..., 2004). Нижний этаж – складчатый фундамент палеозойских отложений, представленный осадочными, вулканогенными и метаморфическими породами, обводненными, преимущественно, в верхней трещиноватой зоне. Здесь развиты подземные воды, связанные с разрушенной кровлей пород фундамента и с зонами разрывных нарушений (трещинные воды). Верхний водоносный этаж мезо-кайнозойского возраста сложен рыхлыми относительно маломощными отложениями: глинами, песками и их разностями, содержащий порово-пластовые воды. Мощность рыхлых отложений возрастает в местах погружения палеозойского фундамента.

Подземные воды верхнего и нижнего этажей разделены водоупорными породами коры выветривания мел-палеогенового возраста. В долинах рек и на отдельных участках водоразделов глины коры выветривания могут отсутствовать, что обуславливает прямую гидравлическую взаимосвязь между водоносными комплексами обоих этажей.

Верхний водоносный этаж включает в себя следующие гидрогеологические подразделения (рис. 4.1):

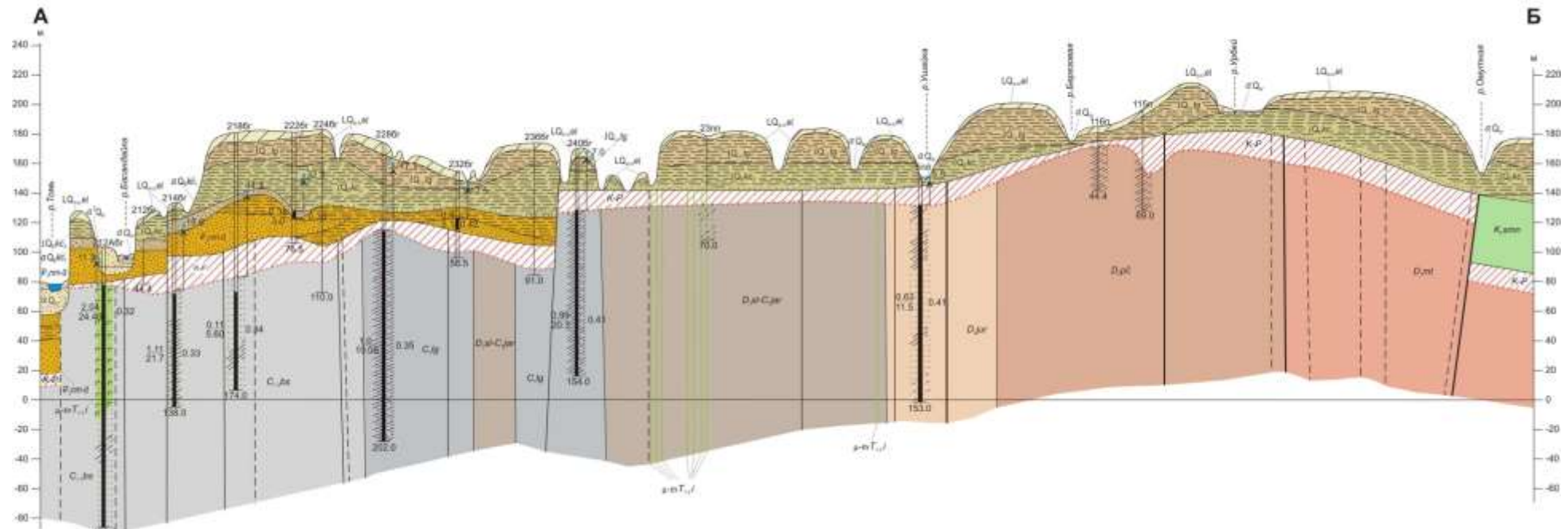
- водоупорный четвертичный горизонт ($LQ_{III-IVel} + lQ_{I-ntg}$);
- слабоводоносный локально-водоносный четвертичный комплекс ($aQ + laQ_{II-III} + Q_{Ekč}$);
- водоносный палеогеновый комплекс ($P_{3nm-lt} + P_{2ks} + P_{2ll}$);

- слабоводоносный меловой комплекс ($K_2 sm_1 + K_2 smn$);
- водоупорный горизонт коры выветривания пород палеозойского фундамента.



**Рис. 4.1. Гидрогеологическая карта мезозойско-кайнозойских отложений
Томь-Яйского междуречья**

Гидрогеологический разрез по линии А-Б



Автор: А.Ф. Рубцов (Томская ГРЭ), 2002 г.

Масштаб: горизонтальный 1:100 000, вертикальный 1:2000

Условные обозначения

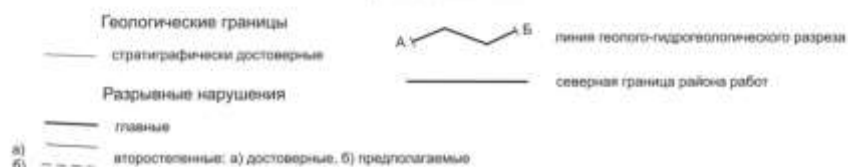
I. Распространение водоносных и водоупорных отложений

Гидрогеологические подразделения	На разрезе и карте (первые от поверхности)	На карте (лишь первые от поверхности)	Наименование и литологический состав
Верхний водоносный этаж	Водоупорный неглициновый горизонт		Еловская свита. Песовидные супеси
			Тайгинская свита. Озерные глины, суплики, прослой супесей
	Слабопроницаемый ледово-водоносный четвертичный комплекс		Современные аллювиальные отложения пойм. Пески, гравий, галечники, суплики
			Аллювиальные отложения первой надпойменной террасы. Пески, суплики
			Аллювиальные отложения второй надпойменной террасы. Пески, гравий, суплики
			Лимноаллювиальные отложения древних речных долин. Пески с гравием, супеси, суплики
			Аллювиальные отложения четвертой террасы. Пески, супеси, глины, суплики, гравий
			Озерные отложения верхней подсытки конюховской свиты. Глины, суплики
			Аллювиальные отложения нижней подсытки конюховской свиты. Пески, гравий, галечники
	Водоносный ледово-водоносный комплекс		Новомихайловская и лагернотомская свиты нерасчлененные. Пески с линзами и прослоями глин и галечников
			Новомихайловская и лагернотомская свиты нерасчлененные. Глины, линзы бурых углей
			Кузовская свита. Пески с прослоями глин и бурых углей
			Лопинская свита. Глины
	Слабопроницаемый ледово-водоносный комплекс		Симская свита. Нижняя подсытка. Пески с прослоями и линзами глин
			Симоновская свита. Пески, глины
			Водоупорный горизонт коры выветривания пород палеозойского фундамента. Глины
Нижний водоносный этаж			Изылгинский дайковый комплекс. Дolerиты, монзониты, монцодориты
			Басандайская свита. Песчанники, алевролиты, редко глинистые сланцы
			Лагернотомская толща. Сланцы глинистые, углито-глинистые
			Саламатовская и ярская толща нерасчлененные. Сланцы глинистые с прослоями алевролитов, песчанников и известняков
			Юртинская свита. Песчанники, сланцы глинистые
			Пачинская свита. Сланцы глинистые, алевролиты, филлиты
			Митрофановская свита. Базальты, их туфы, прослой глинистых сланцев, линзы известняков

Примечание: отложения еловской и тайгинской свит с карты сняты



IV. Прочие обозначения



Нижний водоносный этаж представлен следующими гидрогеологическими подразделениями, имеющими широкое площадное распространение в пределах исследуемой территории:

- водоносная зона верхнедевонских-нижне-среднетриасовых отложений;
- слабоводоносная зона средне-верхнедевонских отложений.

Порово-пластовые воды верхнего мезозойско-кайнозойского водоносного этажа

Воды верхнего структурного этажа представлены верховодкой, грунтовыми, грунтово-межпластовыми водами. Для данного типа вод характерно, что их гидродинамический режим, относительная гидродинамическая и гидрогеохимическая обособленность водоносных горизонтов, характер их промывания инфильтрационными водами определяется, в основном, литологическими различиями пород в разрезе и в плане. При вскрытии реками водоносных горизонтов, приуроченных к рыхлым четвертичным отложениям, характерна фронтальная разгрузка подземных вод, выраженная в виде источников.

Для верхнего водоносного этажа характерно преобладание в геологическом разрезе слабоводоносных и водоупорных пород. Водоносные отложения распространены локально в виде маломощных прослоев и линз и представлены песками, слабосцементированными песчаниками, песчано-алевритистыми породами (Плевако, 2002).

Водоупорный четвертичный горизонт ($LQ_{III-IVel} + I_{Q_{I-II}tg}$) распространен на изучаемой площади практически повсеместно, за исключением речных долин, и представлен лессовидными суглинками еловской свиты и глинами, суглинками с прослоями супесей и песков тайгинской свиты. Мощность его изменяется от 0 до 30,0 м, достигая при максимальных отметках водоразделов 50-ти и более метров.

На водоразделах, в зоне аэрации, широко развита верховодка, приуроченная к маломощным линзам и прослоям песков и супесей в глинах

тайгинской и кочковской свит. Водообильность этих отложений очень низкая, дебиты водопунктов составляют десятые доли литра в секунду.

Слабоводоносный локально-водоносный четвертичный комплекс ($aQ + laQ_{II-III} + Q_{Ekč}$) распространен повсеместно на изучаемой площади и представлен сложным переслаиванием суглинков, глин, песков и супесей пойменных и надпойменных террас, осадков кочковской свиты. В разрезе комплекса преобладают суглинки и глины. Подземные воды, приуроченные к отложениям пойм, террас и древних речных долин ($aQ_{IV} + a^1Q_{III} + a^2Q_{III} + laQ_{II-III} + a^4Q_{II}$), образуют единый водоносный горизонт, имеющий незначительное распространение и не выдержанный как по площади, так и в разрезе.

В составе характеризуемого комплекса наиболее широко распространены отложения кочковской свиты ($Q_{Ekč}$), занимающие большие площади на водоразделах и представленные, в основном, водоупорными породами (верхнекочковская подсвита – $lQ_{Ekč_2}$). Лишь на западном и восточном склонах Томь-Яйского междуречья в основании свиты встречаются водоносные пески и галечники мощностью от 1,0 до 21,0 м (нижнекочковская подсвита – $aQ_{Ekč_1}$). Глубина их залегания изменяется от 9,5 м на склонах водоразделов до 57,0 м на водоразделах.

Воды кочковской свиты напорно-безнапорные. Напоры над кровлей водоносных отложений изменяются от 1,0 до 25,0 м. Пьезометрическая поверхность подземных вод в сглаженном виде повторяет поверхность рельефа и фиксируется на глубинах от 1-5 м на участках, прилегающих к долинам рек, до 33-35 м – на водоразделах. Обводненность песков и песчано-гравийных отложений нижнекочковской подсвиты пестрая и зависит от мощности водовмещающих пород и степени их глинистости. Кроме того, водоносный горизонт хорошо дренирован глубоковрезанными логами, долинами ручьев, что также влияет на его обводненность. Дебиты скважин изменяются в широких пределах от: 0,002 л/с до 3,92 л/с при понижениях

уровня на 12,6 и 2,1 м. Наибольшей водообильностью обладают водоносные отложения кочковской свиты в восточной части Томь-Яйского междуречья.

Питание водоносный горизонт отложений нижнекочковской подсвиты получает на всей площади распространения за счет инфильтрации атмосферных осадков и подтока вод из нижележащих водоносных горизонтов на тех участках, где имеется с ними гидравлическая связь. Разгрузка его осуществляется в долины рек.

Водоносный палеогеновый комплекс ($P_{3nm-lt} + P_{2ks} + P_{2ll}$) представлен, преимущественно, нерасчлененными водоносными породами лагернотомской и новомихайловской свит. На северо-западе в состав комплекса входят песчаные отложения кусковской и глинистые породы люлинворской свит. Наиболее развит палеогеновый комплекс в пределах междуречий правых притоков р. Томи – рр. Киргизка, Ушайка, Басандайка, Тугояковка. Мощность водовмещающих отложений изменяется от 0,5-1,0 м до 45,0 м и более. Воды палеогенового комплекса чаще всего напорные, величины напоров изменяются от первых метров до 47,3 м (д. Кузовлево). Безнапорным водоносный комплекс становится на участках, где водоупорные породы в кровле частично или полностью размыты. Статические уровни устанавливаются на глубинах от 3,8 м в речных долинах до 40,8 м на водоразделах. Водообильность отложений не выдержана по площади и зависит от их гранулометрического состава и степени каолинизации. Удельные дебиты скважин изменяются от 0,07 л/с до 1,3 л/с при понижениях уровня на 5,0-6,7 м.

Основное питание палеогеновый комплекс получает за счет инфильтрации атмосферных осадков на площадях, где отсутствуют перекрывающие водоупорные отложения, а также за счет перетекания вод из нижележащих водоносных горизонтов.

Слабоводоносный меловой комплекс ($K_2 sm_1 + K_2 smn$) распространен в крайней восточной части изучаемой площади и на северо-западе. Представлен чередованием глин и алевроитов симоновской свиты и

слабоводоносных отложений сымской и симоновской свит. Глубина залегания кровли водоносного комплекса изменяется от 5-20 до 43 м на восточном склоне Томь-Яйского междуречья и от 59,5 до 184 м в его северо-западной части, где она увеличивается по мере погружения палеозойского фундамента. Водовмещающие породы представлены преимущественно мелкотонкозернистыми каолинизированными песками. Наличие в составе водовмещающих пород каолина (35-40 %) обусловило очень низкую их водоотдачу. Суммарная мощность песков колеблется от 0 до 63 м, максимальная мощность (43-63 м) отмечена в районе реки Омутная в восточной части изучаемой площади. Глубина залегания пьезометрической поверхности подземных вод в зависимости от рельефа изменяется от 1-5 м на участках, прилегающих к долинам рек, до 10-33,9 м на водоразделах.

Воды повсеместно напорные. Величины напоров изменяются от первых метров в долинах рек до 45 м на водоразделах. Водообильность отложений незначительная. Дебиты поисково-разведочных скважин Междуречной партии (Карлсон и др., 1984), пройденных в восточной части междуречья, составляют 0,03-0,71 л/с при понижениях уровня на 13,4-9,14 м, удельные дебиты 0,002-0,08 л/с. В северо-западной части изучаемой площади добыты скважин Туганской партии изменяются от 0,002 до 15,6 л/с при понижениях уровня на 20,2 и 22,1 м.

Питание подземных вод осуществляется, главным образом в пределах площади распространения водоносного горизонта за счет инфильтрации атмосферных осадков и перетекания вод из палеозойских отложений, а разгрузка – в речные долины и другие эрозионные понижения.

Водоупорный горизонт коры выветривания пород палеозойского фундамента распространен практически повсеместно в пределах Томь-Яйского междуречья, за исключением отдельных участков в долинах рек или на водоразделах. Каолиновые глины или глинистый структурный элювий, часто с примесью щебня материнских пород, являются относительным региональным водоупором, отделяющим водоносный комплекс рыхлой

толщи осадочного чехла от трещинных вод палеозойского возраста и затрудняющим инфильтрацию атмосферных осадков. Через участки с размытой корой выветривания идет питание подземных вод или, наоборот, их разгрузка.

Мощность глинистой коры выветривания варьирует в очень широких пределах: от первых метров до 58 м, составляя в среднем 15-25 м. Объясняется это различным литологическим составом коренных пород, в разной степени поддающихся выветриванию, а также проявившимися в изучаемом районе тектоническими движениями, приведшими к накоплению или размыву продуктов выветривания.

Подземные воды всех перечисленных водоносных отложений верхнего гидрогеологического этажа характеризуются близким химическим составом: это преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, кальциево-магниевого, магниево-кальциевые пресные воды с минерализацией от 0,1 до 0,5 г/л; от умеренно жестких до жестких. Для них характерно повышенное содержание железа общего (до 10,0 мг/л), марганца (до 3,0 мг/л), низкое – фтора (от 0 до 1,0 мг/л).

Таким образом, порово-пластовые воды верхнего гидрогеологического этажа имеют на территории исследований ограниченное распространение, низкую водообильность пород и практически не представляют интереса для централизованного водоснабжения, за исключением северо-западной части территории. Кроме того, воды слабоводоносного локально-водоносного четвертичного комплекса подвержены загрязнению с поверхности и неблагоприятны для использования и с экологической точки зрения.

Трещинные воды нижнего палеозойского водоносного этажа

Нижний водоносный этаж сложен палеозойскими отложениями, интенсивно дислоцированными, метаморфизованными, прорезанными системой даек. В нем развиты подземные воды, среди которых можно выделить трещинно-карстовые, связанные с разрушенной кровлей пород

фундамента, и трещинно-жильные воды разрывных нарушений (Плевако, 2002). Важное значение в условиях питания, циркуляции и разгрузки подземных вод второго структурного этажа принадлежит коре выветривания палеозойских пород, имеющих покровный характер распространения.

Водоносная зона верхнедевонских – ниже-среднетриасовых отложений распространена в пределах Томского тектонического блока (за исключением его восточной части, сложенной отложениями пачинской свиты) и представлена осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями верхнего девона и ниже-среднего карбона. В составе верхнедевонских пород выделяются песчаники и глинистые сланцы юргинской свиты (D_3jur), тяготеющие к востоку исследуемой территории. Ее центральная и северо-западная часть представлена глинистыми сланцами с прослоями алевролитов, песчаников, известняков нерасчлененных отложений саламатовской и ярской толщи ($D_3sl - C_1jar$). К западу тяготеют глинистые сланцы с редкими прослоями алевролитов и песчаников лагерносадской толщи (C_1lg) и песчаники и алевролиты с подчиненными прослоями глинистых сланцев басандайской свиты ($C_{1-2}bs$). Нижнекарбоновые отложения секутся дайками основного состава триасового возраста ($\mu-\epsilon v T_{1-2}i$), представленные долеритами, монцонитами и монцодиоритами.

Подземные воды приурочены, главным образом, к верхней части палеозойского фундамента, подвергнутой процессам экзогенной трещиноватости. Мощность трещиноватой зоны изменяется от первых метров до 107,6-111,0 м. Средняя величина ее по результатам скважинной резистивиметрии составляет 50,0 м по скважинам Наумовской партии (Скогорева, 1995).

Пьезометрическая поверхность подземных вод залегает на глубинах от первых метров до 40,55 м в пределах высоких водоразделов правых притоков р. Томи; в долинах этих притоков уровни близки к дневной поверхности и даже выше ее на 0,2 м (скв. 552мх) – 2,43 (скв. 62кл). Общее

направление потока подземных вод направлено к долине р. Томи. Притоки р. Томи дренируют воды палеозойских отложений, что обуславливает местное направление движения потока от водоразделов к долинам рек и снижает пьезометрическую поверхность в них. Характер пьезометрической поверхности вод характеризуемой зоны в общих чертах в сглаженном виде повторяет рельеф дневной поверхности, что свидетельствует о местном инфильтрационном питании подземных вод.

Величина напора над кровлей обводненных отложений изменяется от 145 м и более в зоне погружения фундамента до 50-70 м в пределах высоких водоразделов и уменьшается до нуля в местах выхода палеозойских образований на дневную поверхность в долинах рек.

Обводненными являются практически все литологические разности пород, но в разной степени. Характерной особенностью для трещинных типов коллекторов является значительно большая обводненность пород в долинах рек и депрессиях рельефа по сравнению с водоразделами. На водоразделах интенсивность экзогенной трещиноватости и, следовательно, степень раскрытия трещин с глубиной уменьшаются. За счет выноса из перекрывающей толщи глинистых частиц при нисходящей фильтрации происходит частичная кольтматация трещин, что приводит к значительному уменьшению обводненности пород. В пределах речных долин и депрессий рельефа, напротив, происходит раскольтматация трещин от продуктов выветривания вследствие восходящей фильтрации. Это способствует выносу продуктов выветривания и формированию зон промытости пород с высокими коллекторскими свойствами.

В целом, водообильность отложений водоносной зоны крайне неравномерна. На водоразделах удельные дебиты скважин изменяются от 0,006 л/с (скв. 59н) до 0,4 л/с, в долинах рек – от 0,01 л/с (скв. 122 кл) до 3,83 л/с. Максимальные удельные дебиты были получены в долинах рек Ушайка – Мал.Ушайка и составили 2,59 л/с – 3,83 л/с.

Воды характеризуемой зоны по химическому составу гидрокарбонатные кальциевые, магниевые-кальциевые, кальциевые-магниево-натриево-кальциевые ультрапресные и пресные, с минерализацией 0,09-0,74 г/л, от мягких до очень жестких. Повсеместно в них отмечается повышенное содержание железа – до 36,0 мг/л, марганца – до 7,0 мг/л, низкое – фтора.

Слабоводоносная зона средне - верхнедевонских отложений распространена в пределах Тайгинско-Омутнинского, Урбейского и крайней восточной части Томского тектонических блоков Колывань-Томской складчатой зоны (рис. 3.2). Представлена лавами и туфами базальтов, песчаниками, алевроитами, с прослоями глинистых сланцев и линзами известняков митрофановской свиты (D_2mt), глинистыми сланцами и филлитами пачинской свиты ($D_3pч$), а также песчаниками и глинистыми сланцами юргинской свиты (D_3jur).

Глубина залегания кровли водоносных отложений увеличивается в сторону водоразделов, изменяясь от 12 м в долинах рек до 70 и более метров на водоразделах, и в северном направлении, в сторону погружения пород фундамента.

Статические уровни в долинах рек близки к дневной поверхности, иногда чуть выше ее плюс 0,02 м. На водоразделах они понижаются до 37,94 м (скв.116в). Воды слабонапорные и напорные, величины напоров изменяются от первых метров в долинах рек до 50-60 м на водоразделах и увеличиваются по мере погружения палеозойского фундамента до 140 и более метров.

Водовмещающие породы характеризуются низкой водообильностью. В большинстве скважин величины удельных дебитов составляют сотые доли литра в секунду: 0,011 л/с – 0,045 л/с. Минимальные удельные дебиты были получены в скважине 10т-я (0,005 л/с), максимальные – в скважине 117кл (0,13 л/с).

Воды характеризуемой зоны по составу гидрокарбонатные кальциево-магниевые, магниевые-кальциевые, реже кальциево-натриевые, ультрапресные и пресные с минерализацией 0,13-0,52 г/л, мягкие и жесткие. В них отмечается повышенное содержание железа общего (до 10,5 мг/л) и марганца (до 6,0 мг/л), низкое – фтора.

Трещинные воды складчатого фундамента обладают значительными естественными ресурсами, эксплуатируются многочисленными водозаборами и являются основным источником централизованного водоснабжения.

4.2. Условия циркуляции, питания и разгрузки подземных вод.

Подземный сток в реки

Рыхлые отложения мезозоя-кайнозоя, представленные большей частью суглинистыми и глинистыми образованиями, широкое распространение коры выветривания палеозойских пород, представленной каолинит-гидрослюдистыми глинами, имеют исключительно важную роль для гидрогеологических условий изучаемой территории. Это, во-первых, ограничивает инфильтрацию атмосферных осадков на территории, затрудняет разгрузку подземных вод в местную гидросеть, создает напор, способствует региональному подземному стоку (Ваганов, 1973).

Условия для инфлуации поверхностных вод имеются на западном склоне Томь-Яйского междуречья, где палеозойские отложения прорезаются поверхностными водотоками; условия для инфильтрации атмосферных осадков возможны в северо-восточной части листа. Но эти местные источники восполнения подземных имеют локальный характер. Палеозойский водоносный этаж имеет удаленную область питания, расположенную за южной границей изучаемой территории (район Салаира, Кузнецкого Алатау), где имеются наиболее благоприятные условия для инфильтрации атмосферных осадков и инфлуации поверхностных вод.

Питание подземных вод рыхлых отложений возможно напорными водами палеозойских образований через литологические «окна» в коре выветривания. Циркуляция подземных вод палеозойских образований происходит в зоне трещиноватости, проявляющейся в виде сплошной полосы в палеозойских породах и имеющую различную мощность, иногда до 100 м, и по зонам разломов, уходящих на значительно большую глубину.

Эти зоны взаимосвязаны и являются областью циркуляции и транзита подземных вод территории Томь-Яйского междуречья.

Основная роль в формировании ресурсов и запасов подземных вод и их циркуляции принадлежит зонам региональных разломов и в некоторых случаях «карманам» выветривания палеозойских пород (район Томского надвига). Общее направление стока ориентировано к долинам крупных рек и их притокам (рр. Ушайка, Басандайка, Тугояковка), где происходит разгрузка подземных вод. Естественно, что реки района перехватывают не весь подземный сток палеозойского горизонта, а какую-то его часть, количественно меняющуюся в пределах территории.

В целом же разгрузка подземных вод осуществляется в области погружения палеозойских образований под мощные рыхлые мезо-кайнозойские отложения Западно-Сибирской низменности.

Величины подземного стока рек определены путем расчленения гидрографа речного стока на примере р. Киргизка (рис. 4.2), расчлененного с выделением составляющей суммарного подземного стока, а также стока глубоких водоносных горизонтов (Плевако, 2002). Как видно, во все сезоны года реки имеют нисходящее грунтовое питание. Режим уровней грунтовых вод на территории Томь-Яйского междуречья аналогичен режиму уровней поверхностных вод, причем всегда наблюдается смещение фаз хода уровней подземных вод и поверхностных. Пик уровней подземных вод несколько запаздывает по сравнению с поверхностными водами и обычно наблюдается в конце половодья на реках. Амплитуда колебания величин подземного стока глубоких горизонтов значительно меньше, чем суммарного подземного

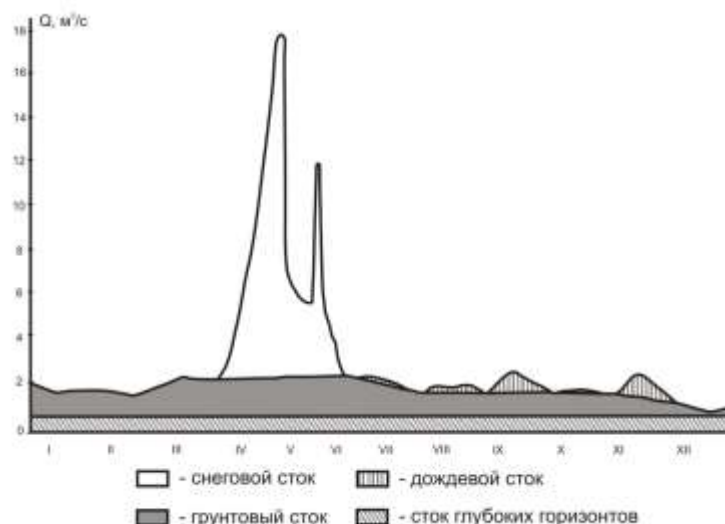


Рис. 4.2. График ежедневных расходов р. Киргизка – д. Кузовлево, 1997 г. с выделенными генетическими составляющими стока

стока. Величина подземного стока глубоких водоносных горизонтов плавно меняется в течение года и не имеет четкой связи с условиями формирования поверхностного стока.

По расчетным значениям модулей подземного стока глубоких водоносных горизонтов (трещиноватой зоны палеозойского фундамента) прослеживается ряд закономерностей (Плевако, 2002), а именно:

- достаточно резкое увеличение подземного стока на участках верхних течений правых притоков р. Томи (прр. Киргизка, Ушайка, Басандайка, Тугояковка) по направлению от истоков к главной реке;
- относительно стабильный подземный сток в среднем и нижнем течении правых притоков р. Томи;
- плавное и незначительное, по сравнению с притоками р. Томи, увеличение подземного стока левых притоков р. Яи в направлении от истоков к главной реке.

На фоне указанных закономерностей проявляются и особенности, присущие некоторым малым рекам. Наиболее существенной из них является значительное увеличение подземного стока в направлении движения вод притоков прр. Тугояковка и Басандайка с образованием четко выраженного водораздела с минимальными значениями подземного стока. Этот факт

объясняется более изрезанным, по сравнению с другими участками Томь-Яйского междуречья, рельефом.

Несмотря на то, что поступление влаги из атмосферы на поверхность Томь-Яйского междуречья одинаково для всей его площади (Ресурсы поверхностных..., 1972), наибольшее подземное питание получают реки западного склона. Объясняется это неглубоким залеганием палеозойских пород, которые иногда в долинах рек выходят на дневную поверхность, а также отсутствием на отдельных участках перекрывающих глинистых отложений (литологических «окон»), через которые идет разгрузка подземных вод в реки. Максимум наблюдается на р. Тугояковка в районе с Вершинино (модуль подземного стока для маловодного года 95% обеспеченности составляет $1,1 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$ и $> 1,2 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$ – для среднего по водности года 50% обеспеченности). В нижнем течении р. Ушайка у д. Заварзино модули подземного стока составляют: $\mu_{95} = 0,4 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$ и $\mu_{50} = 0,8 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$. В среднем и нижнем течении р. Басандайка в районе дд. Петухово и Басандайка $\mu_{95} > 0,6 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$ и $\mu_{50} > 0,8 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$. Река Киргизка в районе д. Кузовлево имеет $\mu_{95} > 0,5 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$ и $\mu_{50} > 0,9 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$ (Плевако, 2002).

Левые притоки р. Яя получают слабое подземное питание в связи с более глубоким залеганием зоны трещиноватости, что подтверждается частыми случаями перемерзания этих рек в верховьях. Юго-восточная часть междуречья характеризуется низким модулем подземного стока трещинных вод палеозойского фундамента. Здесь на реках Багайдак, Омутная, Щербак – $\mu_{95} < 0,1 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$ и $\mu_{50} 0,1 - 0,2 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$. К северу они немного увеличиваются (Плевако, 2002).

ГЛАВА 5. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПРИРОДНЫХ ВОД РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

5.1. Химический состав подземных вод

Как уже было описано ранее (в разделе 4.1) специфической особенностью структуры Колывань-Томской складчатой зоны является ее двухъярусное строение: верхний ярус рыхлых мезо-кайнозойских отложений вмещает в себя порово-пластовые воды, нижний ярус древнего фундамента палеозоя – трещинные воды зоны выветривания и тектонических нарушений. Кроме того, спецификой наших исследований является еще и то, что мы, по существу, имеем дело с самой верхней гидродинамической зоной – зоной активного водообмена, со значительными скоростями движения подземных вод, что, как будет показано далее, сказывается на их химическом составе. Более глубокие зоны в регионе находят отражение в отдельных структурах и местах разгрузки подземных вод, связанных, вероятно, с зонами разрывных нарушений.

Фактические данные, полученные в разные годы в ходе полевых работ на территории района, позволили собрать обширный материал по распределению в водах химических элементов. Эти данные отражены в таблице 5.1, где представлен разброс значений компонентов химического состава подземных вод (ионно-солевых компонентов, биогенных веществ и микроэлементов), а также в таблицах 5.2 и 5.3, где представлена характеристика химического состава некоторых проб подземных вод рыхлых отложений и коренных пород от минимальных значений общей минерализации до максимальных величин.

Необходимо также отметить, что установленные средние содержания отдельных компонентов в подземных водах, приведенные в таблице 5.1, преимущественно характеризуют их естественное природное состояние, отвечают фоновому уровню и могут расцениваться как свойственные

экологически чистым районам при исследовании метаморфизации вод под воздействием антропогенных нагрузок.

