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

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

*На правах рукописи*



**Лепокурова Олеся Евгеньевна**

# СОДОВЫЕ ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: ГЕОХИМИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

25.00.07 - Гидрогеология

Диссертация
на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

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

Томск-2018

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

**ВВЕДЕНИЕ**…… 4

**1. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ВОПРОСА, ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ, ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ**…… 11

1.1. Общие представления о содовых водах……... 11

1.2. Существующие представления о содообразовании…… 12

1.3. Содовые воды как этап взаимодействия в системе вода–порода……. 16

1.4. Постановка проблемы и обоснование выбора объекта…….. 19

1.5. Фактический материал и методы исследований…… 21

**2. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ СОДОВЫХ ВОД В РЕГИОНЕ**……. 27

2.1. Физико-географические условия региона…… 27

2.2. Полезные ископаемые…… 32

2.3. Гидрогеологические условия и геохимическая зональность подземных вод.. 37

*2.3.1. Северная часть Алтае-Саянской гидрогеологической складчатой области (АССО)*……. 39

*2.3.2. Юго-восточная часть Западно-Сибирского артезианского бассейна (ЗСАБ)*……. 51

*2.3.3. Краткая обобщающая характеристика*…… 58

2.4. Распространённость и условия залегания содовых вод на юго-востоке Западной Сибири…….. 59

*2.4.1. Содовые воды северной части АССО*…… 61

*Кузнецкий адартезианский бассейн*…….. 61

*Колывань-Томская складчатая зона и Салаирский кряж*…… 65

*2.4.2. Содовые воды юго-восточной части ЗСАБ (платформенная область)*... 65

*Чулымо-Енисейский бассейн*……. 66

*Среднеобской бассейн*……. 68

**3. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ РАЗНОВИДНОСТИ СОДОВЫХ ВОД В РЕГИОНЕ**… 70

3.1. Содовые воды юго-восточной части ЗСАБ (платформенная область)…… 70

*3.1.1. Геохимические особенности содовых вод Чулымо-Енисейского бассейна*……. 70

*3.1.2. Геохимические особенности содовых вод Среднеобского бассейна*……. 81

3.2. Содовые воды северной части АССО…….. 84

*3.2.1. Геохимические особенности содовых вод Кузнецкого бассейна*…… 84

*3.2.2. Геохимические особенности содовых вод Салаира и Колывань-Томской зоны*…….. 100
3.3. Обобщающая характеристика содовых вод отдельных объектов региона…. 102
3.4. Основные типы содовых вод…… 106
**4. ОСОБЕННОСТИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СОДОВЫХ ВОД И ВОДОРАСТВОРЕННОГО УГЛЕРОДА**……..……. 110
4.1. Изотопный состав содовых вод (δD, $\delta^{18}O$)…….. 110
4.2. Изотопный состав водорастворенного углерода содовых вод ……. 118
**5. РАВНОВЕСИЯ СОДОВЫХ ВОД С МИНЕРАЛАМИ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД**…….. 133
5.1. Результаты расчетов равновесий содовых вод с алюмосиликатными и карбонатными минералами…….. 133
5.2. Обзор по составу водовмещающих пород и особенностям проявлений карбонатных образований в регионе……... 139
5.3. Основные контролирующие параметры формирования вторичных минералов…….. 144
5.4. Понятие содового геохимического типа вод и контролирующие параметры его формирования……. 150
**6. МЕХАНИЗМЫ И ОСНОВНЫЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ СОДОВЫХ ВОД**……. 154
6.1. Механизмы формирования содовых вод в регионе…… 154
6.2. Модель формирования типичных содовых вод (I и II типы)…….. 159
6.3. Модели формирования уникальных содовых вод (III–V типы)……. 160
6.4. Условия формирования разных типов содовых вод…….. 166
**ЗАКЛЮЧЕНИЕ**……... 170
**СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**……. 172
**СПИСОК ИЛЛЮСТРАТИВНОГО МАТЕРИАЛА**……. 198
**ПРИЛОЖЕНИЕ 1.** Химический состав содовых подземных вод юго-востока Западной Сибири……... 203

# ВВЕДЕНИЕ

*Актуальность*. Содовые подземные воды являются достаточно уникальными образованиями. В природе они широко распространены, но отличаются разнообразием химического (при общем преобладании $HCO_3^-$ и $Na^+$), газового, органического и изотопного состава. При этом генезису и условиям формирования содовых вод посвящено много исследований (Е.В. Посохов, Н.И. Базилевич, Ю.П. Никольская, В.А. Ковда, И.Н. Антипов-Каратаев, С.Л. Шагоянц, Н.М. Фролов, *из последних* R. Blake, G. Matthess, K. Kimura, C.A.J. Appelo, D. Postma, F. May, В.А. Казанцев, J. Jankowski, B. McLean, А.И. Гавришин, С.Л. Шварцев, В.Г. Попов, Р.Ф. Абдрахманов, С.Р. Крайнов, Б.Н. Рыженко и мн. др.), но до сих пор нет единой точки зрения. В некотором смысле содовые воды служат зеркалом противоречий в современной гидрогеохимии (Шварцев, 2004*в*). Существуют две основные конкурирующие гипотезы: 1) ионно-обменных процессов или катионного обмена, согласно которой сода образуется путем вытеснения из коллоидного комплекса поглощенного Na растворенным в воде Ca по реакции К.К. Гедройца, и 2) геологическая, согласно которой сода образуется за счет выветривания массивно-кристаллических. Обе гипотезы сталкиваются с определенными трудностями. В частности, рассматриваемые нами содовые воды юго-востока Западной Сибири распространены в основном в осадочных песчано-глинистых неморских отложениях, а значит, формирование их состава не укладывается в объяснения обеих основных концепций. Между тем проблема содовых вод может быть решена в рамках общей теории взаимодействия воды с горными породами, которая в настоящее время активно разрабатывается учеными всего мира (Р.М. Гаррелс, Г. Хельгесон, И. Тарди, Т. Пачес, Д. Дривер, Д.К. Нордстром и мн. др.), и могла бы снять все противоречия. С общегеохимических позиций она достаточно детально разработана С.Л. Шварцевым (1978, 2007), который рассматривает содообразование как определенный этап взаимодействия воды с горными породами, наступающий с момента насыщения вод кальцитом. Кроме того, изучение условий формирования содовых вод может быть ключом к пониманию формирования разного состава вод, поскольку они занимают промежуточное положение между верхними пресными $HCO_3$-Ca и нижними солеными Cl-Na водами (Пиннекер, 1977), а значит, определяют механизм и направленность такого процесса.

*Объектом исследований* являются содовые подземные воды юго-востока Западной Сибири. Здесь в пределах мощных осадочных пород представлено их большое разнообразие, а в формировании состава принимает участие более полная система вода - порода - газ (метан, углекислый газ) - органическое вещество (уголь, болотная органика).

*Цель работы*. Выявить условия и механизмы формирования содовых вод применительно к юго-востоку Западной Сибири в рамках общей теории взаимодействия воды с алюмосиликатными породами.

*Основные задачи*:

1) Выявить закономерности распространения и гидрогеологической зональности содовых вод в регионе;

2) Изучить геохимические особенности содовых вод, включая химический (макро- и микрокомпонентный), газовый, органический и изотопный состав, с выделением разных типов и их характерных признаков;

3) Оценить равновесие содовых вод относительно ведущих минералов вмещающих пород с выявлением контролирующих параметров формирования вторичных минералов и состава вод;

4) Разработать модель формирования содовых вод разных типов и определить ведущие механизмы их формирования.

*Фактический материал и личный вклад автора*. В основу диссертационной работы положены материалы полевых исследований сотрудников ТФ ИНГГ СО РАН (Среднеобской экспедиционный отряд) и ТПУ (Проблемная научно-исследовательская лаборатория гидрогеохимии), в том числе при личном участии автора, с 2000 по 2015 гг при выполнении госбюджетных и хоздоговорных работ. Всего было исследовано в регионе 460 проб содовых вод из 157 скважин до глубин 2320 м (а также некоторые Cl–$HCO_3$–Na воды до 2835 м) и 118 родников. Основные данные были получены при совместных работах ТФ ИНГГ СО РАН с ООО «Газпром добыча Кузнецк» по гидрогеологии, гидрогеохимии и экологии территорий потенциальной промышленной добычи угольного метана Кузбасса (х/д № 01-177, № 97, 211-06-1, 66-07-1, 345-08-1, 412-01, 403-13, 415-01). Кроме этого использованы фондовые материалы: ОАО «Промгаз», ЗАО «Метан Кузбасса», ПГО «ЗапСибгеология», ПГ Южно-Кузбасская ГРЭ, треста «Кузбассуглеразведка» (Томусинская ГРП), частично ФГУП «Красновоярская

ГГЭ», ОАО «Томскгеомониторинг», ВНИГРИ, ВСЕГИНГЕО, ЗапСибНИГНИ, Западно-Сибирского геологического управления. Также в работе обработан материал предыдущих лет большого коллектива исследователей, полученных в ходе тематических работ при участии сотрудников кафедры ГИГЭ ТПУ и ТФ ИНГГ СО РАН.

Разработка фундаментальной научной проблемы осуществлялась при финансовой поддержке РФФИ (гранты 06-05-64233-а, 07-05-02002-э_д, 07-05-07038-д, 07-05-12005-офи, 09-05-00647- а, 09-05-99034-р_офи, 11-05-98016-р_сибирь_а, 13-05-00062-а, 13-05-98070-р_сибирь_а, 14-05-31095-мол_а, 14-05-00171-а, 15-35-50436-мол_нр, 16-05-00155-а, 16-35-50103-мол_нр, 17-05-00042_а) и РНФ (17-17-01158).

*Научная новизна*. 1) показано, что содовые воды в регионе имеют весьма разнообразный состав, в том числе выявлены совершенно уникальные с высокой (~ 25 г/л) и низкой (~0,2 г/л) соленостью; 2) впервые детально изучен изотопный состав водорастворенного углерода содовых вод, в результате чего установлено, что воды угольных отложений имеют необычные положительные значения $\delta^{13}C$ ($HCO_3$ и $CO_2$) до +31‰; 3) рассчитан характер равновесия содовых вод с широким набором первичных и вторичных минералов, который показал, что все они, независимо от минерализации и pH, равновесны с кальцитом и глинами, но неравновесны с первичными Ca-Mg-Fe-алюмосиликатами; 4) впервые для региона разработана модель формирования содовых вод, кратко заключающаяся в следующем: в результате равновесно-неравновесного характера системы вода – алюмосиликатная порода происходит перераспределение химических элементов и большая часть Ca, Mg, Fe уходит из вод вместе с карбонатами и глинами, а Na продолжает концентрироваться; 5) показано, что многообразие состава содовых вод связано с разным временем взаимодействия в системе и с особенностями среды (наличием или отсутствием дополнительного источника $CO_2$ и органики), это нашло дополнительное подтверждение данными изучения изотопов $^{18}O$ и $^{13}C$; 6) впервые объяснена природа масштабного фракционирования изотопов углерода: при длительной эволюции системы вода-порода–уголь-метан происходит преимущественное концентрирование $^{13}C$ в водной фазе ($CO_2$, затем $HCO_3^-$), а затем во вторичных карбонатах ($CO_3^{2-}$), а $^{12}C$ – в метане.

*Практическая значимость*. Результаты исследований использовались при написании 7 отчетов по х/д работам с ООО «Газпром добыча Кузнецк», начатые в связи с первой в России крупномасштабной добычей угольного метана. Данные по изотопам,

например, позволили оценить источник $CO_2$, иногда появляющегося в метановом газе. Поскольку содовые воды активно используются для питьевых и бальнеологических целей, некоторые полученные выводы могут быть использованы различными организациями, занимающимися поиском и эксплуатацией минеральных вод, а также решением экологических и хозяйственно-питьевых проблем. Автор применяет материалы исследований в учебном процессе ТПУ при ведении курсов «Гидрогеохимия зоны гипергенеза» и «Синергетика водно-геологических проблем».

*Методы и подходы* решения поставленных задач определяются ранее сформулированным С.Л. Шварцевым новым положением о равновесно-неравновесном состоянии и наличии геологической эволюции системы вода-порода. Вода всегда не равновесна относительно эндогенных минералов, которая поэтому их и растворяет, что и обеспечивает непрерывную эволюцию состава вод, но равновесна к определенному набору вторичных минералов. Состав подземных вод определяется разностью между растворяемыми горными породами и образующимися вторичными минералами, при участии органического вещества и газов. Поэтому при исследовании процессов содообразования будет использован комплексный подход, базирующийся на изучении гидрогеологических условий; химического (включая микрокомпонентного), газового и органического состава вод; анализе изотопов воды и водорастворенного углерода; применении термодинамических расчетов при анализе физико-химических равновесий содовых вод с ведущими минералами горных пород с приведением данных натурных наблюдений; выявлением контролирующих параметров формирования вторичных минералов и состава вод; поиску механизмов, определяющих начало процесса содообразования; изучению параметров среды и времени взаимодействия системы вода–порода.

Основной объем химико-аналитических работ был выполнен в аккредитованной Проблемной научно-исследовательской лаборатории гидрогеохимии ТПУ методами титриметрии, потенциометрии, ионной хроматографии, фотоколориметрии, высокотемпературного каталитического окисления, масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой. Изотопный анализ воды и водорастворенного углерода проводился в ТФ АО «СНИИГГиМС» (г.Томск), в ИГМ СО РАН (г.Новосибирск) и в Национальном центре научных исследований г. Тулузы (Франция). Расчет степени насыщенности подземных вод минералами осуществлялся методами равновесной термодинамики

(Гаррелс, Крайст, 1968) с использованием программного комплекса HydroGeo, разработанного М.Б. Букаты и сертифицированного в Росатомнадзоре (Букаты, 2002).

*Положения, выносимые на защиту*.

*1)* Содовые воды на юго-востоке Западной Сибири пользуются региональным распространением, залегают в различных осадочных мезо-кайнозойских отложениях на разных глубинах в зоне замедленного (иногда активного) водообмена и занимают промежуточное положение между верхними пресными $HCO_3$-Ca и нижними солеными Cl-Na водами. Геохимическое разнообразие их проявлений позволило разделить их на пять основных типов.

*2)* Все содовые воды региона независимо от их типа равновесны с карбонатами и глинами и неравновесны с первичными Ca-Mg-Fe-алюмосиликатами. Такое равновесно-неравновесное состояние системы обеспечивает для каждого типа свой набор равновесных вторичных минералов, при этом с ростом солености и pH вод их количество растет.

*3)* Содовые воды – это продукт взаимодействия системы инфильтрационные воды – алюмосиликатные породы – газ – органическое вещество при условии наличия равновесия с кальцитом, обеспечивающее накопление в растворе $HCO_3^-$ и $Na^+$, т.е. соды. Многообразие содовых вод объясняется разным временем взаимодействия компонентов указанной системы и наличием дополнительных факторов (органика, $CO_2$, $CH_4$, уголь и др.). Процесс содообразования сопровождается фракционированием изотопов углерода и кислорода.

*Достоверность полученных результатов* основывается на: 1) новейших теоретических положениях; 2) значительным объемом полученных данных обширного региона и их соответствии с результатами, полученными другими авторами в данной области исследований; 3) использовании современного высокоточного оборудования в сертифицированных лабораториях для анализа воды и газа; 4) апробацией основных научных положений на различных конференциях и публикацией в рецензируемых журналах; 5) выполнением заданий грантов РФФИ и РНФ.

*Апробация результатов*. Отдельные разделы работы были доложены и обсуждены на конференциях различного уровня: Международном симпозиуме «Взаимодействие вода-порода» (International symposium “Water-Rock interaction”) в 2013 г (WRI-14, г.Авиньон, Франция) и в 2016 г (WRI-15, г.Эвора, Португалия);

Международной мультидисциплинарной научной конференции по геологии (International Multidisciplinary Scientific GeoConference) в 2015, 2017 гг (SGEM-15, SGEM-17, г.София, Болгария); Всероссийской конференции с участием иностранных ученых «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами» в 2012 (г.Томск) и в 2015 (г.Владивосток); Всероссийском совещании по подземным водам востока России в 2006, 2012 (г.Иркутск) и 2015 (г.Якутск) гг; Всероссийских конференциях, посвященные 75-, 80- и 85-летию кафедры гидрогеологии и инженерной геологии ТПУ в 2005, 2010 и 2015 гг (г.Томск); II Всероссийской молодежной научно-практической школе-конференции в 2014 г (Шира); VII Сибирской научно-практической конференции молодых ученых по наукам о Земле в 2014 г (г.Новосибирск), научной конференции «Современные проблемы геохимии» в 2007 (г.Иркутск), Всероссийской молодежной научной конференции с участием иностранных ученых «Трофимуковские чтения – 2015» (г.Новосибирск) и ряд других конференций. Часть работы взята из кандидатской диссертации (Томск, 2005) и обсуждалась еще в студенчестве и аспирантуре на 17 международных и 8 региональных конференциях.

*Публикации*. По теме диссертации опубликовано 87 работ, в том числе одна монография (в соавторстве) и 18 статей в базах данных Scopus и Web of Science, в которых полностью представлены все защищаемые положения. Всего имеется 28 статей в рецензируемых российских и зарубежных изданиях из перечня ВАК. Статьи написаны в соавторстве со специалистами, которые не имеют возражений против защиты данной работы.

*Структура и объем работы*. Диссертация состоит из введения, 6 глав, заключения и списка литературы, насчитывающего 302 наименования отечественных и зарубежных изданий. Материал диссертации изложен на 217 страницах, иллюстрирован 66 рисунками, содержит 37 таблиц и 1 Приложение.

*Благодарности*. За направление хода мыслей и неиссякаемый источник идей автор глубоко благодарен своему научному консультанту д.г.-м.н., профессору Степану Львовичу Шварцеву. Искреннюю признательность за постоянную поддержку автор также выражает идейному вдохновителю «травертинового» направления к.г.-м.н. Юлии Григорьевне Копыловой и всем сотрудникам Проблемной научно-исследовательской гидрогеохимической лаборатории ТПУ. При работе над диссертацией огромную помощь оказали советы и консультации по изотопии – д.г.-м.н. Пономарчука В.А., к.х.н.

Падалко Н.Л., к.х.н. Пыряева А.Н. Работа выполнялась при активной поддержке зав.кафедрой ГИГЗ к.г.-м.н. Гусевой Н.В., профессоров Попова В.К., Дутовой Е.М., Савичева О.Г. и других сотрудников кафедры, а также сотрудников Томского филиала ИНГГ СО РАН: директора, д.х.н. Головко А.К., кандидатов наук: Домрочевой Е.В., Ивановой И.С., Трифонова Н.С., Король И.С., Маныловой Л.С., инженеров Поповой Б.В., Волошина А.И. и аспиранта Зиппа Е.В. Отдельно хотелось отметить сплоченный С.Л. Шварцевым коллектив Сибирской гидрогеохимической школы, активно развивающий это направление за пределами г.Томска: д.х.н. Рыженко Б.Н., д.г.-м.н.: Чудаев О.В., Алексеев С.В., Харитонова Н.А., Алексеева Л.П., к.г.-м.н.: Челноков Г.А., Новиков Д.А., Замана Л.В., Борзенко С.В., Сидкина Е.С., Колпакова М.Н., Наймушина О.С., Брагин И.В. и мн. другие. Всем перечисленным автор выражает искреннюю благодарность.

# 1. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ВОПРОСА, ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ, ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

## 1.1. Общие представления о содовых водах

Собственно название «содовый тип вод» выделили в свое время Ю.П. Никольская (1961) при классификации химического состава вод озер и Е.В. Посохов (1969), относящий к нему воды, в которых «доминирующими из солей… будут гидрокарбонаты натрия…» (с. 3-4). Гидрокарбонатные натриевые (или гидрокарбонатно-натриевые) воды по преобладающему аниону и катиону выделяли В.А. Александров (1932), С.А. Щукарев (1934), Н.И. Толстихин (1939), В.А. Сулина (1948). Под разными наименованиями встречаются также в классификациях Ч. Пальмера (1911) как щелочные воды (первый класс), О.А. Алекина (1948) как первый тип вод ($HCO_3^- > Ca^{2+} + Mg^{2+}$), М.Г. Валяшко (1939) как карбонатный тип. В данной работе под содовыми (гидрокарбонатными натриевыми) понимаются подземные воды, в которых среди анионов преобладают суммарно гидрокарбонатные и карбонатные ионы ($HCO_3^- + CO_3^{2-}$), среди катионов – Na, за редким исключением имеют щелочную среду (pH выше 7,5) и соленость >0,6 г/л.

Содовые воды пользуются практически повсеместным распространением в верхней части земной коры. При этом глубины их залегания разные: от дневной поверхности до нескольких километров. Если говорить о приповерхностных условиях, то содовые воды занимают строгое место в широтной зональности, а именно, они развиты на границе перехода от вод выщелачивания к водам континентального засоления (Каменский, 1949) и развиты преимущественно в степных и лесостепных ландшафтах. Первые работы по содообразованию начались как раз с поверхности и касались почв и озерных вод (Hilgard, 1892, Гедройц, 1912, Никольская, 1961, Базилевич, 1965, Ковда, 1973 и мн. др.), которые характеризуются еще и высокой щелочностью. Подземные содовые воды, как показали крупные региональные исследования (Посохов, 1969, Овчинников, 1970, Питьева, 1978, Пиннекер, 1977, Шварцев и др., 1978, 1998, 2007, Крайнов и др., 2004, Основы гидрогеологии.., 1982 и др.), также представлены достаточно широко, но более разнообразно, например, встречаются кислые разновидности (углекислые воды). При этом имеют строгие закономерности в распределении по глубине. Они занимают промежуточное положение между верхними пресными $HCO_3$-Ca и нижними среднесолоноватыми Cl-Na водами

(Пиннекер, 1977) и характеризуются общей минерализацией от 0,6-0,8 до 3-5 г/л, а углекислые их разности даже до 10-15 г/л. В случаях процессов континентального засоления их минерализация значительно возрастает и может достигать 8–10 г/л, но для типично содовых обычно не превышает 4 г/л. Кроме того, они часто смешаны с другими химическими типами вод и сода не является основной составляющей в общем балансе солей. Все это определяет более сложный характер распределения этого типа вод в недрах земли (Шварцев и др., 2007).