Табл. 5.1. Химический состав подземных вод

Компонент раствора	Единицы измерения	Подземные воды рыхлых отложений			Подземные воды коренных пород		
		Минимум	Среднее	Максимум	Минимум	Среднее	Максимум
pH		6,0	7,4	8,2	6,9	7,6	8,2
Жесткость	мг-экв/л	0,9	5,9	14,6	4,0	6,1	9,7
CO ₂	мг/л	1,5	12,7	116	1,5	18,5	127
HCO ₃ ⁻	«»	49	375	680	265	385	565
SO ₄ ²⁻	«»	1,0	5,8	80	1,0	6,3	53
Cl ⁻	«»	0,5	5,0	78	1,4	6,6	121
Ca ²⁺	«»	16	93	210	54	97	166
Mg ²⁺	«»	0,5	14,2	63	0,5	15,6	52
Na ⁺	«»	1,4	11	55	5,0	12	46
K ⁺	«»	0,23	1,6	22	0,2	1,7	18,5
NO ₂ ⁻	«»	0,0015	0,05	1,2	0,0015	0,01	0,9
NO ₃ ⁻	«»	0,05	0,4	200	0,05	0,5	69
NH ₄ ⁺	«»	0,015	0,5	3,8	0,015	0,4	2,5
Si	«»	0,9	5,3	9,7	2,3	6,2	12
Fe общ	«»	0,09	0,5	37,2	0,15	0,7	8,4
Минерализация	«»	104	507	1229	354	527	784
F ⁻	мкг/л	90	230	1180	90	250	510
Br	«»	0,3	44	200	3,3	41	172
Ba	«»	2,5	44,6	175	7,2	56,0	210
Sr	«»	9,0	378	1597	9,0	430	1447
Li	«»	2,4	13,4	45	5,0	13,3	38
Al	«»	5,0	85	2650	5,0	203	500
Ti	«»	0,3	1,5	81	0,3	2,5	70
V	«»	0,3	0,7	10	0,3	1,1	20
Cr	«»	0,9	5,4	76	0,2	5,3	40
Co	«»	0,01	0,4	5,9	0,1	0,5	3,4
Ni	«»	0,3	1,9	23,5	0,3	2,8	100
Cu	«»	0,05	0,8	138	0,05	1,3	5,8
Zn	«»	0,6	12,0	2830	0,1	12,1	900
Cd	«»	0,05	0,15	12	0,05	0,1	15
Pb	«»	0,05	1,4	26	0,05	1,8	25
As	«»	2,0	5,1	70,5	2,0	4,8	26,4
Ag	«»	0,03	0,24	3,5	0,03	0,3	5,0
Au	«»	0,001	0,01	0,3	0,001	0,01	0,2
Sb	«»	0,01	0,12	3,1	0,01	0,1	6,5
Hg	«»	0,005	0,05	4,5	0,005	0,05	2,9
Кол-во анализов		601			138		

Табл. 5.2. Макрокомпонентный состав некоторых проб подземных вод

№ т.н.	Объект	pH	Жоб, мг-эк/л	CO ₂	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Fe ^{об}	Si	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻	NH ₄ ⁺	Мин.	Тип вод
				мг/л														
Подземные воды рыхлых отложений																		
920	Родник (р. М.Ушайка)	6,4	0,9	3,5	49	1,0	24,9	16	1,2	3,6	4,5	-	3,4	0,005	0,05	3,8	104	HCO ₃ Cl / Ca
919	Родник (р. М.Ушайка)	6,3	1,7	17,6	98	16,0	1,4	20	8,5	8,8	3,7	1,8	2,9	0,005	0,05	0,3	158	HCO ₃ / Ca_Mg
1166	Родник (р. Якунина)	6,8	2,4	-	159	2,0	3,0	28	12,2	8,5	1,0	0,3	7,6	0,001	1,0	0,05	215	HCO ₃ / Ca_Mg
929	Родник (р. Топтоножка)	7,6	3,6	7,0	268	1,0	3,6	50	13,4	10,0	1,5	0,6	3,4	0,005	0,05	1,0	349	HCO ₃ / Ca_Mg
760	Скважина (р. М.Ушайка)	7,0	3,6	49,3	293	1,0	3,9	38	20,7	18,0	1,0	6,5	6,6	0,005	0,05	0,05	382	HCO ₃ / Ca_Mg
1555	Колодец (р. Каменка)	6,8	4,5	28,2	296	10,0	7,1	84	3,7	7,0	3,0	0,5	7,4	0,03	0,05	0,2	412	HCO ₃ / Ca
1757	Родник (р. Щербак)	7,6	4,5	10,6	314	3,4	2,8	86	2,4	11,5	2,2	0,5	7,9	0,01	0,5	0,3	424	HCO ₃ / Ca
1809	Родник (р. Киргизка)	7,6	4,9	17,6	324	8,0	4,3	98	0,5	8,5	1,3	0,15	4,6	0,03	0,5	0,2	445	HCO ₃ / Ca
1275	Родник (р. Черемуховая)	7,8	5,7	14,1	378	1,5	3,6	92	13,4	10,5	0,9	0,5	4,5	0,001	0,7	0,07	501	HCO ₃ / Ca
1634	Родник (р. Щербак)	7,6	6,1	17,6	390	11,3	2,8	106	9,8	9,0	1,7	0,3	5,8	0,014	0,2	0,3	532	HCO ₃ / Ca
875	Колодец (п. Мирный)	6,8	6,9	31,7	390	12,0	12,8	94	26,8	10,0	1,5	1,5	-	0,9	6,5	0,8	557	HCO ₃ / Ca_Mg
1098	Колодец (д. Писарево)	6,9	7,1	52,8	442	24,0	13,5	126	9,7	13,5	1,5	0,4	6,8	0,001	1,9	0,5	633	HCO ₃ / Ca
1560	Колодец (п. Заречный)	6,8	7,1	31,7	478	12,3	2,8	128	8,5	15,0	0,8	0,9	9,7	0,02	0,6	0,3	647	HCO ₃ / Ca
1285	Колодец (д. Басандайка)	6,8	7,7	42,2	446	46,0	17,0	120	20,7	12,0	1,3	0,6	7,5	0,001	0,1	0,04	664	HCO ₃ / Ca
259 Д	Скважина (д. Мал.Протопопово)	7,1	12,1	52,8	680	2,6	64	190	31	16,7	10,3	37,2	5,5	0,02	0,1	2,1	994	HCO ₃ / Ca
958	Колодец (д. Родионово)	6,6	14,6	52,8	561	80	78	210	49	38,4	10	0,3	-	0,6	200	1,5	1229	HCO ₃ / Ca
Подземные воды коренных пород																		
1229	Родник (р. Тарганак)	7,0	4,0	1,5	265	2,5	2,0	58	13,4	12,0	0,5	0,4	6,4	-	-	0,1	354	HCO ₃ / Ca
1301	Родник (р. Тугояковка)	7,2	5,0	-	317	2,5	1,9	76	14,6	6,5	0,5	-	7,7	0,01	7,9	0,08	427	HCO ₃ / Ca
1736	Родник (р. Киргизка)	7,8	5,2	10,6	342	6,6	2,8	88	9,8	9,0	1,3	0,15	5,1	0,02	0,8	0,3	460	HCO ₃ / Ca
1752	Родник (р. Щербак)	7,6	5,6	7,0	358	6,6	2,8	92	12,2	11,0	0,6	0,15	7,4	0,01	0,5	0,3	484	HCO ₃ / Ca
1431	Родник (р. Ломовая)	7,8	5,8	24,6	378	3,6	4,3	94	13,4	9,2	1,4	0,3	4,0	0,01	0,5	0,08	505	HCO ₃ / Ca
1518	Родник (р. Басандайка)	7,2	6,2	56,3	403	7,5	4,3	96	17,1	10,7	0,8	0,2	8,3	0,01	0,8	0,015	540	HCO ₃ / Ca
959	Скважина (д. Родионово)	7,2	6,2	28,2	406	6,0	4,3	94	18,3	9,2	2,3	5,6	-	0,005	0,05	0,8	546	HCO ₃ / Ca
1277	Родник (р. Басандайка)	7,0	6,3	77,4	422	13,7	1,4	84	25,6	15,0	0,7	0,3	3,3	0,001	0,4	0,6	564	HCO ₃ / Ca_Mg
1498	Родник (р. Каменка)	7,6	6,6	1,5	418	8,6	7,1	124	4,9	8,5	1,7	0,5	5,4	0,014	0,3	0,3	574	HCO ₃ / Ca
707	Колодец (р. Б.Киргизка)	7,6	8,3	1,5	439	6,0	29,8	166	0,5	7,2	1,9	4,0	3,8	0,005	1,0	0,7	656	HCO ₃ / Ca
1462	Скважина (п. Смена)	7,4	7,6	24,6	516	2,0	2,8	134	11,0	13,0	0,7	1,0	-	-	-	-	681	HCO ₃ / Ca
711	Скважина (п. Рассвет)	7,6	8,0	35,2	510	1,0	4,3	126	20,7	16,4	1,8	2,5	9,4	0,005	0,05	0,6	683	HCO ₃ / Ca
820	Скважина (р. Топкая)	7,9	8,2	31,7	525	1,0	5,0	130	20,7	16,0	1,8	2,0	7,3	0,005	0,05	0,7	702	HCO ₃ / Ca
673	Родник (р. Еловка)	7,8	8,9	35,2	565	1,0	5,0	140	23,2	11,6	1,5	6,0	6,1	0,005	0,05	0,9	754	HCO ₃ / Ca
808	Скважина (р. Б.Киргизка)	8,0	9,7	24,6	524	1,0	64,6	150	26,8	12,0	1,5	3,0	6,0	0,005	0,05	0,6	784	HCO ₃ / Ca

Табл. 5.3. Микрокомпонентный состав некоторых проб подземных вод, мкг/л

№ т.п.	Объект	F	Br	Al	Ba	Sr	Li	Zn	Cd	Pb	Cu	Hg	Sb	As	Ni	Cr	Co	Ti	V
Подземные воды рыхлых отложений																			
920	Родник (р. М.Ушайка)	90	-	-	-	-	13	5,0	0,2	2,0	5,7	0,08	-	-	-	-	-	-	-
919	Родник (р.М.Ушайка)	90	44	-	33	9	12	13	0,4	2,4	0,5	0,01	0,3	2,0	2,0	4,3	0,7	20,0	3,0
1166	Родник (р.Якунина)	340	21	160	137	972	17	4,0	0,1	0,2	1,0	0,08	0,01	5,9	1,7	8,2	0,2	0,3	0,3
929	Родник (р.Топтоножка)	220	68	-	16	9	15	1,0	0,14	1,0	0,1	0,48	0,2	4,3	1,2	1,5	0,2	0,3	0,3
760	Скважина (р.М.Ушайка)	190	45	-	6	9	20	2,0	0,3	1,5	0,5	0,07	0,1	2,0	1,0	2,1	0,15	1,0	0,3
1555	Колодец (р.Каменка)	161	47	122	32	170	9	69	0,1	0,3	1,8	0,005	0,1	5,2	0,7	3,0	0,15	7,4	0,3
1757	Родник (р.Щербак)	158	26	5	14	276	11	45	0,13	0,7	3,0	0,005	0,2	2,0	0,7	7,7	0,3	0,3	0,3
1809	Родник (р.Киргизка)	190	30	67,5	26	198	12	43	0,05	0,6	3,3	0,005	0,2	2,0	1,4	9,8	0,3	0,3	0,3
1275	Родник (р.Черемуховая)	270	34	301	40	520	13	1,2	0,05	0,05	0,05	0,005	0,1	9,0	1,3	7,3	0,3	0,3	0,3
1634	Родник (р.Щербак)	190	62	13,5	46	313	14	24	0,05	0,6	2,0	0,005	0,01	5,0	1,4	5,0	0,4	14,3	1,4
875	Колодец (п.Мирный)	-	29	-	26	9	12	20	1,6	1,7	1,1	0,37	0,07	4,2	1,2	1,9	0,4	1,8	0,3
1098	Колодец (д.Писарево)	160	30	70	87	470	18	58	0,13	1,1	2,0	0,005	0,16	2,0	1,6	4,6	0,3	0,3	0,3
1560	Колодец (п.Заречный)	190	85	5	75	590	16	10	0,1	0,3	1,0	0,005	0,1	2,0	0,3	3,7	0,3	8,2	0,3
1285	Колодец (д.Басандайка)	190	70	-	110	680	18	45	0,05	0,1	0,05	0,06	0,5	2,0	1,0	1,4	0,6	0,3	0,3
259 Д	Скважина (д. Мал.Протопопово)	430	200	-	-	-	-	13	0,2	11	7,1	0,1	-	-	-	-	-	-	-
958	Колодец (д. Родионово)	-	22	-	42	9	34	14,3	0,3	1,7	1,5	0,9	0,07	2,0	0,3	2,1	0,32	0,3	0,3
Подземные воды коренных пород																			
1229	Родник (р.Тарганак)	300	19	320	98	1243	14	1,0	0,1	0,1	1,3	0,03	0,01	3,4	1,1	13,2	0,2	3,2	1,5
1301	Родник (р.Тугояковка)	380	51	136	119	1159	15	63	0,1	2,6	4,0	0,04	2,7	2,0	1,0	26,0	0,4	0,3	7,0
1736	Родник (р.Киргизка)	200	36	-	19	250	11	14	0,1	1,1	1,5	0,005	0,14	2,0	1,3	10,0	0,4	9,2	0,3
1752	Родник (р.Щербак)	200	30	284	10	271	11	15	0,05	0,8	1,0	0,14	0,1	6,4	1,8	5,9	0,4	18,4	2,8
1431	Родник (р.Ломовая)	170	42	177	70	510	10	7,0	0,05	0,05	0,05	0,07	0,01	2,0	2,3	8,1	0,2	5,8	0,3
1518	Родник (р.Басандайка)	240	35	70	50	700	19	57	0,13	0,2	1,7	0,06	0,01	2,0	0,3	4,5	0,2	0,3	0,3
959	Скважина (д.Родионово)	-	12	-	31	9	10	30	0,4	3,8	4,6	0,29	0,07	7,0	2,0	1,8	0,2	0,3	0,3
1277	Родник (р.Басандайка)	240	50	89	68	770	24	1,2	0,05	0,05	0,05	0,06	0,1	2,0	0,3	3,1	0,3	0,3	0,3
1498	Родник (р.Каменка)	190	96	310	38	420	18	36	0,1	1,8	2,0	0,005	0,07	2,0	0,3	3,5	0,1	0,3	0,3
707	Колодец (р.Б.Киргизка)	90	83	-	10	9	18	3,5	0,15	4,8	0,4	0,06	0,3	2,0	2,0	2,4	0,3	10,0	2,0
1462	Скважина (п.Смена)	260	39	-	80	800	18	7,0	0,05	0,2	1,0	0,04	0,5	9,7	1,4	3,3	0,5	0,3	0,3
711	Скважина (п.Рассвет)	290	73	-	13	9	14	0,5	0,06	1,0	0,1	0,005	1,0	2,0	1,0	3,0	0,3	1,0	0,3
820	Скважина (р.Топкая)	190	52	-	13	9	15	1,0	0,4	1,4	0,2	0,01	0,2	2,0	2,0	1,7	0,3	0,3	0,3
673	Родник (р.Еловка)	190	47	-	22	9	14	3,2	0,1	1,3	0,5	0,03	0,4	10,0	1,0	2,8	0,5	2,0	0,3
808	Скважина (р.Б.Киргизка)	90	57	-	15	9	27	7,9	0,4	4,6	2,0	0,04	0,4	2,0	2,0	1,6	0,2	0,3	0,3

Для определения фоновых содержаний компонентов химического состава вод применялся аппарат математической статистики: были рассчитаны основные параметры распределения – среднее арифметическое (геометрическое), дисперсия выборки, медиана, мода, максимальное и минимальное значения, выборочный коэффициент эксцесса и выборочный коэффициент асимметрии. За фоновые принимались средние значения с учетом закона распределения. Было установлено, что распределение химических элементов большинства выборок подчиняется логнормальному закону распределения, реже – нормальному. В качестве условия применимости нормального и логнормального законов распределения были использованы следующие неравенства (Беус, Григорян, 1975; Беус и др., 1976):

$$\frac{A}{\sqrt{6/N}} \leq 3 \quad \text{и} \quad \frac{E}{2\sqrt{6/N}} \leq 3 \quad (5.1),$$

где A – выборочный коэффициент асимметрии, E – выборочный коэффициент эксцесса, N – количество элементов выборки.

Описанный способ позволяет довольно быстро и точно оценить фоновые содержания для большого массива данных.

Как показал анализ полученных данных, представленных в таблицах 5.1, 5.2, подземные воды рыхлых отложений по величине общей минерализации являются пресными при среднем значении 507 мг/л (с пределами от 104 до 1229 мг/л), нейтральными при средней величине рН – 7,4 (от 6,0 до 8,2), от очень мягких до очень жестких (общая жесткость изменяется от 0,9 до 14,6 мг-экв/л) (Колубаева¹, 2008, 2014; Колубаева, 2014). Если принять во внимание химические компоненты, содержание которых превышает 25 мг-экв % (в соответствии с классификацией С.А. Щукарева – Н.Н. Славянова), то порядка 86 % вод от общего количества анализов оказываются по анионно-катионному составу гидрокарбонатными кальциевыми, около 13 % приходится на гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды и лишь в нескольких пробах отмечены воды с

преобладающей в катионном составе ролью магния (гидрокарбонатные магниевые-кальциевые), в единичных случаях встречаются гидрокарбонатно-хлоридные кальциевые воды и гидрокарбонатные кальциевые-натриевые. Содержание Ca^{2+} меняется от 28 до 92 экв%, содержание HCO_3^- варьирует от 53 до 99 экв% и Mg^{2+} – от 0,6 до 60 экв%. Средняя концентрация SO_4^{2-} составляет 5,8 мг/л (изменяясь от 1 до 80 мг/л). Содержание Cl^- отмечено во всех опробованных точках и колеблется в достаточно широком диапазоне: от 0,5 до 78 мг/л при среднем значении 5,0 мг/л. Для Na^+ характерно невысокое среднее значение, равное 11 мг/л (с пределами от 1,4 до 55 мг/л).

В подземных водах коренных пород (табл. 5.1, 5.2.) значения общей минерализации варьируют от 354 до 784 мг/л при среднем 527 мг/л. Эти воды характеризуются слабощелочной реакцией среды (среднее 7,6) с пределами от 6,9 до 8,2. Общая жесткость изменяется от 4,0 до 9,7 мг-экв/л (от умеренно жестких до очень жестких). По химическому составу – это также воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые (79 % от общего количества анализов) и порядка 18 % составляют воды гидрокарбонатного кальциево-магниевого состава, в единичных пробах встречаются гидрокарбонатные магниевые-кальциевые и гидрокарбонатно-хлоридные кальциевые воды. Содержание преобладающего в катионном составе Ca^{2+} меняется от 35 до 94 экв%, содержание HCO_3^- варьирует от 52 до 99 экв% и Mg^{2+} – от 0,5 до 53 экв%. Средняя концентрация SO_4^{2-} в этих водах составляет 6,3 мг/л (с пределами от 1 до 53 мг/л). Содержание Cl^- изменяется от 1,4 до 121 мг/л при среднем значении 6,6 мг/л, средняя концентрация Na^+ составляет 12 мг/л (изменяясь от 5,0 до 46 мг/л).

Что касается азотистых соединений, то можно сказать, что в водах верхнего мезо-кайнозойского этажа содержания NO_2^- варьируют практически от полного отсутствия 0,0015 до 1,2 при среднем 0,05 мг/л; NO_3^- – от 0,05 до 200 при среднем 0,4 мг/л; NH_4^+ – от 0,015 до 3,8 мг/л (среднее 0,5). В водах нижнего палеозойского этажа NO_2^- отмечены в концентрациях от 0,0015 до 0,9 при среднем 0,01 мг/л; NO_3^- – от 0,05 до 69 мг/л (среднее 0,5); NH_4^+ – от

0,015 до 2,5 мг/л со средним значением 0,4 мг/л.

Содержания кремния изменяются в водах верхнего структурного этажа от 0,9 до 9,7 мг/л при средней концентрации 5,3 мг/л; в водах нижнего этажа – от 2,3 до 12 мг/л со средним значением 6,2 мг/л.

Подземные воды района исследований обогащены железом (табл. 5.1), концентрации которого варьируют в водах рыхлых отложений от 0,09 до 37,2 (единичный случай) при среднем 0,5 мг/л и от 0,15 до 8,4 при среднем 0,7 мг/л – в водах коренных пород. Дело в том, что в пределах исследуемой территории существуют благоприятные естественные условия для накопления в водах железа, марганца, органических веществ, аммония (Ермашова, 1998; Покровский, 2005; Камнева, 2012; Иванова, 2013)

Таким образом, можно сказать, что концентрации многих макрокомпонентов в водах палеозойских образований сопоставимы с концентрациями этих же веществ в водах мезо-кайнозойских отложений. Это, вероятно, связано с наличием в большинстве случаев гидравлической связи трещинных вод коры выветривания с водами зон тектонических нарушений и последних с водами верхнего структурного яруса. Все же, некой отличительной особенностью химического состава вод коренных пород от вод рыхлых отложений являются немного более высокие средние величины показателей макрокомпонентного состава и значений общей минерализации вод.

Как показывают данные проведенных исследований, основные солеобразующие компоненты в подземных водах, представленные гидрокарбонат-ионом и кальцием, связаны прямой корреляционной зависимостью между собой и общей минерализацией вод. Величина коэффициента корреляции (r) составляет соответственно 0,94 и 0,86 для вод рыхлых отложений и 0,92 и 0,82 – для вод коренных пород (Колубаева¹, 2015). Если к этому добавить, что все воды являются нейтральными или слабощелочными, пресными (как правило, до 1 г/л) по величине общей минерализации, формирующимися в условиях преобладания выпадающих

осадков над испарением, то становится очевидным, что мы здесь имеем дело с типичными подземными водами выщелачивания. Об этом же свидетельствуют невысокие средние содержания хлоридов, сульфатов и натрия (табл. 5.1). Все вышесказанное хорошо иллюстрируется диаграммами зависимостей содержаний главных ионов от значений общей минерализации (рис. 5.1, 5.2), на которых видно, что концентрации ионов SO_4^{2-} , Cl^- и Na^+ практически не увеличиваются с ростом солености вод, то есть все они имеют сугубо подчиненное значение в составе солей, за исключением нескольких точек. Дело в том, что на общем фоне формирующихся в этих условиях вод (табл. 5.1 и 5.2), выделяются и такие, в которых встречаются аномальные концентрации SO_4^{2-} , Cl^- и Na^+ . Как правило, в водах с высокими содержаниями перечисленных компонентов наблюдается одновременное присутствие в высоких концентрациях элементов группы азотистых соединений и некоторых микроэлементов. Как показывает анализ данных этих вод, минерализация в них растет за счет HCO_3^- и Ca^{2+} , большинстве случаев они имеют ту же формулу ионно-солевого состава, что и остальные (то есть являются гидрокарбонатными кальциевыми), и околонейтральную рН, а, значит, не несут в себе признаков начального этапа континентального засоления, природа их формирования иная. Принимая во внимание вышесказанное, можно сделать вывод, что здесь мы имеем дело не с природными условиями формирования, а с воздействием на формирование химического состава таких вод антропогенного фактора (Колубаева и др., 2010). Их мы выделяем в отдельную группу и относим к водам с трансформированным составом. Более подробно на изучении химического состава этих вод мы остановимся в главе 6 настоящей работы.

Что касается микрокомпонентного состава, то можно сказать, что подземные воды исследуемой территории характеризуются повышенными концентрациями некоторых микроэлементов, из которых наиболее часто встречающимися являются Hg, Cd и Ba (рис. 5.3, 5.4) (Копылова и др., 1995,

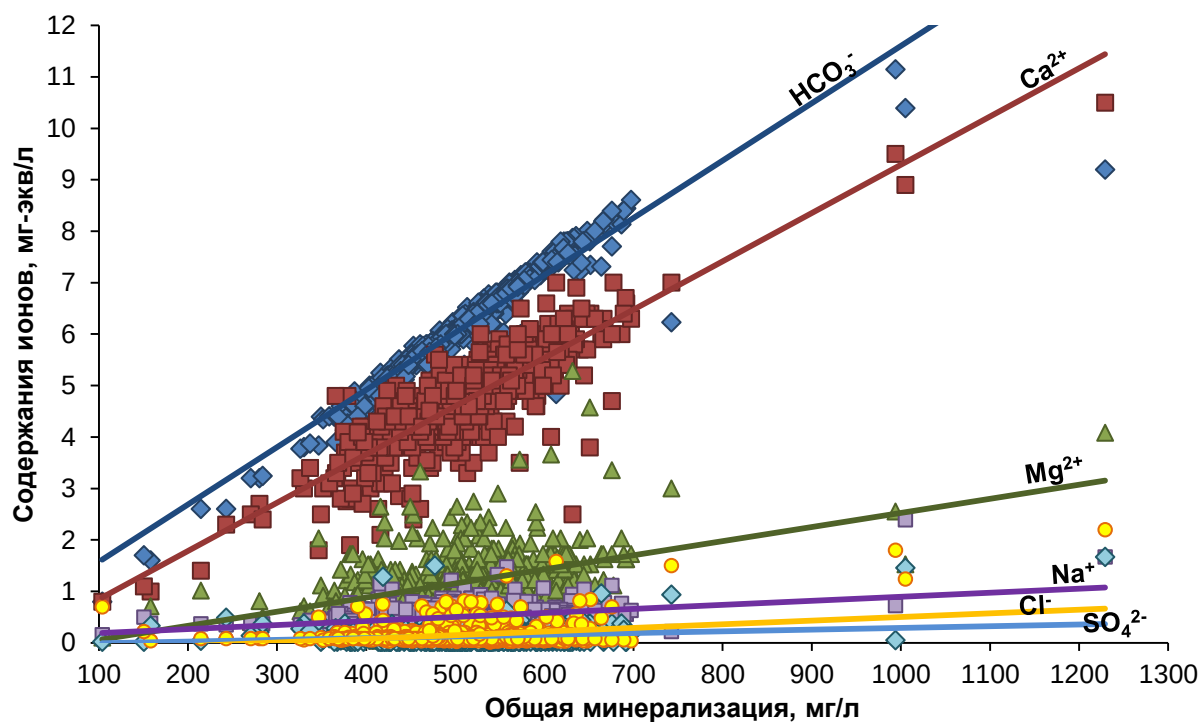


Рис. 5.1. Зависимость содержаний ионов HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , SO_4^{2-} и Cl^- от общей минерализации для подземных вод рыхлых отложений

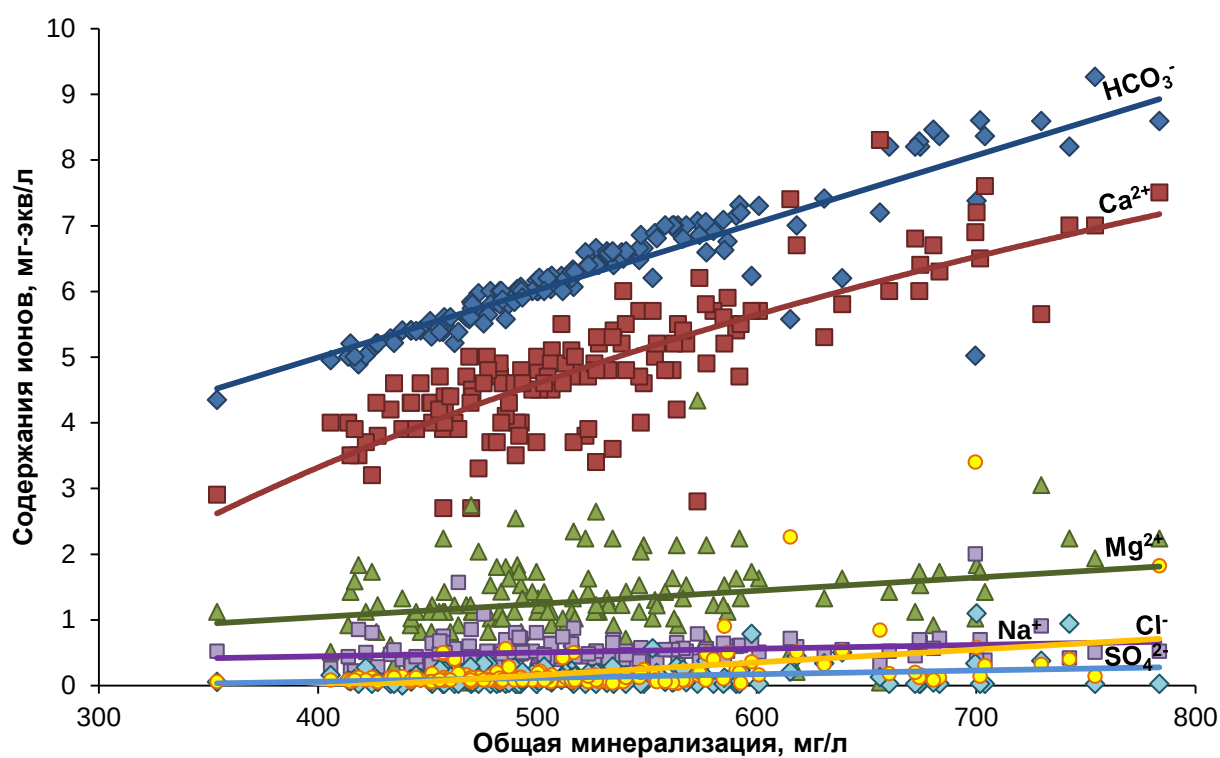


Рис. 5.2. Зависимость содержаний ионов HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , SO_4^{2-} и Cl^- от общей минерализации для подземных вод коренных пород

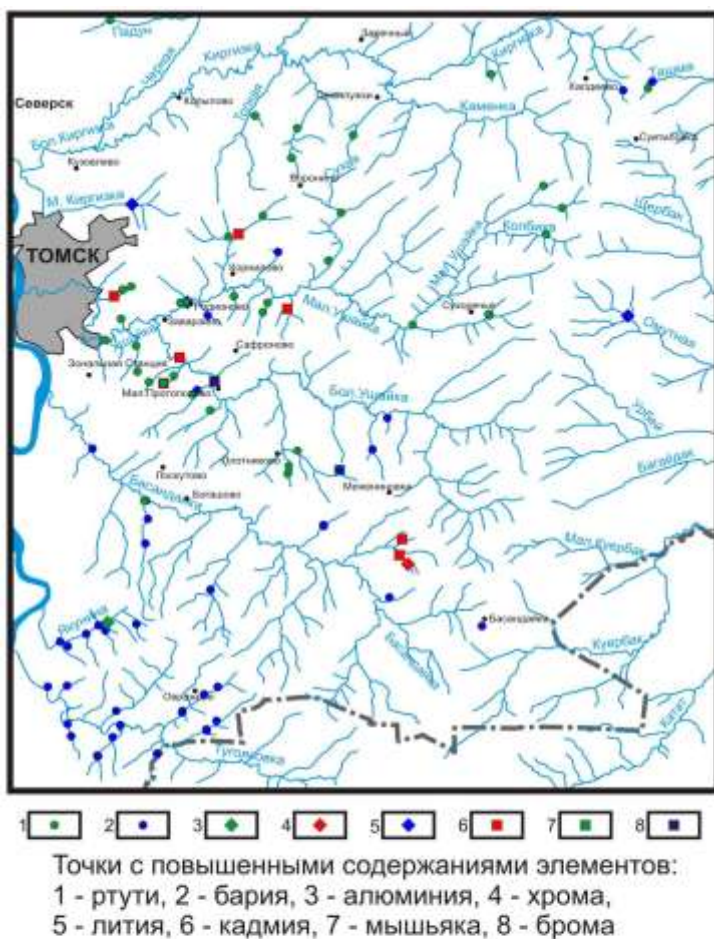


Рис. 5.3. Повышенные содержания отдельных микроэлементов в подземных водах рыхлых отложений

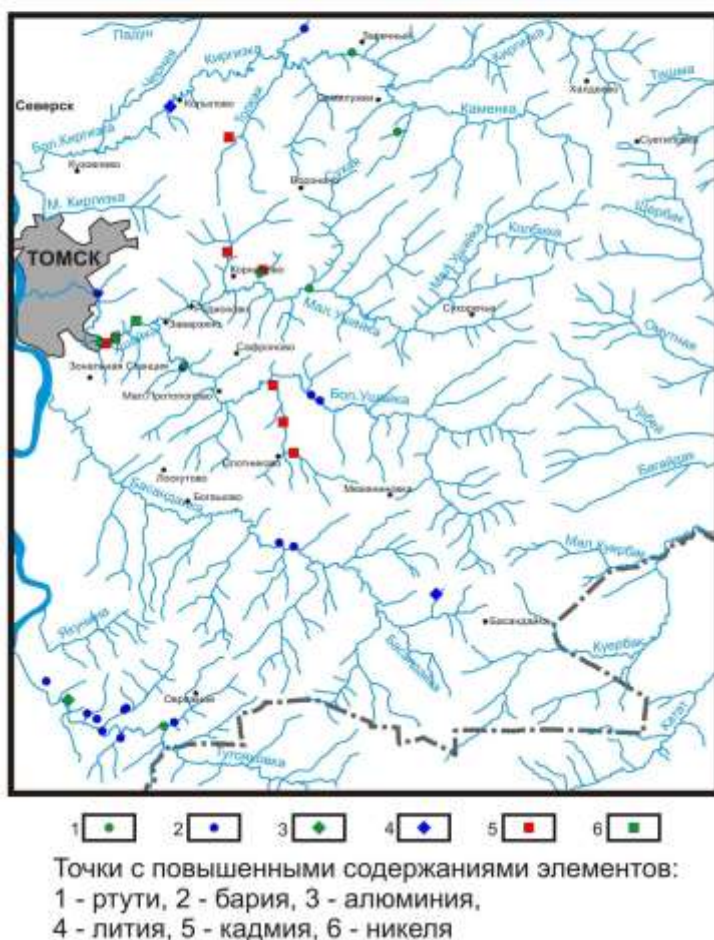
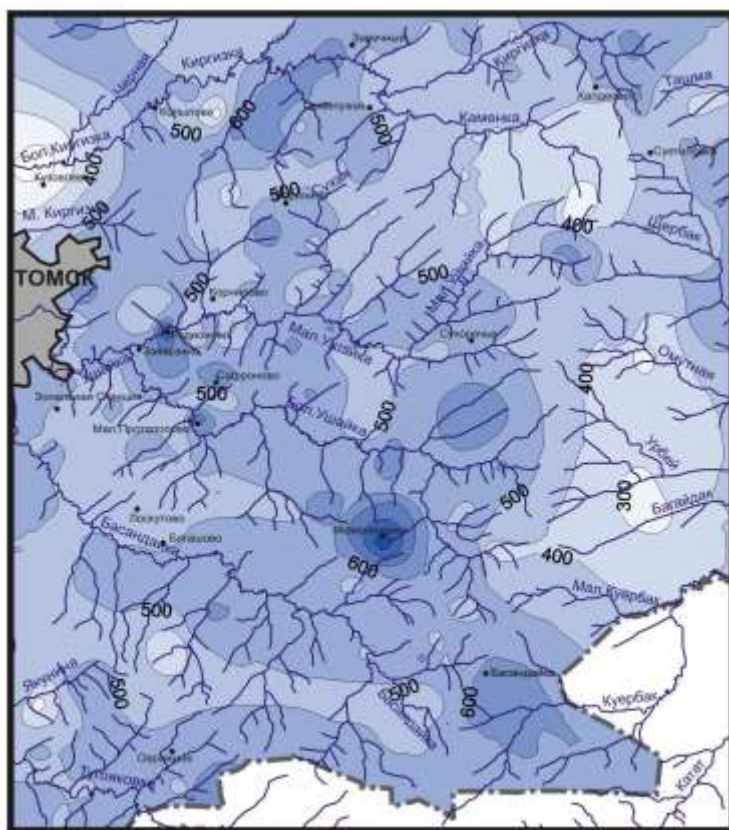


Рис. 5.4. Повышенные содержания отдельных микроэлементов в подземных водах коренных пород

2000). Остальные микроэлементы в повышенных концентрациях встречены лишь в единичных пробах. Ранее уже говорилось, что исследуемый нами район отличается особой металлогенической спецификой. По данным предыдущих работ по геохимическим исследованиям на территории Томь-Яйского междуречья были выделены аномальные участки с повышенными концентрациями ряда химических элементов, установлены проявления рудного и россыпного золота, ртути, титана и следующие основные типы эндогенной минерализации: полиметаллической (ведущие элементы – Pb, Cu, Zn, сопутствующие – Ag, Ba, Ni, Co, Cd, As, Mo, Sb, Sr, Ge, Be, Zr, Hg) и сурьмяно-ртутной (ведущие элементы – Sb и Hg, сопутствующие – Pb, Cu, Zn, As, Ag, Sb, Ba) (Удодов и др., 1965, 1971; Бердников и др., 1983). Исходя из этого, можно сделать вывод, что источником обогащения металлами в пределах изучаемой территории наряду с антропогенным фактором может выступать и природный фактор – горные породы и рассеянная рудная минерализация, развитая в зонах разрывных нарушений. В этом нам предстоит разобраться позже.

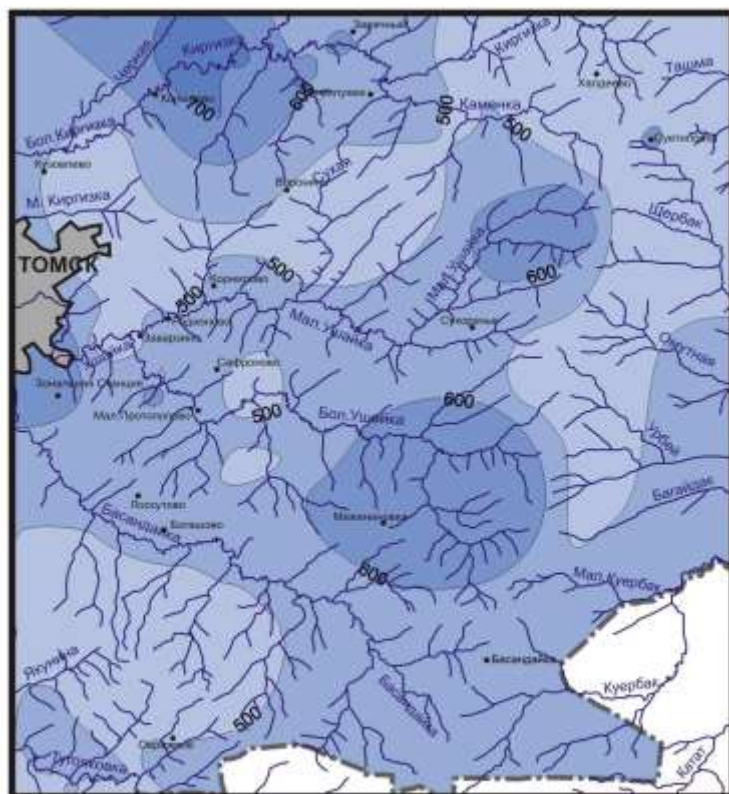
Далее рассмотрим некоторые закономерности площадного распределения химического состава подземных вод. На рисунках 5.5, 5.6 представлены схематические карты изменения общей минерализации по площади. Как видно из рисунка 5.5 для вод рыхлых отложений наблюдается следующая закономерность: наименьшие значения минерализации (200-500 мг/л) приурочены, в основном, к наивысшим гипсометрическим отметкам (к линиям водоразделов). К долинам рек (в районах с меньшими уклонами земной поверхности) с увеличением времени взаимодействия воды с горной породой, преодолев больший путь, воды уже имеют минерализацию от 500 до 600 мг/л и местами даже большую. Кроме того, выделяется несколько очагов с наивысшими значениями общей минерализации, отобранные в деревнях Мал.Протопопово, Родионово и Межениновка (Колубаева¹, 2015).

На карте-схеме площадного изменения общей минерализации подземных вод коренных пород (рис. 5.6) в целом наблюдается та же



100 200 300 400 500 600 700 800 900 >1000
 Интервалы значений общей минерализации, мг/л

Рис. 5.5. Распределение общей минерализации подземных вод рыхлых отложений



300 400 500 600 700
 Интервалы значений общей минерализации, мг/л

Рис. 5.6. Распределение общей минерализации подземных вод коренных пород

закономерность, что и для вод верхнего водоносного комплекса. Наиболее низкие значения минерализации 400-500 мг/л просматриваются, в основном, в верховьях рек по линиям водоразделов, значения минерализации 500-600 мг/л наиболее всего тяготеют к центральной части района исследований. Также выделяется несколько очагов наивысших ее значений: в верховьях реки Мал. Ушайка и верхнего течения реки Бол. Ушайка. Такие участки могут быть связаны с наличием разрывных нарушений, высокой проницаемостью грунтов и проникновением атмосферных осадков на значительные глубины, чего не скажешь об очаге в районе среднего течения реки Киргизка, вероятнее всего, связанного с загрязнением.

Картина изменения общей минерализации подземных вод обусловлена тем, что время движения вод в горных породах и их химический состав тесно взаимосвязаны: при фильтрации от областей питания (от водоразделов) к областям разгрузки (к долинам рек), то есть с увеличением времени взаимодействия воды с горной породой, увеличивается соленость и растут содержания макрокомпонентов.

С увеличением общей минерализации вод в целом наблюдается тенденция роста значений рН (рис. 5.7), соответственно в той или иной мере установленные закономерности изменения минерализации в пределах исследуемой зоны характерны и для распределения значений щелочно-кислотного показателя, что достаточно наглядно отражается схематическими картами его площадного распределения (рис. 5.8, 5.9). Так, на рисунке 5.8 для вод рыхлых отложений мы наблюдаем увеличение значений щелочно-кислотного показателя к долинам рек (рН более 7,5), а наименьшие его значения по линиям водоразделов. Та же тенденция сохраняется и для располагающихся ниже по разрезу вод коренных пород (рис. 5.9), хотя здесь поля с более высокими значениями рН имеют уже большую площадь, как и в случае с распределением значений общей минерализации для этих вод (рис. 5.6).

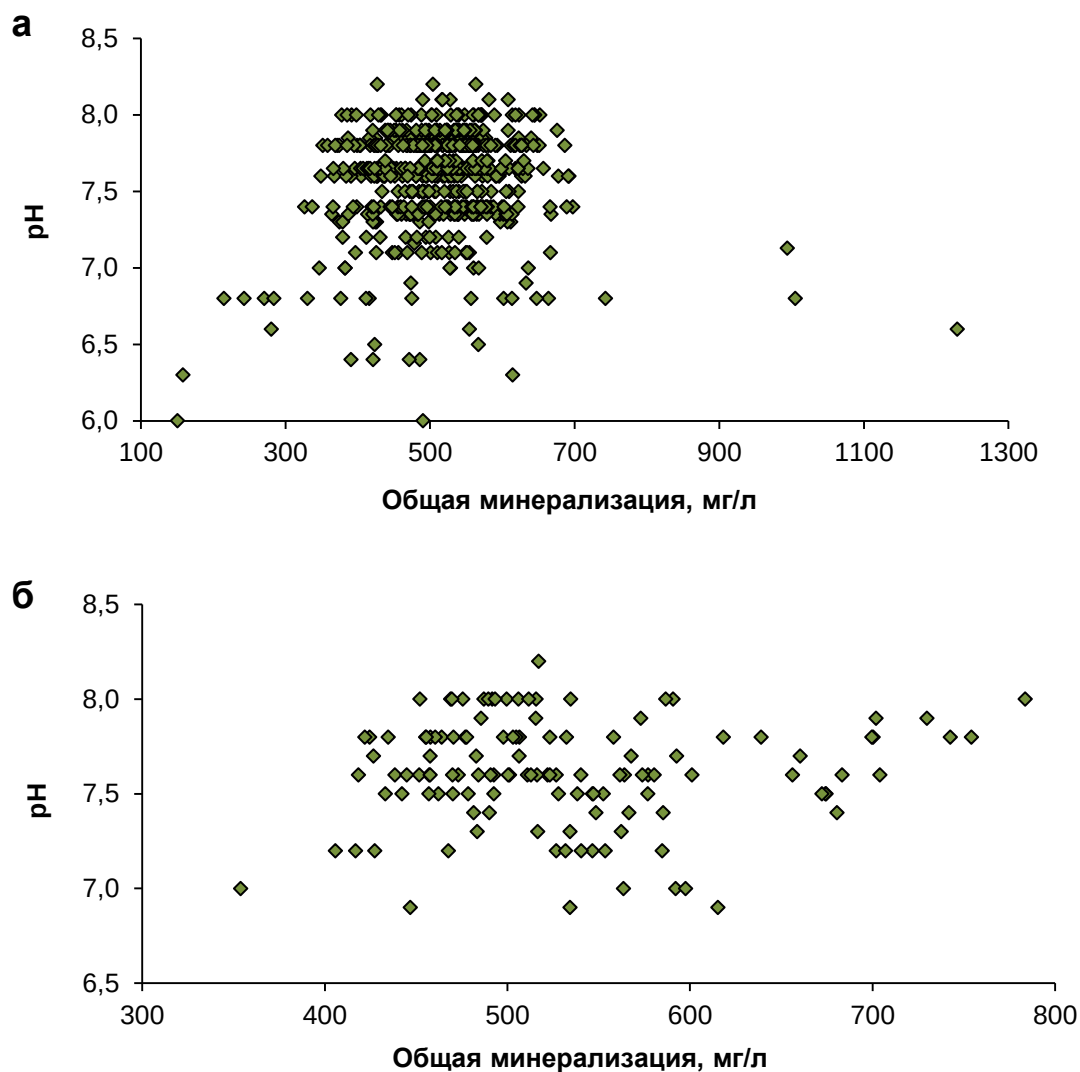


Рис. 5.7. Зависимость pH от значений общей минерализации для вод:
а –рыхлых отложений, б – коренных пород

На схематической карте площадного распределения SO_4^{2-} для вод рыхлых отложений (рис. 5.10) отчетливо видны очаги повышенных (по сравнению с фоном) концентраций в долинах рек Киргизки (до 72 мг/л) и М. Киргизки (до 30 мг/л). Высокие концентрации сульфат-иона обнаружены также в некоторых колодезных водах дд. Родионово, Межениновка, Сафроново и Басандайка. Для подземных вод палеозойского фундамента (рис. 5.11) в некоторых случаях можно наблюдать совпадение зон повышенных концентраций SO_4^{2-} с таковыми в водах мезо-кайнозойского чехла. Кроме того, если сравнивать воды рыхлых отложений с водами

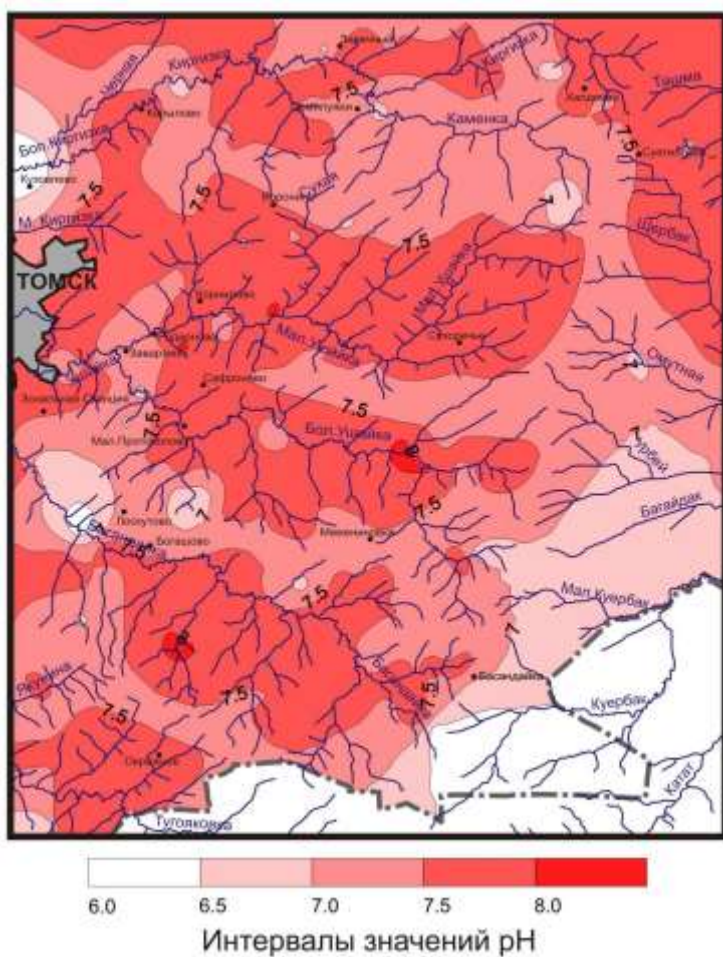


Рис. 5.8. Распределение значений pH подземных вод рыхлых отложений

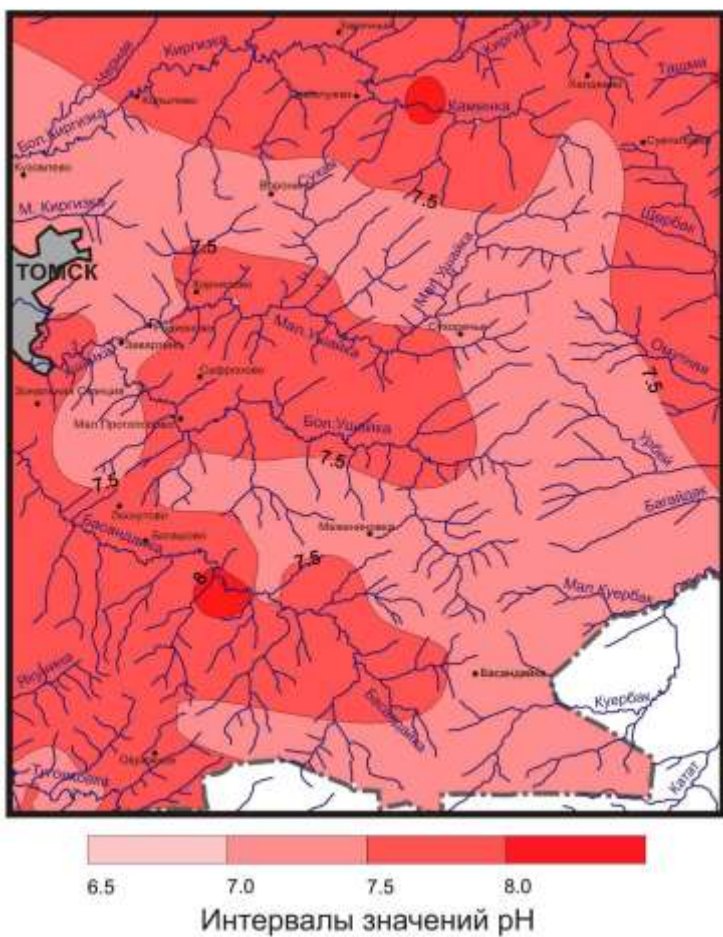


Рис. 5.9. Распределение значений pH подземных вод коренных пород

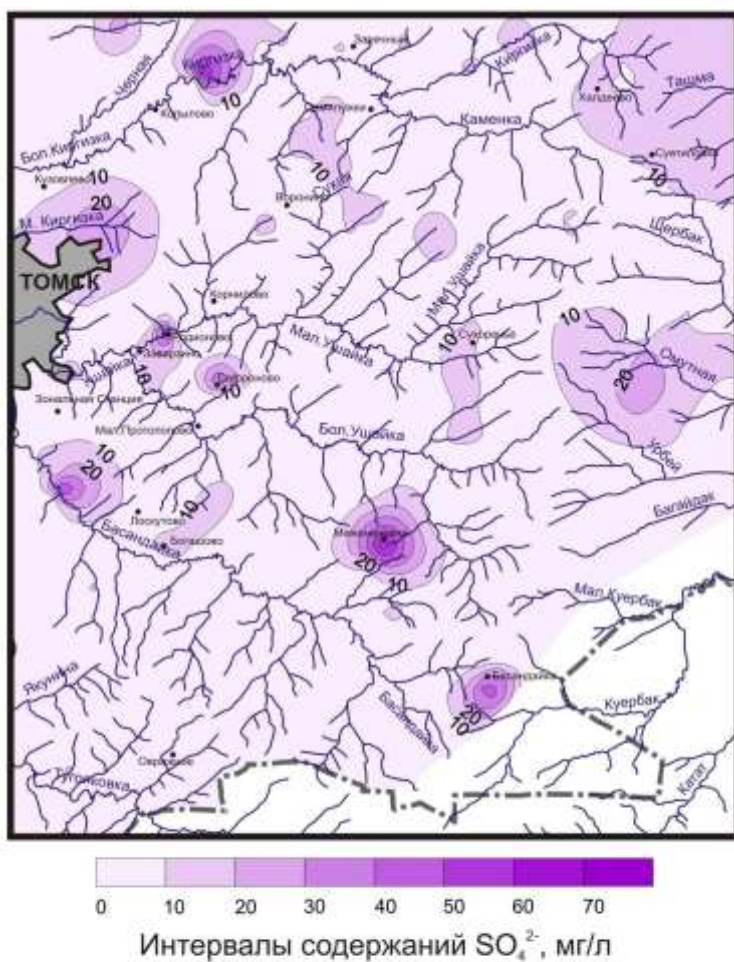


Рис. 5.10. Распределение содержаний SO_4^{2-} в подземных водах рыхлых отложений

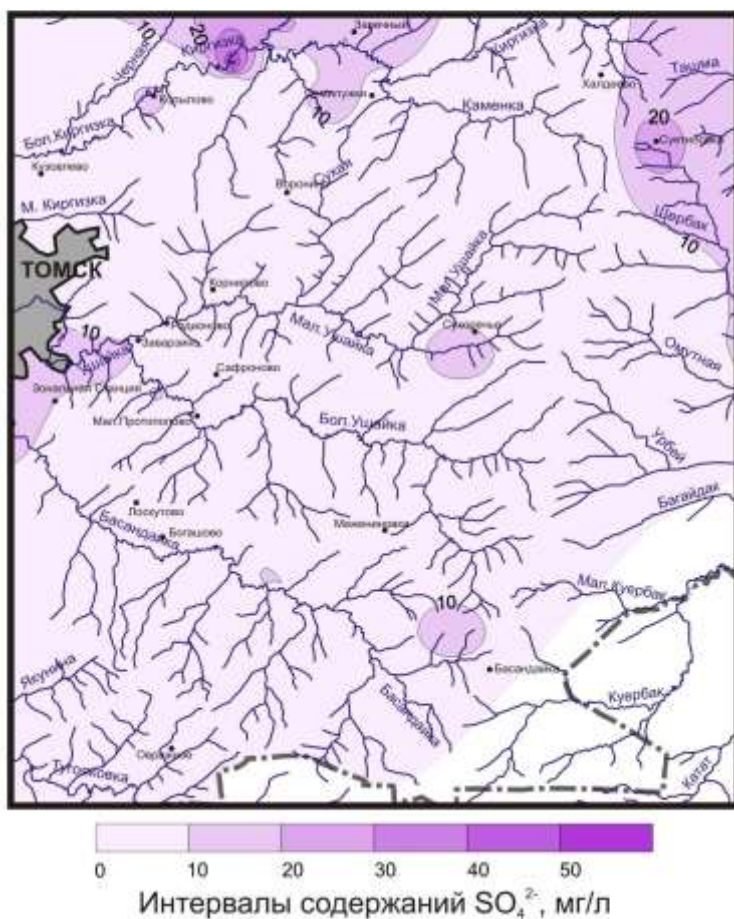


Рис. 5.11. Распределение содержаний SO_4^{2-} в подземных водах коренных пород

коренных пород, то можно сказать, что для первых в распределении SO_4^{2-} мы наблюдаем наибольший размах не только в абсолютных значениях этого аниона (табл. 5.1), но и в площадном отношении, что естественно, поскольку эти воды являются наиболее уязвимыми с точки зрения загрязнения. Что касается подземных вод нижнего водоносного комплекса, то в них повышение SO_4^{2-} может быть также связано с тем, что точки опробования находятся вблизи зон разломов, а вблизи зон разрывных нарушений наблюдается увеличение содержаний сульфатов.

Интересным, например, являются несколько увеличенные значения данного показателя восточнее г. Томска в районе левобережья р. Ушайки (рис. 5.11), на территории которой расположен водозабор Томского Академгородка, эксплуатирующий водоносный комплекс ниже-каменноугольных отложений. «Эксплуатация Академического месторождения подземных вод, водовмещающие породы которого, как и палеозойских образований в целом, пиритизированы, активизирует окисление сульфидов в зоне аэрации и водосодержащей толще. В результате в водах эксплуатационных скважин четко фиксируется рост содержаний сульфат-иона во времени. Так, в конце 80-х годов среднее содержание сульфатов составляло 5,1, а в конце 90-х – уже 27,6 мг/л. Кроме того, появление в водах более высоких концентраций этого показателя активизирует образование комплексных соединений, чем повышает и усиливает миграционную способность элементов. Поэтому воды, формирующиеся в этих условиях, способны содержать большие количества элементов, в том числе таких, как кальций и магний. В этой связи, наряду с сульфат-ионом в водах эксплуатационных скважин, наблюдается повышение величин общей жесткости и минерализации» (Dutova et al., 1998; Покровский и др., 2002; Дутова, Покровский, 2004; Дутова и др., 2008).

Что касается распределения иона Cl^- по площади, то видно, что для подземных вод рыхлых отложений (рис. 5.12) его повышенные по отношению к фону содержания наблюдаются в западной – северо-западной

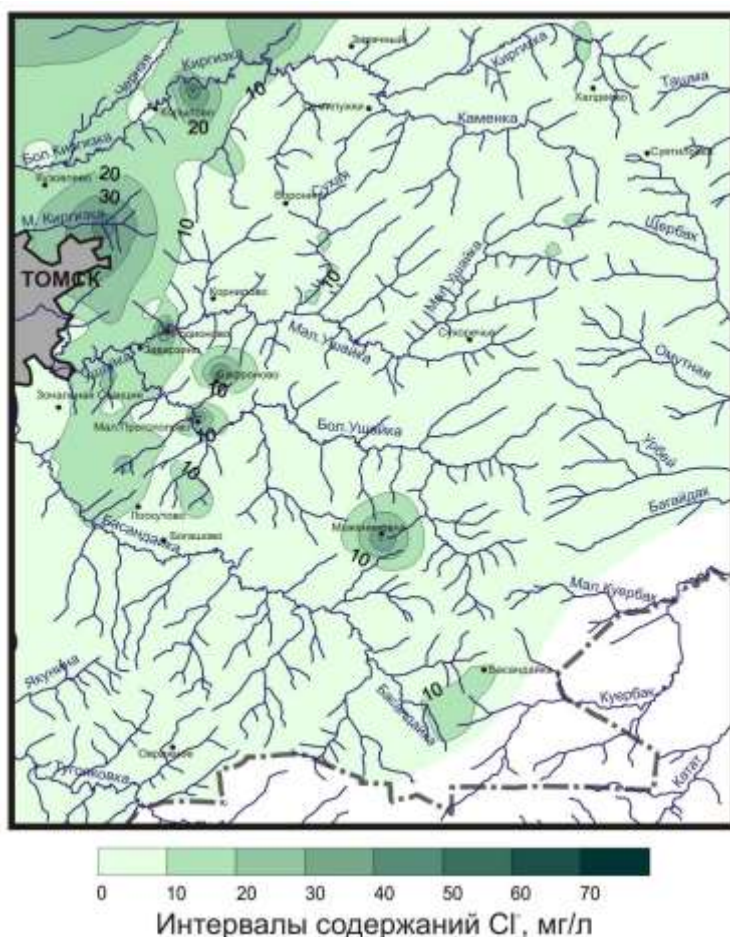


Рис. 5.12. Распределение содержаний СГ в подземных водах рыхлых отложений

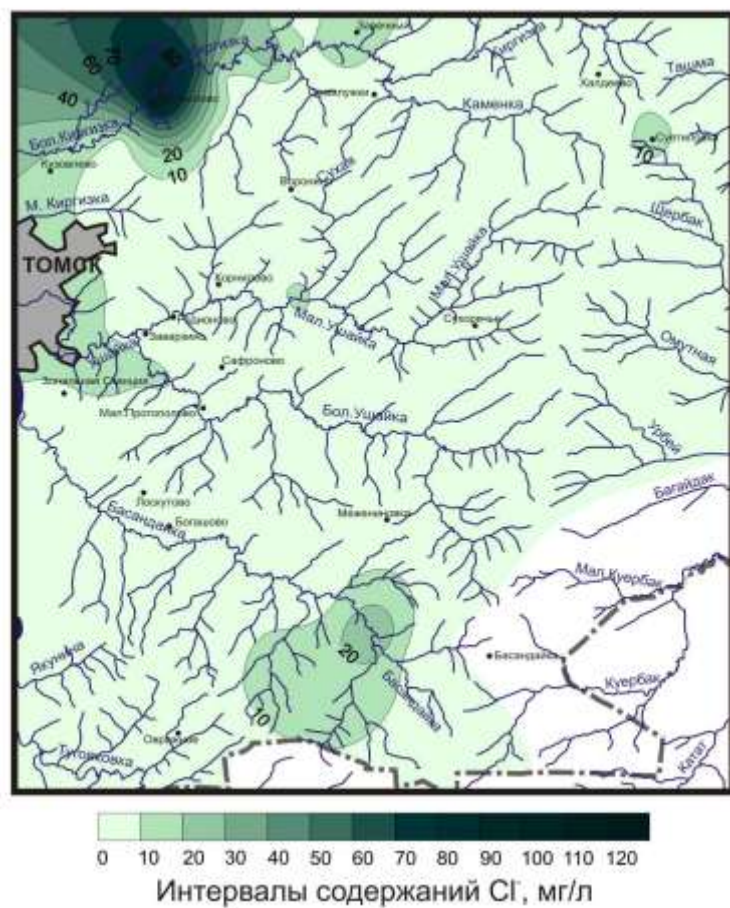


Рис. 5.13. Распределение содержаний СГ в подземных водах коренных пород

частях территории. Так же, как для общей минерализации и SO_4^{2-} , наблюдается несколько очагов с максимальными концентрациями данного элемента в районе дд. Родионово, Сафроново, Мал. Протопопово и Межениновка. Для подземных вод коренных пород отмечается очаг с максимальным содержанием хлора в районе р. Киргизка (рис. 5.13). Интересным, например, является то, что с ореолом, наблюдающимся в районе притоков верхнего течения р. Басандайка, связаны высокие содержания CO_2 (до 127 мг/л) и Fe^{2+} (до 8 мг/л). Наличие в воде повышенных содержаний углекислоты, хлор-иона и двухвалентного железа, могут свидетельствовать о значительной глубине циркуляции этих вод, которая захватывает восстановительную обстановку. Для всей остальной части территории практически повсеместно содержания Cl^- находятся на уровне фона. В водах палеозойских образований в условиях достаточной промытости геологических структур Томь-Яйского междуречья и наличия комплекса магматических пород, а также многочисленных проявлений гидротермальной деятельности, природу хлор-иона можно было бы объяснить, по-видимому, за счет выщелачивания его из гидротермально-измененных горных пород.

Распределение железа общего в подземных водах изучаемой территории (рис. 5.14, 5.15) характеризуется изменчивостью и в плане, и в разрезе. Обеспечивается эта изменчивость, вероятно, невыдержанностью гидрогеохимических условий, контролирующих степень его накопления и зависящих от состава и строения зоны аэрации (Удодов, 1982). При этом как в водах верхнего водоносного комплекса, так и в водах нижнего, на долю проб воды с содержанием общего железа до 0,3 мг/л (ПДК для питьевых вод) приходится всего порядка 10 %. Для водоносного комплекса мезо-кайнозойских отложений наблюдается большее количество очагов с максимальными значениями этого компонента по сравнению с водами палеозойских пород, что, наряду с природными источниками его поступления в воды может еще объясняться и антропогенным влиянием.

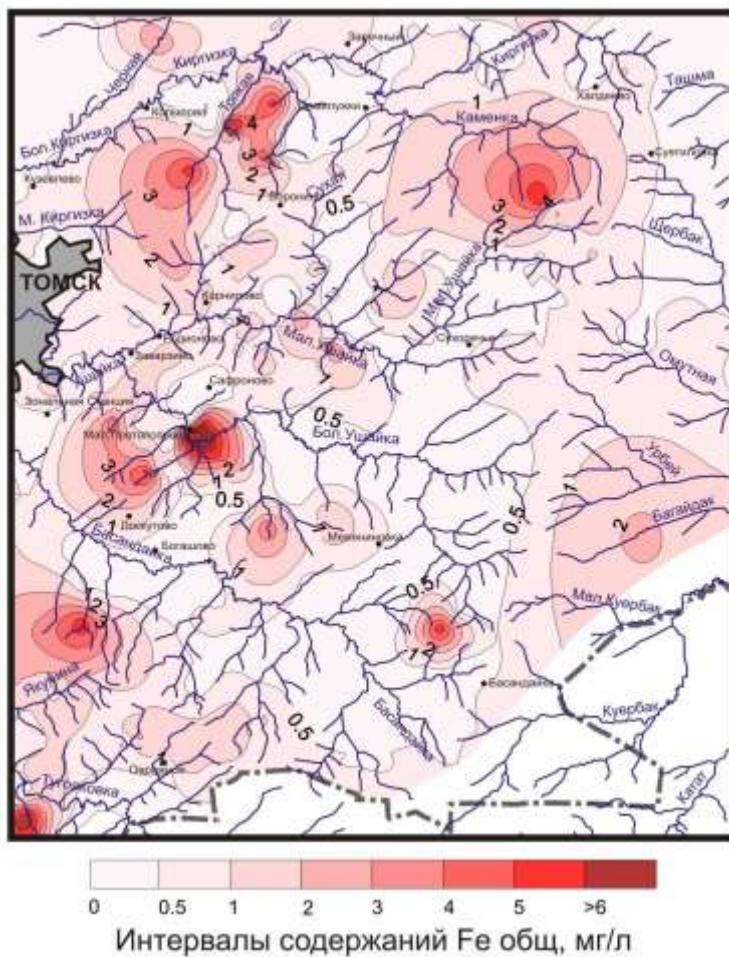


Рис. 5.14. Распределение содержаний Fe общего в подземных водах рыхлых отложений

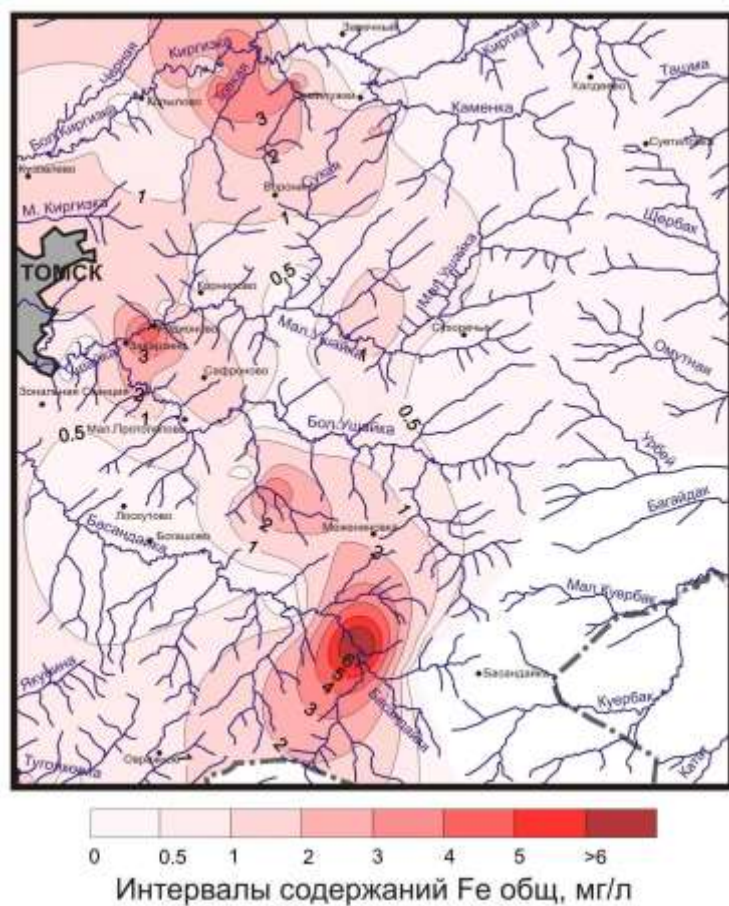


Рис. 5.15. Распределение содержаний Fe общего в подземных водах коренных пород

Таким образом, по результатам проведенных исследований изучаемой нами зоны активного водообмена можно сказать, что, в целом, геохимические особенности подземных вод верхнего и нижнего этажей выражаются в однообразии анионно-катионного состава – гидрокарбонатные воды с преобладанием роли кальция (Колубаева, 2008, 2010, 2015). В целом химический состав подземных вод исследуемой ландшафтной зоны (южной тайги) типичен для вод, не подверженных процессам континентального засоления, об этом, в частности, свидетельствуют низкие содержания натрия, хлоридов и сульфатов, а также минерализация и pH вод. В соответствии со специфическими геолого-гидрогеологическими особенностями структуры Колывань-Томской складчатой зоны, а именно двухъярусным ее строением, изучаемые подземные воды верхнего и нижнего структурных этажей хоть и являются близкими по средним значениям компонентов химического состава, но все же имеют определенные отличия по их содержанию. Однообразие химического состава этих двух типов вод, вероятно, связано с наличием в большинстве случаев гидравлической связи.

5.2. Химический состав речных вод

В рассматриваемом районе поверхностные водные объекты представлены в западной части: притоками реки Томь – реками Киргизка, М. Киргизка, Ушайка, Басандайка, Якунина, Тугояковка, в восточной части притоками реки Яя – реками Ташма, Щербак, Омутная, Урбей, Багайдак.

Разброс значений компонентов химического состава речных вод приведен в таблице 5.4, в таблицах 5.5 и 5.6 представлена характеристика химического состава вод по речным бассейнам.

Для определения средних содержаний компонентов химического состава речных вод так же, как и для подземных, применялся аппарат математической статистики и учитывался закон распределения. Было установлено, что распределение химических элементов большинства выборок подчиняется логнормальному закону. Полученные в результате расчетов средние значения можно считать фоном для речных вод района

Табл. 5.4. Химический состав речных вод

Компонент	Единицы измерения	Минимум	Среднее	Максимум
pH		6,0	7,5	8,2
Жесткость	мг-экв/л	1,2	4,9	13,2
CO ₂	мг/л	1,5	10	70
HCO ₃ ⁻	«»	72	309	1098
SO ₄ ²⁻	«»	1,0	5,9	90
Cl ⁻	«»	1,1	5,3	1553
Ca ²⁺	«»	18	76	184
Mg ²⁺	«»	0,5	13,7	72
Na ⁺	«»	2,8	12,1	840
K ⁺	«»	0,4	2,5	170
NO ₂ ⁻	«»	0,0015	0,03	3,0
NO ₃ ⁻	«»	0,05	0,6	565
NH ₄ ⁺	«»	0,05	0,6	230
Si	«»	0,4	4,0	12
Fe общ	«»	0,15	0,6	6,5
Минерализация	«»	121	429	2754
F ⁻	мкг/л	90	220	3790
Br	«»	0,3	43,1	687
Ba	«»	2,5	42,7	280
Sr	«»	9,0	315	1467
Li	«»	1,8	14,1	160
Al	«»	5,0	98	340
Ti	«»	0,3	1,5	100
V	«»	0,2	1,0	20
Cr	«»	0,2	5,0	67
Co	«»	0,1	0,5	5,7
Ni	«»	0,3	2,1	19
Cu	«»	0,05	1,3	30
Zn	«»	0,1	9,9	592
Cd	«»	0,005	0,11	153
Pb	«»	0,05	1,6	30
As	«»	0,9	4,8	91
Ag	«»	0,01	0,26	5,0
Au	«»	0,001	0,01	0,18
Sb	«»	0,01	0,11	10,7
Hg	«»	0,002	0,07	2,4
Кол-во анализов		381		

Табл. 5.5. Макрокомпонентный состав речных вод бассейнов Томь-Яйского междуречья

Объект	pH	Жоб, мг-э/л	CO ₂	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Fe ^{об}	Si	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻	NH ₄ ⁺	Общ. мин.	N	Тип вод
			мг/л															
Бассейн р. Киргизка	<u>6,0-8,1</u> 7,5	<u>1,2-13,1</u> 5,6	<u>1,5-40</u> 9	<u>110-1098</u> 304	<u>1,0-45</u> 6,2	<u>2,8-1553</u> 11,5	<u>18-184</u> 87	<u>0,5-61</u> 12	<u>2,8-840</u> 13	<u>0,8-80</u> 3,6	<u>0,15-6,0</u> 1,2	<u>0,4-12</u> 3,5	<u>0,005-1,8</u> 0,1	<u>0,05-565</u> 0,6	<u>0,05-230</u> 0,7	<u>147-2754</u> 433	154	HCO ₃ / Ca
Бассейн р. Ушайка	<u>6,8-8,2</u> 7,6	<u>1,4-13,2</u> 5,6	<u>1,5-53</u> 11	<u>72-638</u> 338	<u>1,0-90</u> 4,1	<u>1,1-216</u> 8,9	<u>26-144</u> 81	<u>0,5-72</u> 17	<u>3,7-192</u> 14	<u>0,5-170</u> 2,8	<u>0,15-6,5</u> 0,6	<u>2,3-8,2</u> 4,3	<u>0,001-3,0</u> 0,2	<u>0,05-291</u> 0,5	<u>0,05-27</u> 0,7	<u>121-1227</u> 464	127	HCO ₃ / Ca HCO ₃ / Ca_Mg
Бассейн р. Басандайка	<u>6,8-8,2</u> 7,7	<u>1,7-7,6</u> 5,7	<u>1,5-70</u> 13	<u>126-464</u> 364	<u>2,7-47</u> 6,7	<u>1,4-142</u> 5,2	<u>26-124</u> 89	<u>5,4-18</u> 14	<u>4,0-80</u> 11	<u>1,0-8,5</u> 1,9	<u>0,2-0,6</u> 0,4	–	–	–	–	<u>169-802</u> 479	35	HCO ₃ / Ca
Бассейн р. Якунина	<u>6,8-8,0</u> 7,5	<u>3,2-6,5</u> 4,9	–	<u>195-402</u> 311	<u>1,5-6</u> 3,0	<u>1,9-5</u> 2,4	<u>38-102</u> 77	<u>8,5-17</u> 13	<u>6,2-9</u> 8	<u>0,5-2,5</u> 1,3	<u>0,4-2,0</u> 0,8	<u>3,6-7,7</u> 5,3	–	–	<u>0,1-1,0</u> 0,5	<u>263-535</u> 416	13	HCO ₃ / Ca
Бассейн р. Тугояковка	<u>7,3-8,2</u> 7,6	<u>2,5-6,0</u> 4,5	<u>1,5-35</u> 17	<u>134-390</u> 279	<u>1,8-10</u> 4,6	<u>1,9-5</u> 2,6	<u>28-96</u> 68	<u>9,8-13</u> 14	<u>7,0-23</u> 10	<u>0,5-3,3</u> 1,2	<u>0,15-2,4</u> 0,7	<u>4,5-8,0</u> 6,1	<u>0,001-0,9</u> 0,2	<u>0,3-35,0</u> 1,7	<u>0,05-1,3</u> 0,3	<u>193-515</u> 382	22	HCO ₃ / Ca HCO ₃ / Ca_Mg
Бассейн р. Яя	<u>6,8-8,0</u> 7,3	<u>1,9-4,8</u> 3,5	<u>1,5-28</u> 12	<u>122-293</u> 225	<u>4-23</u> 12,2	<u>2,8-10</u> 3,2	<u>36-84</u> 59	<u>1,2-17</u> 7	<u>4,6-13</u> 10	<u>0,4-1,6</u> 1,0	<u>0,15-2,5</u> 0,8	<u>5,1-8,4</u> 6,3	<u>0,01-0,09</u> 0,03	<u>0,3-6,0</u> 0,8	<u>0,2-0,6</u> 0,4	<u>189-412</u> 318	23	HCO ₃ / Ca

Табл. 5.6. Микрокомпонентный состав речных вод бассейнов Томь-Яйского междуречья, мкг/л

<i>Объект</i>	<i>F</i>	<i>Br</i>	<i>Ba</i>	<i>Sr</i>	<i>Li</i>	<i>Zn</i>	<i>Cd</i>	<i>Pb</i>	<i>Cu</i>	<i>Hg</i>	<i>Sb</i>	<i>As</i>	<i>Ni</i>	<i>Cr</i>	<i>Co</i>	<i>Ti</i>	<i>V</i>
Бассейн р. Киргизка	<u>90-3790</u> 210	<u>3,0-200</u> 64	<u>2,5-86</u> 21	<u>9-560</u> 312	<u>1,8-160</u> 24	<u>0,5-592</u> 20	<u>0,006-1,3</u> 0,2	<u>0,05-30</u> 1,9	<u>0,05-23</u> 1,3	<u>0,005-2,4</u> 0,2	<u>0,01-5,5</u> 0,3	<u>0,9-30</u> 6,2	<u>0,3-19</u> 2,0	<u>1,1-20</u> 3,7	<u>0,12-1,3</u> 0,4	<u>0,3-70</u> 1,4	<u>0,2-20</u> 1,3
Бассейн р. Ушайка	<u>90-320</u> 200	<u>0,3-687</u> 32	<u>5-125</u> 39	<u>9-740</u> 276	<u>4-29</u> 14	<u>1,0-516</u> 26	<u>0,005-153</u> 0,2	<u>0,05-22</u> 1,8	<u>0,05-30</u> 1,6	<u>0,002-2,2</u> 0,3	<u>0,01-0,5</u> 0,1	<u>2,0-91</u> 8,8	<u>0,3-10</u> 2,5	<u>1,4-22</u> 4,5	<u>0,14-5,7</u> 0,6	<u>0,3-100</u> 3,3	<u>0,3-12</u> 1,0
Бассейн р. Басандайка	<u>130-370</u> 250	<u>28,5-81</u> 47	<u>16-140</u> 60	<u>140-740</u> 511	<u>5-24</u> 14	<u>1,0-350</u> 30	<u>0,05-1,0</u> 0,1	<u>0,05-1,7</u> 0,5	<u>0,05-2,5</u> 0,9	<u>0,005-0,4</u> 0,06	<u>0,01-0,5</u> 0,15	<u>2,0-13</u> 5,9	<u>0,3-6,5</u> 1,9	<u>3,2-38</u> 8,3	<u>0,14-0,7</u> 0,3	<u>0,3-14</u> 2,3	<u>0,3-1,3</u> 0,4
Бассейн р. Якунина	<u>260-640</u> 380	<u>20,0-45</u> 30	<u>70-280</u> 126	<u>889-1467</u> 1107	<u>12-19</u> 14	<u>0,6-39</u> 7	<u>0,1-0,3</u> 0,1	<u>0,1-1,8</u> 0,5	<u>0,5-1,7</u> 1,0	<u>0,005-0,2</u> 0,06	<u>0,11-0,2</u> 0,14	<u>2,0-7</u> 4,1	<u>0,3-5</u> 1,6	<u>7,6-45</u> 17,1	<u>0,2-0,5</u> 0,3	<u>0,3-10</u> 5,0	<u>0,3-1,0</u> 0,4
Бассейн р. Тугояковка	<u>220-600</u> 340	<u>7,0-33</u> 24	<u>41-165</u> 95	<u>685-1360</u> 1109	<u>5-20</u> 14	<u>0,1-44</u> 8	–	<u>0,1-1,6</u> 0,3	<u>0,1-2,6</u> 1,2	<u>0,02-1,0</u> 0,1	<u>0,01-10,7</u> 1,1	<u>2,0-8,5</u> 4,0	<u>0,3-9</u> 1,5	<u>0,2-67</u> 16,9	<u>0,2-5,0</u> 0,6	<u>0,3-9</u> 1,3	<u>0,3-4,3</u> 0,8
Бассейн р. Яя	<u>90-250</u> 140	<u>17,9-120</u> 52	<u>8-74</u> 25	<u>117-481</u> 254	<u>5-95</u> 12	<u>3,0-100</u> 23	<u>0,05-0,15</u> 0,07	<u>0,05-19</u> 1,5	<u>0,05-4,5</u> 1,4	<u>0,005-1,2</u> 0,06	<u>0,01-0,4</u> 0,13	<u>2,0-7,5</u> 3,5	<u>0,6-9</u> 2,9	<u>2,9-18</u> 6,9	<u>0,2-0,7</u> 0,3	<u>0,3-14</u> 2,8	<u>0,3-3,4</u> 0,5

Примечание: в числителе – минимум-максимум, в знаменателе – среднее; N – количество точек отprobования.