Геологически содовые воды встречаются в горных и предгорных районах, межгорных впадинах и прогибах, небольших артезианских бассейнах и склонах крупных бассейнов, центральных частях платформ (на небольшой глубине), зонах тектонических нарушений и т.д. При этом появление этих вод происходит на разных глубинах от 0,2 до 1-2 км. В целом глубина залегания содовых вод в горно-складчатых областях больше, чем в предгорных равнинах и на платформах. Мощность зоны содовых вод в разных геологических структурах разная и колеблется от нескольких сот метров до нескольких километров.

### 1.2. Существующие представления о содообразовании

Несмотря на широкое развитие содовых вод, до сих пор нет единой точки зрения об их генезисе и условиях формирования (*из последних работ*: Blake, 1989, Matthess et al, 1992, Kimura, 1992, Appelo, Postma, 1994, May, 1998, Казанцев, 1998, Jankowski, McLean, 2001, Гавришин, 2005, Шварцев, Ван, 2006, Шварцев и др., 2007, Крайнов и др., 2001, 2012, Попов, Абдрахманов, 2013, Christian et al., 2016, Домрочева, 2005, Нгуен Тат Тханг, 2016). В некотором смысле содовые воды служат зеркалом противоречий в современной гидрогеохимии в этом вопросе (Шварцев, 2004*в*). Существуют две основные конкурирующие гипотезы: 1) ионно-обменных процессов или катионного обмена и 2) геологическая. Ниже рассмотрим их более детально.

В течение долгого времени механизм формирования содовых вод объясняли *процессами катионного обмена (или ионно-обменных процессов)*, которые впервые были предложены почвоведами для объяснения образования соды в солонцах и солончаках, широко развитых в почвах степных ландшафтов (К.К. Гедройц, У.П. Келли, И.Н. Антипов-Каратаев, В.А. Ковда, К.Я. Кожевников и др.). Позже эту идею подхватили некоторые гидрогеологи (В.А. Сулин, А.Н. Бунеев, Г.Н. Каменский, Е.В. Пиннекер, Дж.Дж. Дривер, А.Б. Ронов, Е.М. Сергеев, Н.М. Страхов, В.Н. Холодов и др.). В

настоящее время ее активно развивают В.Г. Попов и Р.Ф. Абдрахманов (Попов и др., 1992, Попов, Абдрахманов, 2013), а также некоторые другие исследователи (Blake, 1989, Kimura, 1992, Matthess et al., 1992, Appelo, Postma, 1994, Гавришин, 2005, Судариков, Нгуен Тат Тханг, 2015). Согласно этой гипотезе сода образуется путем вытеснения из колоидного комплекса [ПК] поглощенного Na растворенным в воде Ca (реакция К.К. Гедройца):

$$2Na^{+}_{пк} + Ca^{2+}_{р\text{-}р} = Ca^{2+}_{пк} + 2Na^{+}_{р\text{-}р}. \quad (1.1)$$

Однако эта гипотеза не в состоянии объяснить отсутствие связи между распространением содовых вод и коллоидного или поглощенного комплекса, обогащенного только Na. Известны многочисленные факты формирования содовых вод вне какой-либо связи с породами, обладающими натриевым ионно-солевым комплексом. В том числе данные приведенные в этой диссертации.

Принято считать, что содовые воды формируются, когда инфильтрационные воды проникают в молодые морские отложения, насыщенные Na, поскольку такие воды содержат Ca, а не Na, то и происходит ионный обмен (Овчинников, 1955). Но имеются многочисленные факты о содовых водах, которые не имеют никаких связей с морскими отложениями. Кроме того, содовые воды зональны, а развитие морских отложений никак не связано с широтной зональностью.

Неспособность гипотезы катионного обмена объяснить многие детали формирования содовых вод вызывает ее критику и стимулирует поиск новых подходов к решению проблемы содовых вод. Среди них давно известна так называемая *геологическая гипотеза*, согласно которой сода образуется в процессе выветривания массивно-кристаллических и осадочных пород (Ф.Ф. Кларк, М.И. Кучин, И.П. Герасимов, Е.Н. Иванова, Ю.Р. Никольская, Е.В. Посохов, К.Ф. Филатов и др.), хотя она не может объяснить, почему происходит избирательное концентрирование Na в растворе, тогда как при выветривании алюмосиликатов в воду переходят все катионы, включая Na, K, Ca и Mg. Выход из этой ситуации исследователи пытаются найти двумя путями: 1) выявлением связи содовых вод с типом выветривающихся горных пород: особенно категоричен в этом плане Е.В. Посохов (Посохов, 1969), который считает, что благоприятная обстановка для формирования содовых вод создается только в массивах щелочных гранитов, богатых натриевыми полевыми шпатами и в «песчаниках, песках, конгломератах, представляющих собой продукт разрушения изверженных пород

соответствующего минерального состава» (с. 10) и 2) выявлением связей содообразования с определенным климатом, который, якобы, контролирует температурную дифференциацию солей, меняет подвижность элементов, сорбционную емкость продуктов выветривания, интенсивность биологического круговорота элементов и т.д. Так, обобщая данные по почвам содового засоления юга Западной Сибири, Н.И. Базилевич (Базилевич, 1965) заключает, что «необходимое для возникновения содовых аккумуляций отчленение в растворах гидрокарбонатов Na от солей Ca и Mg обеспечивается явлениями сорбции в связи с бóльшей энергией поглощения Ca и Mg, нежели Na» (с. 36).

Оба эти подхода весьма уязвимы и не подтверждаются конкретными данными (Шварцев и др., 2007). Связь содовых вод с породами (минералами) с высоким содержанием Na возможна только в исключительных случаях. Все воды в пределах горных массивов с широким развитием гранитов не являются содовыми, если конечно не считать содовыми обычные $HCO_3$ – Na воды с общей минерализацией 0,1-0,3 г/л и pH 6,0-6,5, которые развиты в Кот д′Ивуаре, Франции, Сенегале, США, Бразилии, практически во всех горных районах (Алтай, Альпы, Забайкалье, Аппалачи, Саяны, Тянь-Шань, Сьерра-Невада и т.д.) (Шварцев, 1998). Содовые воды, как показано выше, образуют целые провинции в степных и лесостепных ландшафтах, которые никак не связаны с кислыми магматическими или метаморфическими породами.

Имеются и другие гипотезы формирования содовых вод, более экзотические. Например, *биогенная гипотеза,* согласно которой *сода образуется либо при минерализации растительных остатков* (В.Р. Вильямс, Б.Л. Исаченко, В.М. Боровский, Д.И. Сорокин, S. Grant, и др.), *либо в процессе восстановления* сульфатов микроорганизмами с образованием $H_2S$ (Б.Л. Антипов-Каратаев, Б.Л. Исаченко В.В. Эпштейн, А.Н. Бунеев, И. Цаболис, и др.). Однако в верхней гидродинамической зоне условия для восстановления сульфатов неблагоприятны и возможны только на локальных участках. А данные по зольному составу растений (Родин, Базилевич, 1965) показали, что они только в отдельных, весьма редких случаях содержат некоторые количества Na, не компенсированного хлором, серой или фосфором. Но считать даже такие растения источником соды, значит путать причину и следствие, так как эти растения (камфороема, бассия, полынь натронная и др.) могли появиться только там; где воды и почвы содержат соду. Следовательно, не растения являются причиной

содообразования, а их состав - следствие той геохимической среды, которая сформировалась под действием определенного водообмена и в данном случае соды (Шварцев и др., 1982).

Среди *физико-химических гипотез* формирования содовых вод более распространены: *1) взаимодействия нейтральных солей* (реакция Гильгарда) и 2) *избирательного поглощения некоторых ионов из растворов.* Первая реакция:

$$Na_2SO_4(NaCl) + Ca(HCO_3)_2 \rightarrow 2NaHCO_3 + CaSO_4(CaCl_2) \quad (1.2)$$

неоднократно проверялась экспериментально, в частности Ю.П. Никольской и И.А. Мошкиной (Никольская, 1961), и была признана маловероятной при стандартных условиях.

Гипотеза образования соды путем избирательного поглощения ионов $Ca^{2+}$ и $SO_4^-$ природными коллоидами (П. Меликов, С.А. Дуров, Н.И. Перов и др.) также не может быть признана, поскольку ни в одной из климатических зон или артезианских бассейнов мы не встречаем сколько-нибудь заметного развития минеральных или органических коллоидов, которые бы были обогащены ионом $SO_4^{2-}$ за счет сорбционных процессов. К тому же, как справедливо отмечает Е.В. Посохов, коллоиды, способные адсорбировать анионы, пользуются ограниченным распространением и быстро подвергаются явлениям десорбции.

Количество гипотез о природе содовых вод непрерывно растет. Многие из них совершенно неправдоподобны. Так, например, развивается гипотеза о влиянии восходящей миграции глубинных нефтяных вод или углеводородов, поднимающихся по зонам тектонических нарушений (Б.М. Ропот). Недавно В.А. Казанцев (1998) предложил новую гипотезу о том, что содовые воды – это результат селективного (избирательного) выноса ионов с испаряющейся влагой. Им, совместно с Л.Н. Горевым, подана даже заявка на научное открытие «Содообразование в природных водах с химически неактивной вмещающей средой» (эффект Горева-Казанцева). Удивительно, но авторы «открытия» даже не пытаются объяснить, почему испарение имеет место всюду, а содовые воды занимают строгое положение в горизонтальной зональности природных вод.

В подавляющей массе специалисты зарубежных стран в основном связывают формирование содовых вод с ионным обменом. Ярким подтверждением этому служат

уже упоминавшиеся работы (Matthess et al, 1992, Kimura, 1992, Appelo, Postma, 1994, Parkhurst et al, 1996 и др.).

Имеются сторонники одновременно комбинированных гипотез, которые частично совмещают идеи одной и другой. Например, геологической и ионно-обменных процессов (Н.И. Базилевич, Н.М. Страхов, И.П. Герасимов и др.) или гидролиза алюмосиликатов (речь о ней пойдет ниже) и ионно-обменных процессов (Нгуен Тат Тханг, С.М. Судариков) или гидролиза алюмосиликатов и биохимической (Г.М. Рогов, В.К. Попов).

Поиски решения проблемы содообразования продолжаются (Шварцев и др., 2007, May, 1998, Jankowski, McLean, 2001, Крайнов и др., 2012, Christian et al., 2016). В этом плане значительный интерес могла бы представлять концепция, развиваемая С.Р. Крайновым с соавторами о кальциевом и содовом направлениях эволюции состава подземных вод (Крайнов и др., 2012). К сожалению, конкретный механизм формирования содовых вод неглубокого залегания авторами этой концепции не рассмотрен.

### 1.3. Содовые воды как этап взаимодействия в системе вода–порода

В данной работе решение проблемы содообразования предлагается с позиций общей теории взаимодействия воды с горными породами, которая в настоящее время активно разрабатывается учеными всего мира (Р.М. Гаррелс, Г. Хельгесон, И. Тарди, Т. Пачес, Д. Дривер, Д.К. Нордстром и мн. др.). Она основана на результатах лабораторных экспериментов по растворению различных минералов в разных геохимических средах и при разных температурах, результатах многочисленного физико-химического моделирования разнообразных гидрогеохимических процессов и расчетов равновесий в системе вода – порода. Но самое главное, пожалуй, в том, что она основана на многочисленных результатах геологических и гидрогеологических наблюдений в зоне гипергенеза, осадочных бассейнах, гидротермальных системах, на дне морей и океанов и т.д. (Шварцев и др., 2007, Pinneker et al., 1983, Shvartsev, 2008). Эта теория строится на строгих химических законах и понятиях таких, как закон действия масс, правило фаз Гиббса, открытые и закрытые системы, закон Фика, стандартное и стационарное состояния, коэффициенты активности, летучести, термодинамические свойства веществ и т.д. (Алексеев и др., 2005).

В рамках этой теории еще в 1978 г. С.Л. Шварцев предложил рассматривать содовые воды как продукт определенного этапа взаимодействия в системе воды–вмещающие породы, который наступает с момента садки кальцита. В последующих работах (Шварцев, 1998, Шварцев, 2004*а*, 2004*б*, 2004*в*, Шварцев, Ванг, 2006, Шварцев и др., 2007, Шварцев и др., 2011) он более детально развивал эту гипотезу и дополнил огромным фактическим материалом по всему миру. Как правило, такое насыщение наблюдается при солености воды > 0,6 г/л и pH > 7,4. При достижении этих значений для Ca и Mg в растворе возникает геохимический барьер, т.к. начинается образование кальцита и монтмориллонита, которые, связывая эти элементы, затрудняют их концентрирование в водном растворе и тем самым обеспечивают относительный рост концентраций $Na^+$. Такое взаимодействие возможно вследствие равновесно-неравновесного характера в системе: воды всегда не равновесны относительно эндогенных минералов, которые поэтому их и растворяют, что и обеспечивает непрерывную эволюцию состава вод, но равновесны к определенному набору вторичных минералов. Состав подземных вод определяется разностью между растворяемыми горными породами и образующимися вторичными минералами, при участии органического вещества и газов. Этот этап наступает всегда, если вода не покинет горную породу раньше, чем будет достигнута стадия содового взаимодействия. При этом, чем меньше водообмен, тем вероятнее наступление стадии содообразования (Шварцев и др., 2007, с. 127).

Важнейшие факторы содообразования при этом выступают следующие.

1. *Время взаимодействия в системе вода-порода* или *водообмен*. Для достижения стадии содового взаимодействия требуется определенное время, которое в разных геологических условиях разное (от 40 до 40 тыс. лет). Чем меньше водообмен, тем вероятнее наступление такой стадии взаимодействия.

2. *Тип горной породы*. Поскольку при прочих равных условиях, чем больше порода содержит Na, тем при относительно более активном водообмене возможно образование содовых вод. Но поскольку все без исключения породы содержат то или иное количество Na, содообразование возможно в любых горных породах, независимо от их состава. То же самое происходит и с другими элементами: если поступающее в раствор их количество выше, чем связывается вторичными минералами, то часть их накапливается в подземных водах, если ниже, то воды бедны этими элементами.

3. *Высокая подвижность Na* на фоне низкой для всех других катионов. При растворении алюмосиликатов в раствор переходят многие элементы Ca, Na, Mg, K, Fe, Al, Si и др. Однако большая их часть связывается вторичными минералами: глинами и карбонатами. Na лишь частично уходит с глинами, но в основном к минералам Na равновесие не наступает еще долго. Это и определяет постепенный рост его содержания в растворе и в конечном итоге приводит к доминированию среди катионов.

4. *Степень испарительного концентрирования солей.* Испарение воды приводит к увеличению ее солености, более быстрому концентрированию химических элементов в растворе, соответственно осаждению карбонатов, глинистых минералов и на определенной стадии соды. Однако при более высокой степени концентрирования солей (вероятно в 100 раз и более) сульфаты и хлориды становятся доминирующими, а роль соды незначительной. Тем самым содовые воды трансформируются в другой геохимический тип.

Факты, которые доказывают правомерность развиваемой теории.

1. *Широкое региональное развитие содовых вод вне зависимости от типа пород.* Наличие гидрокарбонатных натриевых вод отмечается во многих платформенных и межгорных депрессиях – Северный Кавказ, Казахстан, Западная Сибирь, Прибайкалье, Сахалин (Пиннекер, 1977). Что воды зональны известно давно из работ П.В. Отоцкого, В.С. Ильина, Г.Н. Каменского, О.К. Ланге, И.В. Гармонова и многих других исследователей (Пиннекер и др., 1980). К сожалению, выделяя зональные типы вод, гидрогеологи как правило упускали содовые воды, не находя им места в общей зональности. Исключение составляют работы (Шварцев, 1996, Шварцев и др., 2007). В том числе одним из доказательств зональности содовых вод является зональность солончаков, которые связаны между собой (Глазовская, 1972).

2. *Строгое положение содовых вод среди типов вод широтной и вертикальной зональности.* Хорошо известно, что содовые воды как и щелочные и засоленные глеевые почвы у поверхности земли развиты в основном на границе лесных ландшафтов с лесостепными и степными, а также в пределах последних (Посохов, 1969, Глазовская, 1972, Ковда, 1973, Перельман, 1975 и др.), для которых характерен относительно слабый водообмен, а степень испарительного концентрирования солей недостаточно велика. При этом содообразование протекает, как говорилось выше, независимо от типа вмещающих горных пород и носит региональный характер. По

глубине содообразование контролируется временем взаимодействия воды с горными породами. Как отмечает Е.В. Пиннекер (1977) ниже зоны $HCO_3$-Ca вод практически всегда располагается зона $HCO_3$-Na вод, которая глубже сменяется солеными водами и рассолами Cl-Na состава. С.Л. Шварцев с соавторами (2007) детализировал эти представления: «…они располагаются ниже $HCO_3$-Ca-Na (Mg-Na, Ca-Mg-Na) вод на глубинах от нескольких до первых тысяч метров в зоне перехода от пресных к солоноватым водам. Их соленость чаще всего колеблется от 0,8 до 4,0 г/л, исключение составляют углекислые содовые воды, территориальное расположение которых определяется сетью глубинных источников $CO_2$ …Чаще всего модуль подземного стока в таких случаях составляет 0,1-1,0 л/с*км$^2$…».

Хотелось бы подчеркнуть, что данная концепция категорично не исключает существования всех других выше описанных, а является более универсальной и объясняет региональное распространение содовых вод. В то время как другие являются частными случаями и дополняют процессы общей геологической эволюции системы вода-порода. Например, при погружении инфильтрационных вод в бассейне на определенной глубине (или на определенном этапе развития) гидрокарбонатные кальциевые воды сменяются содовыми. При прочих равных условиях, чем больше порода содержит Na или Na ионно-солевой комплекс, тем быстрее возможно образование содовых вод. Но и при условии бедности таковыми содовые воды образуются согласно общему механизму, но на уже других глубинах. Доказательством этого и будет служить представленная работа.

### 1.4. Постановка проблемы и обоснование выбора объекта

Казалось бы, что вопрос о механизмах формирования содовых вод в рамках этой концепции решен и неоднократно публиковался ее основателем (Шварцев, 1998, Аникин и др., 2001, Шварцев, 2004а, 2004б, 2004в, Шварцев и др., 2006, Шварцев, Ванг, 2006, Шварцев и др., 2007, Шварцев и др., 2011, Копылова и др., 2011, Плюснин и др., 2013, Шварцев и др., 2015), в том числе и совместно с автором. Однако, во-первых, концепция так и не получила должного развития и многие исследователи продолжают до сих пор придерживаться, в частности, концепции ионно-обменных процессов (см. 1.2), несмотря на многочисленные противоречия, а во-вторых, в данной работе впервые будут приведены уникальные данные по содовым водам, формирование которых

возможно объяснить только с позиций общей теории взаимодействия воды с алюмосиликатными породами. Почему? Рассмотрим ниже.

Объектом исследований диссертации являются содовые подземные воды юго-востока Западной Сибири: Кузнецкий адартезианский бассейн и юго-восточная часть Западно-Сибиского артезианского бассейна, частично будут рассмотрены данные по Колывань-Томской складчатой зоне и Салаиру. Регион для изучения выбран неслучайно. Вот только некоторые причины:

1. Содовые воды развиты здесь очень широко и разнообразно. Они образуют целую провинцию $HCO_3$-Na вод на глубинах от 100-200 м и до 2000 м и отличаются различной минерализацией (от 0,2 до 25 г/л), различным газовым составом (метановые, азотные, углекислые), и различным pH среды (от кислых до ультращелочных).

2. Здесь встречены два совершенно уникальных типа содовых вод, один из которых был описан вообще впервые. Это высокоминерализованные (до 25 г/л) содовые воды угольных отложений Кузбасса. Второй тип уникальных вод – это, наоборот, ультрапресные (0,2–0,4 г/л) сильнощелочные (pH от 9 до 10) воды Чулымо-Енисейского бассейна. Оба типа уже не укладываются в понимании классических содовых вод с минерализацией 0,6–5 г/л.

3. В регионе в формировании состава содовых вод принимает участие более полная система вода - порода (песчано-глинистая) - газ (метан, азот, углекислый газ) - органическое вещество (уголь, болото). Поэтому ожидаются интересные результаты.

4. Содовые воды развиты здесь только в пределах осадочных алюмосиликатных пород – мощных мезо-кайнозойских песчано-глинистых нефтеносных на севере и вехнепалеозойских угленосно-терригенных на юге. В Кузбассе лишь точечно встречаются продукты магматической деятельности триасового возраста. Но в целом, содовые воды образуют целую провинцию и никак не связаны с кислыми магматическими и метаморфическими породами. Значит, их формирование невозможно объяснить с позиций классической геологической гипотезы.

5. Основная часть рассматриваемых содовых вод развиты в пределах континентальных отложений и никак не связана с морскими. Значит, их формирование невозможно объяснить с позиции концепции ионно-обменных процессов.