исследований.

Анализ полученных данных показал (табл. 5.4), что в целом воды всех вышеперечисленных рек по величине общей минерализации являются умеренно пресными при среднем ее значении 429 мг/л (пределы 121-2754 мг/л), слабощелочными (среднее значение pH – 7,5). По химическому составу – гидрокарбонатными преимущественно кальциевыми (около 70 %), также кальциево-магниевыми (порядка 15%), остальные 15 % – смешанного типа. Величина общей жесткости изменяется от 1,2 до 13,2 (от очень мягких до очень жестких) при среднем 4,9 мг-экв/л (умеренно жесткие). Содержание гидрокарбонат-иона, как и общей минерализации, варьирует в весьма широких пределах (от 72 до 1098 мг/л) при среднем 309 мг/л. Рост содержаний HCO_3^- сопровождается соответствующими изменениями в катионном составе, а именно, увеличением содержаний иона Ca^{2+} , который существенно преобладает над всеми другими катионами (рис. 5.16). Ионов Mg^{2+} в водах (за исключением нескольких) значительно меньше, чем Ca^{2+} (в среднем в 5 раз). Содержание Ca^{2+} меняется от 15 до 93 экв%, содержание HCO_3^- – от 5 до 99 экв% и Mg^{2+} – от 0,8 до 56 экв%. На рисунке видно, что доминирующая роль кальция продолжается до определенного значения величины общей минерализации (немного больше 1 г/л), а содержания сульфат-иона, хлор-иона и натрия в этом интервале, так же, как и в случае подземными водами, имеют сугубо подчиненное значение в составе солей.

После величины общей минерализации 1,2 г/л и более наблюдается увеличение вклада в ее величину хлора, натрия, а также таких ионов макрокомпонентного состава вод, как NO_3^- и NH_4^+ (не отображенных на рис. 5.16), что, соответственно, приводит к изменению природного класса вод. Эти воды связаны с загрязнением, более детальную их характеристику мы дадим в главе 6 настоящей работы.

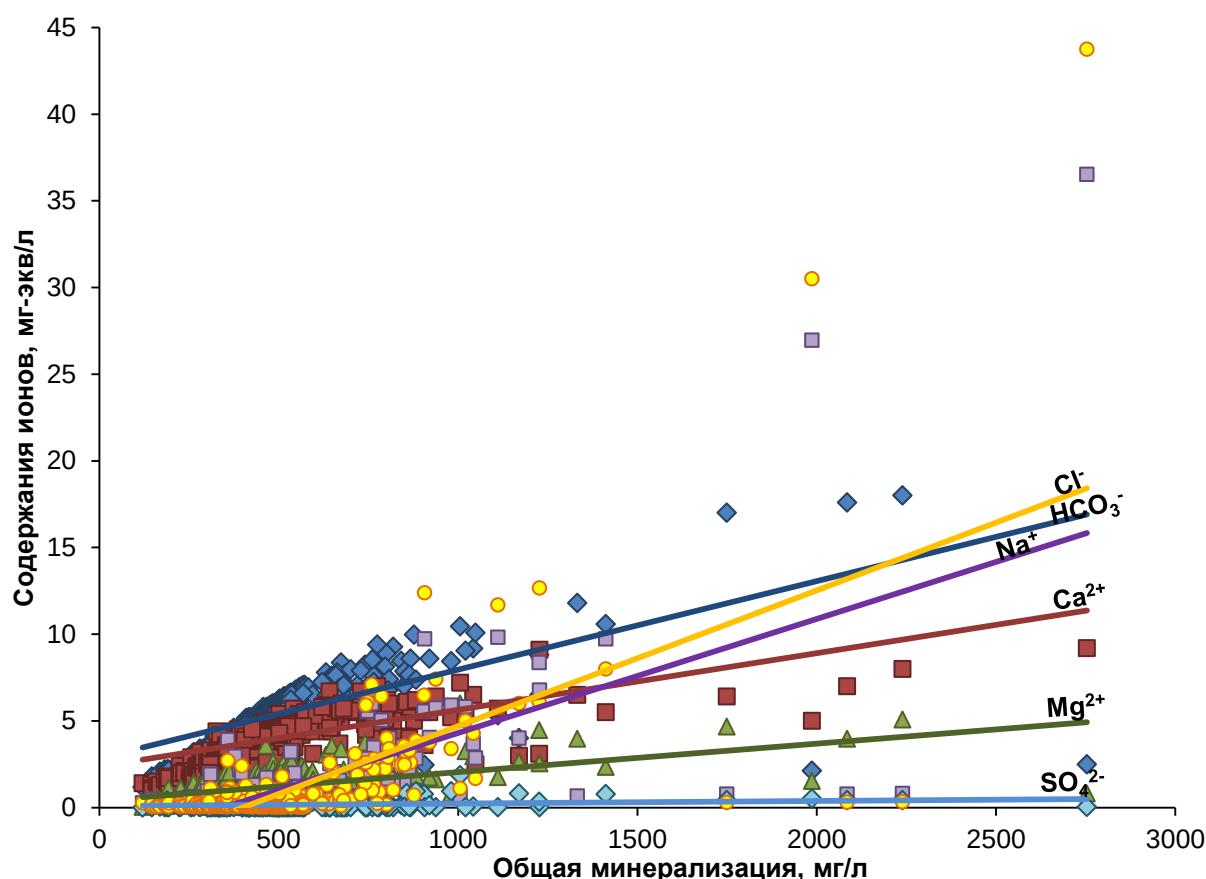


Рис. 5.16. Зависимость содержаний ионов HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , SO_4^{2-} и Cl^- от общей минерализации

Рассмотрев макрокомпонентный состав речных вод отдельных бассейнов (табл. 5.5), можно увидеть, что наименьшую среднюю минерализацию (равную 318 мг/л) имеют воды восточной части территории, а именно – бассейна р. Яя. Отсюда заметна разница по сравнению с другими реками и в анионно-катионном составе: содержания гидрокарбонат-иона и кальция, определяющих химическую формулу воды, составляют 225 и 59 мг/л соответственно, отличается также и значение общей жесткости (среднее 3,5 мг-экв/л).

Все речные бассейны водосбора р. Томи характеризуются приблизительно равными средними значениями общей минерализации и содержаниями растворенных солей, за исключением их максимумов. Кроме того, нельзя не заметить, что средние значения минерализации водотоков бассейна р. Томи зачастую являются повышенными и сравнимы с величиной общей минерализации подземных вод. Последнее, вероятно, связано с

небольшой водностью этих малых рек, в питании которых заметно увеличивается подземная составляющая. В качестве сравнения можно привести минерализацию р. Томи, водность которой значительно больше, которая уже будет существенно отличаться, составляя всего порядка 150 мг/л. Роль подземных вод иногда значительна, особенно на участках дренажа зон тектонических нарушений. Разгрузка подземных вод зон тектонических нарушений происходит по долинам рек в виде восходящих рассеянных и сосредоточенных источников, в ряде случаев имеют место быть субаквальные источники (рр. Ушайка, Басандайка, Ташма). Кроме того, на связь между поверхностными и подземными водами указывает сравнительно постоянный режим некоторых поверхностных водотоков в меженьный период (Удодов и др., 1965). Все это предопределяет заметно большее содержание растворенных солей, соответствующее пресным подземным водам.

Из приведенных в таблице 5.5 данных видно, что воды бассейнов рек Киргизка и Ушайка отличаются от остальных наивысшими значениями практически всех основных показателей макрокомпонентного состава (особенно Cl^- , Na^+ , K^+ , SO_4^{2-} и азотистых соединений), а минерализация в них достигает 2754 и 1227 мг/л соответственно. Все это указывает на то, что воды этих двух рек местами загрязнены.

Что касается азотистых соединений, то здесь необходимо добавить, что присутствие в речных водах их повышенных концентрации не всегда связано с искусственным загрязнением, частично – это результат восстановления азотнокислых солей органическими веществами, так как источники многих ручьев и рек теряются в заболоченных местностях.

Согласно М.П. Максимовой (1991), роль антропогенных факторов в формировании макрокомпонентного состава речных вод в наибольшей степени проявляется в увеличении концентраций Cl^- , Na^+ , K^+ и SO_4^{2-} . Этот вывод, в целом, верен и для рассматриваемых малых рек. В то же время, нельзя не отметить, что только мощное антропогенное воздействие способно

изменить минерализацию и макрокомпонентный состав вод по сравнению с обычными для этой местности показателями (Савичев, 2003). Иногда повышенные содержания перечисленных компонентов химического состава речных вод могут объясняться влиянием природных факторов. Например, повышенные концентрации сульфатов могут быть связаны с окислением сульфидов, содержащихся в горных породах водосбора.

Так же, как и в случае с подземными водами, обращают на себя внимание высокие содержания в водах железа во всех без исключения речных бассейнах. Среднее его значение приблизительно равно среднему в подземных водах (табл. 5.1, 5.4, 5.5), а максимумы его содержания отмечены в бассейнах рек Киргизка и Ушайка – 6,0 и 6,5 мг/л соответственно. Как показал анализ гидрохимических и водохозяйственных данных по Томской области, антропогенное влияние на уровень содержания общего железа в равнинной части рассматриваемой территории прослеживается только при сборе этого элемента, например, с промывочными водами станций обезжелезивания подземных водозаборов (Савичев, 2002; Состояние поверхностных..., 2003). Хотя и в этом случае нет оснований утверждать, что влияние хозяйственной деятельности на концентрации Fe распространяется на более или менее значительные участки рек. Скорее всего, присутствие в поверхностных водах рассматриваемого района большого количества этого элемента объясняется влиянием природных факторов. А именно – поступлением с болотными и подземными водами.

Концентрации кремния для всех речных бассейнов сопоставимы с содержаниями этого элемента в подземных водах. При этом относительно повышенные его содержания отмечены, в наиболее мелких водотоках, воды которых не испытывают антропогенного воздействия. Максимум содержания кремния (12 мг/л) наблюдается для бассейна р. Киргизка, а именно в ее притоке – реке М. Киргизка (в водотоке с явными признаками загрязнения). Среди таких же притоков р. Киргизка можно выделить и р. Черную, но вместе с тем именно здесь мы имеем минимальную концентрацию кремния –

0,4 мг/л. Таким образом, из этого следует, что повышенные содержания этого элемента в водах не всегда связаны с искусственным загрязнением, наряду с ним имеет место быть и природный фактор формирования.

В речных водах исследуемой территории также отмечается большой комплекс микроэлементов (табл. 5.4, 5.6), в том числе с повышенными содержаниями многих из них. При этом далеко не всегда их повышенные концентрации объясняются влиянием антропогенных факторов. Так, в правобережных притоках р. Томь – рр. Тугояковка и Якунина, водосборы которых практически не испытывают антропогенного влияния (что будет показано в следующей главе), концентрации F^- примерно на 100 мкг/л выше (по среднему значению), чем в расположенных рядом реках Киргизка и Ушайка, принимающих значительное количество сточных вод. Это указывает на преобладание естественных факторов формирования содержаний фторид-иона в водах рр. Тугояковка и Якунина, а именно – поступление в водотоки с подземными водами палеозойских образований. При этом, конечно же, не исключается возможность обнаружения относительно высоких единичных концентраций F^- в реках со значительной антропогенной нагрузкой (как это и наблюдается в нижнем течении р. Б. Киргизка, где максимальные концентрации фтора превышают средние значения для этой реки в 18 раз).

Для пространственного распределения содержаний микроэлементов характерно наличие локальных участков, в пределах которых увеличивается вероятность обнаружения повышенных средних концентраций. Это связано со специфическими природными условиями формирования химического состава природных вод в местах рудопроявлений, отличающихся формированием характерных комплексов микроэлементов в подземных водах, которые затем поступают в поверхностные водотоки в зависимости от степени дренированности территории и интенсивности водообмена (Удодов, 1965; Зверев, 1999). Дело в том, что многие населенные пункты, находящиеся на территории исследований, располагаются в районах рудопроявлений.

Антропогенное влияние на водные объекты на таких территориях сводится не столько к перемещению в природную среду нехарактерных для этой местности веществ, сколько к дополнительной активизации миграционных потоков, функционировавших здесь и до хозяйственной деятельности.

Например, высокие концентрации того же лития, находящиеся на уровне примерно 15 мкг/л, обнаружены в поверхностных и подземных водах водосборов всех рек, то есть на территориях, как испытывающих, так и не испытывающих антропогенную нагрузку. Таким образом, повышенные уровни содержания микроэлементов достаточно часто обусловлены совместным воздействием антропогенных и природных факторов (Савичев, 2003).

Определенные выводы можно сделать при сравнении концентраций микрокомпонентов в подземных водах с их содержанием в поверхностных водотоках (табл. 5.1, 5.4): средние содержания микроэлементов для двух типов вод оказались очень близкими. Вероятно, это связано с тем, что опробование вод проводилось в наиболее засушливый летний межень период, когда, как известно, доля подземной составляющей в питании водотоков увеличивается, а влияние процессов разбавления речных вод атмосферными осадками становится минимальным. Однако при этом наблюдаются некоторые отличия по максимальным концентрациям микроэлементов. Так, например, содержания брома, лития, кадмия оказались намного более высокими в речных водах. Причины этого весьма разнообразны и обусловлены прежде всего влиянием геохимических условий и антропогенных воздействий на состав природных вод.

При анализе пространственного распределения компонентов химического состава подземных и речных вод прослеживается совпадение зон повышенных и высоких концентраций ионов, что, как правило, указывает на антропогенный источник преобразования их состава. В площадном распределении избыточных концентраций компонентов, в целом,

наблюдается их приуроченность к западной, северо-западной частям исследуемого района.

Таким образом, по результатам проведенных исследований можно сформулировать первое защищаемое положение: *на территории исследований повсеместно развиты пресные подземные воды гидрокарбонатного кальциевого состава со средней соленостью около 0,5 г/л и околонеutralной средой. Соленость и pH увеличиваются при фильтрации подземных вод в направлении от водоразделов рек к их долинам, то есть с увеличением времени взаимодействия воды с горной породой.*

ГЛАВА 6. ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ЕСТЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПРИРОДНЫХ ВОД ПОД ДЕЙСТВИЕМ АНТРОПОГЕННОЙ НАГРУЗКИ

Воздействие на природные воды антропогенного фактора становится все более важной экологической проблемой современности. Многочисленными исследованиями установлено, что как подземные, так и поверхностные воды претерпевают существенные изменения качества (Тютюнова, 1987). Если еще добавить к этому, что мы по существу имеем дело с верхней гидродинамической зоной (зоной активного водообмена), которая, как известно, наиболее всего подвержена антропогенному воздействию, то актуальность изучения качественного состава природных вод района исследований приобретает еще большую значимость.

Дело в том, что территория северо-восточной части Колывань-Томской складчатой зоны представляет собой достаточно сложную природно-техногенную систему, включающую ряд антропогенных объектов. Среди таких, в первую очередь, помимо многочисленных поселков и деревень можно назвать Северный промышленный узел г. Томска (СПУ) (Экология Северного..., 1994). Территории СПУ расположена в северо-восточном направлении от г. Томска, приурочена к краевой части Томь-Яйской междуречной равнины, прорезаемой р. Большая Киргизка (рис. 6.1). В пределах СПУ расположен целый ряд крупных предприятий различного назначения, среди которых основными являются ОАО «Сибирский химический комбинат», ООО «Томскнефтехим», предприятия топливно-энергетического комплекса г. Томска и г. Северска (ГРЭС-2, ТЭЦ-3), агропромышленные комплексы (ООО «Межениновская птицефабрика», свинокомплекс «Томский»), а также полигоны промышленных и бытовых отходов, золоотвалы, карьеры, очистные сооружения г. Томска и т.д. Все они оказывают негативное влияние в целом на всю природную среду и на поверхностные и подземные воды, в частности. С учетом этого можно говорить о природно-антропогенных условиях формирования состава

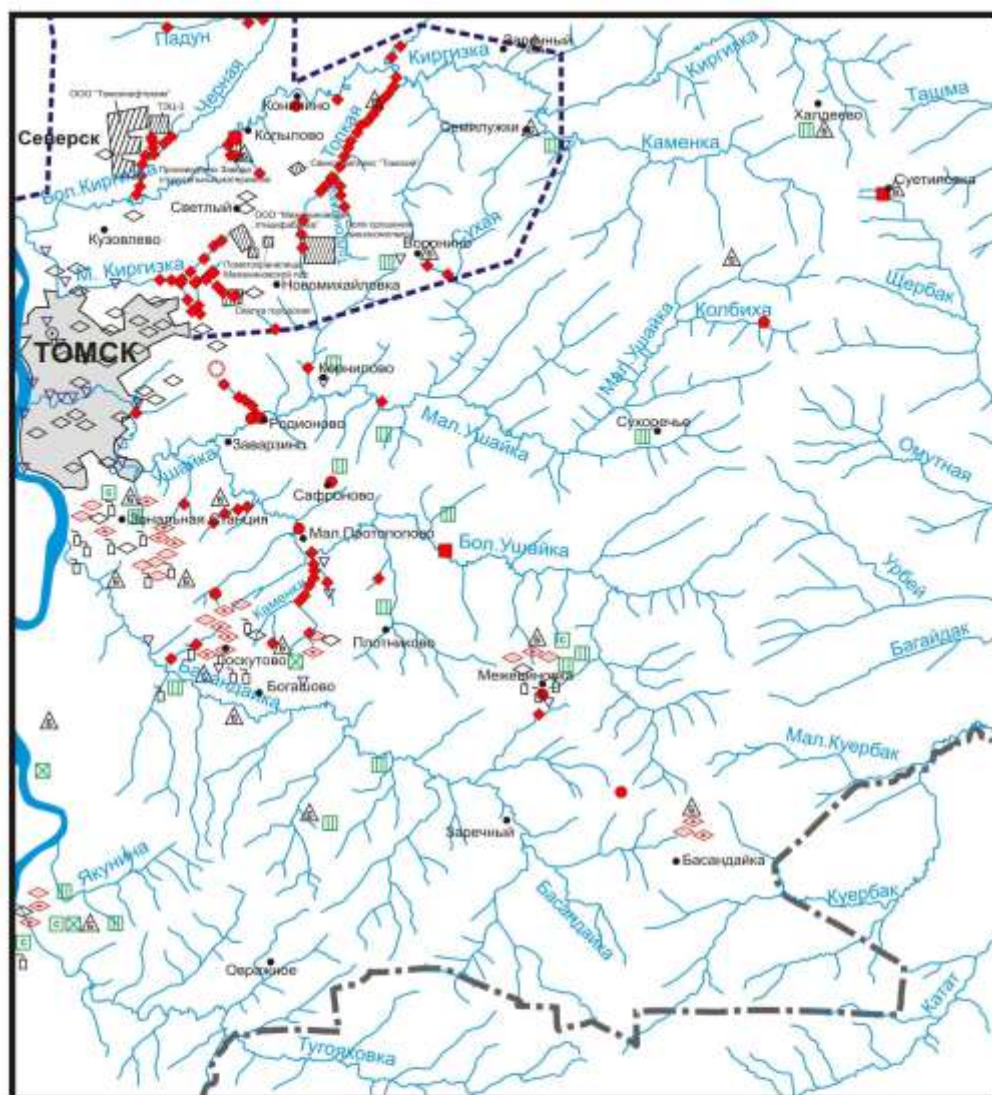


Рис. 6.1. Схема потенциальных источников загрязнения с нанесением мест расположения техногенно-трансформированных природных вод

природных вод на территории исследований.

Под качеством вод принято понимать «совокупность физических, химических и биологических свойств вод с учетом требований конкретных водопотребителей» (ГОСТ..., 1987). Критерии качества вод у водопотребителей различны в соответствии с их целями. Имеется целый ряд классификационных схем, позволяющих по физико-химическим или гидробиологическим показателям с определенной долей условности отнести водный объект к определенному классу качества вод (Единые критерии..., 1982; Руководство..., 1992; Методические рекомендации..., 1982; Контроль химических..., 1998; Моисеенко, 2008, 2009; Моисеенко¹, 2009; Барвиш, Шварц, 2000; Головин и др., 1996; Гуляева, 2002; Зарубина и др., 2011; Гагарина, 2012). Между тем, широко распространенным общепринятым принципом контроля качества вод остается сравнение величин характеристик состава вод с их нормативными данными, в частности, с предельно-допустимыми концентрациями (СанПиН..., 1996, 2000, 2002; Перечень рыбохозяйственных..., 1999; ГН 2.1.5.1315-03..., 2004).

В предыдущей главе уже было показано, что на фоне вод с естественным природным формированием их состава выделяются воды, состав которых иногда сильно видоизменяется, что указывает на явное негативное воздействие на них со стороны человека (см. табл. 5.1, 5.4). Их мы отнесли к водам с техногенно-трансформированным составом, то есть с составом и физическими свойствами, измененными под влиянием деятельности человека (Колубаева, 2004, 2006, 2015; Колубаева и др., 2010; Колубаева¹, 2013). Так, максимальные значения некоторых показателей в таких водах не просто превышают их естественный фон в десятки и даже сотни раз, но и в несколько раз действующие для них санитарно-гигиенические нормативы. В предыдущей главе на схематических картах распределения по площади общей минерализации, SO_4^{2-} и Cl^- для подземных вод (рис. 5.5, 5.6, 5.10, 5.11, 5.12, 5.13) эти воды нашли отчетливое проявление в виде аномальных очагов в дд. Мал.Протопопово, Родионово,

Межениновка, Сафроново, а также в бассейнах рек Киргизка и Ушайка. В таблицах 6.1 и 6.2 приведены их примеры, на рис. 6.1. – места расположения.

При этом необходимо добавить, что при оценке качественного состояния природных вод, к водам с техногенно-трансформированным составом мы отнесли те, в химическом составе которых наблюдается одновременное присутствие в повышенных количествах макрокомпонентов совместно с микрокомпонентами или только макрокомпонентов. Воды, которые содержат отдельные микроэлементы, в концентрациях превышающих ПДК, но при этом в их составе не наблюдаются концентрации макроэлементов выше фоновых значений, мы отнесли к водам, связанным с рудными аномалиями. Кроме того, приуроченность территории к железосодержащей геохимической провинции также определяет специфику формирования качественного состава вод. Здесь необходимо отметить присутствие в достаточно высоких концентрациях в водах ионов аммония, накоплению которого в некоторых случаях способствует заболоченность территории. Заболоченность территории и насыщенность водовмещающих отложений органическим веществом, в свою очередь, способствуют накоплению органического вещества в водах рыхлых отложений. Наличие ионов аммония в водах палеозойских образований, возможно, обязано фильтрации из верхних горизонтов (Ермашова, 1979, Удодов, 1982; Савичев, Камнева, 2010). Кроме того, и сами палеозойские образования обогащены органическим веществом, в том числе и гумусом, в составе гумуса присутствует азот, поэтому не исключается, что ионы аммония – продукт биохимических процессов в водной среде.

Итак, остановимся более подробно на рассмотрении химического состава техногенно-трансформированных вод. Данные таблиц 5.1 и 6.1 показывают, что в подземных водах рыхлых отложений превышения ПДК для питьевых вод (ПДКп) обнаружены по таким компонентам, как: общая жесткость, NO_3^- , NH_4^+ , Feобщ, Br, Ba, Li, Al, Cr, Cd, As и Hg; в подземных водах коренных пород – по общей жесткости, NO_3^- , NH_4^+ , Si, Feобщ, Ba, Li,

Табл. 6.1. Подземные воды с трансформированным химическим составом

Показатель	Воды рыхлых отложений									Воды коренных пород			ПДКп
	т.н. 1214 (колодец, приток р.Ушайка)	т.н. 253 Д (колодец, ост. п. 41 км)	т.н. 957 (колодец, д.Родионово)	т.н. 691 (колодец, р.Колбиха)	т.н. 807 (родник, р.Б.Киргизка)	т.н. 1119 (колодец, д.Сафроново)	т.н. 259 Д (скважина, д. М.Протопопово)	т.н. 1287 (колодец, д.Межениновка)	т.н. 958 (колодец, д.Родионово)	т.н. 1528 (родник, р.Ушайка)	т.н. 1583 (скважина, д.Суетиловка)	т.н. 910 (родник, р.Б.Киргизка)	
pH	7,1	7,0	6,6	6,8	6,8	6,8	7,13	6,8	6,6	7,6	7,8	7,8	6-9
Жесткость, мг-экв/л	6,0	6,6	6,0	7,5	8,0	10,0	12,0	10,4	14,6	5,5	7,4	7,9	7
HCO ₃ ⁻ , мг/л	286	378	368	370	295	380	680	634	561	390	378	306	
SO ₄ ²⁻ , мг/л	18	7	20	16	12	45	2,6	70	80	9	24	16	500
Cl ⁻ , мг/л	23	6	18	18	56	53	64	44	78	5	19	121	350
Ca ²⁺ , мг/л	98	113	94	132	140	140	190	178	210	78	116	138	
Mg ²⁺ , мг/л	13,4	11,2	15,9	11,0	12,2	36,0	30,6	18,3	49,0	19,5	19,5	12,2	
Na ⁺ , мг/л	17,6	6,7	13,2	8,8	10,8	5,0	16,7	55,0	38,4	11,0	12,5	46,0	200
K ⁺ , мг/л	0,7	5,7	10,5	1,0	1,5	1,0	10,3	1,7	10,0	7,2	0,6	4,5	
NO ₂ ⁻ , мг/л	0,005	0,002	0,005	0,005	0,005	1,2	0,02	0,0015	0,6	0,2	-	0,005	3
NO ₃ ⁻ , мг/л	44*	0,4	14	45	85	79	0,1	4	200	0,5	69	55	45
NH ₄ ⁺ , мг/л	0,6	1,9	0,7	0,4	0,4	2,4	2,1	0,03	1,5	2,5	0,16	0,5	2
Si, мг/л	-	6,5	-	3,9	5,1	-	5,5	5,0	-	7,1	12,0	5,6	10
Fe общ, мг/л	0,15	6,25	0,5	0,5	0,3	0,15	37,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Минерализация, мг/л	501	527	554	602	613	742	994	1005	1229	523	640	700	1000
F, мкг/л	290	230	-	90	90	-	430	150	-	400	160	90	1500
Br, мкг/л	13	1,0	62	-	86	31	200	153	22	39	13,4	48	200
Ba, мкг/л	21	-	36	-	16	32	-	93	42	160	27	16	100
Sr, мкг/л	-	180	-	-	-	-	-	730	-	410	480	-	7000
Li, мкг/л	13	2,4	13	19	23	-	-	29	34	16	11	38	30
Cr, мкг/л	2,7	-	2,6	-	1,5	4,1	-	10,6	2,1	5,5	3,2	2,7	50
Co, мкг/л	0,14	-	0,34	-	0,13	0,35	-	0,35	0,32	0,9	0,14	0,3	100
Ni, мкг/л	1,2	-	1,6	1,2	1,0	1,0	-	2,2	0,3	13,7	0,7	2,6	100
Cu, мкг/л	1,3	2,1	2,3	0,2	0,4	2,3	7,1	0,05	1,5	1,0	1,0	0,15	1000
Zn, мкг/л	8,6	130	32	9,1	1,0	43	13	28	14,3	56	50	8,0	5000
Cd, мкг/л	0,15	0,2	0,14	0,07	0,2	0,2	0,2	0,05	0,3	0,3	0,15	0,4	1
Pb, мкг/л	1,0	1,3	2,7	0,4	0,7	1,3	11	0,6	1,7	0,6	2,0	1,6	30
As, мкг/л	4,2	-	2,0	2,0	2,0	7,0	-	15	2,0	9,6	2,0	2,0	50
Hg, мкг/л	-	0,05	0,7	2,1	0,24	-	0,11	0,005	0,87	0,005	0,08	0,13	0,5
Формула ионно-солевого состава	HCO ₃ /Ca	HCO ₃ /Ca	HCO ₃ /Ca	HCO ₃ /Ca	HCO ₃ /Ca	HCO ₃ /Ca-Mg	HCO ₃ /Ca	HCO ₃ /Ca	HCO ₃ /Ca	HCO ₃ /Ca-Mg	HCO ₃ /Ca	HCO ₃ -Cl/Ca	

* - здесь и в табл. 6.2, 6.3 выделение жирным шрифтом означает содержание компонента на пределе ПДК или превышение по отношению к ПДК,
ПДКп – предельно-допустимые концентрации компонентов для питьевых вод (СанПиН..., 2002)

Табл. 6.2. Поверхностные воды с трансформированным химическим составом

Показатель	т.н. 940 (сток из очистных сооружений в р. М.Киргизка)	т.н. 699 (отстойник, р. Топкая)	т.н. 870 (приток р. Ушайка)	т.н. 1226 (верховье притока р. Ушайка)	т.н. 1147 (устье притока р. Ушайка)	т.н. 1142 (приток р. Ушайка)	т.н. 933 (исток притока р. М.Киргизка)	т.н. 687 (р. М.Киргизка)	т.н. 639 (приток р. Черная)	т.н. 688 (р. М.Киргизка)	т.н. 686 (р. М.Киргизка)	т.н. 636 (приток р. Черная)	ПДКр	ПДКх
рН	8,0	7,4	7,2	7,0	7,6	7,9	8,0	-	7,8	-	-	7,8	6,5-8,5	
Жесткость, мг-экв/л	2,5	6,7	6,7	13,2	5,6	7,6	7,8	11,1	6,5	11,0	13,1	10,0		
HCO ₃ ⁻ , мг/л	148	390	608	638	245	537	646	1037	130	1074	1098	152		
SO ₄ ²⁻ , мг/л	22	1	-	90	39	16	37	20	24	20	20	2	100	500
Cl ⁻ , мг/л	39	43	26	39	213	216	284	11	1083	11	12	1553	300	350
Ca ²⁺ , мг/л	50	114	100	144	60	62	110	128	100	140	160	184	180	
Mg ²⁺ , мг/л	0,5	12	21	72	32	54	28	56	18	48	61	10	40	50
Na ⁺ , мг/л	44	28	18	16	92	192	224	18	620	18	19	840	120	200
K ⁺ , мг/л	5	30	62	2	170	-	76	55	5	75	80	6	50	
NO ₂ ⁻ , мг/л	0,005	0,005	0,005	0,005	1,8	2,25	1,5	0,005	0,08	0,005	0,005	0,15	0,08	
NO ₃ ⁻ , мг/л	0,05	60	10	0,05	291	122	0,05	260	5	470	565	5	40	3,3
NH ₄ ⁺ , мг/л	0,7	1,5	27	1	27	24	5	165	0,4	230	225	0,05	0,5	1,5
Si, мг/л	2,6	5,3	-	-	-	-	4,4	11,4	2,5	11,8	11,5	2,5		10
Fe общ, мг/л	0,5	6,0	6,5	4,5	0,3	0,5	0,8	-	1,5	-	-	1,0	0,1	0,3
Минерализация, мг/л	310	685	878	1006	1170	1227	1413	1750	1987	2085	2240	2754		
F ⁻ , мкг/л	3790	310	-	270	300	190	320	90	230	90	90	200	750	1500
Li, мкг/л	38	24	17	16	25	25	160	31	110	29	31	124	0,7	30
V, мкг/л	5,7	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	5,0	0,3	0,3	0,3	1	
Cr, мкг/л	-	2,4	-	-	-	-	2,4	-	4,5	-	-	4,7	20	50
Ni, мкг/л	2,5	0,9	1,0	0,3	0,6	2,5	3,0	1,0	10	1,0	1,0	0,3	10	20
Cu, мкг/л	0,1	0,5	0,2	1,4	-	30	2,3	18,5	1,1	8,4	4,0	6,0	1	1000
Zn, мкг/л	1	8,0	11	11	-	516	0,7	200	5	82	75	17	10	10
Cd, мкг/л	0,13	0,05	0,13	0,4	-	153	0,1	0,2	0,1	0,3	0,3	0,1	5	1
Pb, мкг/л	0,1	0,8	1,7	1,2	-	8,0	0,4	0,5	0,7	0,6	1,1	1,8	100	10
As, мкг/л	25	18	10	91	18	43	30	10	2	10	7	2	50	10
Hg, мкг/л	0,2	0,2	0,02	0,5	1,7	0,3	0,06	0,02	0,04	0,08	0,06	0,3	0,01	0,5
Формула ионно-солевого состава	HCO ₃ -Cl/Ca-Na	HCO ₃ /Ca	HCO ₃ /Ca	HCO ₃ /Ca-Mg	Cl-NO ₃ -HCO ₃ /K-Na	HCO ₃ -Cl/Na-Mg	HCO ₃ -Cl/Na-Ca	HCO ₃ /NH ₄ -Ca	Cl/Na	HCO ₃ -NO ₃ /NH ₄ -Ca	HCO ₃ -NO ₃ /NH ₄ -Ca	Cl/Na		

ПДКр – предельно-допустимые концентрации компонентов для вод рыбохозяйственных водоемов (Перечень...,1995), ПДКх – предельно-допустимые концентрации компонентов в воде водных объектов хозяйственно-питьевого назначения (ГН 2.1.5.1315-03..., 2004)

Al, Ni, Cd, Hg; в речных водах (табл. 5.4, 6.2) превышения ПДК для объектов рыбохозяйственного водопользования (ПДК_р) были отмечены по таким элементам, как: Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , NO_2^- , NO_3^- , NH_4^+ , Feобщ, F, Li, V, Cr, Ni, Cu, Zn, Al, Cd, As и Hg. Как видно, перечень загрязняющих компонентов от речных вод к подземным водам коренных пород (то есть вниз по разрезу) сужается.