Таким образом, в регионе сформирована целая провинция уникальных разнообразных по своим характеристикам (минерализация, pH, газовый состав) содовых

вод в осадочных песчано-глинистых неморских отложениях, а значит, не укладывающихся в объяснениях обеих основных концепций: классической геологической и катионного обмена. Основная цель, стоящая перед соискателем, как раз и заключалась в выявлении условий, механизмов формирования и генезиса содовых подземных вод применительно к осадочным континентальным отложениям Западной Сибири в рамках общей теории взаимодействия воды с алюмосиликатными породами на многочисленном фактическом материале. Чтобы еще раз с использованием современных геохимических данных убедительно доказать правомерность данной гипотезы, которая при этом не отрицает все другие концепции, а выступает основой, связующим звеном, общим механизмом геологической эволюции.

### 1.5. Фактический материал и методы исследований

В основу диссертационной работы положены материалы полевых исследований сотрудников ТФ ИНГГ СО РАН (Верхнеобской (*ранее Среднеобской*) гидрогеологический экспедиционный отряд) и ТПУ (Проблемная научно-исследовательская лаборатория гидрогеохимии), в том числе при личном участии автора, с 2000 по 2015 гг при выполнении госбюджетных и хоздоговорных работ. Основные данные по Кузбассу были получены при совместных работах ТФ ИНГГ СО РАН с ООО «Газпром добыча Кузнецк» по гидрогеологии, гидрогеохимии и экологии территорий потенциальной промышленной добычи угольного метана Кузбасса (х/д № 01-177, № 97, 211-06-1, 66-07-1, 345-08-1, 412-01, 403-13, 415-01), а также при выполнении бюджетных тем ИНГГ СО РАН. Основные данные по Чулымо-Енисейскому и Среднеобскому бассейнам получены при выполнении бюджетных тем и многочисленных грантов РФФИ (07-05-12005-офи, 09-05-00647- а, 09-05-99034-р_офи, 11-05-98016-р_сибирь_а, 13-05-00062-а, 13-05-98070-р_сибирь_а, 14-05-31095-мол_а, 16-05-00155-а, 16-35-50103-мол_нр, 17-05-00042_а). Кроме этого использованы фондовые материалы: ОАО «Промгаз», ОА «Томскгеомониторинг», Томского НИИ курортологии и физиотерапии, ЗАО «Метан Кузбасса», ПГО «ЗапСибгеология», ПГ Южно-Кузбасская ГРЭ, треста «Кузбассуглеразведка» (Томусинская ГРП), частично ФГУП «Красновоярская ГГЭ», ОАО «Томскгеомониторинг», ВНИГРИ, ВСЕГИНГЕО, ЗапСибНИГНИ, Западно-Сибирского геологического управления и др.

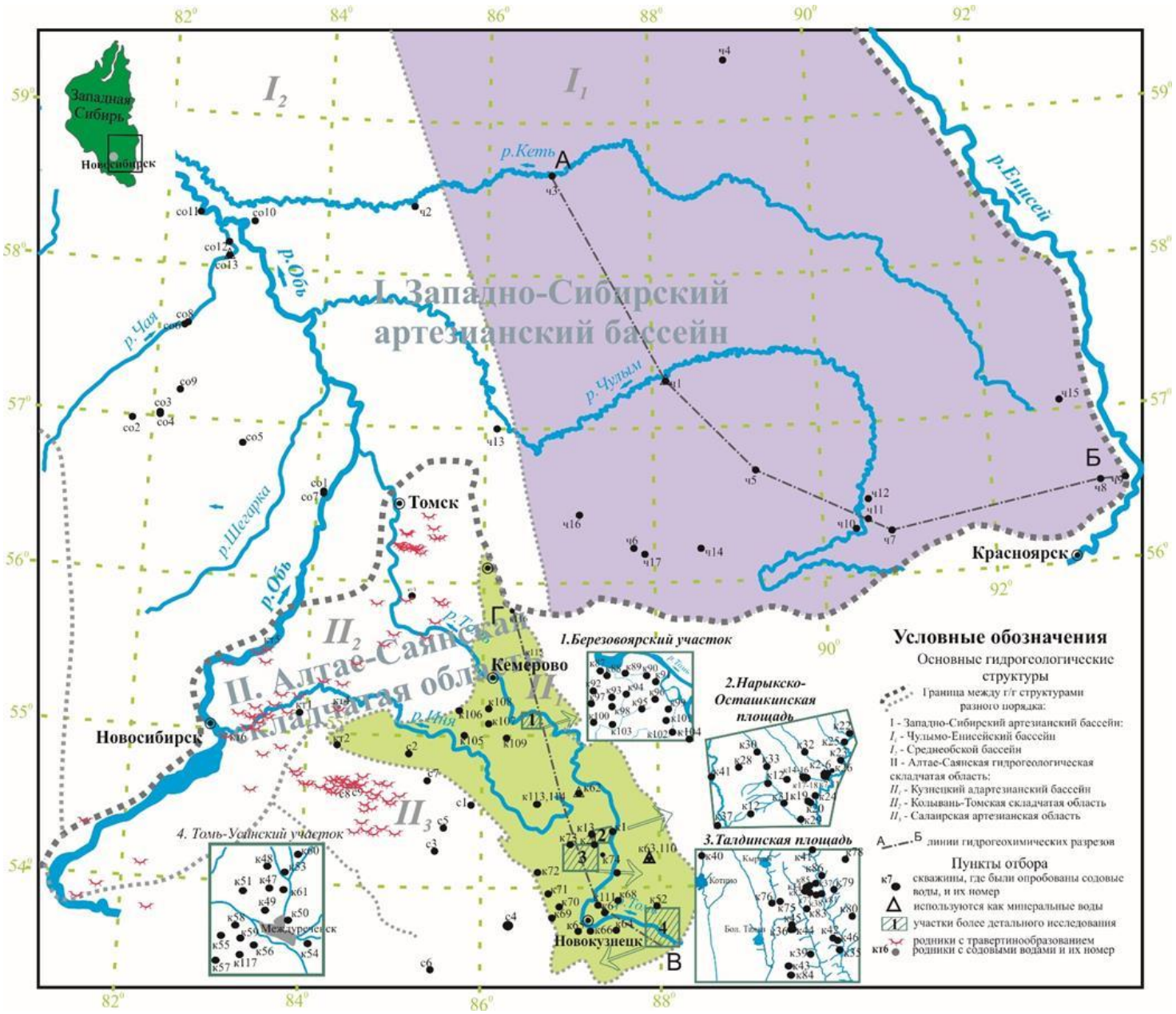



**Рис. 1.1.** Схема расположения участков исследования и пунктов отбора проб.
*Условные обозначения представлены на карте.*

Также в работу вошла часть кандидатской диссертации соискателя по родникам, отлагающим травертины в регионе (Лепокурова, 2005), где наряду с личными данными авторами был обработан материал большого коллектива исследователей, полученных начиная с 1960-ых гг в ходе тематических работ при участии сотрудников кафедры ГИГЭ ТПУ П.А. Удодова, Ю.Г. Копыловой, С.Л. Шварцева, В.М. Матусевича, Н.В. Григорьева, Е.М. Дутовой, А.А. Лукина и многих других.

Всего было исследовано в регионе 460 проб содовых вод из 157 скважин на глубинах от 30 до 2320 м и 118 родников, а также некоторые Cl-$HCO_3$ Na воды до 2835 м. Схема расположения участков и пунктов отбора проб представлена на рис. 1.1.

Предыдущие исследования по геохимии содовых вод региона напрямую и опосредованно проводили многие ученые ТПУ, ТГАСУ и ТФ ИНГГ СО РАН: Г.М. Рогов, В.К. Попов, Д.С. Покровский, П.А. Удодов, С.Л. Шварцев, Г.А. Плевако, Н.М. Рассказов, Ю.Г. Копылова, В.Г. Иванов, А.Д. Фатеев, Е.М. Дутова и многие другие. Из последних, кто защитил кандидатские диссертации по геохимии содовых подземных вод региона – Е.В. Домрочева (2005), О.Е. Лепокурова (2005), О.Г. Токаренко (2009), частично касались И.С. Иванова (2013) и М.В. Мищенко (2013).

Полевые работы в основном проходили в летне-осенний период (рис. 1.2) и заключались в непосредственных измерениях на месте концентраций быстроизменяющихся компонентов ($CO_2$, $CO_3^{2-}$, $HCO_3^-$, $Fe^{2+}$, $Fe^{3+}$ и др.) колориметрическими методами в соответствии с ГОСТ 24902-81 и инструкцией по применению полевой гидрохимической лаборатории МЛАВ-2, отборе и консервации проб воды для последующего их изучения в стационарных лабораториях. Такие показатели, как температура воды, электропроводность, pH, Eh, определялись с использованием прибора Water Test фирмы Hanna. Непосредственно перед выездом на место работ производилась консервация проб. В полевом дневнике фиксировалось точное время и дополнительная информация о точке отбора. По возможности определялись географические координаты точки GPS-приемником.

Основной объем химико-аналитических работ был выполнен в аккредитованной Проблемной научно-исследовательской лаборатории гидрогеохимии ТПУ методами титрометрии, потенциометрии, ионной хроматографии, фотоколориметрии, высокотемпературного каталитического окисления. Полный химический анализ есть по 394 пробам воды, те или иные компоненты органического состава анализировались в

~100 пробах. Микрокомпонентный состав воды определялся масс-спектральным методом с индуктивно-связанной плазмой (ICP–MS) в нескольких организациях: в химико-аналитическом центре «Плазма» (г.Томск), в ИГМ СО РАН (г.Новосибирск) и в лаборатории георесурсов и окружающей среды г.Тулузы (Национальный центр научных исследований, Франция). Всего имеется 65 проб с определением микрокомпонентного состава. Газовый состав вод определялся хроматографическим методом на приборе «Кристалл 2000М» в ИХН СО РАН (г.Томск). Всего отобрано 49 проб на газ.



**Рис. 1.2.** Фото полевых работ Среднеобского гидрогеологического экспедиционного отряда ТФ ИНГГ СО РАН в Кузбассе в августе 2003 г: слева – Терсинские минеральные воды; справа – Сибергинский угольный разрез

Изотопный анализ воды ($\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H(D)$) проводился в аккредитованной лаборатории изотопных методов ТФ ФГУП «СНИИГГИМС» (г.Томск) методом изотопного уравновешивания с использованием универсальной системы подготовки и ввода проб газов GasBench II на масс-спектрометре DELTA V ADVANTAGE. Результаты приводятся в промилле относительно стандарта SMOW. Всего изучено 32 образца изотопов δD, $\delta^{18}O$. Изотопный состав водорастворенного углерода $\delta^{13}C(HCO_3^-)$ и углеродсодержащих газов $\delta^{13}C(CO_2)$ и $\delta^{13}C(CH_4)$ проводился в лаборатории изотопно-аналитических методов ИГМ СО РАН (г.Новосибирск) с помощью масс-спектрометра Finnigan MAT 253, снабженного приставкой GasBench II. Выборочно анализы были сделаны и в ТФ ФГУП «СНИИГГИМС» и в лаборатории георесурсов и окружающей среды г. Тулузы (Национальный центр научных исследований, Франция). Результаты оказались идентичными. Результаты приводятся в промилле относительно стандарта PDB. Всего изучено 70 образцов изотопов гидрокарбонат-иона ($HCO_3^-$), а также 17 проб водорастворенного $CO_2$ и 14 проб водорастворенного $CH_4$. Изотопный

состав углерода и кислорода в травертинах выполнялся в аккредитованной лаборатории изотопных методов ТФ ФГУП «СНИИГГИМС» (г.Томск) на масс-спектрометре МИ-1201В. Всего изучено 25 проб $\delta^{13}C(CaCO_3)$, 7 проб $\delta^{18}O(CaCO_3)$. Виды и объем выполненных работ представлены в табл. 1.1.

Расчет степени насыщенности подземных вод минералами осуществлялся методами равновесной термодинамики (Гаррелс, Крайст, 1968) с использованием возможностей программного комплекса HydroGeo, разработанного М.Б. Букаты и сертифицированного в Росатомнадзоре (Букаты, 2002). Данный моделирующий программный комплекс (ПК) является обычным Windows-приложением (рис. 1.3) и базируется на методе констант равновесий. ПК HydroGeo объединяет одновременно довольно широкий набор гидродинамических и гидрогеохимических модулей, в частности он позволяет проводить расчеты на основе результатов химического анализа воды и породы: моделирования форм миграции элементов, комплексообразования, расчет степени насыщенности раствора по отношению к заданным минералам, моделирования растворения–осаждения минералов.

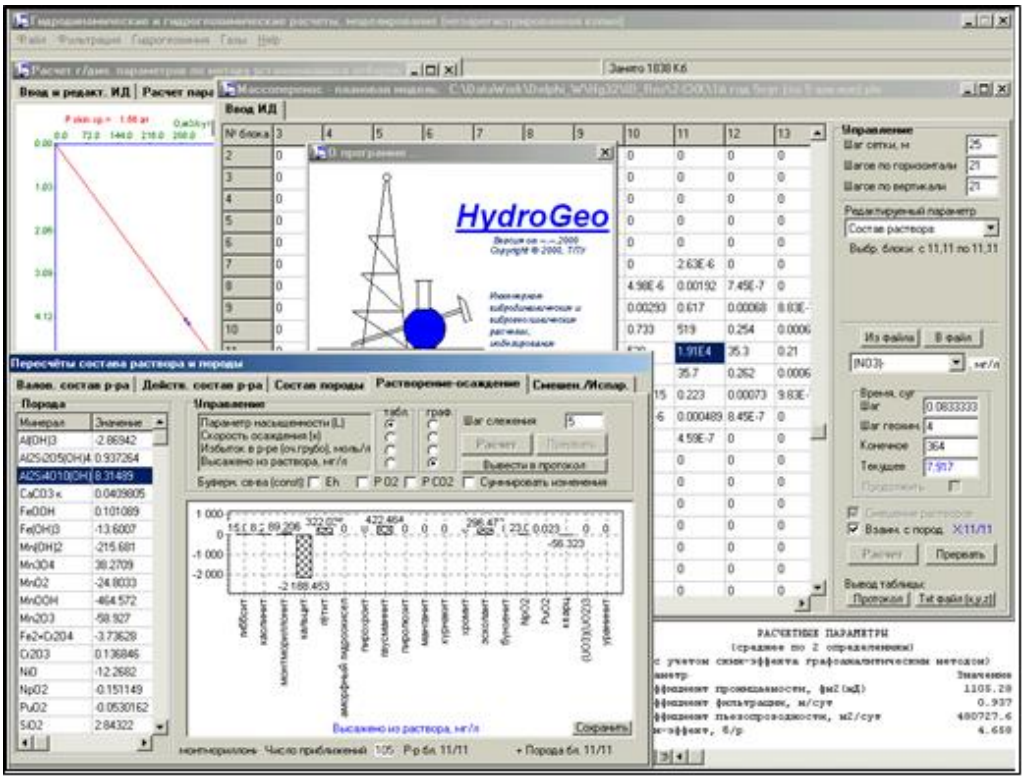



**Рис. 1.3.** Вид некоторых из рабочих окон ПК HydroGeo

Для оцифровки и построения карт и подготовки картографического материала к печати применялся программный комплекс CorelDRAW.

**Таблица 1.1.** Виды и объем (кол-во проб) аналитических работ

| Виды работ | Организация | Северная часть Алтае-Саянской складчатой области | | | Юго-восточная часть Западно-Сибирского артезианского бассейна | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Кузнецкий бассейн | Колывань-Томская зона | Салаир | Чулымо-Енисейский бассейн | Среднеобской бассейн |
| Всего проб воды | | 247 | 63 | 65 | 41 | 44 |
| Кол-во скважин (родников) | | 117 | 3+(60) | 7+(58) | 17 | 13 |
| Полный химический анализ | УНПЦ «Вода» | 200 | 58 | 64 | 36 | 36 |
| Микрокомпонентный анализ | «Плазма», ИГМ СО РАН | 28 | 6 | – | 12 | 27 |
| Газовый анализ | ИХН СО РАН | 36 | 5 | – | 8 | |
| Изотопный анализ | | | | | | |
| $\delta D$ | ТФ СНИИГГИМС | 26 | | | 3 | 3 |
| $\delta^{18}O$ | | 26 | | | 3 | 3 |
| $\delta^{13}C(HCO_3^-)$ | ИГМ СО РАН, ТФ СНИИГГИМС, Национальный центр научных исследований (Франция) | 42 | 6 | 18 | 3 | 3 |
| $\delta^{13}C(CO_2)$ | | 17 | – | – | – | – |
| $\delta^{13}C(CH_4)$ | | 14 | – | – | – | – |
| $\delta^{13}C(CaCO_3)$ | ТФ СНИИГГИМС | – | 7 | 18 | – | – |
| $\delta^{18}O(CaCO_3)$ | | – | 7 | – | – | – |

# 2. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ СОДОВЫХ ВОД В РЕГИОНЕ

## 2.1. Физико-географические условия региона

Территория исследований расположена в юго-восточной части физико-географической страны Западная Сибирь (Национальный атлас…, 2005). В *административном отношении* район входит в состав Кемеровской области, южной части Томской, восточной части Новосибирской областей и частично Красноярского края (рис. 2.1).




**Рис. 2.1.** Административная карта региона (фрагмент из www.kontur-map.ru)

*Экономическое положение* рассматриваемого региона обусловлено развитием крупного нефтегазового Обь-Иртышкого экономического подрайона на севере и не менее крупного каменноугольного и индустриального Кузнецко-Алтайского подрайона на юге (Экономическая и социальная география…, 2001). Крупные промышленные

города – Новосибирск, Кемерово, Новокузнецк и Томск. В районах достаточно хорошо развита дорожная и железодорожная сети.

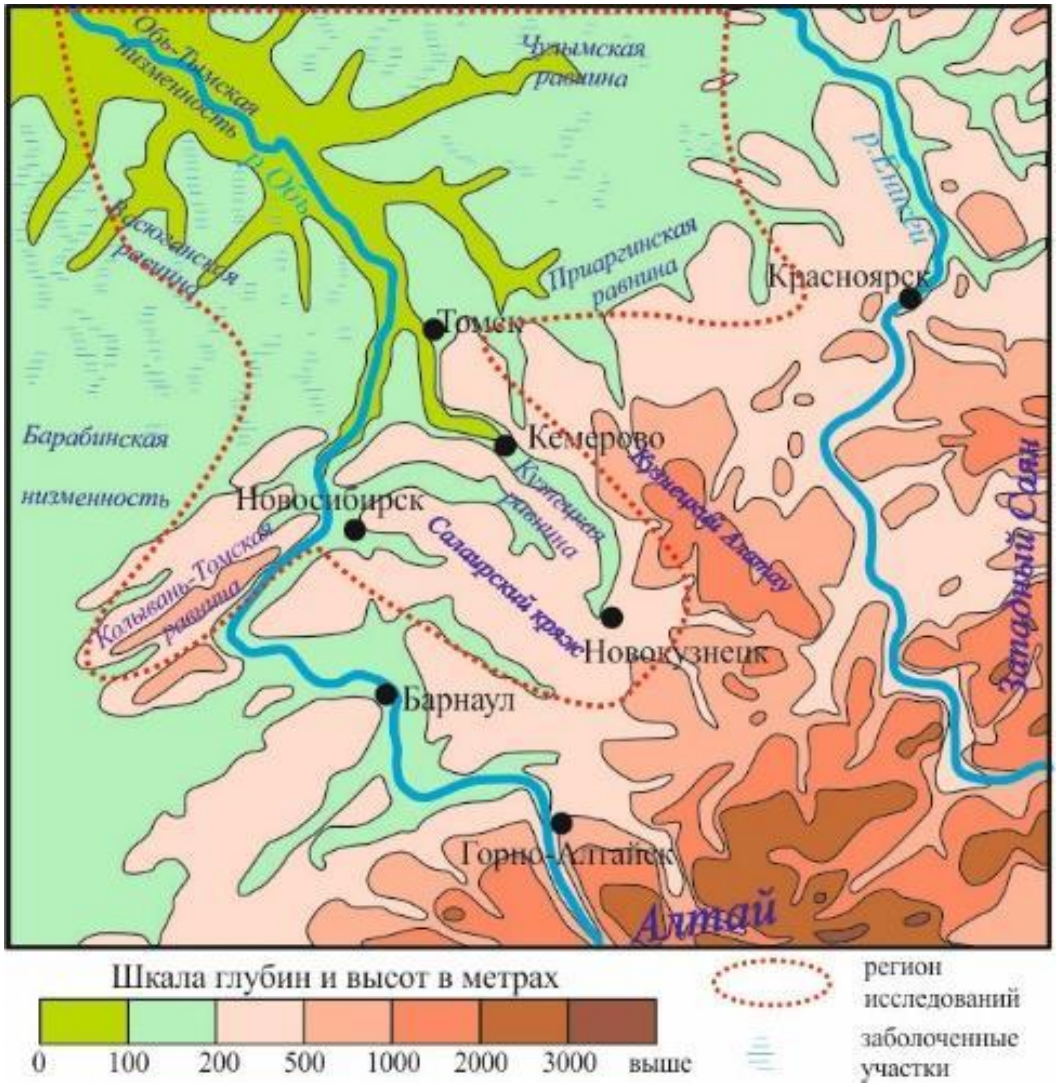



**Рис. 2.2.** Рельеф юга Западной Сибири (фрагмент из www.kontur-map.ru с добавлением (Евсеева, 2001))

*В геоморфологическом плане* территория занимает северную часть Алтае-Саянской горной страны (в основном предгорья и межгорные впадины) и юго-восточную часть Западно-Сибирской низменности. Орографические особенности определяют основные закономерности распределения атмосферных осадков, а также поверхностного и подземного стока. Рельеф территории постепенно повышается с севера на юг – от низменности (в среднем 100–150 м, в долине р. Оби 50–100 м) на севере до предгорных расчлененных равнин (200–450 м) на юге, уже за пределами территории горными хребтами Салаирского кряжа, Кузнецкого Алатау и Горной Шории

(до 2178 м) (рис. 2.2). В пределах юго-восточной части Западно-Сибирской равнины выделяются Чулымская полого-увалистая (с абс. высотами 120–190 м), Приаргинская (150–250 м), Васюганская плоская (ниже 166 м) сильнозаболоченная (до 70%) наклонные равнины и Обь-Тымская плоская заболоченная (40–100 м) низменность. В пределах северной части Алтае-Саянской горной страны выделяют Кузнецкую слабонаклонную увалисто-холмистую (250–450 м) и Колывань-Томскую возвышенную пологоувалистую (200–300 м) равнины (Евсеева, 2001, Гидрогеология СССР.., 1970).