Из таблицы 6.1 и 6.2 видно, что, как правило, в таких водах наблюдается одновременное присутствие целого ряда компонентов с повышенными и даже очень высокими концентрациями. При этом минерализация подземных вод рыхлых отложений иногда превышает 1 г/л. В анионно-катионном составе подземных вод преобладают ионы HCO_3^- и Ca^{2+} , хотя в этих водах в процентном соотношении по сравнению с теми, которые формируются в естественных природных условиях, наблюдается рост ионов SO_4^{2-} , Cl^- , Na^+ , NO_3^- . Содержания SO_4^{2-} и Cl^- хоть и не превышают ПДК для питьевых вод, но все же являются достаточно высокими, особенно в пробах с максимальными значениями минерализации. То же самое, в целом, характерно и для содержаний HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ . Особое внимание хотелось бы обратить на присутствие в повышенных количествах азотистых соединений. Наиболее всего это касается NO_3^- , концентрации которого в водах рыхлых отложений достигают 200 мг/л. По-видимому, распределение содержаний биогенных веществ в подземных водах исследуемой территории является вполне закономерным и отражает природно-антропогенные условия формирования их химического состава. Уровень содержаний железа в водах, по сравнению с соединениями азота, в меньшей степени определяется действием антропогенных факторов, о чем свидетельствует достаточно слабая связь концентраций железа с наличием антропогенных источников (табл. 6.1). Вполне закономерным является и то, что в водах рыхлых отложений, как наиболее уязвимых с точки зрения загрязнения, наблюдаемые повышенные концентрации элементов макрокомпонентного состава вод имеют более высокие значения по сравнению с водами коренных

пород.

С некоторыми из этих вод также связаны повышенные концентрации микроэлементов (Ba, Li, Hg, Br). Выше мы уже приводили весь перечень микроэлементов, превышающих ПДКп, для всего комплекса данных, и он был гораздо более представительный. Как видно, в пробах вод, которые действительно по совокупности данных можно было отнести к техногенно-трансформированным, этот перечень существенно сузился. Из числа микроэлементов, содержания которых превысили ПДКп в подземных водах, такие, как Li, Al, Cr, As, Br и Ni были встречены лишь в единичных пробах (см. рис. 5.3, 5.4).

На рис. 5.3 пробы с высокими концентрациями в водах рыхлых отложений ртути в районе д. Родионово и притока р. М.Ушайки (р. Колбиха), лития – в д. Родионово и брома – в д. М. Протопопово мы отнесли к загрязненным. Также могут быть связаны с загрязнением пробы с повышенными содержаниями в водах рыхлых отложений (рис. 5.3) ртути в районе притоков р. Б. Киргизки (пр. Топкая и Падун), лития – в долине р. М.Киргизки. К загрязненной относится (рис. 5.4) проба с высоким содержанием лития в водах коренных пород, расположенная в долине р. Б.Киргизки вблизи п. Копылово.

Среди наиболее часто встречающихся в подземных водах в повышенных количествах микроэлементов оказались Ba, Cd и Hg. При этом на рисунках 5.3 и 5.4, где было показано расположение точек подземных вод с повышенными относительно ПДКп концентрациями микроэлементов, можно увидеть, что наибольшее количество вод с повышенным содержанием ртути было отмечено для бассейна р. Ушайки. Так, данные предыдущих работ по геохимическим исследованиям показывают, что самый распространенный ртутный минерал киноварь был установлен в аллювиальных отложениях бассейнов прр. Ушайки, Басандайки, Тугояковки и среднего течения р. Киргизки. Особенно обильна киноварь в илисто-глинистых пойменных фациях в приустьевой части р. Малка, впадающей в

р. Каменка у пос. Семилужки, вблизи которого геохимическими съемками было выявлено Семилуженское проявление сурьмы (Государственная геологическая..., 2007) (рис. 3.5). Повышенные концентрации сурьмы приурочены к участкам, содержащим повышенные содержания ртути. Также ее повышенные содержания установлены в пределах Корниловского участка в породах палеозоя и перекрывающих их осадках. Телетермальная ртутная минерализация, шлиховые потоки киновари, многочисленные лито- и гидрохимические ореолы (рис. 3.4) локализуются вблизи зон тектонических нарушений в породах различного стратиграфического уровня. Частая встречаемость ртути в породах палеозоя и в перекрывающих рыхлых осадках свидетельствуют о повышенном «ртутном фоне» района, значительном развитии тектонических нарушений и влиянии палеозойского фундамента на металлогению пород чехла.

Что касается кадмия, то гидрогеохимическими съемками (Черняев, 1997) его контрастные аномалии были выявлены в районе среднего течения р. Ушайки и в верховьях притока у пос. Плотниково (рис. 5.4). При фоновом содержании до 0,5 мкг/л и ПДК 1 мкг/л содержание кадмия здесь достигает 5-6 мкг/л (по нашим данным для вод нижнего этажа – 15 мкг/л). Аномалии кадмия объясняются связью природных вод с минерализованными зонами разрывных нарушений. Но не исключен тот факт, что повышенные содержания кадмия здесь связаны с техногенным влиянием хранилища ядохимикатов, расположенным вблизи пос. Богашево.

Наибольшее сосредоточение повышенных концентраций бария, отмечается в бассейне р. Тугояковка, также он встречается и в отдельных точках по площади исследований. Присутствие бария обусловлено, по-видимому, наличием в породах барита, который, как правило, находится в ассоциации с сурьмяно-ртутной и полиметаллической минерализацией.

Это значит, что не всегда появление высоких концентраций микрокомпонентов в водах обязано антропогенному воздействию. В данном случае, как это уже говорилось в главе 5, в пределах изучаемой нами

территории существуют и природные условия для обогащения вод этими элементами.

А вот в отношении речных вод наблюдается иная картина: к техногенно-трансформированным водам по совокупности элементов, концентрации которых превысили ПДКр, мы отнесли уже более представительное число проб (рис. 6.1). В отличие от подземных, речные воды уже имеют более пестрый химический состав (табл. 6.2): $\text{HCO}_3\text{-Cl/Ca}$, $\text{HCO}_3\text{-Cl/Na-Ca}$, $\text{HCO}_3\text{-Cl/Ca-Na}$, $\text{HCO}_3\text{/Ca-Na}$, $\text{Cl-HCO}_3\text{/Ca-Na}$, $\text{Cl-HCO}_3\text{/Na-Ca}$, $\text{HCO}_3\text{/NH}_4$, $\text{HCO}_3\text{/Ca-NH}_4$, $\text{Cl-NO}_3\text{-HCO}_3\text{/K-Na}$, $\text{HCO}_3\text{-NO}_3\text{/NH}_4\text{-Ca}$. А в зоне влияния СПУ степень техногенного воздействия на речные воды, по-видимому, столь велика, что в их общем химическом составе произошли радикальные изменения: смена естественного $\text{HCO}_3\text{/Ca}$ на такой экзотический, как Cl/Na . При этом доля Cl^- в анионном составе достигает 94 мг-экв%, а доля Na^+ – 80 мг-экв%. Общая минерализация таких вод уже существенно отличается от пресных (Кирюхин и др., 1993) и достигает 2,7 г/л.

На рисунке 6.2 приведены точки с повышенными содержаниями отдельных элементов макрокомпонентного состава речных вод относительно предельно допустимых значений для объектов рыбохозяйственного (ПДКр) водопользования (Перечень рыбохозяйственных..., 1999). Из рисунка видно, что практически все точки с повышенными концентрациями макрокомпонентов приурочены к бассейнам рек Киргизка и Ушайка. Так, в бассейне р. Киргизка аномально высоких значений достигли: Cl^- – 1553, Na^+ – 840, NO_3^- – 565, NH_4^+ – 230 мг/л. Максимальные содержания SO_4^{2-} (90 мг/л) и K^+ (170 мг/л) отмечены в бассейне р. Ушайка. Кроме того, воды бассейнов рек Киргизки и Ушайки характеризуются также наивысшими уровнями накопления в них химических веществ 2 и 3 классов опасности: Fe, F, Li, Al, V, Ni, Cu, Zn, Cd, As, а также Hg, относящейся к чрезвычайно опасным веществам (рис. 6.3). Их содержания не просто выше фоновых значений в разы, но и превышают ПДКр в десятки и даже сотни раз.

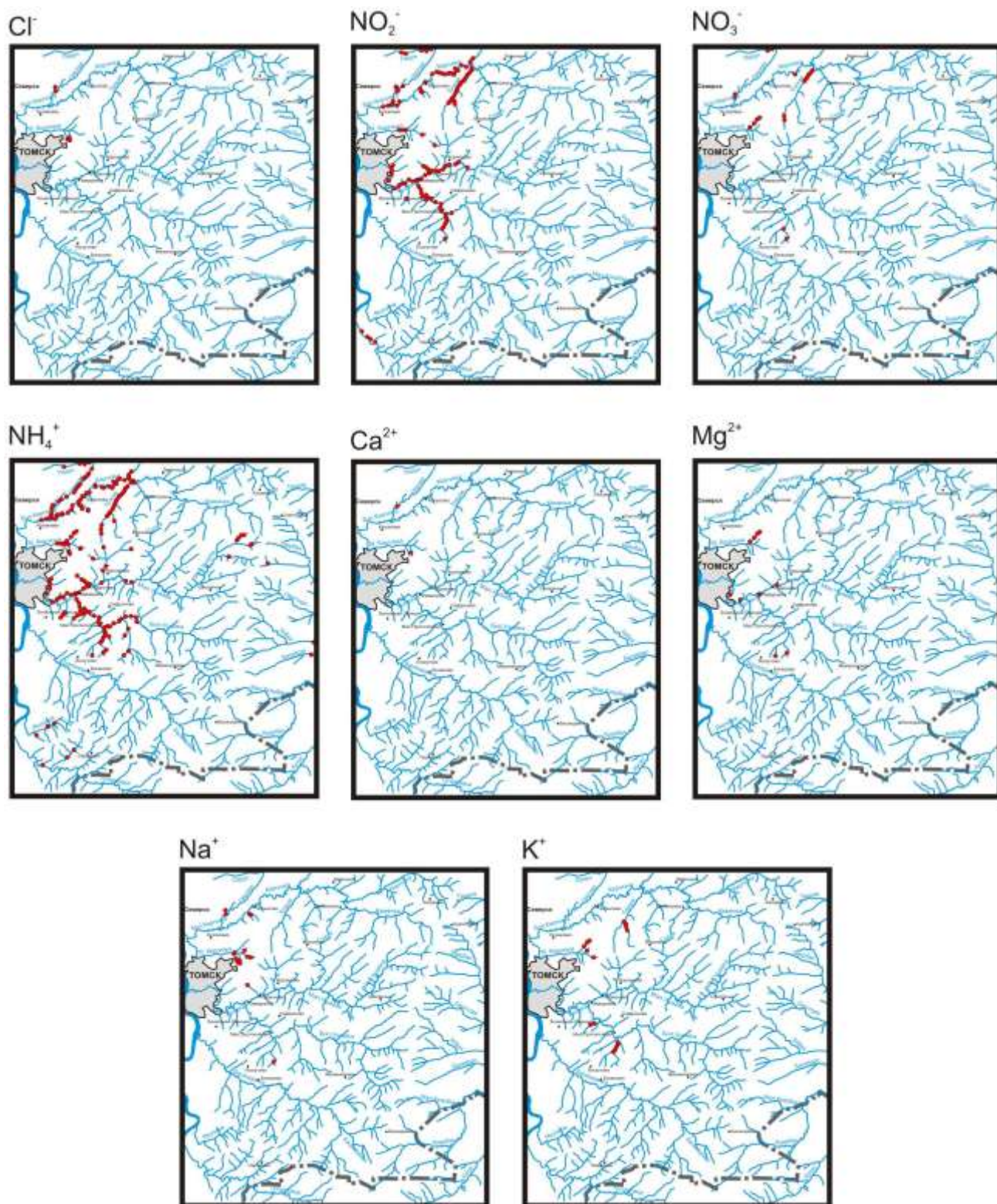


Рис. 6.2. Повышенные содержания отдельных макрокомпонентов в речных водах

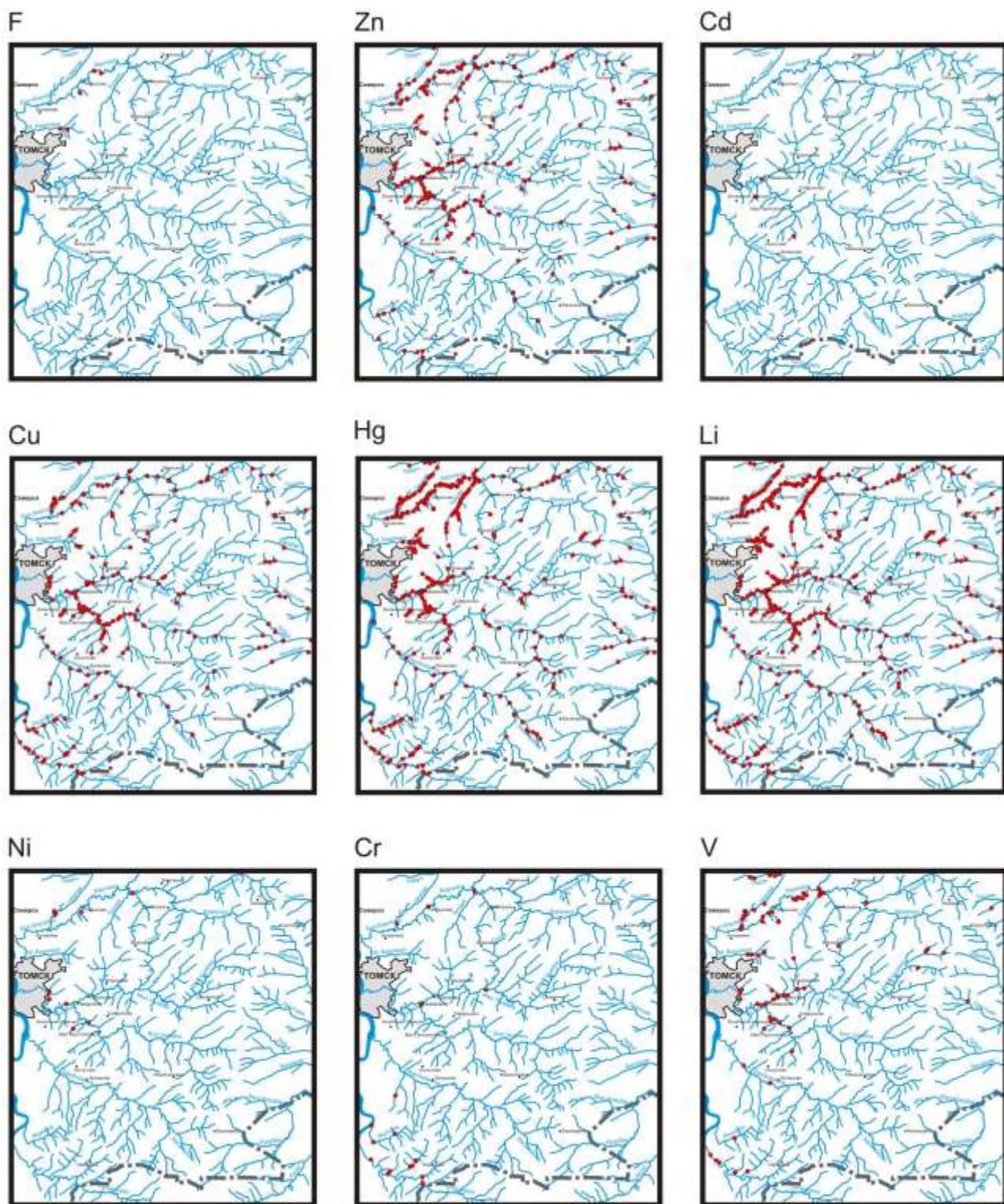


Рис. 6.3. Повышенные содержания отдельных микроэлементов в речных водах

Например, концентрации Cu, Li, Hg, Zn в водах всех исследуемых малых рек превышают ПДКр (рис. 6.3). При этом наибольшее содержание лития (160 мкг/л) отмечено в верховье р. М Киргизка, здесь с техногенным влиянием связан поток рассеяния этого элемента, который ниже по течению дополняется фтором (3790 мкг/л) (табл. 6.2). Наибольшее сосредоточение точек с высокими содержаниями ртути отмечено для бассейнов рек Киргизка и Ушайка, что наряду с природным фактором обязано и техногенному воздействию. Остальные микроэлементы (F, V, Ni, Cd, As, Al) превышают нормативные значения значительно реже, либо в единичных случаях. Причем повышенные относительно нормативов содержания указанных микроэлементов зафиксированы в водах рек с совершенно разным уровнем антропогенной нагрузки. Повышенные относительно ПДКр содержания Cr не зафиксированы нами в загрязненных водах, по-видимому, его появление в речных водах обязано природным факторам.

Кроме того, помимо несоответствия ПДК по неорганическим веществам в речных водах вполне закономерно отмечено отклонение от установленных нормативов (СанПиН..., 2000) по содержанию органических веществ (табл. 6.3). При этом следует отметить их преимущественно антропогенное происхождение, на что указывает различие в средних величинах ХПК и концентрациях нефтепродуктов с максимумами в речных водах бассейна р. Киргизки, на территории которой расположены птицефабрика и свинокомплекс (Плевако, 2002). Уже по средним значениям ХПК фиксируется нарушение ПДК объектов хозяйственно-питьевого водоснабжения (15 мг O_2 /л) для большинства рек (Киргизки, Ушайки, Басандайки) с разной степенью антропогенной нагрузки на водосборы (Савичев, 2003; Шварцев, Савичев, 2006).

Помимо загрязнения органическими веществами, нефтепродуктами и соединениями азота, весьма часто отмечается неудовлетворительное состояние поверхностных вод рассматриваемого района по

Табл. 6.3. Средние содержания растворенного кислорода и органических веществ в поверхностных водах на территории Томь-Яйского междуречья, мг/дм³

Водный объект	ХПК	БПК ₅	Фенолы	Нефтепродукты	O ₂ раств.
р. Ушайка	24.0	4.4	0.003	0.28	8.4
р. Киргизка	63.3	3.9	0.003	0.95	6.8
р. Басандайка	14.2	1.3	0.002	0.07	9.5
р. Тугояковка	7.5	1.0	0.004	0.04	9.5

гидробиологическим и санитарным микробиологическим показателям. Соответствующие гидробиологические исследования систематически проводятся на наиболее загрязненных реках территории (Ушайке, Большой и Малой Киргизке) ОАО «Томскгеомониторинг», Центром гигиены и эпидемиологии по Томской области и др. Согласно материалам исследований указанных организаций речные воды вышеперечисленных бассейнов рек характеризуются по величине индекса сапробности как «умеренно загрязненные» и «загрязненные». Оценка эпидемической опасности, связанной с рекреационным водопользованием, показала наличие микробного риска высокой степени в бассейне р. Ушайки (Доклад о состоянии..., 2013).

Таким образом, анализ данных показывает, что наибольшим спектром, уровнем накопления (табл.6.1, 6.2) и площадного распространения (рис. 6.1) загрязняющих веществ характеризуются речные воды. Нарушенные участки с загрязнением подземных вод имеют локальный характер, встречаются довольно редко, рассредоточены по площади и находятся, как правило, непосредственно в населенных пунктах, либо располагаются в пределах зоны СПУ. В частности, последнее касается родников, приуроченных к долине реки Б. Киргизки. В населенных пунктах главную роль играют коммунально-бытовые отходы при отсутствии благоустройства и очистных сооружений. Мы полагаем, что основными путями поступления загрязняющих веществ в подземные воды являются инфильтрация через зону аэрации и транспортировка непосредственно через каптажи. В населенных пунктах в результате интенсивной эксплуатации колодцами и забивными

скважинами и нарушения защитных свойств зоны аэрации заключенные в ней воды подвергаются загрязнению.

Для речных вод наблюдается пространственная неоднородность их расположения, приуроченная к бассейнам рек Киргизки и Ушайки. По всей видимости, это является вполне закономерным, ведь, если посмотреть схему расположения точек вод с трансформированным составом (рис. 6.1), то можно увидеть, что в районе бассейна р. Ушайка располагаются места сбросов сточных вод либо свалки бытовых отходов. Г.М. Рогов, В.К. Попов, занимаясь проблемами использования природных вод бассейна реки Томи для хозяйственно-питьевого водоснабжения, все стоки от близлежащих к бассейну р. Ушайка предприятий относят к техногенному загрязнению, а бытовые сточные – к антропогенному (Рогов и др., 2003). В бассейне р. Киргизка выделяется участок техногенно загрязненных вод, обусловленный существованием на территории исследований зоны СПУ г. Томска. По обеим сторонам р. Топкой расположены поля орошения навозными стоками свинокомплекса, соответственно, ее воды могут испытывать большее техногенное влияние по сравнению с другими реками. Об этом, в частности, писали авторы научных работ и производственных отчетов по экологической оценке природных вод Копыловского участка СПУ г. Томска (Шинкаренко, 1994; Меньшикова и др., 1995). Кучное расположение точек вод с трансформированным составом в бассейне р. М.Киргизки обязано стоку отходов птицефабрики. Помимо птицефабрики техногенное влияние на воды р. М.Киргизки оказывает и городская свалка. Другой путь поступления загрязняющих веществ в речные воды может быть связан с поверхностным смывом с водосборных территорий минеральных и органоминеральных веществ в период весеннего половодья и летне-осенних паводков.

В целом, полученные нами результаты и выводы о несоответствии содержаний компонентов относительно ПДК и их преимущественной приуроченности к СПУ г. Томска вполне согласуются с данными АО

«Томскгеомониторинг», который ежегодно дает оценку геологической среды территории Томской области (Состояние..., 2011, 2012, 2013, 2014). По данным ОАО «Томскгеомониторинг», основная нагрузка на территории Томской области приходится на Томскую агломерацию (Городские округа «Город Томск», «город Северск», Томский район). Эта территория характеризуется комплексным техногенным воздействием на подземные воды. Так, по последним данным, выявленное в 2013 г. загрязнение отмечалось, преимущественно, в пределах четвертичных отложений, как наиболее подверженных влиянию техногенных факторов. Загрязнение имело локальный характер и проявлялось в непосредственной близости от источника техногенного воздействия. Среди загрязняющих компонентов в 2013 г. были отмечены литий, бор, соединения азота, фториды, перманганатная окисляемость, никель, мышьяк, железо, свинец, нефтепродукты. По классу опасности загрязняющих веществ выявленное загрязнение подземных вод относится преимущественно к высокоопасному (2 класс). Преобладающий тип источников загрязнения промышленный. По данным, приводимым АО «Томскгеомониторинг», в большинстве случаев интенсивность загрязнения находится в пределах 10 ПДК. Высокая интенсивность загрязнения подземных вод наблюдается вблизи приемников промышленных и коммунальных отходов. Кроме того, и Л.П. Рихванов в своих работах (Рихванов, 1997; Рихванов и др., 2005, 2006) отмечает, что природные среды Томского района испытывают сложную антропогенную нагрузку со стороны как предприятий ядерно-топливного производства, так и топливно-энергетических комплексов, то есть на территории СПУ. В целом, проводимые исследования, а также данные результатов ежегодного ведения Государственного мониторинга состояния недр АО «Томскгеомониторинг», подтверждают, что на территории исследований состояние подземных вод подчиняется преимущественно естественным (природным) закономерностям формирования (Состояние геологической..., 2014).

По результатам проведенных исследований можно сделать определенные выводы: наибольшие следы загрязнения несут речные воды, самые наименьшие – подземные воды коренных пород. Антропогенез проявляется в последовательном или совместном изменении микробиологической составляющей, растворенного органического вещества, и комплекса макро- и микрокомпонентов. Наиболее яркие его проявления – полная трансформация макросостава и изменение геохимического облика поверхностных вод от гидрокарбонатных кальциевых до хлоридных натриевых.

Все вышесказанное позволяет сформулировать второе защищаемое положение: *на общем фоне природных вод, формирующихся в естественных условиях, выделяются участки техногенно-трансформированных вод по спектру элементов макрокомпонентного состава (Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , NO_3^- , NH_4^+) и ряду микроэлементов. Аномальные содержания макрокомпонентов иногда вносят существенный вклад в изменение солености и состава вод. При этом техногенно-трансформированные подземные и речные воды характеризуются различным уровнем накопления в них химических элементов.*

ГЛАВА 7. ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПРИРОДНЫХ ВОД РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

7.1. Основные формы миграции химических элементов на основе расчетов процессов комплексообразования

Исследованием форм миграции элементов в природных водах занимались в разные годы многие зарубежные и отечественные исследователи: Р.М. Гаррелс, Ч.Л. Крайст, Дж.Дж. Фрид, С.В. Дэвис, Х.С. Хэлгесон, С.Р. Крайнов, В.М. Швец, В.П. Закутин, Г.М. Варшал, И.К. Карпов, Г.Б. Наумов, Б.Н. Рыженко, П.Н. Линник, Б.И. Набиванец, С.Л. Шварцев, Ф.И. Тютюнова и многие другие.

Как известно, растворенное состояние химических элементов в водах чрезвычайно разнообразно. Среди истинно растворенных форм элементов различают нейтральные молекулы, простые и комплексные ионы (Кирюхин и др., 1993), в том числе, с органическими лигандами. Основные формы миграции элементов зависят не только от свойств самого элемента (катионы, элементы-гидролизаты или анионы), но и от внешних факторов миграции (рН-Еh среды, активных концентраций ионов-комплексообразователей).

Разные соединения одного и того же элемента имеют различные термодинамические, физико-химические и гидродинамические параметры и характеристики. Поэтому процессы миграции элементов и их распределение при взаимодействии воды и пород невозможно правильно интерпретировать и прогнозировать, не зная их миграционных форм в природных водах с различным химическим составом. Невозможно будет правильно оценить степень насыщенности вод по отношению к тем или иным минералам, строить диаграммы полей устойчивости минералов и пользоваться ими без учета миграционных форм элементов. Например, при исследованиях в области охраны окружающей среды первостепенное значение имеет то обстоятельство, что разные миграционные формы одного и того же элемента имеют иногда резко различную токсичность. Биохимический эффект

сложных состояний элементов не адекватен эффекту их простых форм. Незакомплексованные ионы тяжелых металлов являются в большинстве случаев токсичными. Связывание же металлов в комплексы, особенно с комплексообразующими веществами естественного происхождения, приводит к образованию, как правило, нетоксичных соединений (Крайнов и др., 2004, 2012).

Не останавливаясь подробно на методике физико-химических исследований комплексообразования, отметим, что она достаточно подробно изложена в источниках (Крайнов и др., 2004, 2012; Методы геохимического..., 1988; Гаррелс, Крайст, 1968; Линник, Набиванец, 1986). Добавим только, что комплексные соединения образуются при взаимодействии иона-комплексообразователя (Me) и лигандов (A) (заряженных или нейтральных неорганических или органических частиц, т.е. ионов или молекул органического и неорганического происхождения):



Характеристикой комплексного соединения служит мера устойчивости комплекса, называемая константой устойчивости (наиболее устойчивые в растворах комплексные ионы имеют наибольшие значения этого показателя):

$$K_{уст(T,P)} = \frac{[Me^{n+}][A^{k-}]^m}{[MeA_m^{mk+n}]} \quad (7.2),$$

где $[Me^{n+}]$ – молярная концентрация элемента с зарядом $n+$ в незакомплексованной форме; $[A^{k-}]$ – молярная концентрация адденда A с зарядом k^- ; $[MeA_m^{mk+n}]$ – молярная концентрация комплексного соединения, имеющего суммарный заряд $mk+n$.

На сегодняшний день как в России, так за рубежом для практического решения гидрогеохимических задач имеется большое число программных продуктов гидрогеохимического направления, которые постоянно совершенствуются. Обзор компьютерных программных средств для решения задач гидрогеологии и гидрогеохимии сделан многими исследователями, в

частности в (Appelo, Postma, 1993, 2005; Озябкин, 1991, 1996; Крайнов, 1993, 1999; Langmuir, 1997; Крайнов и др., 2004, 2012; и др.)

Нами в работе расчет концентраций различных форм миграции элементов в природных водах производился с применением программного модуля для ПК HydrGeo (автор - М.Б. Букаты, ТФ ИГНГ СО РАН) (Букаты, 1999, 2002, 2005, Геологическая эволюция..., 2005), с помощью которого вычислялись количественные соотношения между вероятными для вод данного химического состава формами элементов без учета элемент-органических форм. Исходные данные приведены в таблице 7.1, а результаты расчетов – в таблице 7.2.

Результаты исследований процессов комплексообразования показывают, что без учета соединений с органическими радикалами, миграция макрокомпонентов в водах осуществляется преимущественно в виде собственных простых ионов, роль комплексных соединений весьма мала (Колубаева, 2013). Так, в ионной форме мигрируют HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , NO_2^- , NO_3^- , NH_4^+ . Доля их составляет, как правило, более 75%, что вполне закономерно, учитывая околонейтральные значения pH вод, низкие положительные значения окислительно-восстановительного потенциала, низкую минерализацию растворов и невысокие значения их ионной силы (0,007-0,01). Миграция Na^+ , K^+ , Ca^{2+} и Mg^{2+} в ионно-растворенном виде обусловлена достаточно хорошей растворимостью многочисленных природных соединений макрокомпонентов. Одним из важных свойств этих элементов является то, что эти металлы характеризуются слабовыраженной склонностью к гидролизу в условиях природных вод. Комплексообразование для них также мало характерно. Ионно-растворенное состояние главных ионов, как правило, свойственно маломинерализованным водам.

Среди второстепенных форм миграции макроэлементов преобладают комплексы-ассоциаты с участием доминирующих анионов HCO_3^- , CO_3^{2-} . Так, по приведенным в таблице 7.2 результатам расчетов основных форм

Табл. 7.1. Примеры данных химического состава природных вод, использованных для проведения физико-химических расчетов

Показатель	Речные воды			Подземные воды рыхлых отложений			Подземные воды коренных пород		
	т.н. 1516 (р. Басандайка)	т.н. 1537 (р. М. Ушайка)	т.н. 1388 (р. Киргизка)	т.н. 1821 (родник)	т.н. 1809 (родник)	т.н. 1555 (колодец)	т.н. 1518 (родник)	т.н. 1277 (родник)	т.н. 1498 (родник)
pH	7,4	7,8	7,4	7,2	7,6	6,8	7,2	7,0	7,6
Ионная сила раствора, моль/л	0,009	0,009	0,009	0,007	0,008	0,007	0,01	0,01	0,01
HCO ₃ ⁻ , мг/л	368,0	386,0	394,0	260,0	324,0	296,0	403,0	422,0	418,0
SO ₄ ²⁻ , мг/л	2,0	7,05	2,66	9,31	7,98	9,98	7,5	13,68	8,65
Cl ⁻ , мг/л	2,1	7,1	2,84	2,84	4,26	7,1	4,3	1,4	7,1
NO ₂ ⁻ , мг/л	0,029	0,025	0,018	0,018	0,031	0,028	0,011	0,0015	0,014
NO ₃ ⁻ , мг/л	1,44	0,614	0,921	0,46	0,46	0,05	0,84	0,36	0,307
NH ₄ ⁺ , мг/л	0,89	0,19	0,36	0,331	0,23	0,21	0,015	0,55	0,302
F ⁻ , мг/л	0,27	0,17	0,23	0,11	0,19	0,16	0,24	0,24	0,19
Ca ²⁺ , мг/л	82,0	100,0	110,0	96,0	98,0	84,0	96,0	84,0	124,0
Mg ²⁺ , мг/л	15,9	9,76	3,66	0,5	0,5	3,66	17,1	25,6	4,88
Na ⁺ , мг/л	15,0	10,0	9,5	7,0	8,5	7,0	10,7	15,0	8,5
K ⁺ , мг/л	1,3	1,3	0,6	1,5	1,3	3,0	0,8	0,7	1,7
Fe ²⁺ , мг/л	0,1	0,3	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2
Fe ³⁺ , мг/л	0,8	0,4	0,8	0,5	1,2	0,6	0,15	0,3	0,2
Si, мг/л	4,88	7,29	7,0	5,63	4,63	7,38	8,25	3,31	5,36
Al ³⁺ , мг/л	0,018	0,04	0,0675	0,0135	0,067	0,122	0,07	0,089	0,31
Ba ²⁺ , мкг/л	50,0	2,5	28,2	18,8	26,0	32,1	50,0	68,0	38,5
Sr ²⁺ , мкг/л	580,0	310,0	340,0	196,0	198,0	170,0	700,0	770,0	420,0
Li ⁺ , мкг/л	14,0	12,5	14,0	10,0	11,5	9,0	19,0	24,0	18,0
Zn ²⁺ , мкг/л	4,5	25,6	13,5	70,0	43,2	69,2	57,0	1,2	36,0
Cd ²⁺ , мкг/л	0,05	0,15	0,05	0,05	0,05	0,1	0,13	0,05	0,1
Pb ²⁺ , мкг/л	0,2	0,8	0,6	2,3	0,6	0,3	0,2	0,05	1,8
Cu ²⁺ , мкг/л	0,05	2,5	1,3	4,0	3,3	1,8	1,7	0,05	2,0
Минерализация, мг/л	490	524	525	379	445	412	540	564	574

миграции химических элементов в природных водах исследуемой территории видно, что в отсутствии органических лигандов наибольший вклад в комплексообразование в случае с кальцием и магнием вносят карбонатные и гидрокарбонатные ионы (до нескольких %): (CaHCO₃)⁺, CaCO₃, (MgHCO₃)⁺, (MgHCO₃)₂, MgCO₃. А, например, для Na⁺ и K⁺ в этих условиях лишь только десятые доли процента их валового количества приходится на комплексные соединения.