*Климат.* Расположение территории почти в центре Евроазиатского континента является основным фактором, определяющим резко континентальный климат с продолжительной (до 5–6 месяцев) и холодной зимой, кратковременным и жарким летом. Открытое положение территории с северо- и юго-запада обеспечивает свободу вторжения арктических холодных масс воздуха и влияние степей и пустынь Средней Азии. Это приводит к неустойчивости и большой изменчивости метеорологических условий, в первую очередь температуры воздуха в течение суток, месяца, года. Среднегодовая температура региона колеблется от -2 до -0,3ºС, срочный и среднемесячный максимумы приходятся на июль, минимумы на январь. Преобладающими направлениями ветра являются южные и юго-западные при среднегодовой скорости 4,1–5 м/с. Осадки составляют 400–500 мм/год. Минимум осадков выпадает в феврале, максимум – в июле. Влажность воздуха колеблется от 80-85% зимой и до 50-55% летом. Высота снегового покрова от 3 до 21 см, почвы промерзают на глубину более 1 м, а в отдельные годы до 2,6–2,8 м (Рогов и др., 2003).

*Реки*. Большая часть территории находится в долине р.Обь (среднее течение) и ее двух самых крупных правых притоков – Томи и Чулыма. Обь – одна из крупнейших рек мира, образуется при слиянии рр.Бии и Катуни в Алтайских горах и впадает в Обскую губу Карского моря. Особенности гидрологического режима р.Обь определяются, во-первых, расположением водосборной территории в пределах различных ландшафтных и климатических зон, а во-вторых, сезонным регулированием стока Новосибирского водохранилища, веденного в эксплуатацию в 1959 г. (Савичев, 2010).

Реки Томь и Чулым характеризуются среднемноголетним годовым стоком 1100 и 785 $м^3$/с соответственно (Земцов, 1991). По водному режиму реки относятся к Западно-Сибирскому типу, они имеют длительное сравнительно невысокое весенне-летнее половодье (2-3 месяца), низкую зимнюю межень и повышенный сток в летне-осенний

период. Основными источниками питания рек являются зимние осадки, формирующие 50–80% годового стока, на долю подземных вод приходится 10–40%, а дождевого – 3–11% (Евсеева, 2001, Савичев, 2010).

Река Томь формируется в горно-таежных районах Кузнецкого Алатау и Горной Шории. Далее она вытекает в Кузнецкую котловину, пересекая ее с юго-востока на север. Здесь после впадения р.Кондома начинается участок ее среднего течения, характеризующегося равнинным характером и преобладанием лесостепных ландшафтов. Далее продолжая свое короткое течение по Западно-Сибирской равнине, Томь впадает в реку Обь и фактически здесь и представляет собой границу между северо-западной оконечностью Алтае-Саянской горноскладчатой области и Западно-Сибирской равниной.

Река Чулым формируется значительно севернее в горных районах Кузнецкого Алатау, далее протекает по лесостепным районам (среднее течение) севера Кемеровского района и юго-восточного Красноярского края и равнинным таежным районам (нижнее течение) Томской области. Исследуемый участок нижнего течения характеризуется равнинным характером течения, хорошо разработанной долиной и весьма подверженным к деформациям русла (Савичев, 2010). Густота речной сети в бассейне достигает 0,45 км/км$^2$ (Евсеева, 2001).

*Болота*. Северная часть региона (территория юга Томской области) характеризуется очень высокой заболоченностью (рис. 2.2). Здесь расположена часть крупнейшего в мире Васюганского болота, которое занимает территорию не только Томской, но и Омской и Новосибирской областей. В болотах Томской области сосредоточены очень значительные ресурсы. В основном заболочены водосборы левых притоков Оби – реки Васюган, Парабель и Чая. Водообмен в болотах затруднен, причем основная часть водных масс перемещается в деятельном горизонте – верхнем слое торфяной залежи мощностью 0,2–0,5 м, характеризующемся сезонными изменениями уровня воды, окислительной геохимической обстановкой и коэффициентами фильтрации порядка 0,00005–0,004 см/с (Иванов, 1975).

*Ландшафтные зоны* меняются с севера на юг от южной тайги (территория Томской области) до лесостепи (Кемеровская область). Только на юго-востоке территории появляются низкогорные и горные таежные природные зоны.

Лесостепь с умеренно теплым увлажненным климатом с удовлетворительными условиями питания и разгрузки подземных вод охватывает южную и центральную части региона (Кузнецкий бассейн). Рельеф достаточно расчленен, рыхлые четвертичные отложения имеют изменчивую мощность, на отдельных участках практически отсутствуют. Средний модуль поверхностного стока для этой области составляет 10–15, редко 20 л/с*км$^2$, подземного 1–3 л/с*км$^2$. Из 400–500 мм атмосферных осадков, выпадающих в год, 240–310 мм или 50–60% уходят поверхностными и подземными стоками. Около 30–40 мм в год или 8–10% составляет инфильтрационное питание подземных вод.

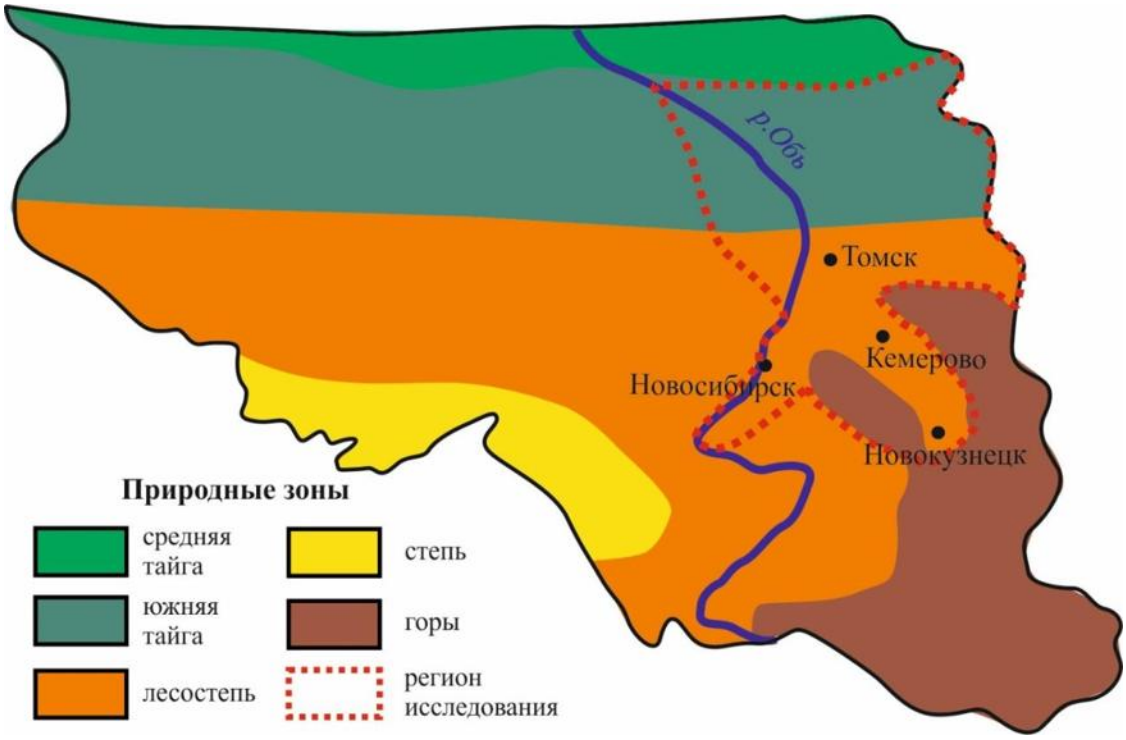



**Рис. 2.3.** Природные зоны юга Западной Сибири, фрагмент из (Давыдова и др., 1989)

Зона южной тайги с умеренно прохладным увлажненным климатом охватывает северную часть региона. Условия питания и разгрузки подземных вод удовлетворительные. Средний модуль поверхностного стока для этой области составляет 10–20, подземного 1–5 л/с*км$^2$. Из 450–550 мм атмосферных осадков, выпадающих в год, 300–320 мм или 60–65% уходят поверхностными и подземными стоками. Около 40–60 мм в год или 9–12% инфильтрируется, пополняя запасы подземных вод.

Таким образом, рассматриваемая территория расположена в пределах юго-восточной части физико-географической страны Западная Сибирь, в континентальной западно-сибирской климатической области умеренного климатического пояса. Характеризуется преимущественным распространением равнинных лесостепных (южная и центральная части территории) и южнотаежных заболоченных (северная часть) ландшафтов и густой речной сетью. Природные условия региона способствуют формированию значительных водных ресурсов. Наиболее благоприятные условия для питания подземных вод наблюдаются на севере территории в южнотаежных ландшафтах, чему способствует большее количество атмосферных осадков, залесенность, заболоченность и особые геологические условия, речь о которых пойдет ниже. Менее благоприятные условия на юге в лесостепных ландшафтах (Кузнецкая котловина), но в целом количество осадков преобладает над испарением. При этом здесь складываются более благоприятные предпосылки для развития содовых подземных вод уже в приповерхностных условиях.

## 2.2. Полезные ископаемые

В недрах региона - значительные запасы полезных ископаемых и сырьевых ресурсов, которые удобно рассматривать отдельно по двум областям: Томской и Кемеровской.

*Томская область.* В недрах области сосредоточены разнообразные полезные ископаемые: нефть и газ, металлические и неметаллические полезные ископаемые, бурые угли, торф и сапропели, пресные питьевые, минеральные, термальные и промышленные подземные воды. Это один из ведущих регионов России по добыче нефти и газа. Потенциальные геологические запасы углеводородов - 5,47 млрд тонн, торфа - 28,7 млрд тонн. Извлекаемые ресурсы нефти - 1449 млн тонн, газа - 632 млрд куб.м. Общая разведанность геологических ресурсов нефти - 33,9%, газа - 55%. Разведанные месторождения преимущественно расположены на левобережье р. Оби. Перспективы правобережья р. Оби (в большей степени на газ) связываются с изучением палеозоя северо-востока области. Однако нефтегазовые месторождения не входят в площадь исследуемых участков и находятся значительно севернее.

По объемам торфа область занимает второе место в России. Используются они крайне ограниченно, как и сопутствующие торфу попутные полезные ископаемые

озерно-болотного генезиса – фосфаты, карбонаты и озерный сапропель. Кроме того, открыто 12 месторождений металлических руд: железа, титана, циркония, скандия, каолина, меди и др. Прогнозируемые запасы Бакчарского железорудного месторождения - 110 млрд тонн. Титановые руды разведаны в Туганском и Георгиевском россыпных месторождениях. Кроме титана и циркония, из руд могут извлекаться скандий, гафний, ванадий, лантаноиды, каолин и стекольный песок. Запасы кварцевых песков и редкоземельных элементов Туганского месторождения - 5,1 млн тонн. Имеются месторождения марганца, цинка, сурьмы, песчано-гравийных смесей, огнеупорных и кирпичных глин.

Большие ресурсы пресных подземных вод Западно-Сибирского артезианского бассейна и отчасти трещинных вод протерозойско-палеозойских образований фундамента (на юге области) служат главным источником хозяйственно-питьевого водоснабжения. На территории области разведано 31 месторождение пресных подземных вод, в том числе 21 – в пределах артезианского бассейна. В глубоких горизонтах мезозойских отложений платформенного чехла развиты минеральные и термальные воды, а также промышленные воды нефтегазоносных отложений, содержащие повышенные концентрации ряда ценных компонентов. Для лечебно-куротных целей разведаны 4 месторождения минеральных вод, которые приурочены, преимущественно, к нижне- и нижне-верхнемеловым отложениям, и относятся к содовым. В целом по области степень освоения запасов минеральных вод составляет 7,4 % (http://www.tgm.ru, Состояние геологической среды…, 2016, https://ru.wikipedia.org).

*Кемеровская область*. Регион располагает огромным по объему и уникальным по составу и качеству сырья природно-ресурсным потенциалом и занимает 4-е место в России по их объему. По запасам углей, пригодных для разработки открытым способом, Кузбасс занимает второе место в России после Канско-Ачинского бассейна, и первое - по степени их промышленного освоения.

Кузнецкий угольный бассейн - один их крупнейших в мире. Общие запасы каменных углей до глубины 1800 м превышают 733 млрд т. Кондиционные запасы каменного угля в Кузбассе превышают все мировые запасы нефти и природного газа более чем в 7 раз (в персчете на условное топливо) и составляют 693 млрд т, из них 207 млрд т – коксующихся углей. Для сравнения: запасы коксующихся углей в Донбассе

25 млрд т; Печорском угольном бассейне – 9 млрд т; Караганде 13 млрд т. На сегодняшний день запасы коксующихся углей Кузбасса составляют 73 % от общего объема запаса этих углей освоенных угольных бассейнов России, и более 80 % коксующихся углей России добывается именно в Кузбассе. Некоксующие энергетические угли составляют около 70 % от общих запасов углей в Кузбассе. Остальные каменные угли являются уникальными в том плане, что, обладая способностью спекаться, могут в зависимости от направления их обогащения служить как коксохимическим так и энергетическим сырьем.

Кузбасские угли уникальны по своему качеству. Они представлены практически всеми технологическими марками и группами от бурых до антрацитов. Но самое главное их природное преимущество перед углями других бассейнов мира — это сочетание таких качественных показателей как высокая теплота сгорания (6250 ккал/кг), низкое содержание серы (0,4-0,6 %), незначительное содержание влаги (7,8-10 %) и средняя зольность (15,3-23,2 %). Эти показатели значительно лучше средних по угольной отрасли России. Особое внимание заслуживают уникальные кузбасские угли, называемые сапро-микситами, Барзаского месторождения («барзаская рогожка»), содержащие высокое количество низкофенольной смолы (до 38 %), которые являются ценным химическим сырьем для получения бензопродуктов и асфальтобетона.

Имеются месторождения марганцевых руд, ильменитового концентрата, редкоземельных руд, формовочных глин. Районы Горной Шории, Кузнецкого Алатау, Салаира богаты месторождениями железной руды, полиметаллическими рудами, уртито-нефелинами и бокситами, фосфоритами. Потенциал запасов железных руд - 5,25 млрд т, в том числе по промышленным категориям - 1,04 млрд т. В области сосредоточено две трети запасов марганцевых руд России. Месторождения бокситов, являющихся сырьем для алюминиевой промышленности, выявлены на Салаире и на севере области. Горное обрамление Кузбасса содержит золотоносные россыпи. На северо-востоке области открыты месторождения сидеритовых руд. Запасы нерудных полезных ископаемых разнообразны: песчано-гравийные смеси, пески строительные, глинистые сланцы для производства керамзита, камни строительные, сырье для минеральной ваты, мрамор, глины огнеупорные и строительные, формовочные пески. Имеются месторождения вермикулита, асбеста и талька, тремолитов, базальтов и другого минерального сырья. Открыто 135 месторождений строительных материалов, из

которых более 50 эксплуатируются (http://www.tgm.ru, Состояние геологической среды…, 2016, https://ru.wikipedia.org).

Водные ресурсы пресных подземных вод обеспечивают лишь 22,1% хозяйственно-питьевых нужд населения, основным источником остаются поверхностные воды (77,9 %). Всего разведано 309 месторождений подземных пресных и слабоминерализованных подземных вод и 3 месторождения минеральных вод (Терсинское, Борисовское, Березовоярское) с суммарными запасами 0,235 тыс. $м^3$/сут (Состояние геологической среды…, 2016). Последние имеют содовый состав и детально рассмотрены в данной работе.

Более детально хотелось бы остановиться на угольном метане, который в Кузбассе, впервые в России, начали добывать как самостоятельное полезное ископаемое и, благодаря этому, полученные, в частности, уникальные данные в этой работе. Запасы его оцениваются в 13 трлн $м^3$ на площади в 21 тыс. $км^2$, а плотность этих ресурсов достигает 3 млрд $м^3/км^2$ (Карасевич, Хрюкин, Зимаков и др., 2001). Метан, который является наиболее опасным спутником угля, становится ценным полезным ископаемым, подлежащим самостоятельной промысловой добыче или попутному извлечению в шахтах при комплексной поэтапной эксплуатации газоносных угольных месторождений. Прогнозные ресурсы метана в основных угольных бассейнах России оцениваются в 83,7 трлн куб. м, что соответствует примерно трети прогнозных ресурсов природного газа страны (рис. 2.4). Таким образом, по запасам природного газа Кузнецкий бассейн занимает 2-е место после Уренгойского месторождения. Данная оценка ресурсов углей и метана соответствует глубине 1800–2000 м. Большие глубины угольного бассейна сохраняют на отдаленную перспективу огромное количество метана, которое оценивается в 20 трлн куб. м.

В 2003 г «Газпром» приступил к реализации проекта по оценке возможности промышленной добычи метана из угольных пластов в Кузбассе. Лицензией на поиск, разведку и добычу метана угольных пластов в пределах Южно-Кузбасской группы угольных месторождений обладает ООО «Газпром добыча Кузнецк» – первая и единственная компания в России, добывающая метан угольных пластов.

Суммарная мощность газопродуктивных пластов углей средних стадий метаморфизма, которым свойственна повышенная трещиноватость, достигает 90-120 м при содержании метана до 25-30 $м^3$/т угля. Особенно богаты метаном южные районы

Кузбасса, среди которых особое место отводится Ерунаковскому с ресурсами метана около 2 трлн $м^3$ и средней их плотностью в 2,5 млрд $м^3/км^2$. Приоритетными в этом районе для опытно-промышленных работ выбраны Талдинская и Нарыкско-Осташкинская площади (рис. 2.5) с ресурсами метана соответственно 95,3 и 918 млрд $м^3$ и их плотностью (концентрацией) 3,0 - 31 $м^3/км^2$.




**Рис. 2.4.** Карта угольных бассейнов России http://www.gazprom.ru

В 2014 году на Талдинском промысле было добыто 2,8 млн куб.м газа, всего с начала эксплуатации – почти 16 млн куб.м. На Нарыкско-Осташкинской площади в 2014 году добыто 4,5 млн куб. м газа, всего с начала эксплуатации – 9,4 млн куб. м.

Начатая крупномасштабная добыча угольного метана потребовала детального изучения не только тектоники, геолого-промысловых характеристик конкретных площадей и угольных пластов, но и газодинамических, фильтрационных, гидродинамических, гидрогеохимических и многих других параметров. В результате, начиная с 2002 г Томский филиал ИНГГ СО РАН ведет совместные работы с ООО «Газпром добыча Кузнецк» по гидрогеологии, гидрогеохимии и экологии территорий потенциальной промышленной добычи угольного метана Кузбасса. С бурением новых глубоких скважин на территории появилась возможность более детального гидрогеологического и, прежде всего, гидрогеохимического описания. И результаты оказались более чем интересными.

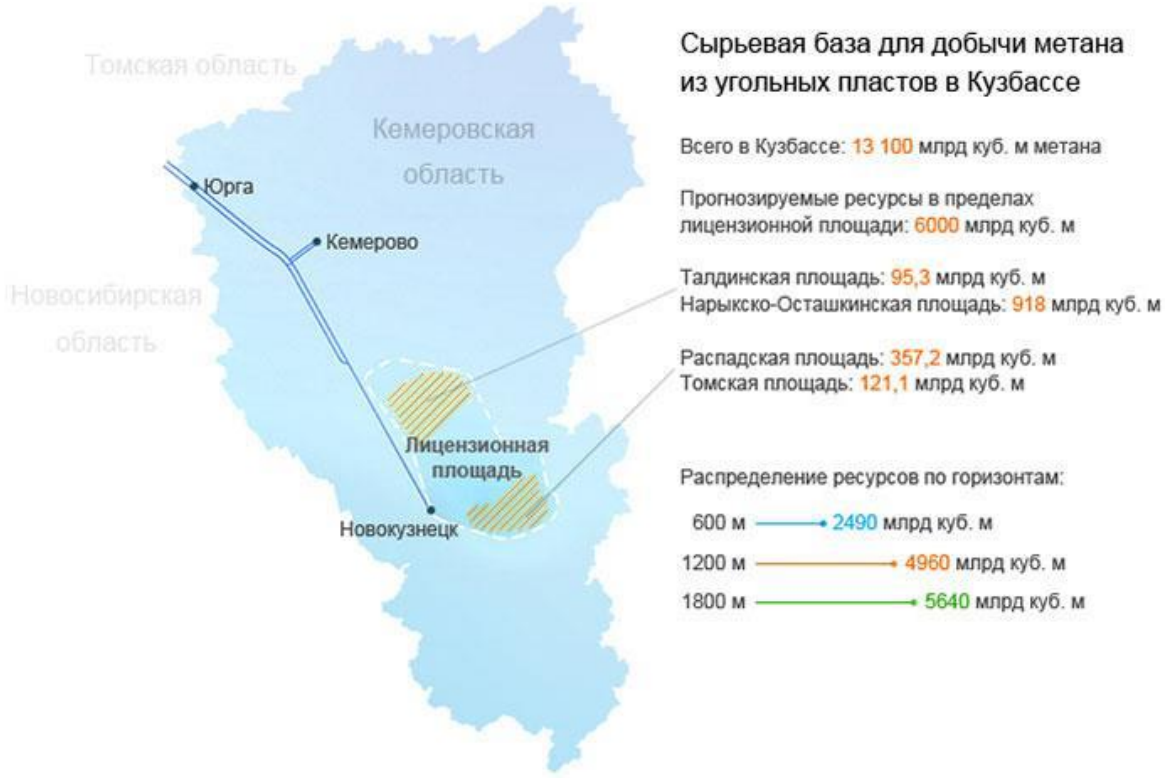



**Рис. 2.5.** Карта распределения ресурсов угольного метана в Кузбассе http://www.gazprom.ru

Таким образом, в регионе распространены полезные ископаемые осадочного происхождения, в основном, горючие (нефть, природный газ и торф на севере, уголь на юге) и гидроминеральные (подземные минеральные и пресные воды). К тому же в Кузбассе совсем недавно впервые в России началась добыча угольного метана, которая в том числе и способствовала получению совершено новых уникальных данных по содовым водам. Минеральные воды, распространенные в регионе, в основном имеют содовый состав и поэтому также детально исследованы автором в данной работе.

### 2.3. Гидрогеологические условия региона и геохимическая зональность вод

*В геологическом отношении* территория региона соответствует Урало-Монгольскому коллизионному поясу Евроазиатской литосферной плиты и занимает две разные геологические структуры: северную часть Алтае-Саянской горноскладчатой системы и юго-восток Западно-Сибирской эпигерцинской плиты.

В составе северной части Саяно-Алтайской системы выделяют в основном Кузнецкий угольный бассейн, частично Колывань-Томская складчатая зона и Салаир. Кузнецкий угольный бассейн является крупным синклинорием, образовавшимся в

среднем и развивавшимся преимущественно в верхнем палеозое. На первом этапе своего развития он представлял краевой прогиб, превратившись в последующем в межгорную впадину. Западные обрамления бассейна представлены Салаиром, раннегерцинской складчатой областью, активно развивающейся в мезозое и кайнозое. Северные – Колывань-Томской позднегерцинской структурой с длительной историей развития. Разновозрастное формирование обрамлений и тангенциальные давления со стороны Салаира и Колывань-Томской области обусловили наличие крупных разрывных нарушений в зонах сопряжения Кузнецкой впадины с платформенными и складчатыми областями. Осадочные и магматические породы Кузбасса разделяются по степени дислоцированности на три структурных этажа. Нижний, наиболее дислоцированный, структурный этаж включает породы кембрия, силура, девона и нижнего карбона. Средний этаж слагают угленосные отложения карбона и перми (балахонская и кольчугинская серии), верхний – мезозойские, преимущественно юрские и рыхлые четвертичные образования (Рогов, 2000, Рогов, Попов, 1985, Гидрогеология СССР, 1970).

В геологическом строении Западно-Сибирской плиты отчетливо выделяются складчатый фундамент, сложенный породами доюрского возраста, и мощный осадочный чехол, сложенный пологозалегающими песчано-глинистыми отложениями мезозоя и кайнозоя, лежащие на этом фундаменте. Складчатый фундамент сложен метаморфизованными интенсивно дислоцированными докембрийскими, палеозойскими и раннемезозойскими породами. На рассматриваемой территории (юго-запад плиты) фундамент залегает на небольших глубинах, местами выходит на земную поверхность и входит в состав складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты. В геологическом строении чехла принимают участие мезозойские (триасовые, юрские, меловые) и кайнозойские (палеогеновые, неогеновые, четвертичные) отложения. Мощность осадочного чехла достигает 3 км и более, на исследуемой территории до 2–2,5 км (Гидрогеология СССР, 1970, Конторович, 2002, Состояние геологической среды…, 2016).

Своеобразие геолого-тектонического строения исследуемых двух различных структур (северная часть Алтае-Саянской горноскладчатой системы и юго-восток Западно-Сибирской плиты) определяет особенности их гидрогеологического строения

(северная часть Алтае-Саянской гидрогеологической области и юго-восточная часть Западно-Сибирского артезианского бассейна), особенности которых и рассмотрим ниже.

### *2.3.1. Северная часть Алтае-Саянской складчатой области (АССО)*

Г.М. Рогов, В.К. Попов (1985) относят северную часть АССО к *Кузнецкой водонапорной системе*, в которую входит Кузнецкий адартезианский бассейн с окружающими горными сооружениями: восточный склон Салаирской гидрогеологической складчатой области, западный и северный склон Кузнецко-Алатаусской гидрогеологической складчатой области и Колывань-Томская гидрогеологическая складчатая область (рис. 2.6).

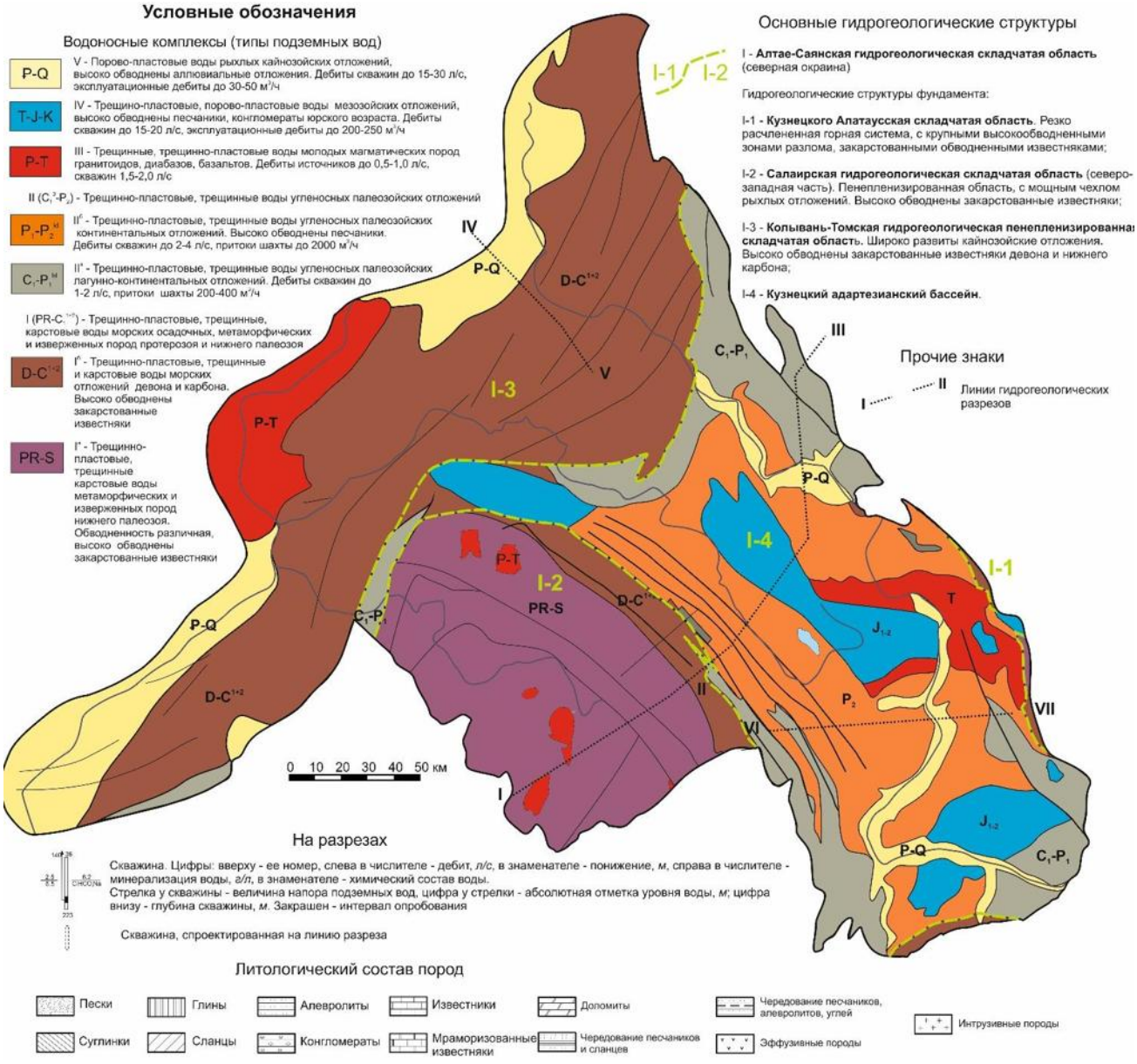



**Рис. 2.6.** Гидрогеологическая карта северной части АССО. Составлена по материалам Г.М. Рогова (2000), П.А. Удодова и др. (1971) и О.В. Постниковой (Гидрогеология СССР, Т. XVII, 1972)

Это единая водонапорная система с областями подземного и поверхностного стока в долины рр. Томи и Ини (Рогов, 2000). Этой терминологией автор и будет придерживаться.

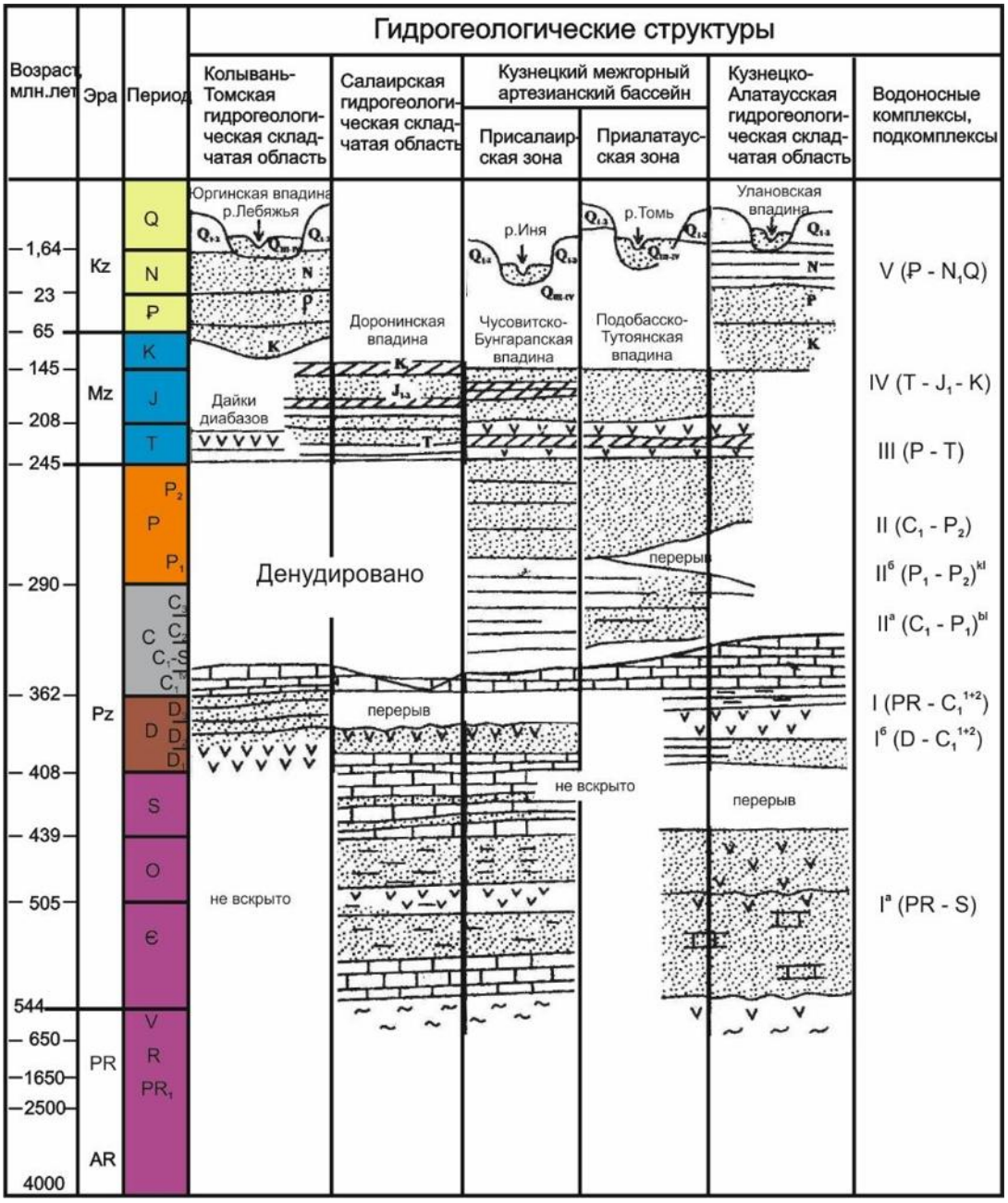



**Рис. 2.7.** Гидрогеологические структуры и водоносные комплексы Кузнецкой водонапорной системы (Рогов, 2000)

В бассейне имеют развитие все генетические типы подземных вод. Наиболее широко распространены инфильтрационные воды, в глубоких частях структуры в морских отложениях I водоносного комплекса развиты седиментационные воды. По крупным зонам разрывных нарушений (особенно в восточной части бассейна) происходит разгрузка

смешанных возрожденных и инфильтрационных вод с газами термометаморфического происхождения ($CO_2$ и др.). Горные сооружения, окружающие Кузнецкий угольный бассейн (Колывань-Томская складчатая зона и Салаирский кряж), сложены в основном интенсивно метаморфизированными магматическими и осадочными морскими породами докембрия, нижнего и среднего палеозоя, а подземные воды в них связаны с зонами разлома, трещиноватости и карстовыми проявлениями в карбонатных породах.

По условиям залегания, движения и особенностям химического состава в данном регионе Г.М. Роговым выделено всего пять типов подземных вод (рис. 2.7, табл. 2.1).

*Первый водоносный комплекс (PR – $C_1^{1+2}$).* Породы этого комплекса, развитые по окраинам бассейна, представлены известняками, известковистыми песчаниками, эффузивно-осадочными образованиями, туфами, туфобрекчиями, кристаллическими сланцами, различными изверженными породами и характеризуются весьма изменчивой водообильностью.

По характеру обводненности, составу водовмещающих пород в пределах этого нижнего структурного этажа (фундамента) бассейна выделяются 2 водоносных подкомплекса. Первый водоносный комплекс (Iа) объединяет метаморфические и изверженные породы от протерозоя до силура (рис. 2.8). Второй водоносный подкомплекс включает морские эффузивно-осадочные, преимущественно карбонатные отложения нижнего карбона и девона (Iб) (рис. 2.9). Породы этого подкомплекса практически повсеместно подстилают угленосные отложения бассейна.

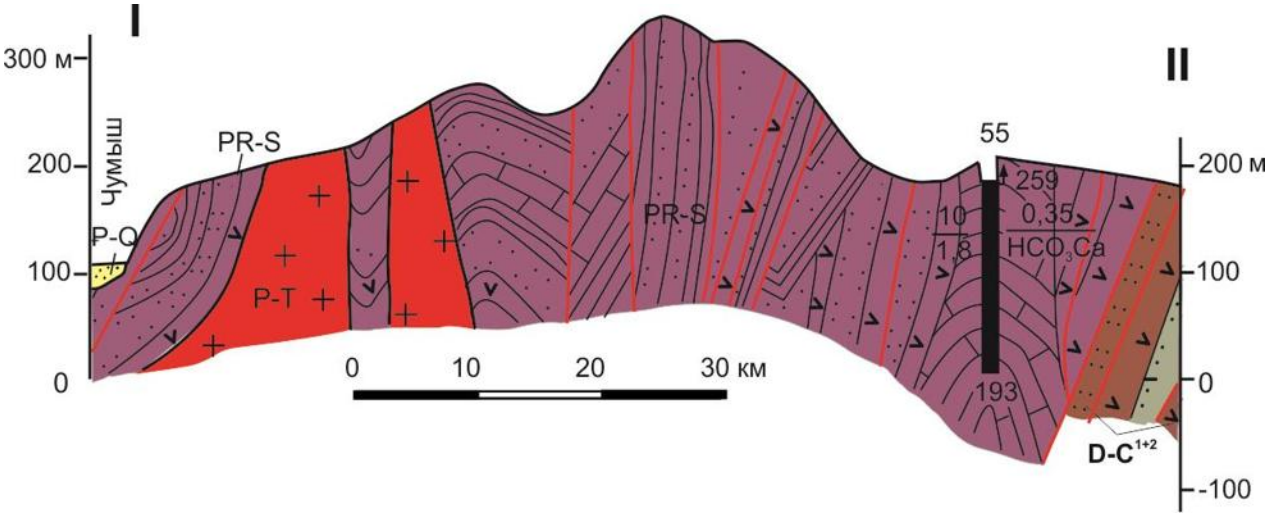



**Рис. 2.8.** Гидрогеологический разрез по линии I-II. Составлен на основе (Гидрогеологии СССР, т. XVII, 1972). Условные обозначения и линию разреза см. на рис. 2.6.

**Таблица 2.1.** Основные типы подземных вод по Г.М. Рогову (2000)

| Генетические типы и геохимическая обстановка | Типы подземных вод (водоносные комплексы) | Генетический тип режима | Химический состав подземных вод | | | Ведущие процессы формирования состава |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | Минерализация, г/л | Состав | Характерный комплекс металлов | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| Инфильтрационные в зоне интенсивного водообмена, холодные до глубины 120-130 м. Обстановка окислительная. Газы $O_2$, $N_2$, $CO_2$ атмосферного происхождения | V – Порово-пластовые воды рыхлых кайнозойских отложений Q-N-P | Водораздельный, прибрежный, смешанный, искусственный | Преимущественно пресные | $HCO_3$-Ca<br>$HCO_3$-Ca-Na<br>$HCO_3$-Cl-Na<br>$HCO_3$-Ca<br>$HCO_3$ –Na<br>$HCO_3$-Ca-Mg | Fe, Cu, Hg, Zn, P, Pb | Выщелачивание пород, реже процессы континентального засоления в Присалаирской зоне |
| | IV - Трещиновато-пластовые и порово-пластовые воды мезозойских отложений K-J-T | | | | Zn, Ba, Sr, Ag, Ni | |
| | III – Трещинные воды молодых магматических пород T-P | | | | | Выщелачивание пород, гидролиз алюмосиликатных минералов и растворение карбонатных пород |
| | II – Трещинно-пластовые воды палеозойских угленосных отложений $C_1$–$P_2$:<br>$II^б$ - континентальных отложений кольчугинской серии – $P_1$-$P_2$<br>$II^а$ – лагунно-континентальных отложений серии – $C_1$-$P_1$ | | | $HCO_3$-Ca<br>$HCO_3$-Ca-Mg | Pb, Mo, Mn, Ag, V, Cu, Be, Cr, Zn | Окисление органических веществ, углей, пород |

Продолжение таблицы 2.1

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | I – Трещинно-пластовые, трещинные, карстовые воды морских, метаморфических и изверженных пород протерозоя, нижнего и среднего палеозоя PR-C:<br>$I^{б}$ – Трещинно-пластовые, трещинные, карстовые воды морских отложений $D\text{-}C_1^{1+2}$<br>$I^{а}$ – Трещино-пластовые, трещинно-карстовые воды метаморфических и изверженных пород нижнего палеозоя и протерозоя PR-Є-Q-S | | | $HCO_3\text{-}SO_4\text{-}Ca\text{-}Mg$ | Zn, Co, Mo, Ni, V, Cr, Ba, Sb | |
| | | | | $HCO_3\text{-}SO_4\text{-}Ca\text{-}Mg$<br>$HCO_3\text{-}Na$ | Cr, Mn, Sb, Zn, Ba, Cd, J, F, B | |
| Инфильтрационные в зоне замедленного водообмена до гл. 1000-1500 м холодные, теплые газы $CH_4$, $N_2$, редко $H_2S$ биогенного происхождения. Обстановка восстановительная | I-IV | Водонапор-ный газовый, реже искусствен-ный | Минерализо-ванные, 2-6 г/л | $HCO_3\text{-}Na$<br>$HCO_3\text{-}Cl\text{-}Na$ | | Выщелачивание пород, гидролиз алюмосиликатных минералов, катионный обмен, сорбция элементов, десульфатизация вод, осаждение карбонатов |

Продолжение таблицы 2.1

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Инфильтрационные, седиментационные, смешанные, реже возрожденные в зоне весьма замедленного водообмена теплые, горючие, на глубине 1500 м газы $CH_4$, $CO_2$ биогенного и термометаморфического происхождения. Обстановка переходная | I-II | Газово-водонапорный, газовый | Соленые, более 10 г/л | Cl-Na | | Гидролиз алюмосиликатных минералов, катионный обмен, сорбция элементов. Формирование хлоритовогидрослюдистого и кварцево-альбитофирового цемента |

Наиболее высоко обводнены известняки нижнего кембрия, девона и карбона, особенно закарстованные их разновидности. Удельные дебиты скважин достигают 1–5 л/с, в отдельных случаях превышают 10 л/с, расходы источников составляют 2–4 л/с, иногда более 100 л/с. Окремненные плотные известняки не закарстованы и обладают низкой водообильностью. Источники и скважины, дренирующие подземные воды этих пород, имеют дебиты не более 1–2 л/с. Водообильность известняков с глубиной резко уменьшается. Удельные дебиты скважин, вскрывших слаботрещиноватые известняки на глубинах более 60–80 м, не превышают 0,1–0,5 л/с.