Формы миграции микрокомпонентов более разнообразны. Среди рассмотренных нами микрокомпонентов преобладание миграции в виде

Табл. 7.2. Результаты расчетов основных форм миграции химических элементов в природных водах, в % от валового содержания

Компонент	Речные воды			Подземные воды рыхлых отложений			Подземные воды коренных пород		
	т.н. 1516 (р. Басандайка)	т.н. 1537 (р. М. Ушайка)	т.н. 1388 (р. Киргизка)	т.н. 1821 (родник)	т.н. 1809 (родник)	т.н. 1555 (колодец)	т.н. 1518 (родник)	т.н. 1277 (родник)	т.н. 1498 (родник)
HCO ₃ ⁻	90,49	93,81	90,44	87,30	92,86	75,29	87,10	82,07	92,32
SO ₄ ²⁻	99,99	99,99	99,99	99,99	99,99	99,99	99,99	99,99	99,99
Cl ⁻	99,90	99,90	99,90	99,92	99,92	99,92	99,89	99,88	99,89
NO ₂ ⁻	99,95	99,98	99,95	99,92	99,97	99,79	99,92	99,87	99,97
NO ₃ ⁻	99,01	98,80	98,66	98,78	98,76	98,92	98,86	99,02	98,54
F ⁻	98,55	98,77	99,00	99,23	99,23	99,14	98,43	98,08	98,88
NH ₄ ⁺	41,56	51,51	56,16	68,45	58,50	87,63	95,03	63,33	50,25
NH ₄ HCO ₃	0,145	0,174	0,197	0,198	0,172	0,234	0,351	0,243	0,188
(NH ₄ CO ₃) ⁻	0,003	0,009	0,004	0,003	0,006	0,001	0,005	0,002	0,006
(NH ₄) ₂ CO ₃	57,42	45,59	42,46	30,44	39,37	11,67	3,360	35,90	47,90
NH ₄ OH	0,436	1,353	0,586	0,454	0,975	0,232	0,625	0,262	0,827
NH ₃ ⁰	0,437	1,357	0,588	0,456	0,978	0,233	0,627	0,263	0,829
Ca ²⁺	94,95	94,08	94,85	95,89	95,25	96,42	94,97	95,03	94,15
(CaHCO ₃) ⁺	4,027	3,888	4,115	3,499	3,523	3,246	4,224	4,324	4,302
Ca(HCO ₃) ₂	0,281	0,262	0,289	0,203	0,207	0,174	0,312	0,333	0,322
CaCO ₃	0,723	1,748	0,736	0,398	1,005	0,147	0,476	0,307	1,212
Ca(CO ₃) ₂ ²⁻	0,001	0,006	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,003
(CaNO ₃) ⁺	0,011	0,005	0,007	0,004	0,004	0,000	0,006	0,003	0,002
CaCl ⁺	0,002	0,006	0,003	0,003	0,004	0,007	0,004	0,001	0,006
CaF ⁺	0,004	0,003	0,004	0,002	0,003	0,003	0,004	0,004	0,003
Mg ²⁺	95,80	95,59	95,93	96,67	96,37	96,95	95,76	95,62	95,56
(MgHCO ₃) ⁺	0,148	0,135	0,145	3,055	3,085	2,879	3,847	4,045	3,755
Mg(HCO ₃) ₂	3,708	3,499	3,601	0,101	0,104	0,088	0,163	0,178	0,161
MgCO ₃	0,316	0,747	0,306	0,165	0,418	0,062	0,206	0,136	0,502
MgCl ⁺	0,003	0,008	0,003	0,003	0,005	0,009	0,005	0,002	0,008
MgF ⁺	0,019	0,011	0,015	0,008	0,013	0,011	0,016	0,016	0,012
MgOH ⁺	0,003	0,006	0,002	0,002	0,004	0,001	0,002	0,001	0,004
Na ⁺	99,22	99,24	99,21	99,35	99,34	99,40	99,17	99,14	99,16
NaHCO ₃	0,777	0,751	0,781	0,646	0,655	0,596	0,822	0,855	0,832
NaCl	0,001	0,003	0,001	0,001	0,002	0,003	0,002	0,001	0,003
NaH ₃ SiO ₄	0,001	0,004	0,002	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,002
NaHSiO ₃	0,002	0,007	0,003	0,001	0,003	0,001	0,002	0,000	0,003
K ⁺	99,19	99,21	99,19	99,33	99,32	99,38	99,15	99,11	99,13
KHCO ₃	0,801	0,775	0,806	0,666	0,676	0,615	0,848	0,883	0,859
(KCO ₃) ⁻	0,006	0,014	0,006	0,003	0,008	0,001	0,004	0,003	0,010
Fe ²⁺	89,20	81,70	89,29	92,74	87,63	95,23	91,16	92,40	85,49
(FeHCO ₃) ⁺	3,399	2,980	3,378	2,971	2,843	2,848	3,603	3,791	3,379
Fe(HCO ₃) ₂	0,722	0,612	0,721	0,524	0,509	0,464	0,810	0,888	0,770
FeCO ₃	6,102	13,40	6,040	3,378	8,112	1,293	4,058	2,690	9,518
FeCl ⁺	0,002	0,007	0,003	0,003	0,004	0,008	0,004	0,001	0,007
FeOH ⁺	0,573	1,302	0,564	0,382	0,904	0,159	0,360	0,229	0,834
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
(FeOH) ²⁺	0,024	0,003	0,024	0,058	0,009	0,312	0,061	0,147	0,010
Fe(OH) ₃	80,35	71,77	80,29	79,76	77,72	68,83	79,61	75,61	77,51
(Fe(OH) ₄) ⁻	11,21	25,23	11,25	7,001	17,15	2,397	7,047	4,229	17,31
(Fe(OH) ₂) ⁺	8,408	2,998	8,435	13,18	5,117	28,47	13,28	20,01	5,170
SiO ₂	47,58	47,36	47,58	47,64	47,49	47,69	47,64	47,67	47,49

Продолжение табл. 7.2									
H ₄ SiO ₄	49,46	49,22	49,46	49,51	49,37	49,57	49,51	49,55	49,36
H ₂ SiO ₃	2,647	2,635	2,647	2,650	2,642	2,654	2,650	2,652	2,642
(HSiO ₃) ⁻	0,315	0,789	0,316	0,198	0,497	0,079	0,200	0,126	0,503
Al ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
(AlO ₂) ⁻	45,33	47,21	43,85	42,58	46,56	6,711	31,83	13,03	45,45
Al(OH) ₃	4,551	1,882	4,386	6,796	2,956	2,699	5,038	3,264	2,852
(AlO(OH) ₂) ⁻	48,86	50,88	47,26	45,89	50,18	7,233	34,31	14,04	48,98
Al ₂ (CO ₃) ₃	1,258	0,028	4,507	4,739	0,297	83,36	28,82	69,66	2,714
Ba ²⁺	87,82	87,90	87,88	89,41	89,13	90,04	87,32	86,66	87,02
(BaHCO ₃) ⁺	11,21	10,77	11,13	9,535	9,749	8,966	11,46	11,83	11,57
Ba(HCO ₃) ₂	0,747	0,697	0,746	0,524	0,551	0,454	0,803	0,863	0,832
BaCO ₃	0,130	0,312	0,128	0,070	0,179	0,026	0,083	0,054	0,210
BaSO ₄	0,094	0,321	0,120	0,462	0,389	0,515	0,332	0,594	0,364
Sr ²⁺	94,40	94,23	94,43	95,24	94,96	95,58	94,26	94,02	93,97
(SrHCO ₃) ⁺	5,289	5,067	5,250	4,458	4,559	4,177	5,433	5,633	5,484
Sr(HCO ₃) ₂	0,050	0,046	0,050	0,035	0,036	0,030	0,054	0,058	0,056
SrCO ₃	0,229	0,550	0,227	0,123	0,314	0,046	0,148	0,097	0,373
SrSO ₄	0,031	0,104	0,039	0,149	0,126	0,166	0,109	0,196	0,119
Li ⁺	34,50	25,07	34,48	49,41	33,19	67,63	36,02	38,68	25,04
LiHCO ₃	1,234	0,871	1,240	1,456	1,007	1,839	1,353	1,514	0,966
Li ₂ CO ₃	64,25	74,04	64,27	49,13	65,79	30,53	62,63	59,81	73,98
(LiCO ₃) ⁻	0,008	0,014	0,008	0,006	0,010	0,003	0,006	0,004	0,010
Zn ²⁺	51,45	32,73	51,74	64,12	44,65	78,14	59,85	66,33	41,06
(ZnHCO ₃) ⁺	4,423	2,701	4,414	4,606	3,290	5,241	5,293	6,098	3,677
Zn(HCO ₃) ₂	3,844	2,279	3,857	3,298	2,424	3,462	4,830	5,800	3,447
ZnCO ₃	31,30	47,87	31,11	20,65	36,99	9,390	23,51	17,07	40,81
(Zn(CO ₃) ₂) ²⁻	0,048	0,183	0,049	0,016	0,076	0,003	0,025	0,012	0,113
ZnOH ⁺	8,829	13,90	8,724	7,071	12,30	3,484	6,316	4,397	10,67
Zn(OH) ₂	0,065	0,257	0,064	0,033	0,144	0,007	0,029	0,013	0,123
ZnF ⁺	0,004	0,002	0,003	0,002	0,002	0,004	0,004	0,004	0,002
ZnSO ₄	0,034	0,074	0,044	0,204	0,120	0,275	0,140	0,280	0,106
Cd ²⁺	15,61	7,346	15,76	24,97	12,30	42,05	21,32	27,46	10,36
(CdHCO ₃) ⁺	7,804	3,525	7,815	10,43	5,269	16,40	10,96	14,68	5,396
Cd(HCO ₃) ₂	1,375	0,603	1,385	1,514	0,787	2,196	2,028	2,831	1,026
CdCO ₃	71,81	81,23	71,61	60,81	77,02	38,20	63,32	53,42	77,86
(Cd(CO ₃) ₂) ²⁻	2,038	5,719	2,085	0,881	2,910	0,200	1,223	0,685	3,988
CdOH ⁺	1,357	1,581	1,346	1,395	1,717	0,950	1,140	0,922	1,364
Pb ²⁺	3,572	1,775	3,615	5,485	2,749	9,453	4,767	5,912	2,507
(PbHCO ₃) ⁺	14,91	7,112	14,97	19,14	9,836	30,79	20,47	26,39	10,90
Pb(HCO ₃) ₂	10,45	4,841	10,56	11,05	5,846	16,40	15,07	20,25	8,246
PbCO ₃	33,33	39,81	33,33	27,10	34,93	17,42	28,72	23,33	38,22
(Pb(CO ₃) ₂) ²⁻	0,025	0,074	0,026	0,010	0,035	0,002	0,015	0,008	0,052
PbOH ⁺	37,71	46,39	37,50	37,22	46,61	25,93	30,95	24,11	40,08
Cu ²⁺	2,904	1,237	2,936	5,267	2,175	12,06	4,338	6,258	1,807
(CuHCO ₃) ⁺	3,009	1,230	3,019	4,560	1,931	9,746	4,623	6,934	1,950
Cu(HCO ₃) ₂	1,067	0,423	1,076	1,332	0,580	2,626	1,721	2,690	0,746
CuCO ₃	91,33	93,51	91,25	87,70	93,10	74,89	88,09	83,23	92,82
(Cu(CO ₃) ₂) ²⁻	1,224	3,108	1,254	0,600	1,660	0,185	0,803	0,504	2,244
CuOH ⁺	0,463	0,489	0,460	0,540	0,557	0,500	0,426	0,386	0,437

собственных ионов присуще, главным образом F⁻, Fe²⁺, Ba²⁺ и Sr²⁺. Что касается железа, то его высокий кларк обуславливает присутствие этого металла как неперменного компонента в природных водах (Перельман, 1982; Вредные химические..., 1989). В зависимости от окислительно-

восстановительного потенциала природных вод железо проявляет характерные для него степени окисления +2 и +3. Большую роль играют щелочно-кислотные условия и биогенная миграция. Железо (II) обнаруживается в основном в водах с низкими значениями Eh (Линник, Набиванец, 1986). Основной миграционной формой железа (II) является ионная его форма Fe^{2+} , второстепенными формами являются FeCO_3 , $(\text{FeHCO}_3)^+$. Насыщение воды кислородом приводит к быстрому окислению Fe^{2+} до Fe^{3+} , поэтому в водных растворах чаще всего встречаются соединения железа (III), как термодинамически более устойчивые. Fe^{3+} характеризуется способностью к образованию устойчивых комплексных соединений с органическими веществами гумусового ряда – фульфо- и гуминовыми кислотами, а также с некоторыми неорганическими анионами, особенно с OH^- . При изучении основных форм миграции Fe^{3+} были идентифицированы следующие гидроокисные формы: $(\text{FeOH})^{2+}$, $\text{Fe}(\text{OH})_3$, $(\text{Fe}(\text{OH})_4)^-$, $(\text{Fe}(\text{OH})_2)^+$, соотношение между которыми зависит от pH и Eh воды, а также от общей концентрации железа. При этом при значениях pH, характерных для исследуемых вод, как в случае с поверхностными, так и в случае с подземными водами, доминирует форма $\text{Fe}(\text{OH})_3$ и составляет более 60%, константа устойчивости этого соединения характеризуется очень высокими значениями ($\lg K_{\text{уст}} = 30.0$).

Что касается такого катионогенного элемента как стронций, то в земной коре и подземных водах он является геохимическим аналогом кальция. Стронций, как и кальций, является слабым комплексообразователем. Расчеты показали, что основные состояния стронция в маломинерализованных водах представлены Sr^{2+} (более 90%) и $(\text{SrHCO}_3)^+$. По мнению С.Р. Крайнова и других авторов (Крайнов, Швец, 1987; Крайнов и др., 2004, 2012), последняя форма, а также форма SrCO_3 в маломинерализованных водах могут иметь значение только в карбонатных водах при pH более 8,5. Но даже в таких водах значимость этих карбонатных форм не высока.

Основной миграционной формой бария (металла по своим свойствам, являющимся особенно близким к кальцию и стронцию) является также катионная форма (более 85%) и около 10 % от валового содержания дает гидрокарбонатный комплекс.

Для Al^{3+} в условиях околонеutralной среды растворов наиболее значимыми миграционными формами являются $(AlO(OH)_2)^-$, $(AlO_2)^-$ и $Al_2(CO_3)_3$. Для кремния, как элемента, химическая связь которого с кислородом исключительно прочна и практически не нарушается, характерны две основные формы миграции: H_4SiO_4 и SiO_2 , содержащихся, примерно, в равном количестве.

Проведенные нами исследования форм миграции меди показали высокую степень ее закомплексованности, доминирующей формой которой является $CuCO_3$. В значимых количествах присутствует форма $(CuHCO_3)^+$ - до 10 %, и в небольшом - $(Cu(CO_3)_2)^{2-}$ $Cu(HCO_3)_2$, гидроксокомплекс меди вносит незначительный вклад в общий баланс. Однако, необходимо отметить, что в приведенных расчетах не учитывается влияние органических комплексообразующих веществ, присутствие которых существенным образом сказывается на состоянии меди. Медь образует прочные комплексы со многими органическими соединениями, причем устойчивость их значительно выше таковой с другими катионами металлов со степенью окисления +2. О высокой закомплексованности меди с органическим веществом свидетельствуют расчеты многих авторов, которыми была предпринята попытка расчетным путем определить, при каких концентрациях органического вещества наблюдается преобладающее связывание меди в органические комплексы, в частности на примере озерных вод. С этой целью авторами учитывалось влияние различных концентраций фульвокислоты. По мнению одних авторов, для полного связывания меди в комплексы достаточно, чтобы в воде содержалось всего около 1 мг/л фульвокислоты (Leckie, Davis, 1979), по мнению других – неорганическим комплексообразованием можно пренебречь лишь в том случае, если в

системе содержится не менее 15 мг/л гумусовых веществ. (Wilson, 1978). При концентрации последних около 3 мг/л максимальное количество связанной с ними меди не превышает 3%, тогда доминирующей формой в этих условиях являются карбонатные комплексы меди. Описанные разными авторами результаты расчетов миграционных форм меди, вероятно, объясняются выбором $\lg K_{уст}$ органических комплексов этого металла. Например, в работах Д.С. Покровского, Е.М. Дутовой (Покровский и др., 2002; Дутова, 2005) приведенные данные расчетов основных форм миграции меди в подземных водах палеозойских пород показывают помимо преобладающих карбонатной и гидрокарбонатной его форм и наличие фульватного комплекса (до 10 %).

Цинк образует значительное количество комплексов различной прочности, но все же около половины его приходится на свободные (незакомплексованные) ионы Zn^{2+} . В отсутствии органических комплексообразователей доминирует карбонатный комплекс $ZnCO_3$ и его гидроксокомплекс $ZnOH^+$, остальные вносят незначительный вклад в общий баланс. Изучение комплексообразования цинка (II) в водных системах с различным содержанием гумусовых веществ по (Wilson, 1978) показывает, что комплексообразование в ощутимых количествах происходит при высоких концентрациях гумуса, в значительной степени зависит от кислотности среды и увеличивается с возрастанием pH. Однако, при небольших количествах гуминовых кислот (порядка 3 мг/л) вод преобладают неорганические комплексы цинка.

Для свинца характерным свойством является его способность к комплексообразованию. В отсутствии органических лигандов доминирующей формой свинца (II) является гидроксокомплекс $PbOH^+$, а также его карбонатные и гидрокарбонатные комплексы. Доля незакомплексованных ионов Pb^{2+} достаточно низкая. Введение в систему органических лигандов оказывает весьма существенное влияние на поведение Pb (II), особенно в речных водах.

Для кадмия, также как и для других микроэлементов, хорошо выражено комплексообразование, что можно увидеть по результатам, приведенным в таблице 7.2. Доминирующей в рассматриваемых условиях является форма CdCO_3 , хотя значительная часть кадмия представлена незакомплексованными ионами Cd^{2+} . Ощутимый вклад вносят его гидрокарбонатные комплексы. Гидрохсокомплекс кадмия вносит незначительный вклад в общий баланс. Связывание ионов Cd^{2+} гумусовыми веществами в пресных водах со средними показателями их содержания в целом мало характерно (Линник, Набиванец, 1986).

Как показывают результаты расчетов, доля незакомплексованного иона Li^+ , как для подземных, так и для поверхностных вод, весьма значительна, но наибольший вклад в общий баланс вносит его карбонатный комплекс Li_2CO_3 , как правило, более 60 %, характеризующийся слабой растворимостью.

Следует отметить, что не учтенные нами взаимодействия ионов раствора с органическими соединениями также могут влиять как на формирование форм миграции элементов, так и на процессы минералообразования. Так, например, экспериментально установлено, что осаждение кальцита не происходит, если в растворе присутствуют фульвокислоты в концентрациях всего 2 мг/л. Еще одним следствием присутствия в растворе органических веществ является преимущественное связывание ими микроэлементов. В общем случае введение в систему органических лигандов приводит к уменьшению концентрации незакомплексованных ионов микроэлементов раствора (Линник, Набиванец, 1986), в то время как такие макрокомпоненты как кальций и магний образуют очень слабые по прочности соединения с органикой. Необходимо также добавить, что введенные при расчетах значения $\lg K_{\text{уст}}$ органических комплексов металлов сильно меняют результаты расчета соотношения различных их форм.

Таким образом, расчет основных неорганических форм миграции химических элементов территории северной части Колывань-Томской складчатой зоны показал, что в изучаемых пресных водах основные химические элементы солевого состава вод мигрируют преимущественно в ионной форме или нейтральных недиссоциирующих молекул, среди второстепенных форм миграции макроэлементов преобладают комплексы-ассоциаты с участием доминирующих анионов HCO_3^- , CO_3^{2-} . Микроэлементы, наряду с ионной формой, мигрируют, в основном, с гидрокарбонатными, карбонатными и гидроксокомплексами.

Из всего вышесказанного, следует вывод, что при гидрогеохимических исследованиях вод необходимо обязательно учитывать степень связанности элементов в прочные комплексные соединения, т.к. степень их связанности сильно сказывается на процессах миграции, сорбции, окисления-восстановления элементов или осаждения-растворения их соединений.

7.2. Равновесие природных вод с породообразующими минералами водовмещающих горных пород

Катионный состав подземных вод (если исключить долю атмосферных осадков) в своей подавляющей части определяется составом и направленностью преобразования водовмещающих пород, среди которых на территории исследований наиболее широким распространением пользуются карбонатные и алюмосиликатные минералы, играющие важнейшую роль в обогащении вод химическими элементами. При этом при взаимодействии в системе вода-порода карбонатные минералы растворяются конгруэнтно, то есть соотношение компонентов в растворе подчиняется их стехиометрическому соотношению в минерале, алюмосиликаты – инконгруэнтно, главным образом, благодаря явлениям гидролиза.

Система вода – порода является всеохватывающей на нашей планете, и ее геологическая эволюция приводит к формированию многочисленных геохимических типов подземных и поверхностных вод, разнообразных

вторичных минеральных новообразований. В. И. Вернадский (Вернадский, 2003) большое значение придавал равновесиям между основными компонентами окружающего мира (таким, как вода, порода, разнообразные газы, органическое вещество (живое и мертвое), различные минералы, углеводороды и т.д.). Его знаменитое равновесие в системе «вода-порода-газ-органическое вещество» стало общепризнанным, вошло во все учебники по геохимии и гидрогеологии и является базовым для современных наук о земле в целом. В.И. Вернадский рассматривал это равновесие главным образом с динамических позиций, но немалое значение он придавал и физико-химическим равновесиям в рассматриваемой системе.

В настоящий момент теория взаимодействия воды с горными породами относительно детально разработана с общих геохимических позиций, экспериментального моделирования алюмосиликатов, физико-химического моделирования процессов выветривания и т.д. Физико-химические методы исследований получили свое развитие благодаря работам Х.К. Хелгесона, Р.М. Гаррелса, Ч.Л. Крайста, Т. Пачеса, И. Тарди, М.Е. Томсона, И.К. Карпова, Дж. Дривера, Ф.И. Тютюновой, В.А. Жарикова, С.П. Крайнова, Г.Б. Наумова, Б.П. Рыженко, Ю.В. Шварова и многих других (Helgeson, 1968, 1971; Гаррелс, Крайст, 1968; Pačes, 1973; Tardy, 1969; Дорогокупец, Карпов, 1984; Дривер, 1985; Тютюнова, 1976; Крайнов и др., 2004, 2012; Борисов, Шваров, 1992; Gislason et al., 1993; Пригожин, Дефэй, 1966). Применили же эти методы на практике С.Л. Шварцев, В.П. Зверев, В.Н. Озябкин, С.А. Юшков и другие (Геологическая эволюция..., 2005, 2007; Шварцев, 1978, 1998, 2012; Озябкин, 1991, 1996).

Поскольку взаимодействие воды с вмещающими их горными породами играет ведущую роль при формировании химического состава природных вод территории исследований, то выявление состояния их равновесия с ведущими минералами является начальным этапом, необходимым для познания условий их формирования.

Используя данные о содержании в водах Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Ba^{2+} , Sr^{2+} , CO_3^{2-} , HCO_3^- , pH и ионную силу раствора, были рассчитаны активные концентрации минералообразующих элементов в природных водах и построены диаграммы насыщения природных вод относительно следующих карбонатных минералов: кальцита, доломита, магнезита, сидерита, витерита, стронцианита.

Как видно, на диаграмме насыщения вод относительно кальцита (рис. 7.1) количество вод, пересыщенных относительно этого минерала, растет от речных вод к подземным водам коренных пород. Что естественно, поскольку увеличивается время взаимодействия воды с горной породой, а значит, растут минерализация и pH вод. При этом пересыщенными относительно этого минерала оказывается большая часть вод, а в случае с водами коренных пород – практически все. Недонасыщенными относительно кальцита, остается лишь четверть от всего количества речных вод и несколько проб подземных вод с более низкими значениями pH и содержаниями Ca. Это хорошо иллюстрируется данными таблицы 7.3, из которой видно, что воды насыщенные по отношению к кальциту отличаются более высокими значениями основных показателей химического состава.

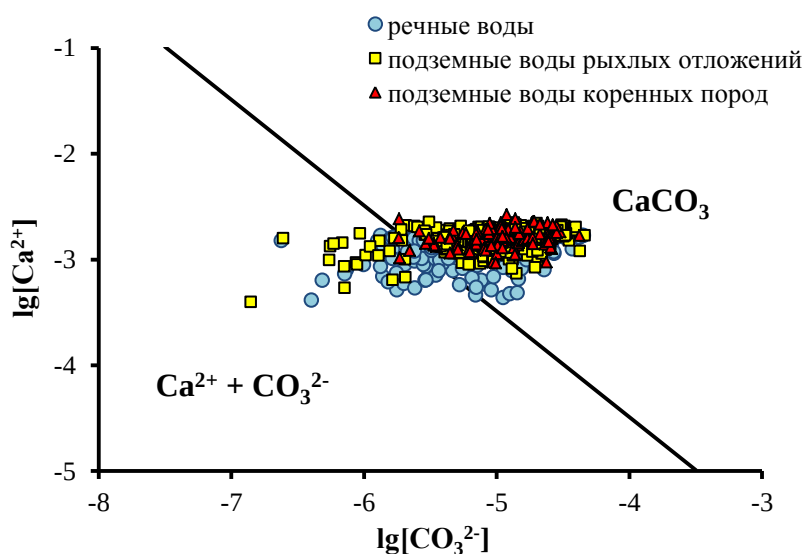


Рис. 7.1. Степень насыщения вод относительно кальцита

Табл. 7.3. Основные значения показателей состава природных вод, насыщенных и ненасыщенных карбонатом кальция

Подземные воды	Основные параметры, мг/л					
	pH	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	Минерализация
Насыщенные CaCO ₃	$\frac{6,9-8,2}{7,6}$	$\frac{230-565}{381}$	$\frac{42-166}{95}$	$\frac{0,5-63}{14,5}$	$\frac{5-36}{12}$	$\frac{326-783}{517}$
Ненасыщенные CaCO ₃	$\frac{6,0-7,0}{6,7}$	$\frac{97-478}{300}$	$\frac{20-148}{73}$	$\frac{2,4-27}{13,6}$	$\frac{5-26}{11}$	$\frac{158-663}{421}$

Примечание: в числителе – минимум-максимум; в – знаменателе: среднее

Для выяснения степени изменения насыщенности природных вод исследуемой территории относительно кальцита с изменением степени их солености и щелочности нами был использован индекс неравновесности (A), равный:

$$A = \lg \frac{K}{Q}, \quad (7.3)$$

где K – термодинамическая константа реакции растворения породы или минерала; Q – квотант реакции, представляющий собой фактическое значение произведения активностей продуктов реакции, отнесенного к произведению активностей исходных веществ (Гаррелс, Крайст, 1968; Кирюхин и др., 1993; Шварцев, 1998).

По мере насыщения вод относительно какого-либо соединения индекс неравновесности уменьшается, стремясь к нулю, при пересыщении вод его значения становятся отрицательными; нулевое значение характеризует равновесное состояние. Таким образом, в общем случае подземные воды зоны гипергенеза, имеющие минерализацию более 0,6 г/л и одновременно pH более 7,4, как правило, насыщены карбонатом кальция, который поэтому в этих условиях не только не растворяется, но, наоборот, высаживается из раствора (Геологическая эволюция..., 2005; Шварцев, 1998). Применительно к условиям данной территории индекс неравновесности становится равным нулю при минерализации природных вод более 0,5 г/л и pH 7,4, с этого момента и начинает выпадать кальцит (Колубаева, 2010).

Для равновесия с доломитом можно увидеть картину, подобную с кальцитом (рис. 7.2) – чем более минерализованными являются воды, тем больше вероятность того, что они окажутся над линией насыщения (как это наблюдается в случае с подземными водами коренных пород). А вот относительно магнезита (рис. 7.3) воды насыщены крайне редко, лишь за небольшим исключением.

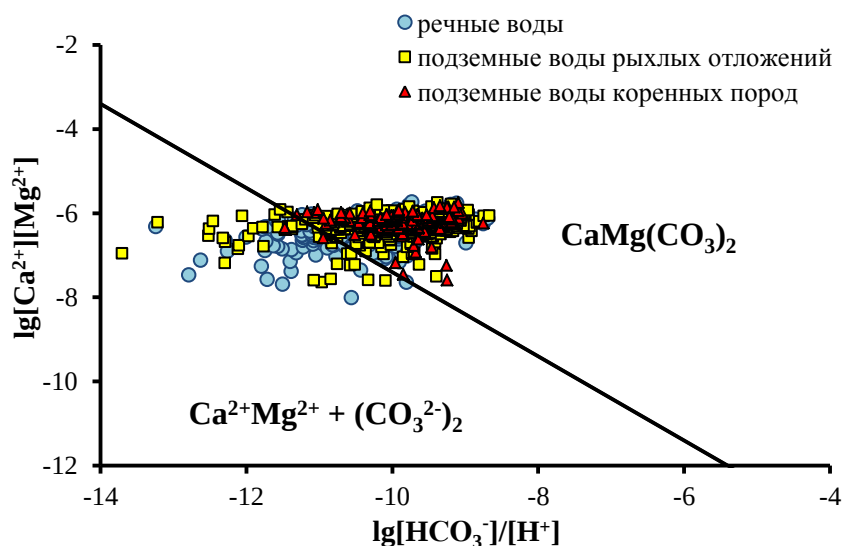


Рис. 7.2. Степень насыщения вод относительно доломита

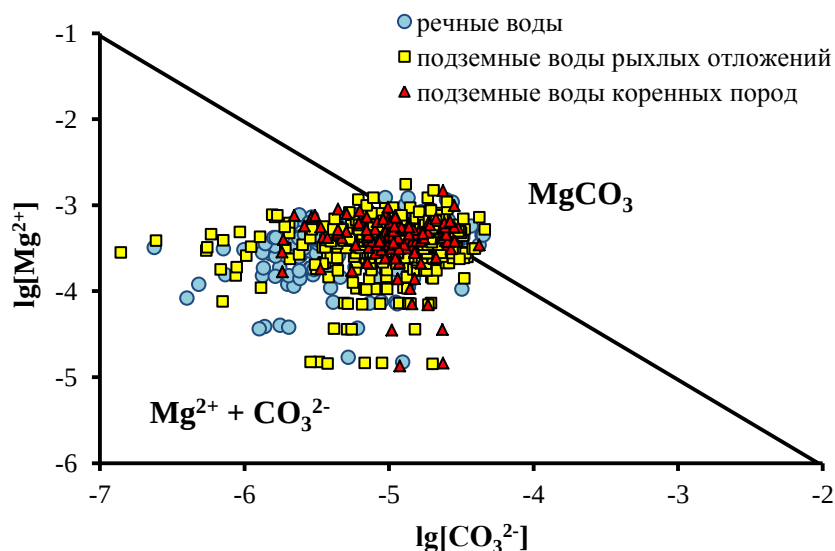


Рис. 7.3. Степень насыщения вод относительно магнезита

Небольшое количество вод насыщено относительно стронцианита (рис. 7.4), по отношению к вивериту (рис. 7.5) все воды неравновесны. Что касается сидерита (рис. 7.6), то по отношению к нему пересыщены около трети речных и подземных вод. По данным С.Л. Шварцева (2007),

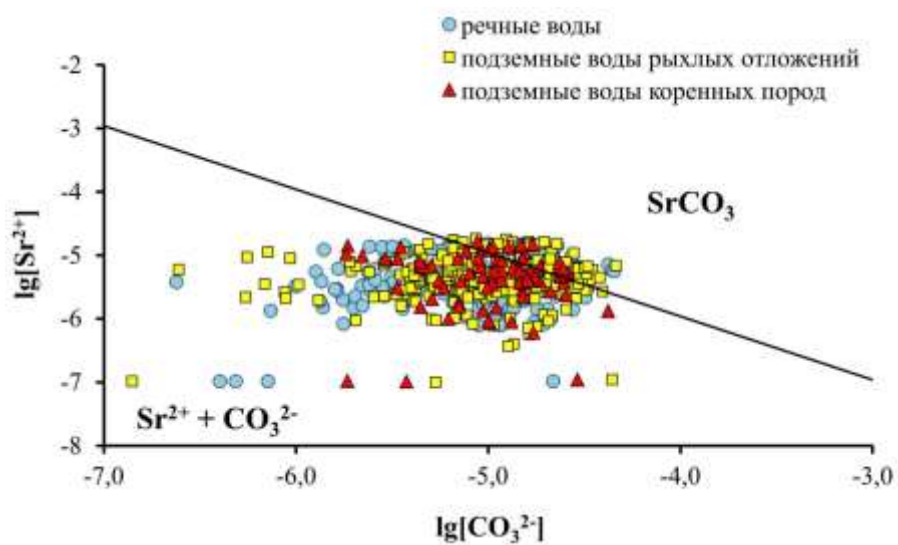


Рис. 7.4. Степень насыщения вод относительно стронцианита

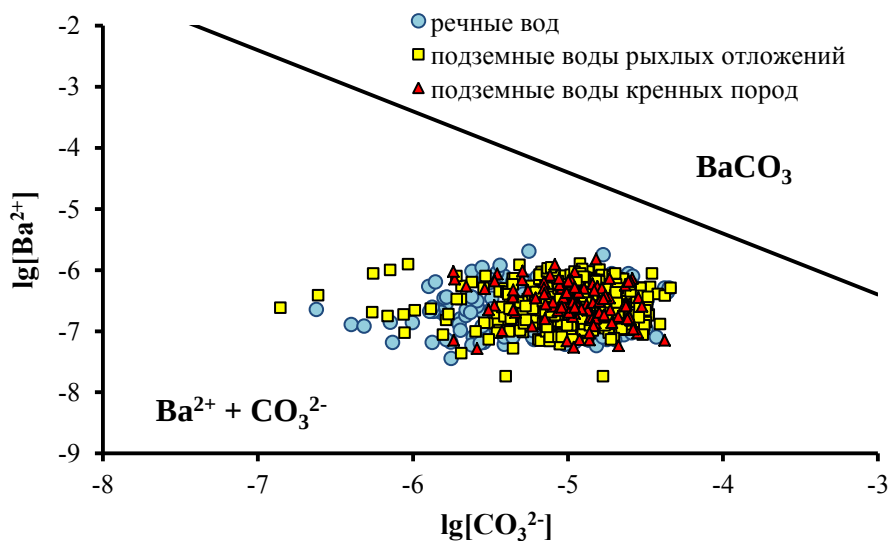


Рис. 7.5. Степень насыщения вод относительно витерита

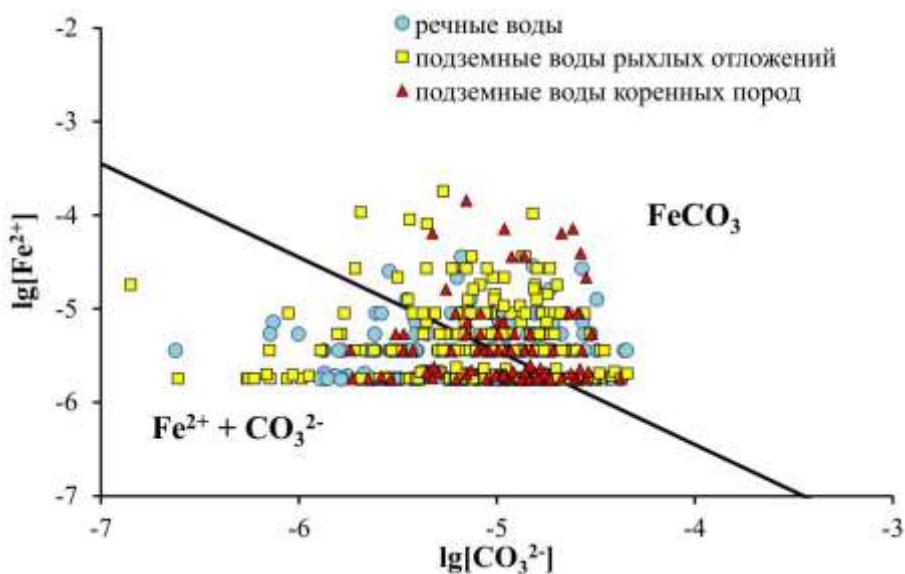


Рис. 7.6. Степень насыщения вод относительно сидерита

для достижения равновесия с сидеритом в глеевой обстановке достаточно первых миллиграммов Fe^{2+} . Д.С. Покровский в своих работах (2002, 2005) при изучении вторичного минералообразования на водозаборных скважинах также пишет о присутствии сидерита, что еще раз указывает на то, что подземные воды высаживают данный минерал, поскольку являются насыщенными по отношению к нему.