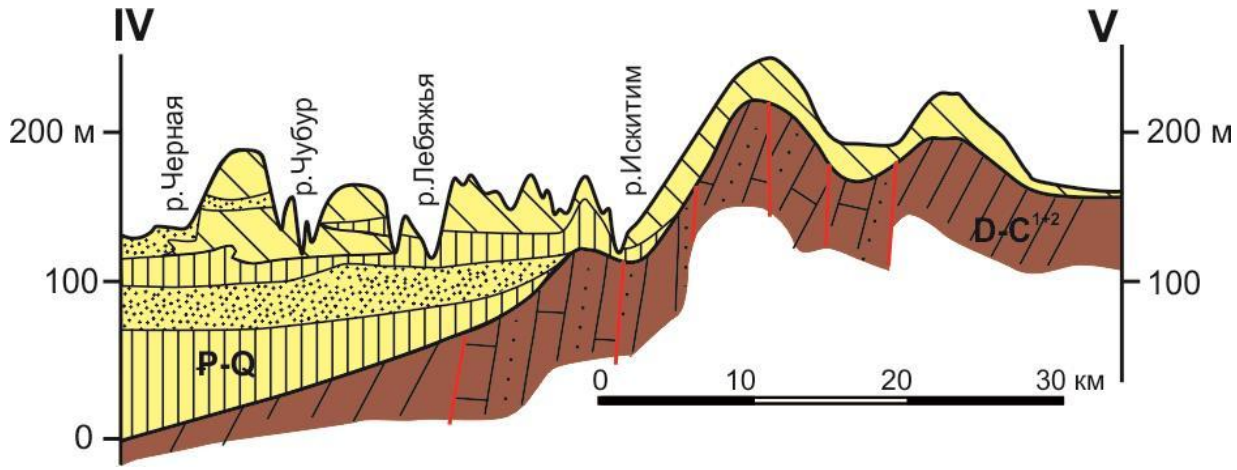



**Рис. 2.9.** Гидрогеологический разрез по линии IV-V. Составлен на основе геологического разреза, приведенного в (Удодов и др., 1971). Условные см. на рис. 2.6.

Трещинно-пластовые воды эффузивно-осадочных и магматических пород практического значения не имеют.

Несколько повышенной обводненностью характеризуются трещиноватые песчаники и конгломераты. На участках их развития дебиты источников составляют до 2 л/с. Их разгрузка происходит в долинах местной гидрографической сети. Характерным и наиболее часто встречающимся диагностическим признаком выхода зон нарушений является режим и химический состав вод (включая микрокомпоненты), отложение ими карбонатных травертинов в виде конусов, чаш, покровов и т.д., а также гидроокислов железа (Лепокурова, 2005). Химический состав вод сложный, что обусловлено сложными условиями их питания, циркуляции, разгрузки (смешение с другими типами вод). Характерны следующие особенности состава: повышенная общая минерализация (0,5—1,5 г/л), повышенные содержания хлор-иона (более 30 мг/л), сульфат-иона (более

50 мг/л), свободной $CO_2$ (часто более 50 мг/л), железа, в основном двухвалентное (иногда превышает 10 мг/л).

По химическому составу воды I водоносного комплекса в зоне активного водообмена являются пресными гидрокарбонатными и гидрокарбонатно-сульфатными кальциевыми или кальциево-магниевыми. Из микрокомпонентов в повышенных содержаниях встречаются Zn, Co, Mo, Ni, V, Cr, Ba, Sb (в водах $D\text{-}C_1^{1+2}$ отложений) и Cr, Mn, Sb, Zn, Ba, Cd, J, F, B (PR-€-Q-S отложений). В более погруженных участках, в условиях замедленного водообмена, воды становятся минерализованными (2–6 г/л) гидрокарбонатными натриевыми, в условиях весьма замедленного водообмена – солеными (более 10 г/л) хлоридными натриевыми (табл. 2.1).

Практический интерес для решения вопроса водоснабжения крупных промышленных объектов имеют подземные воды трещиноватых, закарстованных известняков кембрия, силура, девона и нижнего карбона.

*Второй водоносный комплекс ($C_1$-$P_2$)* трещинно-пластовых вод палеозойских угленосных отложений (рис. 2.10). Данный водоносный комплекс представляет наибольший интерес, поскольку повсеместно в зоне замедленного водообмена воды характеризуется содовым составом.

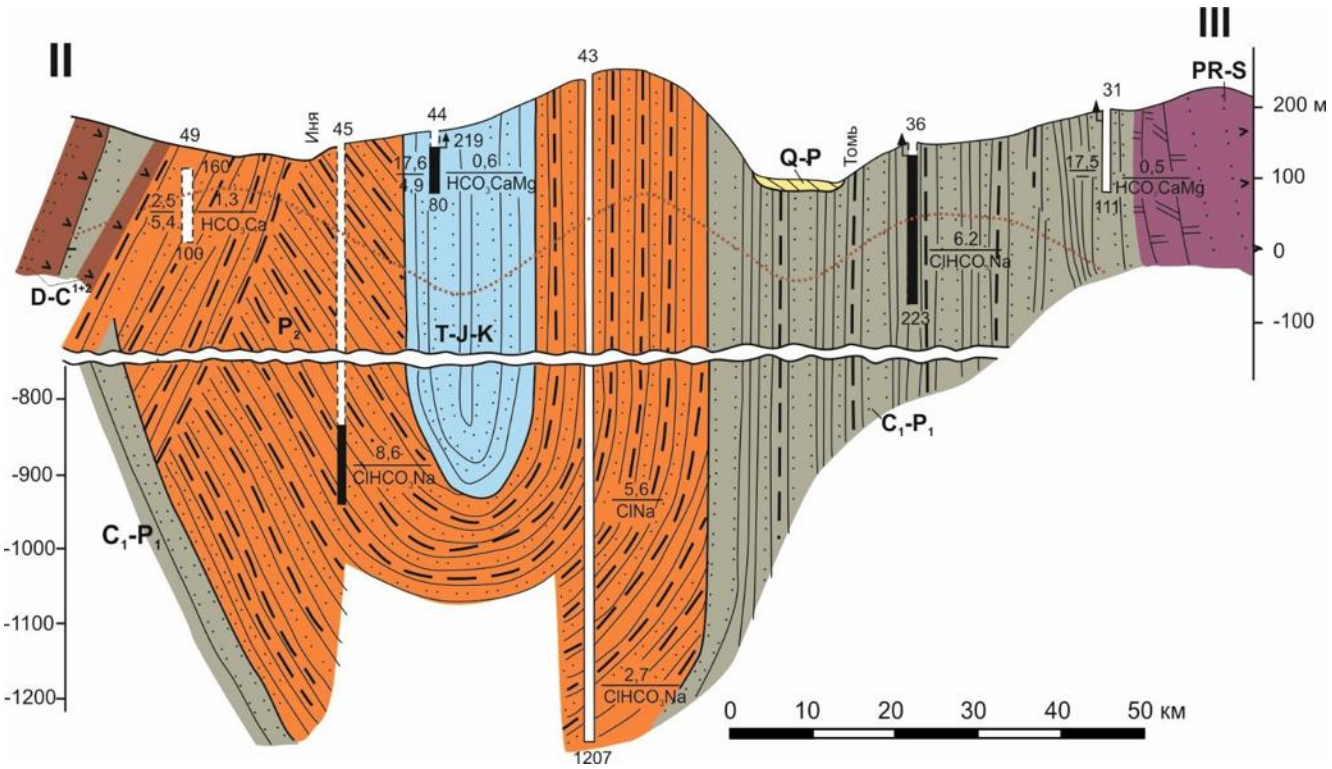



**Рис. 2.10.** Гидрогеологический разрез по линии II-III. Составлен на основе (Гидрогеологии СССР, т.XVII, 1972). Условные обозначения см. на рис. 2.6.

Трещинно-пластовые воды лагунно-континентальных угленосных отложений балахонской серии (подкомплекс $II^{а}$ ($C_1$-$P_1^{bl}$)) имеют широкое развитие. Породы характеризуются в целом слабой обводненностью, о чем свидетельствуют низкие притоки в шахты до 300–400 $м^3$/ч, и карьеры до 30–40 $м^3$/ч при дебитах скважин изменяющихся от 0,01 до 2–7 л/с, при средних значениях 0,2–0,4 л/с. Наиболее обводнена верхняя трещиноватая зона пород до глубины 50–100 м. С глубиной трещиноватость и водообильность пород уменьшается.

Трещинно-пластовые воды континентальных угленосных отложений кольчугинской серии (подкомплекс $II^{б}$ ($P_1$-$P_2^{kl}$)) имеют широкое развитие в центральной части Кузбасса (рис. 2.6). Обводненность пород повышенная. Высокой водообильностью характеризуется верхняя наиболее трещиноватая зона пород, особенно в долинах рек, где удельные дебиты скважин достигают 5–10 л/с. Мощность зоны пород с повышенной водообильностью изменяется от 50 до 100 м в долинах рек, от 100 до 150 м на водораздельных участках. Средние удельные дебиты скважин на водораздельных участках для глинистых пород составляют 0,01–0,1 л/с, песчаников 0,2–0,4 л/с, в долинах рек соответственно 0,2–0,5 л/с и 1–3 л/с. Наиболее высокая обводненность пород подкомплекса $II^{б}$ ($P_1$-$P_2$) отмечается в восточной части Кузнецкого бассейна, где дебиты скважин составляют 2,5-5,0 л/с.

Воды лагунно-континентальных отложений пермо-карбона в верхней зоне открытой трещиноватости и активного водообмена (распространяющиеся в естественных условиях до глубины 100, чаще 150–200 м) гидрокарбонатные, преимущественно кальциевые или кальциево-магниевые с минерализацией 0,2–0,8, чаще 0,4–0,5 г/л. Содержание катионов натрия в них обычно начинает возрастать с 100–150 м. Сульфаты и хлориды присутствуют в очень небольшом количестве. Своеобразие условий отмечается на крайнем западе Присалаирья, где слабая промытость отложений обусловила преобладание натрия в катионном составе и значительное содержание хлоридов и сульфатов в анионном (до 22–15 %-экв) на глубине до 60–70 м. На отдельных шахтных полях Анжерского, Кемеровского, Прокопьевского районов горными работами зона активного водообмена искусственно углублена до 250– 300 м и более. Из микрокомпонентов в повышенных содержаниях в водах встречаются Pb, Mo, Mn, Ag, V, Cu, Be, Cr, Zn.

Ниже всюду в бассейне вскрываются щелочные гидрокарбонатные натриевые воды, свойственные зоне замедленного водообмена. Минерализация подземных вод в ее пределах с глубиной постепенно увеличивается, несколько возрастая в то же время к центру бассейна. В интервале глубин от 50 до 800 м она повышается от 0,4–0,6 до 1,3–6 г/л. При этом небольшое количество сульфатов, присутствовавших в составе вод верхней зоны, постепенно уменьшается, часто до полного исчезновения; в то же время содержание хлоридов возрастает, и точечно (имеется недостаточное количество данных) на глубине 800–1200 м воды становятся хлоридно-гидрокарбонатными натриевыми с минерализацией 2,7–9,3 г/л (*правка автора: наши исследования покажут, что глубина встречи хлоридных натриевых вод на некоторых участках значительно ниже*). В составе этих вод установлены небольшие количества нафтеновых кислот, бром 0,7–33,2 мг/л, йод 0,01–11,7 мг/л.

По мере изменения состава подземных вод изменяется и состав газовой фазы. Если для верхней зоны активного водообмена и окислительной обстановки характерны азотные и азотно-углекислые газы атмосферного происхождения, то в зоне затрудненного водообмена и восстановительных условий основная роль принадлежит метану. Метан установлен в большинстве угленосных районов (до 70–95% в составе спонтанных газов), причем содержание его возрастает с глубиной.

Разгрузкой глубинных вод по тектоническим трещинам вызван и аномальный состав подземных вод в отдельных скважинах на небольших глубинах. К мощной зоне регионального разлома с внедренным силлом базальт-диабаза, захватившей Терсинское антиклинальное поднятие (рис. 2.11), приурочены углекислые минеральные воды гидрокарбонатного натриевого состава. В пределах *Терсинского месторождения* углекислые минеральные воды вскрыты 13 скважинами в долинах рек Макарихи и Верхней Терси на глубинах от 36–100 до 220–540 м. Минерализация вод изменяется от 2–3 г/л (при содержании свободной углекислоты в водах 500–1000 мг/л) до 6 г/л и более (при наличии свободной углекислоты до 1000–2800 мг/л). Наиболее минерализованные воды, вскрытые на глубинах 209–227 м в виде купола в ядре антиклинальной структуры, пораженной разломом, оконтурены менее минерализованными. Более детально химический и газовый состав данных вод проанализирован в главе 3. Около источников и фонтанирующих скважин наблюдаются отложения травертинов, в отдельных случаях мощность травертинов достигает 3 м (Овчинников, Рогов, Соломко, 1964).

Эксплуатационные запасы минеральных вод утверждены ГКЗ по промышленной категории (В) в количестве 172 м$^3$/сутки, по данным опытного выпуска из скв. 1011. В процессе десятимесячного опыта расход скважины составлял 1–2 л/сек, минерализация оставалась почти постоянной (5,5–5,8 г/л), содержание углекислоты изменялось от 1400 до 2800 мг/л при снижении уровня на 6,4 и 12,5 м.

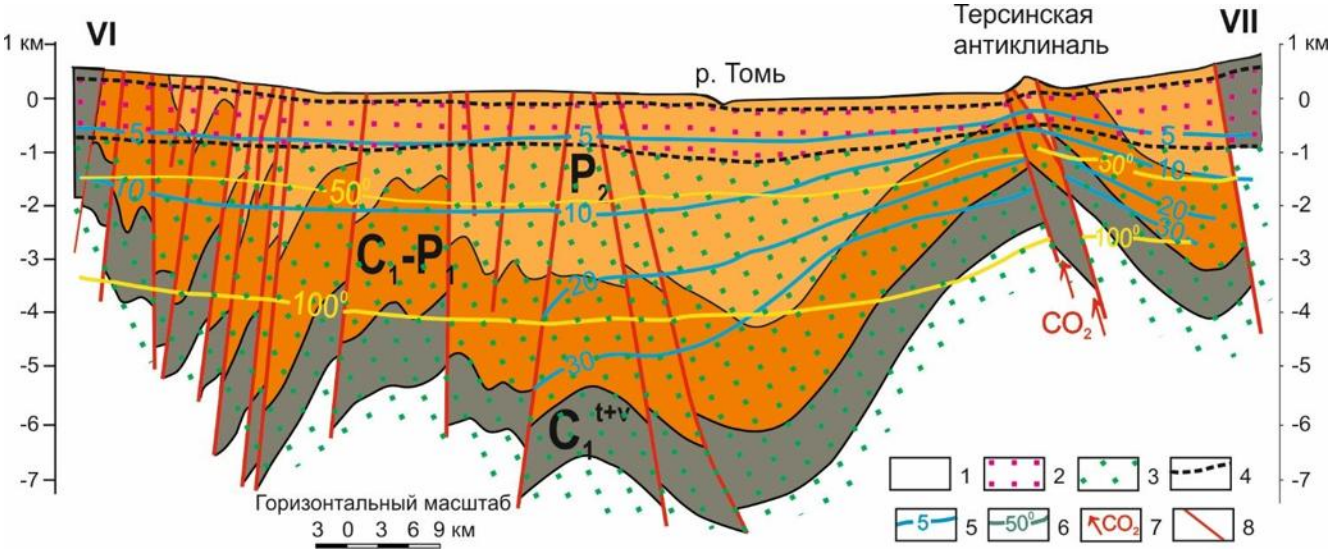



**Рис. 2.11.** Схематический гидрогеохимический разрез по линии VI-VII. Составлен на основе (Рогов, Попов, 1985, Рогов, 2000):

*1* – зона интенсивного водообмена с кислородно-азотно-углекислыми $HCO_3$-Ca водами с минерализацией до 0,6-0,8 г/л, реже $HCO_3$-Ca-Mg, $HCO_3$-Na; *2* – зона замедленного водообмена с метаново-азотными $HCO_3$-Na водами с минерализацией до 2–10 г/л; *3* – зона весьма замедленного водообмена с метановыми и углекислыми Cl-Na водами с минерализацией более 10 г/л; *4* – границы между вертикальными зонами; *5* – изолинии минерализации подземных вод, г/л; *6* – изотермы, проведенные через 50$^0$C; *7* – направление разгрузки углекислых вод; *8* – зоны разрывных нарушений

*Третий водоносный комплекс (P - T).* Непосредственно в Кузнецком бассейне развиты силлы и дайки диабазов и базальтов, в прилегающих структурах - граниты и диориты (гранитоиды новосибирского и колыванского комплексов) (рис. 2.6).

Наибольшей обводненностью магматические породы характеризуются в зоне региональной трещиноватости мощностью 40–50 м и в зонах крупных тектонических нарушений. Дебиты источников 0,3–0,5 л/с, удельные дебиты скважин не превышают 0,15 л/с, редко достигают 1,0–1,5 л/с (Томь-Усинский район) и до 4 л/сек (в районе г. Новосибирска). В центральной части Кузбасса в пределах Бунгарапской депрессии, разгрузка подземных вод в долинах рек не превышает 1,0–1,5 л/с на 1 км длины русла. В районе г. Новосибирска в каменных карьерах отмечены родники из гранитов с дебитами

до 0,2 л/сек. Подземные воды интрузий часто тесно связаны с водами вышележащих четвертичных отложений (Гидрогеология СССР, т.XVII, 1972).

Химический состав подземных вод невыдержанный. Преобладающим анионом, как правило, является гидрокарбонат, но в отдельных случаях воды становятся гидрокарбонатно-хлоридными. Из катионов чаще преобладают кальций и магний, но встречаются и натриевые воды. Минерализация изменяется от 0,1 до 0,8 г/л, чаще составляя 0,2–0,5 г/л; pH 8–8,5. В микрокомпонентном комплексе содержатся значительные количества бария, марганца, титана (десятые доли мг/л), меньше циркония, цинка (сотые доли мг/л), кобальта, свинца (тысячные доли мг/л). Все воды гранитов характеризуются повышенным содержанием радона.

*Четвертый водоносный комплекс (K, J, T).* Трещинно-пластовые и порово-пластовые воды континентальных мезозойских отложений связаны со слабосцементированными песчано-глинистыми отложениями триаса, конгломератами, песчаниками, аргиллитами и углями юрского возраста, песками и глинами мела. Наиболее широко развиты слабодислоцированные юрские отложения в Чусовитино-Бунгарапской, Тутуяссо-Подобасской и Доронинской впадинах (рис. 2.10), представляющих молодые артезианские бассейны верхнего структурного яруса Кузбасса.

Наиболее высоко обводнены пачки трещиноватых, а в некоторых случаях нарушенных конгломератов и песчаников. Удельные дебиты скважин составляют более 2,0–2,5 л/с, иногда достигают 9,4 л/с. Дебит многих скважин при самоизливе составлял 15–20 л/с, иногда до 48 л/с. В составе юрских отложений по мере приближения к Кузнецкому Алатау (области сноса) увеличивается содержание конгломератов и соответственно повышается обводненность пород. Подземные воды повсеместно обладают напором, многие скважины фонтанируют.

Воды в зоне открытой трещиноватости и активного водообмена пресные гидрокарбонатные, в основном кальциевые и кальциево-магниевые, реже кальциево-натриевые с минерализацией 0,1–0,7, чаще 0,2–0,4 г/л; в самых верхних частях разреза обладают кислой реакцией. Ниже ион кальция постепенно вытесняется ионом натрия и примерно на глубине более 150–200 м последний полностью его замещает; pH возрастает от 6–6,5 до 7,5–8; минерализация увеличивается до 1–1,5 г/л. Часто в составе вод присутствует двухвалентное железо (0,1–1,7 и до 20 мг/л), характерно наличие аммония и легкий, исчезающий запах сероводорода. По определениям Г.А. Плевако

(1965), в подземных водах этой зоны в составе растворенных газов содержится преимущественно азот (в сумме с редкими до 75%), в небольших количествах присутствуют кислород (18%), углекислота (2–3%) и метан (до 3%). Характерным комплексом микрокомпонентов являются марганец, титан (сотые до десятых мг/л), медь, свинец, барий, хром, цинк (тысячные мг/л, иногда более), реже встречаются ванадий, серебро, никель, кобальт, сурьма.

Подземные воды комплекса представляют огромный практический интерес для водоснабжения промышленных центров Кузбасса.

*Пятый водоносный комплекс (₽, N, Q).* Водообильность рыхлых песчано-глинистых отложений палеогена, неогена и четвертичного возраста разнообразна. Высокой обводненностью среди пород этого комплекса характеризуются аллювиальные песчано-галечниковые отложения в долинах рек Томи, Кондомы, Ини, Уньги, Чулыма, Бачаты, Лебяжей и других. Эксплуатационные дебиты многочисленных скважин в долине р. Томи превышают 40–150 $м^3$/ч, встречаются источники с расходом более 30 л/с. Удельные дебиты скважин достигают 11,3 л/с, чаще составляют 2–6 л/с. Особенно высокая водообильность наблюдается на участках, когда аллювиальные четвертичные отложения залегают на горизонтах обводненных песков палеогена и неогена. Уровень подземных вод в долинах рек и логов залегает на глубине 0,5–5 м, во многих случаях подземные воды заболачивают пойму речных долин, подножья террас.

Воды повсеместно пресные гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-магниевые нейтральные и слабокислые с повышенным содержанием железа.

Подземные воды этого водоносного комплекса имеют огромный интерес и широко используются для водоснабжения городов и крупных промышленных объектов (Рогов, 2000, Рогов, Попов, 1985, Гидрогеология СССР, т.XVII, 1972).

### *2.3.2. Юго-восточная часть Западно-Сибирского артезианского бассейна (ЗСАБ)*

В 1952 году М.С. Гуревич впервые назвал Западно-Сибирскую низменность артезианским бассейном, этот термин и закрепился у гидрогеологов и широко используется. В.А. Кирюхин и Н.И. Толстихин (1987) в своей монографии используют термин – Западно-Сибирская артезианская область. В 1984 г. В.М. Матусевич совместно с О.В. Бакуевым (Матусевич, 1986) отказался об идеи артезианского бассейна и, в

последствие, ввел термин Западно-Сибирский гидрогеологический мегабассейн (Матусевич, Ковяткина, 2010). Не вдаваясь в детали региональных подразделений и терминологий и не затрагивая глубокие нефтегазоносные водоносные горизонты, остановимся на Западно-Сибирском артезианском бассейне (ЗСАБ), тем более, что будем рассматривать только небольшую территорию на юго-востоке: Чулымо-Енисейский и, частично, Среднеобской бассейны (Гидрогеология СССР, т.XVI, 1970, Кирюхин, Толстихин, 1987) или гидрогеологические районы 2 порядка (Гидрогеология СССР, т.XVIII, 1972) или юго-восточная краевая гидрогеологическая зона (Матусевич, 1976).

ЗСАБ или Западно-Сибирский мегабассейн является одной из крупнейших нефтегазоносных провинций мира. С середины 70-ых годов XX века он становится главной базой нефтегазодобычи в нашей стране. Поэтому территория активно разбуривается и изучается.

В вертикальном разрезе ЗСАБ выделяются складчатый фундамент (или палеозойский гидрогеологический бассейн по (Матусевич и др., 2005)), сложенный породами доюрского (триас-палеозойского) возраста, и осадочный чехол (мезозойский и кайнозойский бассейны), заполненный пологозалегающими отложениями мезозоя и кайнозоя, лежащий на этом фундаменте. Практически вся выявленная в настоящее время нефтегазоносность связана с отложениями мезозойского возраста. При этом в строении мезозойско-кайнозойского чехла выделяются два гидрогеологических этажа, разделенные мощным региональным водоупором нижнеолигоцен-туронского возраста мощностью до 400–800 м.

Однако в исследуемой краевой юго-восточной части бассейна региональный водоупор выклинивается и отложения чехла представляют собой единую водоносную толщу (Гидрогеология СССР, т. XVI, 1972, Состояние геологической среды…, 2016). Здесь характерны черты классического артезианского бассейна. Преобладают процессы инфильтрационного водообмена. Начальные пластовые давления близки к условным гидростатическим, поверхности равных напоров подземных вод закономерно понижаются от области питания к области разгрузки (в северо-западном направлении). Общая минерализация закономерно увеличивается с глубиной (хотя и остается невысокой по сравнению с центральными частями мегабассейна), т.е. наблюдается нормальная вертикальная гидрогеохимическая зональность (Матусевич, Ковяткина,

2010). Чулымо-Енисейский бассейн является не перспективным на нефть и газ, поэтому геолого-разведочными работами абсолютно не изучен (Конторович, 2002), и также имеется мало информации по гидрогеологии района. Рассмотрим общие черты гидрогеологического строения ЗСАБ с акцентом на его юго-восточную часть.

Каждый гидрогеологический этаж подразделяется на водоносные комплексы. Всего, опираясь на имеющиеся данные (Гидрогеология СССР, т.XVI, 1970, т.XVIII, 1972, Матусевич, 1976, Розин, 1977, Кирюхин, Толстихин, 1987, Назаров, 2004, Матусевич, Ковяткина, 2010), можно выделить семь водоносных комплексов (сверху вниз):

1. *олигоцен-четвертичных отложений;*
2. *турон-олигоценовых отложений;*
3. *апт-альб-сеноманских отложений;*
4. *валанжин-готерив-барремских (неокомских) отложений;*
5. *верхнеюрских отложений;*
6. *нижне-среднеюрских отложений;*
7. *триас-палеозойских (нерасчлененных) отложений.*

Все комплексы сложены преимущественно проницаемыми песчано-алевролитовыми породами, которые разделяются аргиллито-глинистыми водоупорами. Основными продуктивными нефтегазоносными комплексами являются: апт-сеноманский, готерив-аптский, валанжин-готеривский и юрский.

Верхний гидрогеологический этаж (первые два водоносные комплексы) характеризуется в целом свободным водообменом. Питание подземных вод верхнего этажа осуществляется, в основном, за счет инфильтрации атмосферных осадков на приподнятых участках междуречных пространств, особенно на правобережье р. Оби, отличающимся, преимущественно, песчаным разрезом, отсутствием выдержанных в пространстве водоупоров, приподнятостью территории. Воды пресные, используются для питьевого водоснабжения.

Подземные воды нижнего этажа (с 3$^{го}$ по 7$^{ой}$ водоносные комплексы) находятся в обстановке затрудненного и весьма затрудненного водообмена, отличаются высокой минерализацией. Воды нижнего этажа, преимущественно, термальные, минеральные и технические для поддержания пластового давления (Состояние …, 2016). Однако в исследуемой юго-восточной части бассейна минерализация вод намного ниже и нижняя

граница зона активного водообмена спускается максимально до 1,5 км (до 4–6го водоносного комплекса) (рис. 2.12).

*Водоносный комплекс палеозойских отложений (Pz) фундамента* изучен слабо, поэтому в настоящее время более дробное расчленение его разреза не производится, условно палеозойские отложения объединяются с триасовыми в единой гидрогеологический комплекс. Он практически лишен гранулярных коллекторов и представлен их трещинно-жильными и трещинно-карстовыми разностями. Водоносность пород на большей части фундамента невелика – удельные дебиты скважин обычно не превышают 0,001 л/с, возрастая вблизи Алтае-Саянской складчатой области. Воды хлоридные натриевые, минерализация меняется от 6 г/л (Чулымская скважина) до 70 г/л и более (Колпашевская скважина) (рис. 2.12).

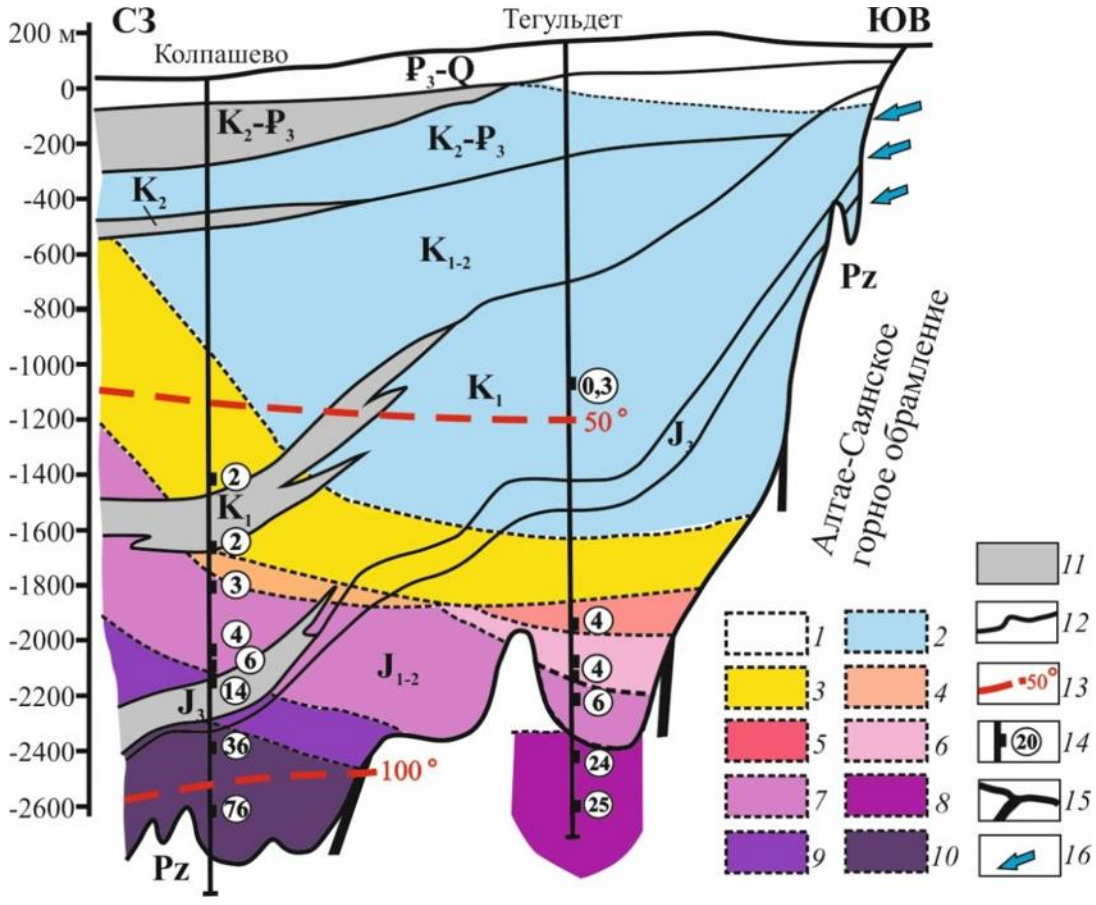



**Рис. 2.12.** Схематический гидрохимический профиль Колпашево – Тегульдет. Составлен на основе (Учителева, 1974):

*1–10* – площади распространения вод с минерализацией (в г/л) различного ионно-солевого и газового состава: *1* – до 1 ($HCO_3$-Ca $N_2$); *2* – до 1 ($HCO_3$-Na $N_2$); *3* – до 3 ($HCO_3$-Na и Cl-$HCO_3$-Na $N_2$-$CH_4$ и $CH_4$-$N_2$); *4* – до 3 (Cl-Na $CH_4$); *5* – 3–10 ($HCO_3$-Cl-Na $CH_4$); *6* – 3–10 ($HCO_3$-Cl-Na $N_2$-$CH_4$); *7* – 3–10 (Cl-Na $CH_4$); *8* – 10–35 (Cl-Na $CH_4$); *9* – 10–35 (Cl-Ca-Na); *10* – 35–80 (Cl-Na $CH_4$); *11* – глинистые практически неводоносные породы; *12* – стратиграфические границы; *13* – изотермы; *14* – скважина и интервалы опробования (в кружке минерализация воды в г/л); *15* – линия тектонических разломов в фундаменте; *16* – направление движения трещинно-жильных вод Алтае-Саянского горного обрамления

*Водоносный комплекс нижне-среднеюрских отложений ($J_{1-2}$)* в краевой юго-восточной части бассейна представлен континентальными песчано-алевролитовыми, иногда угленосными (Ачинский угольный бассейн), отложениями мощностью 0,4–0,7 км. В нижней части разреза верхнеюрских отложений Среднеобского бассейна залегают плотные аргиллиты, в Чулымо-Енисейском бассейне они отсутствуют.

Водоносность юрских отложений уменьшается с глубиной и от окраины к центру. Удельные дебиты скважин меняются от 0,002–0,29 л/с (Чулымо-Енисейский) до 0,0001 и ниже (центральные районы бассейна). Также изменяется минерализация вод. Пресные гидрокарбонатные кальциевые воды распространены в Чулымо-Енисейском бассейне до глубины 500 м, затем становятся гидрокарбонатными натриевыми, ниже 1,5–2 км – солеными хлоридными натриевыми (рис. 2.12). Хлоридные натриевые рассолы с минерализацией более 60 г/л распространены в отложениях, непосредственно залегающих на фундаменте в Среднеобском бассейне. Максимальные концентрации брома (150 мг/л) встречены на севере Чулымо-Енисейского бассейна (Максимкин Яр). Газонасыщенность вод увеличивается по мере погружения и изменяется от азотного до метанового.

Воды юрских отложений почти всюду имеют температуру более 50°С, в центральных районах температура составляет более 100°С (рис. 2.12).

*Водоносный комплекс верхнеюрских отложений ($J_3$)* представлен, как уже говорилось, в нижней части плотными битуминозными аргиллитами морского происхождения. В ее верхней части аргиллиты переслаиваются с песчаниками и алевролитами. Общая мощность изменяется от нескольких десятков метров на окраинах до 600 м в центральной части. В Чулымо-Енисейском бассейне происходит опесчанивание разреза и выклинивание водоупорной толщи (рис. 2.12).

*Водоносный комплекс валанжин-готерив-барремских (неокомских) отложений* ($K_1$) на исследуемой площади сложен среднезернистыми песками и песчаниками, переслаивающимися с глинами и алевролитами континентального и континентально-лагунного генезиса. Максимальная мощность как раз в исследуемом бассейне до 600 м. Дебиты скважин уменьшаются, начиная с Чулымо-Енисейского бассейна, с 10 л/с до 1 и менее л/с в районе Колпашевской скважины.

Минерализация вод с растет с глубиной и от окраины к центру. Наименьшая минерализация (до 0,3 г/л) исследуемого района на востоке Чулымо-Енисейского

бассейна, наибольшая (20 г/л) на западе Среднеобского бассейна. Состав пресных вод – гидрокарбонатный кальциевый и натриевый, солоноватых (от 1 до 10 г/л) – гидрокарбонатный хлоридный и хлоридный натриевый, соленых (от 10 г/л) – хлоридный натриевый. Газонасыщенность вод увеличивается по мере погружения и состав изменяется от азотного (Чулымо-Енисейский бассейн) до метанового (Среднеобской).

Температура вод меняется от 20 до 100 и выше °С на юго-востоке Среднеобского бассейна.

*Водоносный комплекс апт-альб-сеноманских отложений ($К_1$–$К_2$)* сложен песчаниками и алевролитами, в исследуемом районе континентального происхождения, и имеет мощность от нескольких метров на юго-востоке до 1000 м в центральных частях. В том же направлении увеличивается и глубина залегания кровли. В Чулымо-Енисейском бассейне комплекс выходит на поверхность в бортах долин крупных рек. Здесь же максимальная обводненность пород, дебиты скважин обычно составляют 0,5–5 л/с (до 42 л/с). В Среднеобском бассейне дебиты значительно меньше 0,1–1 л/с. Но все таки этот водоносный комплекс является самым водообильным среди мезозойских отложений и его воды широко используют при законтурном и внутриконтурном заводнении в нефтеносные пласты.

Ионно-солевой состав и минерализация изменяются от Чулымо-Енисейского до Среднеобского бассейна: от пресных гидрокарбонатых кальциевых и натриевых до солоноватых (3–5 г/л) хлоридно-гидрокарбонатных натриевых (рис. 2.12). Газонасыщенность вод увеличивается по мере погружения, состав газов изменяется от азотного (Чулымо-Енисейский бассейн) до азотно-метанового (Среднеобской бассейн).

*Водоносный комплекс турон-олигоценовых отложений ($К_2$–$Р_3$),* несмотря на множество пробуренных скважин на территории, изучен гораздо слабее залегающих глубже водоносных комплексов, поскольку обычно он проходит бурением «сплошным забоем», без опробования. По составу отложения на 70–90% состоят из глин туронской трансгрессии. В ЗСАБ, кроме Чулымо-Енисейского бассейна, является водоупором. В Чулымо-Енисейском бассейне развиты водовмещающие песчаные прослои континентальных фаций, а вдоль горно-складчатого обрамления полностью замещаются галечными и песчано-алевролитовыми отложениями позднего мела. Соответственно меняются и дебиты скважин от 7,6 до 0,002 л/с.

Эти воды изучались в основном в связи с разведкой железных руд в районах с.Бакчар и г.Колпашево. Они представляют собой солоноватые (0,8–8 г/л) воды гидрокарбонатно-хлоридного натриевого состава (рис. 2.13). В Чулымо-Енисейском бассейне воды пресные (не выше 0,5–0,8 г/л) гидрокарбонатные натриевые и кальциевые. В газовом составе преобладает азот. Температура вод обычно не превышает 20°С.

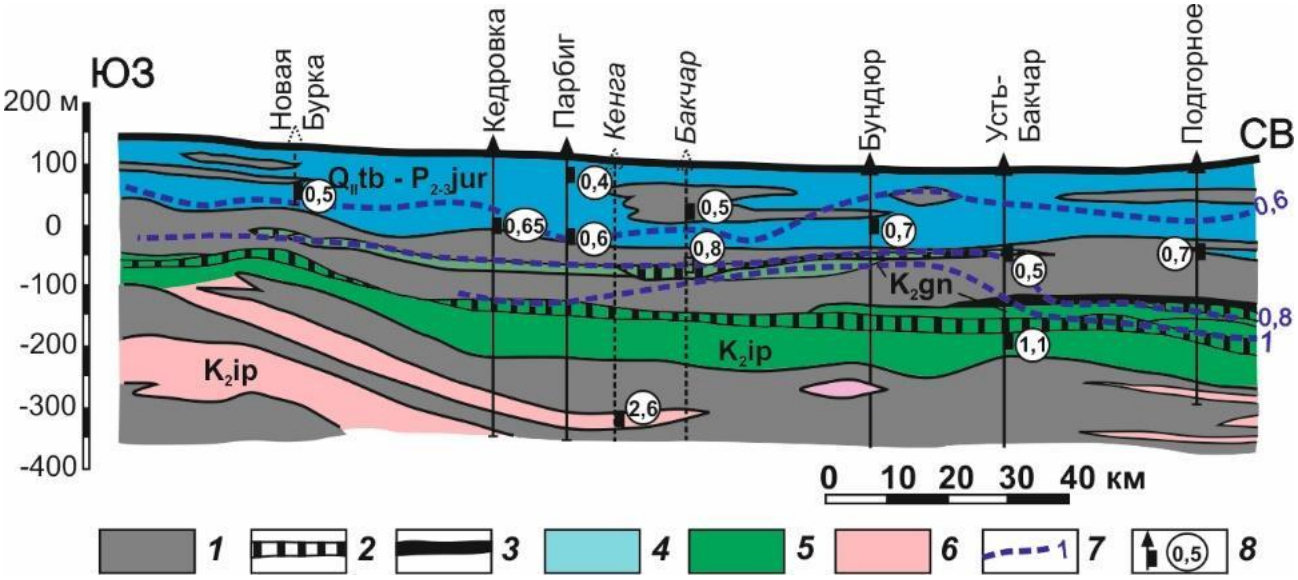



**Рис. 2.13.** Схематический гидрогеохимический профиль Кедровка – Подгорное. Составлен на основе геологического разреза (Николаева, 1967) с добавлением гидрогеохимических данных (Лепокурова, Иванова, 2011, Lepokurova, Ivanova, 2017):
*1* – глинистые практически неводоносные породы; *2* – песчаники ожелезненные (Fe = 20–30%); *3* – железные руды (Fe = 30–45%); (*4* – *6*) – площади распространения вод с минерализацией (в г/л) различного ионно-солевого состава; *4* – до 0,7 ($HCO_3$-Ca и $HCO_3$-Ca-Mg pH 6,8 – 7,8); *5* – 0,7 – 1,2 ($HCO_3$-Na pH 6,8 – 8,6); *6* – > 2,5 (Cl-$HCO_3$–Na и Cl-Na pH > 8); *7* – изолинии минерализации (г/л); *8* – скважины и интервалы опробования (в кружке минерализация воды в г/л)

*Водоносный комплекс олигоцен-четвертичных отложений (~~P~~$_3$–Q)* имеет практически повсеместное распространение, весьма разнообразен по генезису, литологическому составу и условиям обводненности. Представлен разнозернистыми песками, гравийно-галечниками, алевролитами и глинами с прослоями бурых углей и лигнитов континентального генезиса. Мощность в пределах рассматриваемой территории 100–200 м (рис. 2.14). Водообильность отложений пестрая от 0,1 до 10 л/с, но, в целом, достаточно высокая. Воды холодные пресные (0,4–0,7 г/л) гидрокарбонатные кальциевые, реже магниевые.

Данный водоносный комплекс сосредоточил в себе основные ресурсы пресных подземных вод хозяйственно-питьевого назначения ЗСАБ.