Переходя к вопросу равновесия природных вод исследуемой территории с алюмосиликатами, отметим, что система вода - алюмосиликатные минералы является многокомпонентной, насыщенность которой отдельными элементами может быть понята только в совокупности. Не вдаваясь в детали механизмов инконгруэнтного растворения алюмосиликатов, следует отметить, что такое растворение при всей его сложности обязано главным образом явлениям гидролиза. Гидролиз алюмосиликатов протекает путем полного перевода в раствор химических элементов с последующим их осаждением в виде вторичных минеральных фаз, растворимость которых ниже исходных.

Оценка равновесности природных вод с алюмосиликатными минералами производилась путем нанесения данных состава вод, контролирующих то или иное минеральное равновесие, на построенные по методике Р.М. Гаррелса и Ч.Л. Крайста диаграммы полей устойчивости конкретных минералов. Свидетельством равновесия природных вод по отношению к тому или иному минералу является положение точки в поле этого минерала. Такой подход к изучению гидрогеохимических процессов зоны гипергенеза разрабатывался и использовался многими авторами (Зверев, 1993; Крайнов, Швец, 1992; Шварцев, 1998, 2005, 2007 и др.).

Термодинамические пересчеты результатов химических анализов природных вод Томь-Яйского междуречья с минералами алюмосиликатных пород показаны на рис. 7.7 (Колубаева, Копылова, 2007; Колубаева и др., 2010; Колубаева, 2012; Колубаева², 2012). На диаграмме равновесия вод с Са-алюмосиликатами (рис. 7.7 а) видно, что подавляющее число точек

расположено в области устойчивости каолинита, меньшее – в области Са-монтмориллонита. По данным расчетов две точки наименее минерализованных вод рыхлых отложений и несколько точек речных вод попали в поле гиббсита (то же самое и для остальных алюмосиликатов (рис.

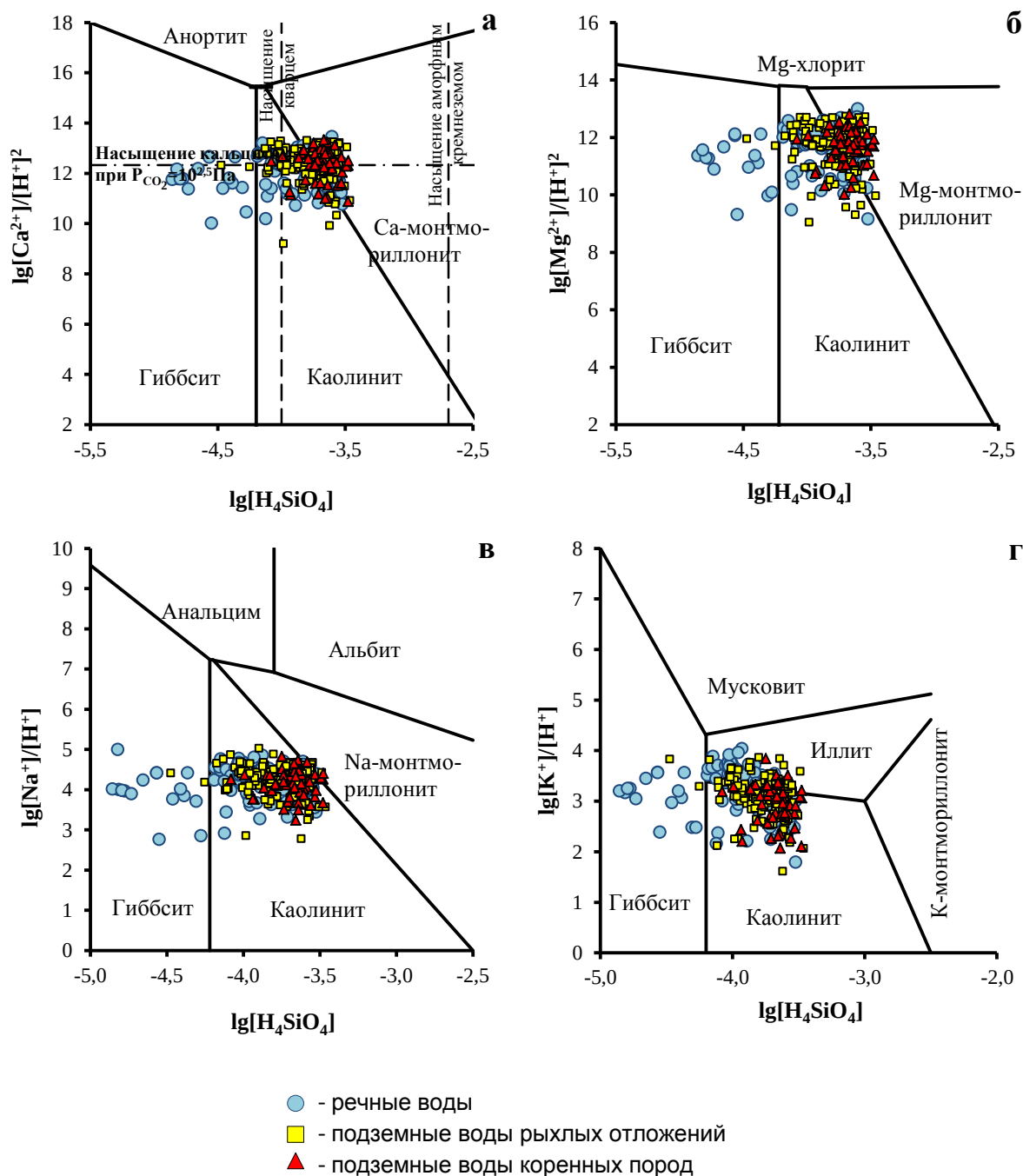


Рис. 7.7. Диаграммы степени насыщения вод алюмосиликатными минералами при стандартных условиях: а – система $\text{HCl-H}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-CO}_2\text{-CaO-SiO}_2$; б – система $\text{HCl-H}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-CO}_2\text{-MgO-SiO}_2$; в – система $\text{HCl-H}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-CO}_2\text{-Na}_2\text{O-SiO}_2$; г – система $\text{HCl-H}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-CO}_2\text{-K}_2\text{O-SiO}_2$.

7.7 б,в,г). Здесь необходимо добавить, что этот минерал среди вторичных вторичных (аутигенных) отсутствует, соответственно, и равновесие с гиббситом для природных вод исследуемой территории фактически отсутствует. Скорее всего, это связано с тем, что подавляющая часть алюминия в таких водах связана с органическим веществом в растворимый комплекс, который в расчетах не учтен. На определенной стадии взаимодействия этой системы достигается насыщенность вод по отношению к карбонату кальция при парциальных давлениях CO_2 от $10^{2,5}$ до $10^{1,5}$ Па (в тех же пределах давлений, которые характерны для реальных условий). Следовательно, при формировании химического состава вод кальциевая составляющая формируется как за счет выщелачивания распространенных на территории исследований карбонатов, так и за счет Са-содержащих полевых шпатов. Неравновесность вод с эндогенными кальциевыми минералами, в частности, с анортитом, равновесное поле которого располагается значительно выше (рис. 7.7 а), связано с карбонатным барьером (Шварцев, 1998). По мере роста в растворе содержания Са и pH происходит насыщение воды карбонатами этого элемента и из раствора начинает выпадать кальцит. Осаждение кальцита приводит к уменьшению в растворе кальция и тем самым способствует сохранению неравновесного состояния воды с анортитом. Следствием такого равновесно-неравновесного состояния системы $\text{HCl-H}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-CO}_2\text{-CaO-SiO}_2$ выступают многочисленные проявления карбонатных травертинов, пользующиеся широким распространением на территории северо-восточной части Колывань-Томской складчатой зоны. Формирование последних связано с выходами пресных нейтральных или слабощелочных холодных вод ($4\text{-}10^\circ\text{C}$) в виде родников, главным образом, по зонам тектонических нарушений (Удодов и др., 1965; Лепокурова, 2005; Шварцев и др., 2007).

В случае с Mg-алюмосиликатами (рис. 7.7 б), как и с Са-алюмосиликатами, характерна аналогичная картина: большая часть точек ложится в поле каолинита, меньшая – Mg-монтмориллонита. В поле Mg-

хлорита не попадает ни одна точка. Подчеркнем, что с первичными Mg-алюмосиликатами, в частности, с форстеритом, все воды далеки от равновесия. На рисунке 7.7 б поле форстерита располагается за его пределами выше равновесных значений $\lg [\text{Mg}^{2+}]/[\text{H}^+]^2=16.26$.

Диаграмма равновесия природных вод исследуемой территории с Na-алюмосиликатами (альбитом) (рис. 7.7 в) показывает, что подавляющая часть точек находится в поле устойчивости каолинита и только несколько точек – на границе устойчивости каолинита с Na-монтмориллонитом. Неравновесность вод исследуемой территории с Na-монтмориллонитом, в целом, характерна для изучаемой территории, поскольку для достижения равновесия с этим минералом необходимы более высокие значения общей минерализация и щелочности. Все воды находятся далеко от поля устойчивости альбита.

Наконец, анализ диаграммы равновесия вод (рис. 7.7 г) с K-алюмосиликатами (мусковитом) показывает, что большая часть точек расположена в полях устойчивости каолинита и иллита. Решающее влияние на результат гидролиза алюмосиликатов оказывает содержание соединений кремния. Более низкие концентрации H_4SiO_4 приводят к образованию иллита. Вместе с тем все эти воды неравновесны не только с мусковитом, поле которого изображено на рисунке, но и с K-полевым шпатом, поле которого располагается еще выше за пределами рисунка.

Таким образом, все изученные природные воды района исследований равновесны с вторичными алюмосиликатными минералами (каолинитом, Са, Mg-монтмориллонитом, иллитом, кальцитом и др.). При формировании как подземных, так и поверхностных вод кальциевая составляющая формируется как за счет выщелачивания карбонатов, так и за счет Са-содержащих полевых шпатов (анортит). Формирование доминирующей в условиях исследуемой территории кальциевой, а не натриевой компоненты обусловлено временем взаимодействия в системе вода-порода (интенсивностью водообмена). Вместе с тем, все природные воды находятся

в неравновесном состоянии с первичными алюмосиликатами (анортитом, альбитом, форстеритом, мусковитом, К-полевым шпатом и др.).

Таким образом, в данном случае подтверждается принцип, обоснованный С.Л. Шварцевым, о равновесно-неравновесном характере системы вода-порода (Геологическая эволюция., 2005; Шварцев, 1978, 1991, 1996, 1998, 2007, 2008; Shvartsev, 2008). Это принципиальное положение, свидетельствующее о том, что вода независимо от глубины залегания, pH, температуры, геохимической среды, состава вмещающих пород растворяет одни минералы и формирует другие, которые выпадают из раствора. Это крайне важное обстоятельство определяет постоянную ненасыщенность вод относительно исходных минералов, которые поэтому могут растворяться в течение всего времени их взаимодействия с подземными водами.

7.3. Геохимические типы подземных вод

Как известно, классификации, традиционно используемые при гидрогеохимических исследованиях (С.А. Щукарева, М.Г. Курлова, О.А. Алекина, Н.И. Толстихина, М.Г. Валяшко, В.А. Сулина и др.), основаны, в большинстве своем на выделении химических типов вод по преобладающим анионам и катионам. Но при решении многих гидрогеохимических проблем такой подход не всегда уместен, и особенно в том случае, если речь идет о зоне гипергенеза, в которой, как известно, наиболее всего распространены воды гидрокарбонатного типа с преобладанием роли кальция. Дело в том, что существующие химические классификации не улавливают геохимической специфики различных ландшафтно-климатических зон, а, соответственно, и всего существующего в них разнообразия вод. Еще в начале XX в. В.И. Вернадский (2003) писал, что классификация вод должна отражать геологические и физико-географические условия, то есть должны учитываться особенности формирования химического состава вод. Основываясь на его учениях, а также развивая взгляды на формирование состава вод с позиций эволюционного развития системы вода-порода, С.Л. Шварцев (1998) предложил принципиально иной подход в так

называемой генетической классификации, выделяющей геохимические типы вод. В основу выделения последних была положена зависимость между составом воды и составом продуктов выветривания. Переход одного геохимического типа в другой определяется характером изменения параметров геохимической среды и состава водного раствора и контролируется законом действия масс. Водный раствор на любой стадии взаимодействия с горной породой формирует ту или иную вторичную фазу, с которой находится в химическом равновесии. Из большого числа химических элементов, имеющих в водном растворе, в каждый конкретный момент взаимодействия только небольшая часть их контролирует вторичное минералообразование. При этом между составом воды или произведением активности определенной группы химических компонентов и составом продуктов выветривания имеется строгая, определяемая фундаментальными законами термодинамики зависимость, которая и положена в основу выделения геохимических типов вод. Сказанное открывает важный механизм перераспределения химических элементов между твердыми фазами через водный раствор и формирования геохимических типов воды (Шварцев, 1998; Геологическая эволюция..., 2005, 2007).

Таким образом, на основе термодинамического анализа состояния равновесия природных вод северо-восточной части Колывань-Томской складчатой зоны относительно пороодообразующих минералов по составу формирующихся вторичных продуктов выветривания были выделены 3 геохимических типа вод: алюминиево-кремнистый, кремнисто-кальциево-магниевый и щелочной карбонатно-кальциевый (табл. 7.4) (Колубаева¹, 2006; Колубаева и др., 2010).

Выделенные геохимические типы вод в той или иной степени различаются по минерализации, pH, концентрациям типоморфных элементов, прежде всего Al и Si (табл. 7.4, 7.5). Вместе с тем, по ионному составу подземные воды разных геохимических типов – гидрокарбонатные, преимущественно кальциевые. При этом в катионном составе вод

Табл. 7.4. Геохимические типы подземных вод исследуемой территории

№ п/п	Тип вод	Геохимический тип выветривания	Контролирующие показатели	Необходимое химическое условие	Характеристика вод
1	Алюминиево-кремнистый	Моносиаллитный	Al, Si, pH	Равновесие с каолинитом	pH–7,3; M–500 мг/л; Si–3,2 мг/л; Al–150 мкг/л
2	Кремнисто-кальциево-магниевый	Бисиаллитный	Si, Ca, Mg, pH	Равновесие с минералами группы монтмориллонитов, гидрослюд	pH–7,4; M–510 мг/л; Si–6,6 мг/л; Ca ²⁺ –94 мг/л; Mg ²⁺ –14,7 мг/л; Al–245 мкг/л
3	Щелочной карбонатно-кальциевый	Карбонатно-образующий	Ca, HCO ₃ ⁻ , pH	Равновесие с кальцитом	pH–7,8; M–530 мг/л; HCO ₃ ⁻ –390 мг/л; Ca ²⁺ –102 мг/л

Табл. 7.5. Средние содержания химических элементов в разных геохимических типах подземных вод

Компонент	Геохимические типы подземных вод		
	Алюминиево-кремнистый	Кремнисто-кальциево-магниевый	Щелочной карбонатно-кальциевый
pH	7,3	7,4	7,8
Жесткость, мг-экв/л	6,0	6,0	6,2
HCO ₃ ⁻ , мг/л	370	376	390
SO ₄ ²⁻ , мг/л	5,8	5,8	6,1
Cl ⁻ , мг/л	8,8	4,2	5,8
Ca ²⁺ , мг/л	90	94	102
Mg ²⁺ , мг/л	14,5	14,7	13,3
Na ⁺ , мг/л	12,0	10,0	11,0
K ⁺ , мг/л	2,1	1,2	1,4
Si, мг/л	3,2	6,6	6,0
Минерализация, мг/л	500	510	530
Fe ⁰⁰ , мг/л	0,7	0,9	0,8
Al, мкг/л	150	245	138

наблюдается тенденция увеличения доли Ca при переходе от первого геохимического типа к третьему, составляя в щелочном карбонатно-кальциевом типе в среднем 76 % - экв. Наиболее распространенным в рассматриваемых условиях является последний геохимический тип, он встречается в 50 % случаев, соответственно, карбонатобразующий тип выветривания является основным при формировании состава вод данной территории.

Началом формирования первого алюминиево-кремнистого

геохимического типа вод служит момент насыщения подземных вод каолинитом. Алюминиево-кремнистые воды характеризуются наименьшим временем взаимодействия воды с горной породой, соответственно, и самыми низкими значениями общей минерализации (500 мг/л) и pH (7,3), а также отличаются от остальных геохимических типов наиболее низкими средними значениями Si, равного 3,2 мг/л, среднее содержания Al составляет порядка 150 мкг/л.

При дальнейшем взаимодействии воды с горной породой в растворе продолжают концентрироваться подвижные катионы и кремнезем. Все это приводит к достижению равновесия в растворе с бисиллитными глинистыми минералами (монтмориллонитами, гидрослюдами) и формированию кремнисто-кальцево-магниевого геохимического типа вод, в данном случае выделенного по подвижным элементам Ca и Mg, связываемым вторичной минеральной фазой (рис. 7.7 а,б). Среднее значение общей минерализации данного типа вод составляет 510 мг/л, pH – 7,4, Al – 245 мкг/л, а концентрация Si составляет уже в среднем 6,6 мг/л. Это связано с тем, что даже при достижении равновесия вод с каолинитом кремнезем продолжает концентрироваться.

Образование глинистых минералов гидрослюдистого и монтмориллонитового составов не связывают все подвижные катионы, поскольку в растворяемых породах их значительно больше, чем в формируемых глинах. Подземные воды продолжают взаимодействие с материнскими породами, поэтому концентрации катионов растут, этот процесс продолжается до достижения равновесия с кальцитом. Формирующийся при этом щелочной карбонатно-кальцевый геохимический тип вод отличается от первых двух типов более высокими средними значениями общей минерализации – 530 мг/л, HCO_3^- – 390 мг/л, Ca^{2+} – 102 мг/л, pH – 7,8.

Таким образом, каждому типу вторичных образований соответствует свой определенный геохимический тип вод, и один без другого существовать

не может, поскольку тесно ассоциируют (Геологическая эволюция..., 2005). С увеличением времени взаимодействия в системе вода-порода происходит смена одного геохимического типа вод другим. Одним же из наиболее видимых признаков каждого геохимического типа вод является соленость, с ростом которой меняется и сам геохимический тип.

Резюмируя все вышесказанное, можно сформулировать третье защищаемое положение: *большая часть подземных вод исследуемой территории равновесна с карбонатами Са, Mg, Fe, каолинитом, Са, Mg-монтмориллонитом, иллитом. При этом все без исключения воды не равновесны с первичными алюмосиликатами, поскольку образующиеся в этой системе вторичные минералы выступают геохимическим барьером на пути установления такого равновесия. В соответствии с составом образующихся вторичных минеральных фаз в районе развиты преимущественно три геохимических типа подземных вод, которые сменяют один другим при увеличении времени взаимодействия в системе вода-порода.*

7.4. Этапы формирования состава подземных вод

Подземные воды – это продукт взаимодействия системы вода-порода. Теоретической базой наших исследований стало представление, развиваемой С.Л. Шварцевым, о последовательных этапах непрерывного формирования состава подземных вод зоны гипергенеза (Геологическая эволюция..., 2005, 2007; Шварцев. 1998).

Состав воды в целом является гетерогенным и определяется ее взаимодействием со всеми основными составляющими окружающей среды, горными породами, органическим веществом и газами. Вместе с тем влияние каждой из этих составляющих на подземные воды определяется не только разнообразными факторами (климатическими и геолого-структурными), но и этапами, которые проходит вода в конкретных геологических и ландшафтных условиях. Применительно к зоне гипергенеза формирование состава вод начинается в атмосфере и продолжается в почвах и горных

породах до тех пор, пока вода не окажется в области разгрузки и не покинет горные породы. В соответствии с этим применительно к данным условиям можно выделить три этапа формирования подземных вод: атмосферный, биогенный и литогенный (Колубаева¹, 2012).

Ниже в таблице 7.6 приведен средний состав природных вод района с концентрациями главных ионно-солевых компонентов, биогенных веществ и микроэлементов на всех этапах их формирования.

Воды *атмосферного этапа формирования* являются одним из основных источников питания подземных вод и существенно влияют на формирование их состава. Они отличаются низкой минерализацией (обычно 40-60 мг/л) и, как правило, слабокислой средой (табл. 7.6). По составу – это преимущественно $\text{HCO}_3/\text{Na-Ca}$, $\text{HCO}_3\text{-Cl/Na-Ca}$, $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ воды (рис. 7.8). Кроме солей атмосферные осадки содержат в себе газы атмосферного происхождения – углекислый и инертные газы, кислород, азот. Воздушные газы, проникая вместе с водой в горные породы, в значительной мере определяют облик подземной гидросферы. При этом химически активные газы, участвуя в различных реакциях, образуют целую цепь разнообразных вторичных соединений. Следует обратить внимание на то, что атмосферные осадки, несмотря на их низкую минерализацию, относительно кислый характер среды и отсутствие непосредственной связи с горными породами, насыщены гидроокисными соединениями сильных элементов-гидролизатов (алюминия, железа, титана), большая часть которых поэтому может находиться в этих водах только в форме комплексных соединений или тонких механических и аэрозольных примесей. Следовательно, уже на стадии атмосферной эволюции природных вод в их составе происходит накопление ряда металлов в таких количествах, которые превышают степень растворимости их гидроксидных соединений. Относительно других природных соединений воды не насыщены, следовательно, потенциально способны к концентрированию большинства химических элементов. В то же время содержания кремнезема в атмосферных осадках низки и крайне редко

превышают 0,5 мг/л, что делает невозможным образование глинистых минералов в этих условиях.

Табл. 7.6. Средний состав природных вод района исследований на разных этапах его формирования

Параметр	Атмосферные осадки*	Верховодка*	Лизиметрические воды*	Реки	Подземные воды рыхлых отложений	Подземные воды коренных пород
pH	6,57	6,92	7,72	7,5	7,4	7,6
HCO ₃ ⁻ , мг/л	17,1	73,1	250,0	309	375	385
SO ₄ ²⁻	-	3,4	4,0	5,9	5,8	6,3
Cl ⁻	4,65	6,29	7,5	5,3	5,0	6,6
Ca ²⁺	2,8	14,6	30,0	76	93	97
Mg ²⁺	0,13	4,66	15,0	13,7	14,2	15,6
Na ⁺	2,84	4,62	5,0	12,1	11	12
K ⁺	2,44	2,5	8,0	2,5	1,6	1,7
NO ₂ ⁻	-	-	0,13	0,03	0,05	0,01
NO ₃ ⁻	-	-	-	0,6	0,4	0,5
NH ₄ ⁺	-	1,46	-	0,6	0,5	0,4
Si	-	2,52	6,39	4,0	5,3	6,2
Минерализация	39,9	117	330	429	507	527
CO ₂ (св.)	2,21	23,8	-	10	12,7	18,5
C _{орг}	-	10,3	-	-	-	-
O ₂	9,0	6,0	-	2,2	1,8	1,8
Fe ⁰⁰	-	0,18	0,2	0,6	0,5	0,7
F ⁻	-	-	-	0,22	0,23	0,25
Br, мкг/л	-	-	-	43	44	41
Ba	-	8,2	8,2	43	45	56
Sr	-	-	-	315	378	430
Li	-	-	-	14	13	13
Al	-	-	5,4	98	85	203
Ti	2,4	41,2	20	1,5	1,5	2,5
V	-	1,0	-	1,0	0,7	1,1
Cr	1,1	-	-	5,0	5,4	5,3
Co	-	-	-	0,5	0,4	0,5
Ni	0,3	4,2	25	2,1	1,9	2,8
Cu	0,2	2,3	7,0	1,3	0,8	1,3
Zn	7,2	22,3	14,5	9,9	12,0	12,1
Cd	-	-	-	0,1	0,15	0,1
Pb	2,3	1,2	1,0	1,6	1,4	1,8
As	-	-	-	4,8	5,1	4,8
Ag	0,2	0,2	0,2	0,26	0,24	0,3
Au	-	-	-	0,01	0,01	0,01
Sb	1,9	0,9	-	0,11	0,12	0,1
Hg	-	-	-	0,07	0,05	0,05
Число анализов	6	10	3	381	601	138

* - по данным С.Л. Шварцева, 1998

Биогенным этапом эволюции состава вод района можно считать взаимодействие атмосферных осадков с растительностью, лесной подстилкой



Рис. 7.8. Схема формирования химического состава подземных вод

и другими горизонтами почв, которые играют важнейшую роль в преобразовании состава воды. Общая минерализация осадков после прохождения кроны леса обычно повышается, особенно в начале выпадения дождей. Так состав верховодки (табл. 7.6, рис. 7.8), залегающей на поверхности слабопроницаемых горных пород, уже резко отличается от состава атмосферных осадков не только суммой солей, но и содержанием практически всех элементов и особенно Ca, Mg, Si, CO_2 , $C_{орг}$, Mn, Zn, Ba, Ti, Cr, Cu, Ni, V. Увеличение минерализации происходит в основном за счет ионов кальция и гидрокарбонат-иона. Характерно появление или увеличение иона аммония (до 0,1 мг-экв/л), что, вероятно, связано с разложением органических соединений. Обычно значительно повышается окисляемость дождевых вод (до 10-20 мг/л в пересчете на кислород); кремнекислота – в количестве нескольких миллиграммов на литр. Следовательно, проходя через кроны деревьев (по данным многих исследователей наибольшее влияние на химический состав дождей оказывают хвойные деревья, которыми покрыто более 60 % описываемой территории) атмосферные осадки обогащаются биогенными элементами, сконцентрированными в растениях. Но особенно

велико в этом отношении влияние разлагающегося органического вещества, сконцентрированного в почвенных горизонтах.

Богатые кислородом атмосферные осадки, выпадая на земную поверхность, окисляют органическое вещество и обогащаются дополнительными порциями углекислого газа. Часть органического вещества растворяется в подземных водах и обогащает их различными органическими кислотами (гуминовые, фульвокислоты, муравьиная, уксусная и др.), а также продуктами их диссоциации. Одновременно из органических веществ в раствор поступают биогенные элементы: C, N, K, P, Ca, S, Si, частично Al, Fe и Mn, которые органическое вещество поглотило через корневую систему. На данном этапе формируются слабокислые воды при относительно низкой их общей минерализации. Воды имеют $\text{HCO}_3/\text{Ca-Mg}$, $\text{SO}_4\text{-HCO}_3/\text{Ca-Mg}$ состав (Наймушина, 2014). Иногда и только для нижних горизонтов почв при развитии карбонатных пород среда может становиться слабощелочной ($\text{pH} > 7$), как это наблюдается в районе д. Семилужки (Шварцев, 1998), где почвенный горизонт содержит конкреции карбонатов (табл. 7.6). Величина общей минерализации этих лизиметрических вод может достигать 300 мг/л, содержания Ca – 30 мг/л, Mg – 15 мг/л, HCO_3 – 250 мг/л. Особенно заметны в этом случае изменения содержаний биогенных элементов (K, Si, Mg, Ca, Cu) по сравнению с водами атмогенного этапа формирования.

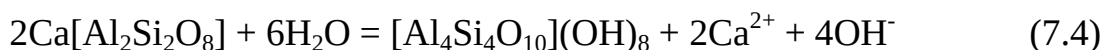
Таким образом, уже на биогенном этапе формирования состава подземных вод в зависимости от масштабов минерализации и растворения органического вещества, а также интенсивности водообмена почвенные воды обогащаются таким количеством биогенных элементов (в частности кремнезема), что начинают формироваться вторичные глины.

По мере движения почвенных вод к подстилающим породам они обедняются биогенными элементами и обогащаются минеральными (Si, Mg, Na, иногда Fe и Al) за счет внутрипочвенного выветривания первичных алюмосиликатов и образования глинистых минералов, устойчивых в конкретной геохимической обстановке. Дальнейшая эволюция состава вод

протекает на литогенном этапе и контролируется характером водообмена и типом водовмещающих пород (карбонаты, алюмосиликаты).

На литогенном этапе пресные подземные воды, унаследовавшие основные геохимические характеристики формирующих их ландшафтов, вступают в активное взаимодействие с минеральной фазой горных пород.

В связи с тем, что растворимость карбонатов значительно выше, чем для большинства алюмосиликатов, их растворение происходит быстрее. В бескарбонатных разностях пород гидролиз алюмосиликатов является преобладающим процессом, определяющим соленость и геохимический облик изучаемых нами вод. При этом в подавляющем большинстве случаев в пределах алюмосиликатных пород воды уже насыщены относительно вторичных глинистых минералов, но продолжают оставаться неравновесными с первичными алюмосиликатами, которые и служат основными источниками химических элементов в водах (рис. 7.7). Неравновесное состояние с первичными алюмосиликатами приводит к их медленному растворению с переводом Са и других элементов в раствор по реакции, например:



с дальнейшей нейтрализацией щелочности по реакции:



в результате чего образуются гидрокарбонатные воды, как правило, кальциевого состава. Анализируя усредненные данные химического состава подземных вод территории исследований таблицы 7.6, не трудно заметить, что другие компоненты, и, в частности, Na накапливаются в небольших количествах. Дело в том, что в условиях влажного климата, который характерен для исследуемой территории, подземный сток, возникающий в результате инфильтрации атмосферных осадков, заканчивается относительно недалеко от области питания, соответственно для накопления Na не достаточно времени. В доказательство этого можно привести, что во всех подземных водах сумма ионов HCO_3^- , Ca^{2+} и Mg^{2+} составляет обычно около

90 % всех водорастворенных солей. Это значит, что содообразование не характерный для подземных вод исследуемой территории процесс. Следовательно, эволюция состава вод протекает на начальной стадии литогенного этапа их формирования. При этом, не смотря на относительно небольшое время взаимодействия подземных вод с горными породами, их химический состав претерпевает существенные изменения от этапа к этапу, что хорошо иллюстрируется данными таблицы 7.6 и рисунком 7.8. В сравнении с атмосферными осадками, которые выступают основным источником питания подземных вод, общая минерализация увеличивается в 10 раз и более, pH – на один – два математических порядка, HCO_3^- – в 20 раз и более, Ca^{2+} – более чем в 30 раз, Si – в 30 раз и более и т.д., а на локальных участках, где становится доминирующим антропогенный фактор, химический состав вод может претерпевать еще бóльшие изменения. В целом, вне областей развития гидрогеохимических аномалий минерализация природных вод района исследований растет ступенчато от этапа к этапу и постепенно – вниз по разрезу. При этом величина общей минерализации исследуемых подземных вод зависит от глубины их залегания, длины пути фильтрации, степени испарения и времени взаимодействия воды с горной породой. Интенсивность водообмена выступает как интегрированный фактор: чем выше интенсивность, тем ниже минерализация вод и наоборот.

Таким образом, резюмируя вышесказанное, можно сформулировать четвертое защищаемое положение: ***формирование состава подземных вод определяется развитием в регионе начальной стадии литогенного этапа эволюции системы вода-порода и ее равновесно-неравновесным состоянием. Геохимические особенности вод, выражающиеся в преобладании кальциевой компоненты, околонеutralной среды, солености до 1 г/л и геохимических типов вод, обусловлены относительно небольшим временем взаимодействия в этой системе (активным водообменом).***

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам проведенных исследований установлено, что геохимические особенности подземных вод верхнего и нижнего этажей выражаются в однообразии анионно-катионного состава – гидрокарбонатные воды с преобладанием кальция. В соответствии со специфическими геолого-гидрогеологическими особенностями структуры Колывань-Томской складчатой зоны, а именно двухъярусным ее строением, изучаемые подземные воды верхнего и нижнего структурных этажей хоть и являются близкими по средним значениям компонентов химического состава, но все же имеют определенные отличия по их содержанию.

В целом химический состав подземных вод исследуемой ландшафтной зоны (южной тайги) типичен для вод, не подверженных процессам континентального засоления, об этом, в частности, свидетельствуют низкие значения натрия, хлоридов и сульфатов, а также минерализации и pH вод.

Химический состав речных вод близок по составу к подземным водам, что связано с небольшой водностью малых рек, в питании которых доля подземной составляющей в меженный период достаточно велика, а влияние процессов разбавления речных вод атмосферными осадками становится минимальным.

На фоне вод с естественным формированием их химического состава выделяются техногенно-трансформированные воды. При этом наибольшие следы трансформации химического состава несут речные воды, самые наименьшие – подземные воды коренных пород. Самыми неблагополучными в экологическом отношении являются водопункты, которые находятся в зоне влияния СПУ. К наиболее яркому проявлению загрязнения относится полная трансформация макросостава и изменение геохимического облика речных вод от гидрокарбонатных кальциевых до хлоридных натриевых.

Все изученные природные воды района исследований равновесны с вторичными алюмосиликатными минералами, а их осаждение ведет к переходу от одного геохимического типа вод к другому.

Формирование доминирующей кальциевой, а не натриевой компоненты обусловлено небольшим временем взаимодействия в системе вода-порода (интенсивностью водообмена), эволюция состава вод протекает на начальной стадии литогенного этапа их формирования.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Ахмадшин Н.Ю., Бирюков В.Г., Горюхин В.Я., Земцов А.А., Киселева Е.С., Осипов Ф.П., Поздняков Н.М., Рубцов А.Ф., Степанова Т.Л. Очерки по истории геологических исследований Томской области. – Томск: Изд-во ФГУ «Томский ЦНТИ», 2006. – 64 с.
2. Барвиш М.В., Шварц А.А. Новый подход к оценке микрокомпонентного состава подземных вод, используемых для питьевого водоснабжения // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геоэкология. № 5, 2000. – С. 467-473.
3. Беус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. – М: Недра, 1975. – 280 с.
4. Беус А.А., Грабовская Л.И., Тихонова Н.В. Геохимия окружающей среды. – М.: Недра, 1976. – 248 с.
5. Борисов М.В., Шваров Ю.В. Термодинамика геохимических процессов. – М.: Изд-во МГУ, 1992. – 256 с.
6. Букаты М.Б. Рекламно-техническое описание программного комплекса HydroGeo. – М.: ВНТИЦ, 1999. – 5 с. – Номер гос. регистрации алгоритмов и программ во Всероссийском научно-техническом центре (ВНИТЦ) № 50980000051 ПК.
7. Букаты М.Б. Разработка программного обеспечения для решения гидрогеологических задач // Известия Томского политехнического университета. – 2002. – Т. 305. – № 6. – С.348-365.
8. Букаты М.Б. Рекламно-техническое описание программного комплекса HydroGeo. Государственная регистрация алгоритмов и программ во Всероссийском научно-техническом информационном центре (ВНТИЦ) № 50200500605. М.: ВНТИЦ, 2005 – 7 с.
9. Вернадский В.И. История природных вод / В.И. Вернадский; отв. Ред. С.Л. Шварцев, Ф.Т. Яншина. – М.: Наука, 2003. – 750 с.

10. Ворошилов В.Г., Коробейников А.Ф., Чернышев А.И., Пшеничкин А.Я., Скогорев А.И. Металлогения (Au, Pt, Pd) магматических комплексов Томь-Яйского междуречья. – Томск: STT, 2001. – 220 с.
11. Вредные химические вещества. Неорганические соединения элементов V-VIII групп: Справ. изд. / А.Л. Бандман, Н.В. Волкова, Т.Д. Грехова и др.; Под ред. В.А. Филова и др. – Л.: Химия, 1989. – 592 с.
12. Врублевский В.А., Нагорский М.П., Рубцов А.Ф., Эрвье Ю.Ю. Геологическое строение области сопряжения Кузнецкого Алатау и Колывань-Томской складчатой зоны.– Томск: Изд-во Томского государственного университета, 1987. – 96 с.
13. Гагарина О.В. Оценка и нормирование качества природных вод: критерии, методы, существующие проблемы: Учебно-методическое пособие. – Ижевск: Издательство «Удмуртский университет». – 2012. – 199 с.
14. Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. – 368с.
15. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода-порода. Т.1: Система вода-порода в земной коре: взаимодействие, кинетика, равновесие, моделирование / В.А. Алексеев [и др.], отв. редактор С.Л. Шварцев. – Изд-во СО РАН, 2005. – 244 с.
16. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода - порода. Т.2. Система вода - порода в условиях зоны гипергенеза / С.Л. Шварцев [и др.], отв. редактор Б.Н. Рыженко. – Изд-во СО РАН, 2007. – 389 с.
17. Геология СССР. Том 14. Западная Сибирь (Кемеровская, Новосибирская, Омская, Томская области, Красноярский край). Ч.1. Геологическое описание / под ред. В.Д. Фомичева, И.Н. Звонарева. – М.: Недра, 1967. – 664 с.
18. Гидрогеология СССР, том XVI , Западно-Сибирская равнина (Тюменская, Омская, Новосибирская и Томская области). – М.: Недра, 1970. – 368 с.

19. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000. Издание второе. Серия Кузбасская. Лист О-45-XXXII (Тайга). Объяснительная записка / под ред. А.З. Юзвического, В.А. Домаренко, 2007.
20. Данченко А.М., Задде Г.О., Земцов А.А., Земцов В.А., Инишева Л.И., Лукутин Б.В., Мезенцев А.В., Маслов С.Г., Назаров А.Д., Обухов С.Г., Севостьянов В.В., Севостьянова Л.М., Слуцкий В.И. Кадастр возможностей / Под ред. Б.В. Лукутина. – Томск: Изд-во НТЛ, 2002. – 280 с.
21. Доклад о состоянии и охране окружающей среды Томской области в 2012 г. / глав. ред. Адам А.М.. – Томск: Дельтаплан, 2013. – 172 с.
22. Дорогокупец П.И., Карпов И.К. Термодинамика минералов и минеральных равновесий. – Новосибирск: Наука, 1984. – 185 с.
23. Драйвер Дж. Геохимия природных вод. Пер. с англ. – М.: Мир, 1985. – 440 с.
24. Дутова Е.М., Вологодина И.В., Покровский Д.С., Заморовская Л.В. Изменение гидрогеохимических условий при эксплуатации Академического месторождения // Известия Томского политехнического университета. – 2008. – Т. 312. – № 1. – С. 59-63.
25. Дутова Е.М., Покровский Д.С. Геохимия подземных вод Академического месторождения // Известия Томского политехнического университета. – 2004. – Т. 307. – № 7. – С. 35-39.
26. Дюкарев А.Г., Львов Ю.А., Хмелев В.А. и др. Природные ресурсы Томской области. – Новосибирск: Наука, 1991. – 176 с.
27. Евсеева Н.С. География Томской области. (Природные условия и ресурсы). – Томск: Изд-во Томского ун-та, 2001 – 223 с.
28. Единые критерии качества вод. Совещание руководителей водохозяйственных органов стран-членов СЭВ. – М.: СЭВ. – 1982.

29. Ермашова Н.А. Гидрогеохимические особенности и условия формирования пресных подземных вод Обь-Чулымского междуречья // Вопросы географии Сибири. – Томск, 1979. – С. 95-109.
30. Зарубина Р.Ф., Копылова Ю.Г., Зарубин А.Г. Анализ и улучшение качества природных вод. Часть 2. Методы оценки качества природных вод: учебное пособие. – Томск: Изд-во ТПУ, 2011. – 151 с.
31. Зверев В.П. Массопотоки подземной гидросферы. – М.: Наука, 1999. – 97 с.
32. Калинин Ю.А., Росляков Н.А., Прудников С.Г. Золотоносные коры выветривания Юга Сибири. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2006. – 339 с.
33. Калинин Ю.А., Наумов Е.А., Борисенко А.С., Ковалев К.Р., Антропова А.И. Пространственно-временные и генетические соотношения золоторудной и сурьмяной минерализации на золотосульфидных месторождениях Обь-Зайсанской складчатой зоны // Геология рудных месторождений. – 2015. – Т. 57. – № 3. – С. 179-194.
34. Кирюхин В.А., Коротков А.И., Шварцев С.Л. Гидрогеохимия. М.: Недра, 1993 – 384с.
35. Климат Томска. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 176 с.
36. Козубова И.С., Копылова Ю.Г. Гидрогеохимические поиски золотого оруденения в северной части Колывань-Томской складчатой зоны // Проблемы поисковой и экологической геохимии Сибири: Материалы научной конференции, посвященной 100-летию профессора Томского политехнического университета П.А. Удодова. – Томск: Изд-во ТПУ, 2003. – С. 163-168.
37. Колубаева Ю.В. Оценка уровня концентраций химических элементов в природных водах центральной части Томь-Яйского водораздела и их биологического воздействия на жизнедеятельность человека // Экология Южной Сибири и сопредельных территорий: Материалы VIII

- Международной школы-конференции студентов и молодых ученых. – Абакан, 2004. – С. 166-167.
38. Колубаева Ю.В. Геохимические типы вод северной части Колывань-Томской складчатой зоны // Проблемы геологии и освоения недр: Труды X Международного научного симпозиума им. академика М.А. Усова. – Томск, 2006. – Т.1. – С.194-196.
39. Колубаева Ю.В. К вопросу оценки экогеохимической обстановки территории центральной части Томь-Яйского междуречья (Томский район Томской области) // Подземная гидросфера: Материалы XVIII Всероссийского совещания по подземным водам востока России. – Иркутск, 2006. – С. 401-404.
40. Колубаева Ю.В., Копылова Ю.Г. Равновесие природных вод Томь-Яйского междуречья (северная часть Колывань-Томской складчатой зоны) с ведущими минералами // Гидрогеохимия осадочных бассейнов: Материалы Российской научной конференции. – Томск, 2007. – С. 256-262.
41. Колубаева Ю.В. Химический состав подземных вод северной части Колывань-Томской складчатой зоны // Проблемы геологии и освоения недр: Труды XII Международного научного симпозиума им. академика М.А. Усова. – Томск, 2008. – С.211-214.
42. Колубаева Ю.В. Характеристика химического состава подземных и поверхностных вод северной части Колывань-Томской складчатой зоны // Трофимуковские чтения – 2008: Труды Всероссийской молодежной научной конференции с участием иностранных ученых. – Новосибирск, 2008. – Т. 1. – С. 132-135.
43. Колубаева Ю.В., Шварцев С.Л., Копылова Ю.Г. Геохимия вод северной части Колывань-Томской складчатой зоны. // Известия ВУЗов. Геология и разведка. – 2010. – №2. – С. 50-58.
44. Колубаева Ю.В. Этапы формирования химического состава природных вод Томь-Яйского междуречья // Подземная гидросфера: Материалы XX

- Всероссийского совещания по подземным водам востока России. – Иркутск: Изд-во ООО «Географ», 2012. – С. 199-203.
45. Колубаева Ю.В. Равновесно-неравновесное состояние природных вод северной части Колывань-Томской складчатой зоны с ведущими минералами вмещающих горных пород // Вестник Томского государственного университета. – 2012. – № 364. – С.167-172.
46. Колубаева Ю.В. Роль алюмосиликатных горных пород в формировании состава природных вод северной части Колывань-Томской складчатой зоны // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами: материалы Всероссийской конференции с участием иностранных ученых. – Томск: Изд-во НТЛ, 2012. – С. 144-147.
47. Колубаева Ю.В. Формы миграции химических элементов в водах северной части Колывань-Томской складчатой зоны // Известия Томского политехнического университета. – 2013. – Т.322. – № 1. – С. 136-141.
48. Колубаева Ю.В. Антропогенное преобразование состава природных вод северной части Колывань-Томской складчатой зоны // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXV Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика». – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. – С. 118-120.
49. Колубаева Ю.В. Химический состав подземных вод территории Томь-Яйского междуречья // Науки о Земле. Современное состояние: Материалы II Всероссийской молодежной научно-практической школы-конференции. – Новосибирск: РИЦ НГУ, 2014. – С. 173-175.
50. Колубаева Ю.В. Гидрогеохимические особенности состава подземных вод северной части Колывань-Томской складчатой зоны (Томский район Томской области) // VII Сибирская научно-практическая конференция молодых ученых по наукам о Земле (с участием иностранных специалистов): Материалы конференции. – Новосибирск РИЦ НГУ, 2014. – С. 297-298.

51. Колубаева Ю.В. Химический состав подземных вод зоны активного водообмена территории северной части Колывань-Томской складчатой зоны // Вестник Томского государственного университета. – 2015. – № 391. – С.202-208.
52. Колубаева Ю.В. Закономерности распределения химических элементов в подземных водах северной части Колывань-Томской складчатой зоны // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами: Материалы Второй Всероссийской конференции с международным участием. – Владивосток: Изд-во Дальнаука, 2015. – С. 279-282.
53. Копылова Ю.Г., Коробейникова Е.С., Потылицына М.З., Лисина А.В. Гидрогеохимический прогноз золотооруденения в северной части Колывань-Томской зоны // Природокомплекс Томской области.- Томск: ТГУ, 1995. – Т.2. – С. 158-165.
54. Копылова Ю.Г., Сметанина И.В., Потылицына М.З., Шатилова Т.Н. Гидрогеохимические поля прогнозируемого золотооруденения Томского рудного района // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Т.3. Материалы научной конференции. – Томск: Том. гос. ун-т, 1998. – С. 85-90.
55. Копылова Ю.Г., Зарубина Р.Ф., Ефимова А.Н. и др. Тяжелые металлы в водах юго-востока Западной Сибири // Основные проблемы охраны геологической среды. – Томск: Изд-во Томск. гос. ун-та, 1995. – С. 119-122.
56. Копылова Ю.Г., Зарубина Р.Ф., Сметанина И.В. и др. Распространенность ртути в водах юго-востока Западной Сибири // Матер. Международн. конф. «Горно-геологическое образование в Сибири. 100 лет на службе науки и производства». – Томск: Изд-во Томск. политехн. ун-та, 2000. – С. 48-52.
57. Крайнов С.Р. Обзор термодинамических компьютерных программ, используемых в США при геохимическом изучении подземных вод.

- Система компьютеризации научных лабораторий США // Геохимия. – 1993. – № 5. – С. 685-695.
58. Крайнов С.Р. Геохимические модели прогноза формирования качества подземных вод (обзор возможностей и ограничений) // Водные ресурсы. – 1999. – т. 26. – № 3. – С. 322-334.
59. Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. - М.: Нука, 2004. – 677 с.
60. Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. - М.: ЦентрЛитНефтеГаз, 2012. – 672 с.
61. Крайнов С.Р., Швец В.М. Геохимия подземных вод хозяйственно-питьевого назначения. М.: Недра, 1987. – 237с.
62. Контроль химических и биологических параметров окружающей среды. – Спб. Инфоцентр «Союз», 1998. – 896 с.
63. Левашов Б.М., Паршин П.Н. О золотоносности Колывань-Томской складчатой зоны // Вопросы геологии месторождений золота. – Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1968. – С. 166-171.
64. Линник П.Н., Набиванец Б.И. Формы миграции металлов в пресных поверхностных водах. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 272 с.
65. Лисина А.В., Меньшикова Т.В. Характеристика химического состава вод в бассейне р. Черной (Северный промузел г. Томска) // Молодежь и проблемы геологии: Тезисы докладов 1-го Международного научного симпозиума в рамках Международного научного конгресса студентов, аспирантов и молодых ученых. – Томск: Изд-во ТПУ, 1997.
66. Льготин В.А., Макушин Ю.В., Савичев О.Г. Проблемы охраны и использования поверхностных водных объектов на территории Томской области // Материалы междунаrodn. конгресса «ЭКВАТЭК-2002». – М., 2002. – С. 132-133.

67. Лыготин В.А., Макушин Ю.В., Савичев О.Г., Кириленко Т.Д. Особенности и факторы формирования гидрогеохимического состояния поверхностных водных объектов на территории Томской области // География и природные ресурсы, 2005. – № 1. – с. 39-46.
68. Максимова М.П. Антропогенные изменения ионного стока крупных рек Советского Союза // Водные ресурсы, 1991. – № 5. – С. 65-69.
69. Меньшикова Т.Н., Гончарук В.В., Шинкаренко В.П. Экологическая оценка природных вод Копыловского участка Северного промышленного узла города Томска // Природокомплекс Томской области. – Томск: ТГУ. – 1995. – т. 2. – С.116-122.,
70. Методические рекомендации по составлению карт гидрогеологического районирования масштаба 1:2 500 000, схем гидрогеологической стратификации и классификаторов объектов гидрогеологического районирования и стратификации. – М.: МПР России, 2004. – 33 с.
71. Методы геохимического моделирования и прогнозирования в гидрогеологии / под ред. С.Р. Крайнова. – М.: Недра, 1988. – 254 с.
72. Минерагения области сочленения Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны / Росляков Н.А., Щербаков Ю.Г., Алабин Л.В. и др. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. – 243 с.
73. Моисеенко Т.И. Концепция «здоровья» экосистемы в оценке качества вод и нормирования антропогенных нагрузок // Экология. – 2008. – № 6. – С. 411-419.
74. Моисеенко Т.И. Водная экотоксикология. Теоретические и прикладные аспекты. – М.: Наука, 2009. – 400 с.
75. Моисеенко¹ Т.И. Методология оценки качества вод с позиций экологической парадигмы // Известия РАН. – 2009. – № 1. – С. 23-35.
76. Назаров А.Д. Родники г. Томска – распространение состав, возможности использования и аквапаркового обустройства (краткие сведения по исторической части города) // Известия ТПУ. – 2002. – Т. 305. – вып. 8. – С. 236-256.

77. Наливайко Н.Г., Кузеванов К. И., Копылова Ю. Г. Атлас бактериальных пейзажей родников города Томска. – Томск, 2002. – 52 с.
78. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. Части 1–6. Вып. 20. Томская, новосибирская, кемеровская области, Алтайский край. – СПб.: Гидрометеиздат, 1993. – 718 с.
79. Национальный атлас России. В 4-х томах. Т. 1. Общая характеристика территории. – М.: Роскартография, ФГУП «ГОСГИСЦЕНТР», 2005.
80. Озябкин В.Н. Результаты моделирования на ЭВМ процессов древнего морского галогенеза // Состав и условия образования морских и континентальных галогенных формаций. – Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1991. – С. 27-33.
81. Озябкин В.Н., Озябкин С.В. Программные имитаторы для моделирования геохимической миграции неорганических загрязнений // Геоэкология. – 1996. – № 1. – С. 104-120.
82. Осинцев С.Р., Росляков Н.А. О золотоносности Колывань-Томской складчатой зоны // Геологические и геохимические критерии золотого оруденения. – Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1990. – С. 34-44.
83. Островский Л.А., Конюхова Т.А., Пугач С.Л., Астанина О.Н., Кузнецова Т.А. Объяснительная записка и перечень бассейнов подземного стока к карте бассейнов регионального и субрегионального подземного стока зоны свободного водообмена территории Российской Федерации масштаба 1:2 500 000. – М.: ВСЕГИНГЕО, 2001. – 16 с.
84. Островский¹ Л.А., Конюхова Т.А., Пугач С.Л., Шпак А.А., Вартанян Г.С., Кочетков М.В. Объяснительная записка и перечень гидрогеологических структур к карте гидрогеологического районирования территории Российской Федерации масштаба 1:2 500 000. – М.: ВСЕГИНГЕО, 2001. – 35 с.
85. Парначёв В.П., Парначёв С.В. Геология и полезные ископаемые окрестностей города Томска: Материалы к полевой геологической

- экскурсии: Справочное пособие. - Томск: Томский государственный университет, 2010. – 144 с.
86. Перельман А.И. Геохимия природных вод. – М.: Наука, 1982. – 154 с.
87. Перельман А.И. Геохимия ландшафта: учебное пособие. – М.: Высшая школа, 1975. – 341 с.
88. Покровский Д.С., Макушин Ю.В., Дутова Е.М., Рогов Г.М. Проблемы водоснабжения населения Томской области // Вестник ТГАСУ. – 2001. – № 1. – С. 154-165.
89. Покровский Д.С., Дутова Е.М., Рогов Г.М., Вологодина И.В., Тайлашев А.С., Лычагин Д.В. Минеральные новообразования на водозаборах Томской области / Под ред. Д.С. Покровского. – Томск: Изд-во НТЛ, 2002. – 176 с.
90. Покровский Д.С., Дутова Е.М., Рогов Г.М. Качество природных питьевых вод и технологии водоподготовки в условиях юга Сибирского региона: учеб. пособие. – Томск: Изд. ТГАСУ. – 2006. – 96 с.
91. Покровский Д.С., Дутова Е.М., Балобаненко А.А., Покровский В.Д., Рехтин А.Ф. Гидрогеоэкологические условия водоснабжения юга Сибирского региона // Вестник томского государственного университета. – 2014. – № 384. – С. 189-197.
92. Пригожин И., Дефэй Р. Химическая термодинамика. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1966. – 509 с.
93. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 15. Алтай и Западная Сибирь. Выпуск 2. Средняя Обь. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 408 с.
94. Рихванов Л.П. Общие и региональные проблемы радиоэкологии. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 1997. – 384 с.
95. Рихванов Л.П., Сухих Ю.И., Волкова Н.Н., Язиков Е.Г. и др. Эколого-геохимические особенности Томского района и заболеваемости населения. – Томск: Издательский дом «Тандем Арт», 2005. – 250 с.
96. Рихванов Л.П., Язиков Е.Г., Сухих Ю.И., Барановская Н.В., Волков В.Т., Волкова Н.Н., Архангельский В.В., Архангельская Т.А., Денисова О.А.,

- Шатилов А.Ю., Янкович Е.П. Эколого-геохимические особенности природных сред Томского района и заболеваемость населения. – Томск, 2006. – 216 с.
97. Рогов Г.М. Проблемы использования природных вод бассейна реки Томи для хозяйственно-питьевого водоснабжения / Рогов Г.М., Попов В.К., Осипова Е.Ю. – Томск: Изд-во Томск. гос. архит.-строит. ун-та, 2003. – 218 с.
98. Росляков Н.А. Геохимия золота в зоне гипергенеза. – Новосибирск: Наука, 1981. – 239 с.
99. Росляков Н.А., Васильев И.П. П.А. Удодов и его школа – основоположники гидрогеохимического поиска минерального сырья в области сочленения Западно-Сибирской плиты с Колывань-Томской складчатой зоной и Салаиром // Проблемы поисковой и экологической геохимии Сибири: Материалы научной конференции, посвященной 100-летию профессора Томского политехнического университета П.А. Удодова. – Томск: Изд-во ТПУ, 2003. – С. 25-30.
100. Савичев О.Г. Водные ресурсы Томской области. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2010. – 248 с.
101. Савичев О.Г. Реки Томской области: состояние, охрана и использование. – Томск: Изд-во ТПУ, 2003. – 202 с.
102. Савичев О.Г., Шинкаренко В.П., Кириленко Т.Д., Копылова Ю.Г., Марулева В.М., Зарубина Р.Ф., Ефимова А.Н., Сметанина И.В. Эколого-геохимическое состояние вод р. Ушайки в летне-осенний период // Гидрогеология и инженерная геология. Геоэкология и мониторинг геологической среды: Материалы международной научно-технической конференции «Горно-геологическое образование в Сибири. 100 лет на службе науки и производства». – Томск: Изд-во ТПУ, 2001. – С. 87-90.
103. Савичев О.Г. Антропогенное поступление железа и органических веществ в речные воды бассейна Средней Оби в пределах Томской

области // Известия Томского политехнического университета. – 2002. – Т.305. – Вып.6. – С. 405-414.

104. Савичев О.Г., Камнева О.А. Закономерности пространственных изменений химического состава подземных вод верхней гидродинамической зоны в Томской области (Западная Сибирь) // Известия Томского политехнического университета. – 2010. – Т. 317. – № 1. – С. 138-143.
105. Соловов А.П., Архипов А.Я., Бугров В.А. и др. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых.- М.: Недра, 1990. – 335 с.
106. Состояние окружающей среды Томской области в 2004 году. – Томск: ОГУ «Облкомприрода», 2005. – 180 с.
107. Состояние поверхностных водных объектов, водохозяйственных систем и сооружений на территории Томской области в 2002 г.: Информационный бюллетень. – Вып. 5. – Томск: ТЦ Томскгеомониторинг, 2003. – 84 с.
108. Состояние геологической среды (недр) территории Сибирского федерального округа в 2010 г. Информационный бюллетень, выпуск 7, ОАО «Томскгеомониторинг» – Томск: ООО «СтандАрт», 2011. – 144 с.
109. Состояние геологической среды (недр) территории Сибирского федерального округа в 2011 г. Информационный бюллетень, выпуск 8, ОАО «Томскгеомониторинг» – Томск: ООО «СтандАрт», 2012. – 180 с.
110. Состояние геологической среды (недр) территории Сибирского федерального округа в 2012 г. Информационный бюллетень, выпуск 9, ОАО «Томскгеомониторинг» – Томск: ООО «СтандАрт», 2013. – 184 с.
111. Состояние геологической среды (недр) территории Сибирского федерального округа в 2013 г. Информационный бюллетень, выпуск 10, ОАО «Томскгеомониторинг» – Томск: Типография «Д-Принт», 2014. – 176 с.
112. Состояние геологической среды (недр) территории Томской области в 2013 г. Информационный бюллетень, выпуск 19, ОАО

- «Томскгеомониторинг», ООО «Сибгеомониторинг» – Томск: ООО «Д-Принт», 2014. – 68 с.
113. Тютюнова Ф.И, Гидрогеохимия техногенеза. – М.: Наука, 1987. – 335 с.
114. Удодов П.А., Паршин П.Н., Левашов Б.М, Лукин А.А., Рассказов Н.М., Копылова Ю.Г., Коробейникова Е.С., Солодовникова Р.С., Фатеев А.Д., Шестаков Б.И.. Гидрогеохимические исследования Колывань-Томской складчатой зоны. – Томск: Изд-во томского университета, 1971. – 284 с.
115. Удодов П.А., Онуфриенок И.П., Парилов Ю.С. Опыт гидрогеохимических исследований в Сибири. Методика и результаты работ. – М.: Высшая школа, 1962. – 190 с.
116. Удодов П.А., Матусевич В.М., Григорьев Н.В. Гидрогеохимические поиски в условиях полузакрытых геологических структур Томь-Яйского междуречья. – Томск: Изд-во ТГУ, 1965. – 202 с.
117. Удодов П.А.. Ермашова Н.А. Железистые воды юго-востока Западно-Сибирского артезианского бассейна // Геология, гидрогеология и инженерная геология Западной Сибири. Сборник научных трудов. – Тюмень: ТюмИИ, 1982. – С. 3-10.
118. Черняев Е.В., Черняева Е.И., Номоконова Г.Г. Геологические предпосылки золотоносности Томского района // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. – 1998. – Т.3. – С. 168-172.
119. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. – М.: Недра, 1978. – 287 с.
120. Шварцев С.Л. Взаимодействие воды с алюмосиликатными горными породами // Геология и геофизика. – 1991. – №12. – С. 16-50.
121. Шварцев С.Л. Общая гидрогеология: учебник для вузов. – М.: Недра, 1996. – 425 с.
122. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. – 2-е изд. исправл. и доп. – М.: Недра, 1998. – 366 с.

123. Шварцев С.Л., Савичев О.Г. Современное эколого-геохимическое состояние р. Томь и ее притоков // Эколого-биохимические исследования в бассейне Оби. – Томск: Изд-во «РАСКО», 2002. – С. 87-98.
124. Шварцев С.Л., Савичев О.Г. Качество речных вод и проблемы управления водопользованием в бассейне реки Томи // Вычислительные технологии. – 2006. – Т. 11. – Ч. 2. – С. 67-78.
125. Шварцев С.Л., Лепокурова О.Е., Копылова Ю.Г. Геохимические механизмы образования травертинов из пресных вод на юге Западной Сибири // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 8. – С. 852-861.
126. Шварцев С.Л. Основные процессы и механизмы эволюционного развития системы вода–порода // Известия Томского политехнического университета. – 2007. – Т. 311. – № 1. – С. 103-112.
127. Шварцев С.Л. Фундаментальные механизмы взаимодействия в системе вода - горная порода и ее внутренняя геологическая эволюция // Литосфера. – 2008. – № 6. – С. 3-24.
128. Шварцев С.Л. Общая гидрогеология: учебник для вузов. – М.: Альянс, 2012. – 601 с.
129. Шварцев С.Л. Внутренняя эволюция геологической системы вода–порода // Вестник РАН. – 2012. – Т. 82. – № 3. – С. 242-251.
130. Шварцев С.Л. Вода как главный фактор глобальной эволюции // Вестник РАН. – 2013. - №2. – С. 124-131.
131. Шварцев С.Л. Как образуются сложности? // Вестник РАН. – 2014. – Т. 84. – № 7. – С. 618-628.
132. Экология Северного промышленного узла города Томска: проблемы и решения / Под ред. А.М. Адама. – Томск: Изд-во ТГУ, 1994. – 206 с.
133. Язиков Е.Г., Рихванов Л.П. Содержание радиоактивных и редкоземельных элементов в аэрозольных выпадениях снегового покрова различных территорий Западной Сибири // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека: Материалы

- международной конференции, посвященной 100-летию со дня открытия явления радиоактивности и 100-летию ТПУ. – Томск, 1996. – С. 313-316.
134. Янкович Е.П., Осипова Н.А., Лыготин В.А., Лукашевич О.Д., Янкович К.С. Химический состав подземных вод как фактор риска для здоровья населения (на примере Томского района Томской области) // Современные проблемы науки и образования. – 2014. – № 3. – С. 786-794.
135. Appelo C.A., Postma D. *Geochemistry, Groundwater and Pollution*. Rotterdam: A.A. Balkema. 1993. 536 p.
136. Appelo C. A., Postma D. *Geochemistry, Groundwater and Pollution*, second ed., Lieden, London: A. A. Balkema. 2005. 649 p.
137. Dutova E.M., Nalivaiko N.G., Kuzevanov K.I., Kopylova J.G. The Chemical and Microbiological Composition of Urban Groundwater, Tomsk, Russia // *Proceedings of the XXVIIth Congress IAH*. – Nottingham, UK, 1998. – V.2. – P. 371-376.
138. Gislason S.R., Arnorsson S. Dissolution primary basaltic minerals in natural waters: saturation state and kinetics // *Chem.Geol.*, 1993, v.105. P.117-135.
139. Helgeson H.C. Kinetics of mass transfer among silicates and aqueous solutions // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1971, v.35, №5. P.421-469.
140. Helgeson H.C. Evaluation of irreversible in geochemical processes involving minerals and aqueous solution I. Thermodynamic relations // *Ibid*. 1968. V. 32, N 8. P. 853-877.
141. Langmuir D. *Aqueous Environmental Geochemistry*. New Jersey: Prentice-Hall Inc. Upper Saddle River, 1997. 600 p.
142. Leckie J.O., Davis J.A. Aqueous environmental chemistry of copper. – In: *Copper in the environment. Part 1. Ecological cycling* / J.O. Nriagu. Edit. – New York: Wiley – Interscience publ., 1979. P. 89-121.
143. Pačes T. (1973) Steady-state kinetics and equilibrium between ground water and granitic rock // *Geochim. et cosmochim. Acta*. V. 37. N 12. P. 2641–2663.
144. Shvartsev S.L. Geochemistry of fresh groundwater in the main landscape zones of the Earth. // *Geochem. Int.* – 2008. – Vol. 46. – № 13. – P. 1285-1398.

145. Tardy Y. Géochimie des altérations. Études des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Strasbourg, 1969. 199 p.
146. Wilson D.E. An equilibrium model describing the influence of humic materials on the speciation of Cu^{2+} , Zn^{2+} and Mn^{2+} in freshwaters. – Limnol. Oceanogr., 1978, 23, N 3. P. 164-170.

Диссертации

147. Дутова Е.М. Гидрогеохимия зоны гипергенеза Алтае-Саянской складчатой области: автореф. дис. ...доктора геол.-мин. наук. – Томск, 2005. – 46 с.
148. Ермашова Н.А. Геохимия подземных вод зоны активного водообмена Томской области в связи с решением вопросов водоснабжения и охраны: автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. – Томск, 1998. – 44 с.
149. Иванова И.С. Железосодержащие подземные воды юго-восточной части Среднеобского бассейна: дис. ...канд. геол.-мин. наук. – Томск, 2013. – 180 с.
150. Камнева О. А. Многолетние изменения гидрогеологических условий Среднеобского бассейна: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Томск, 2012. – 19 с.
151. Кузеванов К.И. Исследование техногенных изменений гидрогеологических условий г. Томска: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Томск, 1998. – 20 с.
152. Лепокурова О.Е. Геохимия подземных вод севера Алтае-Саянского горного обрамления, формирующих травертины: дис. ...канд. геол.-мин. наук. – Томск, 2005. – 151 с.
153. Наймушина О.С. Геохимическая эволюция природных вод нижней части бассейна реки Томи: дис. ...канд. геол.-мин. наук. – Томск, 2014. – 169 с.
154. Наливайко Н.Г. Микрофлора подземных вод города Томска как критерий их экологического состояния: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Томск, 2000. – 22 с.

155. Пасечник Е.Ю. Эколого-геохимическое состояние природных вод территории г. Томска: дис. ...канд. геол.-мин. наук. – Томск, 2010. – 195 с.
156. Покровский Д.С. Геоэкологические условия водоснабжения населения юга Сибирского региона: автореф. дис. ...доктора геол.-мин. наук. – Томск, 2005. – 46 с.
157. Таловская А.В. Оценка эколого-геохимического состояния районов г. Томска по данным изучения палеоаэрозолей: дис. ...канд. геол.-мин. наук. – Томск, 2008. – 185 с.
158. Язиков Е.Г. Экогеохимия урбанизированных территорий юга Западной Сибири: автореф. дис. ...доктора геол.-мин. наук. – Томск, 2006. – 47 с.

Фондовая литература

159. Ахмадшин Н. Ю., Бирюков В. Г. Перспективы золотоносности современных аллювиальных отложений Томь-Яйского междуречья (отчет Китатской партии по поисковым работам за 1983-1987 гг.). – Т.1 и 2. – ТФ Томскгеолкома, 1987.
160. Ахмадшин Н.Ю., Бернатонис В.К., Боярко Г.Ю., Гудымович С.С., Черняев Е.В. и др. Анализ и обобщение геологической, геофизической, гидрогеохимической информации и составление программы геологического изучения и развития минерально-сырьевой базы Томской области (отчет о научно-исследовательской работе). – Томск, 1997. – 89
161. Ахмадшин Н.Ю., Бирюков В.Г., Шишкова О.В. Оценка золотоносности современных аллювиальных отложений западного склона Томь-Яйского междуречья (отчет Ушайской партии по поисковым и поисково-оценочным работам за 1987-93 гг.). – Т.1. – ТФ Томскгеолкома, 1993.
162. Бабин А.А., Шумкова Т.С. Геологическое строение и полезные ископаемые листа О-45-123-Б. (Отчет Семилуженской поисково-съёмочной партии за 1959-1960 гг.). – Т.1 и 2. – ТФ Томскгеолкома, 1961.

163. Бердников А.П., Скогорев А.И. Отчет по геохимическим исследованиям на площади Томь-Яйского междуречья Томской области за 1978-1983 гг. – Т.1 и 2. – ТФ Томскгеолкома, 1983.
164. Бердников А.П., Ахмадшин Н.Ю. Отчет по теме № 26 («Золотоносность юго-восточной части Томской области» за 1980-1982 гг.). – Т.1. – ТФ Томскгеолкома, 1982.
165. Ваганов Г.Д., Тимофеев А.Н., Сулакшина Г.А., Зятева О.Ф. Гидрогеологические и инженерно-геологические условия листа 0-45-XXXII (отчет Томь-Яйской партии по работам 1970-1975 гг.). – Томск, 1973. – 203 с.
166. Григорьев Н.В., Сазонов П.Т. Геология и полезные ископаемые Томь-Яйского междуречья. (Окончательный отчет Григорьевской и Подломской партий за 1960-1964 гг. лист О-45-124). – Т.1. – ТФ Томскгеолкома, 1964.
167. Карлсон В.Л., Карлсон Н.А. и др. Отчёт Междуреченской партии по работам 1980-84 гг. Поиски подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения населения и животноводческих комплексов на восточном склоне Томь-Яйского междуречья и в районе с. Сухоречье. – Томск, 1984. – 258 с.
168. Коробкин В.А., Ковалева Л.А. Гидрогеологические, инженерно-геологические условия и районирование центральной части Томь-Яйского междуречья. Отчет Вершининской партии по результатам комплексной съемки м-ба 1:50 000 для целей мелиорации, проведенной в 1983-1988 гг. – Томск, 1988. – 273 с.
169. Макаров Г.Я. Результаты геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 листов О-45-123-А,В с геолого-экологическими исследованиями и проверкой геохимических аномалий на Корниловском участке за 1992-95 гг. (Информационный отчет). – Т.1. – ТФ Томскгеолкома, 1995.
170. Плевако Г.А. Прогнозная оценка ресурсов подземных вод и перспектив расширения и организации хозяйственно-питьевого водоснабжения

Томского района в пределах Томь-Колыванской складчатой зоны. – Томск, 2002. – 215 с.

171. Рубцов А.Ф. Геологическое строение и полезные ископаемые палеозойского фундамента районов сс. Семилужки и Турунтаево Томской области (окончательный отчет Ташминской партии). – Т.1. – ТФ Томскгеолкома, 1971.
172. Скогорева А.С. Отчет по результатам поисково-разведочных работ на подземные воды для хозяйственно-питьевого водоснабжения предприятий и населенных пунктов Томского агропромышленного комплекса в 1989 - 1995 гг. – Томск, 1995. – 304 с.
173. Удодов П.А., Паршин П.Н. и др. Гидрогеохимия Колывань-Томской складчатой зоны (окончательный отчет гидрогеохимической партии за 1964-1965 гг.). – Т.1. – ТФ Томскгеолкома, 1965.
174. Шинкаренко В.П. Выявление и оценка очагов загрязнения подземных вод на территории Томской области. – Томск, 1994. – 332 с.

Нормативная литература

175. ГН 2.1.5.1315-03. Предельно-допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования. – М., 2004
176. ГОСТ 27065-86. Качество вод. Термины и определения. – М: Изд-во стандартов, 1987. – 9 с.
177. Головин А.А., Морозов И.А., Трефилова Н.Я., Гуляева Н.Г. Учет и оценка природных ресурсов и экологического состояния территорий различного функционального использования: Метод. Рекомендации. – М.: ИМГРЭ, 1996. – 88 с.
178. Гуляева Н.Г. Методические рекомендации по эколого-геохимической оценке территорий при проведении многоцелевого геохимического картирования масштабов 1:1000000 и 1:200000. – М.: ИМГРЭ, 2002. – 72 с.

179. Методические рекомендации по геохимической оценке загрязнения территорий городов химическими элементами. – М.: ИМГРЭ, 1982. – 112 с.
180. Перечень предельно-допустимых концентраций и ориентировочно безопасных уровней воздействия вредных веществ для воды рыбохозяйственных водоемов. – М.: ТОО «Мединор», 1995.
181. Перечень рыбохозяйственных нормативов: предельно-допустимых концентраций (ПДК) и ориентировочно безопасных уровней воздействия (ОБУВ) вредных веществ для воды, водных объектов, имеющих рыбохозяйственное значение. – М.: Изд-во ВНИРО, 1999. – 304 с.
182. Руководство по гидробиологическому мониторингу пресноводных экосистем / под ред. В.А. Абакумова. – Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 1992. – 318 с. СанПиН 2.1.4.1074-01. Питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем питьевого водоснабжения. Контроль качества. – М.: Информационно-издательский центр Минздрава России, 2002. – 100 с.
183. СанПиН 2.1.4.559-96. Питьевая вода и водоснабжение населенных мест. Питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем питьевого водоснабжения. Контроль качества. – М.: Госкомсанэпиднадзор России, 1996. – 111 с.
184. СанПиН 2.1.5. 980-00. Гигиенические требования к охране поверхностных вод. – М.: Федеральный центр госсанэпиднадзора Минздрава России, 2000. – 23 с.