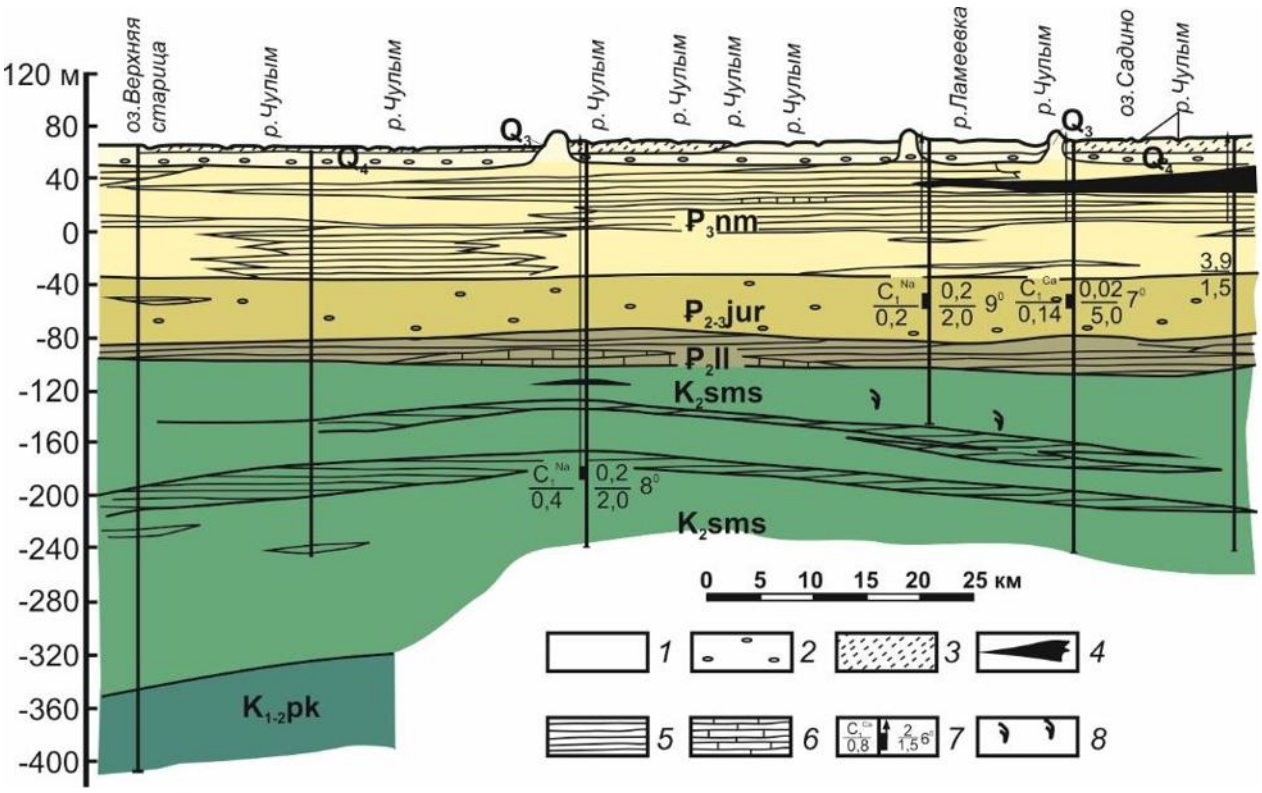



**Рис. 2.14.** Гидрогеологический разрез вдоль р.Чулым на основе (Гидрогеология СССР, т. XVI, 1970):

*1* – пески; *2* – пески с гравием и галькой; *3* – суглинки; *4* – бурые угли, лигниты; *5* – глины; *6* – песчаники; *7* – скважина, интервал опробования, стрелка – напор подземных вод, слева в числителе – тип вод по О.А. Алекину, в знаменателе – минерализация в г/л, справа в числителе – удельный дебит в л/с, в знаменателе – понижение в м, сбоку – температура воды в ºС; *8* – растительный дендрит

### 2.3.3. Краткая обобщающая характеристика

Таким образом, рассмотрены две крупные гидрогеологические структуры: Кузнецкий адартезианский бассейн и юго-восточная часть ЗСАБ. Обе структуры заполнены осадочными отложениями: мощными мезо-кайнозойскими песчано-глинистыми нефтеносными на севере и верхнепалеозойскими угленосно-терригенными на юге. В Кузбассе также встречаются продукты магматической деятельности триасового возраста, в прилегающих структурах - граниты и диориты (гранитоиды новосибирского и колыванского комплексов). Окружающие сооружения (Салаир и Колывань-Томская зона) представлены осадочными, магматическими и изверженными породами.

Природные условия региона способствуют формированию значительных водных ресурсов. Наиболее благоприятные условия для питания подземных вод наблюдаются в южнотаежных ландшафтах, чему способствует большее количество атмосферных

осадков, залесенность, заболоченность. Здесь распространены порово-пластовые воды. Менее благоприятные условия в лесостепных ландшафтах (Кузнецкая котловина), но в целом, количество осадков здесь преобладает над испарением. Характерен преимущественно трещинный тип движения и приуроченность вод к верхней зоне трещиноватости.

В бассейнах имеют развитие все генетические типы подземных вод. Наиболее широко распространены инфильтрационные воды, в глубоких частях структур в морских отложениях развиты седиментационные воды. Область питания вод – Алтае-Саянская горная складчатая область, области подземного стока – крупные долины рек Оби, Чулыма, Томи и Ини.

Для рассматриваемых структур характерна нормальная вертикальная гидрогеохимическая зональность: общая минерализация закономерно увеличивается с глубиной, состав в общем случае меняется с пресных гидрокарбонатных кальциевых и кальциево-магниевых на солоноватые гидрокарбонатные натриевые (содовые) воды, и глубже – соленые хлоридные натриевые воды. В Кузбассе точечно в верхней части зоны замедленного водообмена встречены сульфатные воды, источником которого служат сульфиды (пирит).

По мере изменения состава подземных вод изменяется и состав газовой фазы. Если для верхней зоны активного водообмена и окислительной обстановки характерны азотные и азотно-углекислые газы атмосферного происхождения, то в зоне затрудненного водообмена и восстановительных условий основная роль принадлежит метану. По крупным зонам разрывных нарушений (в восточной части Кузнецкого бассейна) происходит разгрузка смешанных возрожденных и инфильтрационных вод с углекислым газом.

## 2.4. Распространённость и условия залегания содовых вод на юго-востоке Западной Сибири

Содовые воды в целом, как уже писалось выше, пользуются практически повсеместным распространением, как в приповерхностных условиях, так и на глубинах до нескольких километров. При этом глубины их залегания разные: от дневной поверхности до нескольких километров. Если говорить о приповерхностных условиях, то содовые воды занимают строго определенное место в широтной зональности, а

именно, они развиты на границе перехода от вод выщелачивания к водам континентального засоления (Каменский, 1949), преимущественно в степных и лесостепных ландшафтах, для которых характерен относительно слабый водообмен, а степень испарительного концентрирования солей недостаточно велика. Такие же строгие закономерности имеют место в распределении содовых вод по глубине. Они занимают промежуточное положение между верхними пресными $HCO_3$-Ca и нижними среднесолоноватыми Cl-Na водами (Пиннекер, 1977), т.е. начиная с общей минерализации от 0,6-0,8 до 3-5 г/л, а углекислые их разности даже до 10-15 г/л. В случаях процессов континентального засоления их минерализация значительно возрастает и может достигать 8–10 г/л, но для типично содовых обычно не превышает 4 г/л. Кроме того, они часто смешаны с другими химическими типами вод и сода не является основной составляющей в общем балансе солей. Все это определяет более сложный характер распределения этого типа вод в недрах земли. Геологически содовые воды встречаются в горных и предгорных районах, межгорных впадинах и прогибах, небольших артезианских бассейнах и склонах крупных бассейнов, центральных частях платформ (на небольшой глубине), зонах тектонических нарушений и т.д. При этом появление этих вод происходит на разных глубинах от 0,2 до 1-2 км. Мощность зоны содовых вод колеблется от нескольких сот метров до нескольких километров (Шварцев и др., 2007).

На юго-востоке ЗСАБ, несмотря на множество пробуренных скважин на территории, содовые воды изучены гораздо слабее залегающих выше (пресных $HCO_3$-Ca) и глубже (соленых Cl-Na) вод, поскольку обычно водоносные комплексы с содовыми водами проходят бурением «сплошным забоем», без опробования. Они не используются для хозяйственно-питьевых целей и не перспективны в поисках на нефть и газ. В этом плане наиболее «повезло» содовым водам Кузнецкого адартезианского бассейна, которые тесно связаны с угольными месторождениями и достаточно детально в связи с этим были изучены. Распределение по площади имеющихся проб содовых вод представлено на рис. 1.1. Как видно, распределение это неравномерное: относительно разряжённое на юго-востоке ЗСАБ и севере Кузбасса и относительно плотное на юге Кузбасса, особенно по отдельным перспективным площадям на угольный метан (Талдинская и Нарыкско-Осташкинская площади). Однако и по имеющейся информации можно уверенно сказать, что содовые воды имеют региональное

распространение, при этом развиты широко и разнообразно. Кроме того, здесь встречены два совершенно уникальных типа содовых вод, один из которых был описан вообще впервые. Это высокоминерализованные (до 25 г/л) содовые воды угольных отложений Кузбасса. Второй тип уникальных вод – это, наоборот, ультрапресные (0,2–0,4 г/л) воды Чулымо-Енисейского бассейна. Оба типа уже не укладываются в понимании классических содовых вод с минерализацией 0,6–5 г/л. При этом речь не идет о континентальном засолении или о поступлении $CO_2$.

Общие закономерности размещения содовых вод в регионе, исходя из уже имеющейся информации в главе 2, следующие. Рассматриваемые воды широко развиты здесь в основном в пределах континентальных осадочных алюмосиликатных пород – мощных мезо-кайнозойских песчано-глинистых (выше нефтеносных) на севере и вехнепалеозойских угленосно-терригенных на юге (см. главу 2.3). В основном они не связаны ни с кислыми магматическими и метаморфическими породами, ни с морскими отложениями. Исключения составляют содовые воды Салаира и Колывань-Томской зоны, распространенные в пределах морских осадочных и метаморфических и изверженных пород, которые в этой работе будут рассмотрены эпизодически.

Более детально распространенность и условия залегания содовых вод рассмотрим отдельно по различным структурам.

### *2.4.1. Содовые воды северной части АССО*

*Кузнецкий адартезианский бассейн*

В Кузнецком адартезианском бассейне, как уже говорилось выше, содовые воды изучены наиболее детально, особенно в южной части бассейна. В 60-70 гг работы по геохимии содовых вод обобщены в монографии «Гидрогеология СССР, т. XVII. Кемеровская область и Алтайский край» под ред. М.А. Кузнецова и О.В. Постниковой (1972), в докторской диссертации Г.М. Рогова (1966) и кандидатских работах Г.А. Плевако (1965), Д.С. Покровского (1967), П.И. Зеленовского (1969), В.К. Попова (1975). Затем напрямую или опосредованно занимались многие ученые ТПУ, ТГАСУ и ТФ ИНГГ СО РАН: Г.М. Рогов, В.К. Попов, Д.С. Покровский, П.А. Удодов, С.Л. Шварцев, Г.А. Плевако, Н.М. Рассказов, Ю.Г. Копылова, В.Г. Иванов, А.Д. Фатеев, Е.М. Дутова и многие другие. Из последних, кто защитил кандидатские диссертации по геохимии содовых подземных вод Кузбасса – Е.В. Домрочева (2005), О.Е. Лепокурова (2005), О.Г. Токаренко (2009). С 90-ых гг начались работы на Березовоярском участке для

выявления гидрогеохимических условий формирования давсонитового оруденения (Аникин, Людвиг, Шварцев, 2001, Шварцев, 2004а, Шварцев 2004б). С 2002 г ТФ ИНГГ СО РАН начинает проводить совместные работы с ООО «Газпром добыча Кузнецк» по гидрогеологии, гидрогеохимии и экологии территорий потенциальной промышленной добычи угольного метана Кузбасса (х/д № 01-177, № 97, 211-06-1, 66-07-1, 345-08-1, 412-01, 403-13, 415-01). В результате бурения скважин получены новые гидрогеохимические данные по содовым водам, в том числе уникальным высокоминерализованным, на глубинах от 30 до 1500 м. Некоторые из них уже были обобщены в работах (Шварцев и др., 2006, Шварцев и др., 2007, Шварцев и др., 2011, Копылова и др., 2011, Шварцев и др., 2015). Всего по Кузбассу имеется 247 проб содовых вод из 117 скважин на глубинах до 1500 м (одна проба содовых вод на глубине ~2300 м в Абашевской скважине по данным (Гидрогеология СССР, т. XVII, 1972)) (табл. 1).

Кузнецкий адартезианский бассейн характеризуется развитием трещинных вод (поровый тип вод характерен только для рыхлых верхних отложений) и инфильтрационным характером питания (см. глава 2.3). Анализ ранее известной информации и нового материала по гидрогеологии и гидрогеохимии показывает, что на исследуемой территории прослеживается прямая вертикальная гидродинамическая зональность, в соответствии с которой, по интенсивности водообмена выделяются две зоны: активного и замедленного водообмена, что, в свою очередь, обуславливает прямую гидрогеохимическую зональность. Зона активного водообмена характеризуется более высокой проницаемостью отложений и наличием нейтральных и слабощелочных пресных вод преимущественно $HCO_3$-Ca состава. Зона замедленного водообмена – меньшей проницаемостью и развитием содовых вод ($HCO_3$-Na) с минерализацией 0,2–25 г/л (в основном 0,8–5 г/л) и pH от 7,5 до 10. Границы зоны весьма замедленного водообмена с Cl-Na водами (Рогов, Попов, 1985) пока определить трудно, поскольку не достаточно данных.

Таким образом, содовые воды в Кузбассе приурочены в основном к *зоне замедленного водообмена*, которая охватывает весь разрез песчаных пермских угленосных отложений, частично безугольных эффузивно-осадочных отложений триаса. Иногда, благодаря лесостепному ландшафту, они появляются в нижней части зоны активного водообмена и даже в приповерхностных условиях. В общем случае верхняя

граница их распространения находится на глубине 30–200 м. Мощность распространения содовых вод, скорее всего, достаточно выдержанная в пределах 1–1,5 км, возможно и больше. Расходы скважин в этой зоне обычно невелики и редко превышают 20 $м^3$/сут. Проницаемость отложений также невысока и обычно не превышает 10 млДс и редко достигает 100 млДс. При этом проницаемость угольных пластов, как правило, выше, чем других типов пород. С глубиной водопроницаемость отложений, хотя изменяется сложным образом, но в целом незначительно уменьшается. В газовом составе повсеместно преобладает метан (до 99%), в верхней части может преобладать азот. Нижнюю границу распространения содовых вод пока определить трудно, не хватает данных. Предположительно (по данным единичных скважин) она проходит на глубине около 1,5–2 км, ниже которой распространены хлоридные натриевые воды (Шварцев и др., 2011). На северо-западе Кузнецкого бассейна Cl-Na воды встречены на глубине ~800 м, в центральной части (Южно-Борисовская антиклинальная структура) – ниже 900–1000 м, в южной части (Абашевский купол) – ниже 1,5, иногда 2,5 км, в северо-восточной части уже в морских отложениях девона (Бердская структура) – ниже 300 м (Рогов, Попов, 1985). Однако исследования последних 15 лет сотрудников ТФ ИНГГ СО РАН в Ерунаковском районе показали, что Cl-Na воды не выявлены и на глубине более 1,5 км.

Все имеющиеся месторождения минеральных вод в Кузбассе (Борисовское, Березовоярское и Терсинское) также характеризуются содовым составом. В центральной части Кузнецкого межгорного адартезианского бассейна (Южно-Борисовская антиклиналь) в песчано-глинистых угленосных отложениях верхнепермского возраста на глубинах 200–400 м располагается Борисовское месторождение минеральных вод (утвержденные запасы 65 $м^3$/сут) (на рис. 1.1. номер точки *к62*). Здесь добывают Борисовскую лечебно-столовую минеральную воду с азотно-метановым газовым составом, аналогичную по своим лечебным качествам северокавказским водам "Ессентуки". По химическому составу воды гидрокарбонатно-хлоридные натриевые с минерализацией 2,6–4 г/л (Лепокурова и др., 2007).

Немного севернее в аналогичных породах и на тех же глубинах расположено месторождение Березовоярское (138 $м^3$/сут) с уже чисто содовым составом и минерализацией 2,3–2,6 г/л.

Уникальное единичное проявление в Кузбассе углекислых вод приурочено к восточной окраине бассейна в зоне сочленения с Кузнецким Алатау. Здесь проходит крупный региональный разлом, по которому и поднимается углекислый газ. Терсинское месторождение углекислых содовых минеральных вод (*к63*) с запасами 172 м$^3$/сут приурочено также к песчано-глинистым угленосным отложениям верхнепермского возраста на глубинах 150–310 м. Воды характеризуются гидрокарбонатным натриево-кальциевым составом, минерализацией 4,7–5,5 г/л и используются как лечебные, питьевые лечебные и лечебно-столовые. Ближайшим аналогом служат теплые воды Боржоми (Кавказ).

Схематичный гидрогеохимический разрез вдоль наиболее изученных участков Кузбасса с юга на север с выделенной областью распространения содовых вод приведен на рис. 2.15.

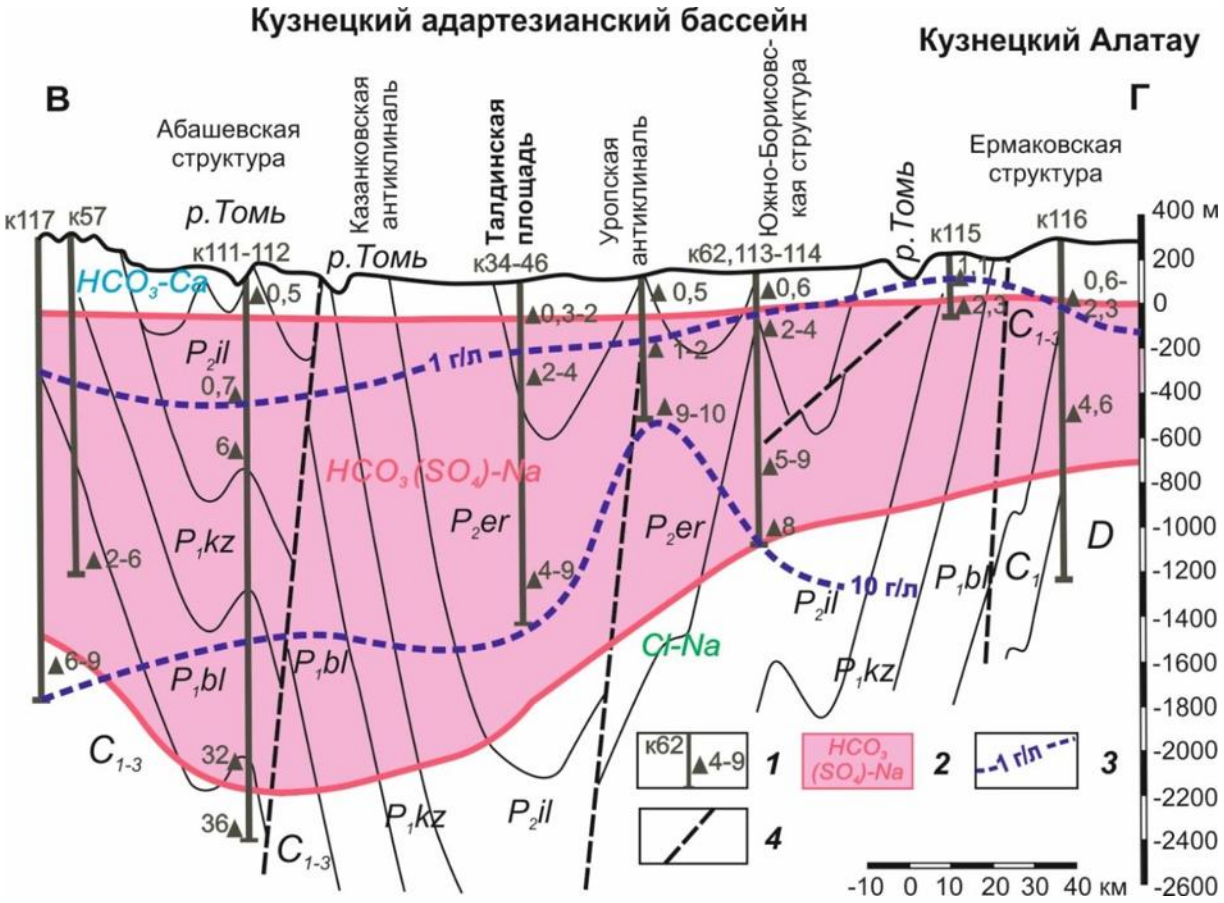



**Рис. 2.15.** Схематичный гидрогеохимический разрез Кузнецкого адартезианского бассейна по линии ВГ (см. рис. 1.1) с выделением области распространения содовых вод на основе собственных и других данных (Гидрогеология СССР, т. XVII, 1972):

*1* – скважина, ее номер (наверху) и усредненный интервал опробования вод (треугольник) со значениями минерализации в г/л; *2* – область распространения содовых вод (локально сульфатно-гидрокарбонатных натриевых); *3* – изолинии минерализации в г/л; *4* – разломы.

*Колывань-Томская складчатая зона и Салаирский кряж*

Данная территория практически не исследована на содовые воды и глубокими скважинами не разбурена. Имеются данные (*с1–с7, кт1–кт3*) по неглубоким скважинам, расположенным вдоль границы Колывань-Томской складчатой зоны и Салаира с Кузнецким бассейном, и вскрывшим пресные содовые воды. Это трещинные и трещинно-жильные воды палеозойского обрамления (глинистые сланцы, песчаники, известняки), циркулирующие, как правило, на глубинах 100–200 м.

Кроме того, в данной диссертации рассматриваются родники, отлагающие карбонатные травертины, как начальный этап содообразования. Поскольку предыдущие исследования автора показали, что состав их со временем меняется из $HCO_3$–Ca в $HCO_3$–Na (Лепокурова, 2005). Глубины их распространения ~ 50–200 м.

Большой вклад в изучение вод, отлагающих травертины, в исследуемом регионе внесли П.А. Удодов, В.М. Матусевич, С.Л. Шварцев, Н.В. Григорьев, Ю.Г. Копылова, Е.М. Дутова и многие др. В современных условиях травертинообразование из пресных $HCO_3$–Ca холодных вод пользуется широким распространением в пределах Колывань-Томской складчатой зоны и Салаира (Удодов и др., 1971, Копылова и др., 1982, Дутова и др., 2001, Дутова, 2005). Это воды зон разрывных нарушений палеозойского фундамента (глинистые сланцы девон-карбонового возраста), при выходе которых на поверхность образуются карбонатные туфы в виде ванн, каскадов, покровов, маломощных налетов. На этой территории выявлено 118 мест травертинообразования (рис. 1.1). И это далеко не полная картина: при детальных исследованиях их количество может быть удвоено или даже утроено (Лепокурова, 2005, Шварцев, Лепокурова, Копылова, 2007). Такие воды характеризуются, как правило, общей минерализацией 0,5 – 1,1 г/л и pH 7,2 – 8,4. Наши исследования показали, что дальнейшая эволюция данных вод (зона замедленного водообмена) связана с преимущественным концентрированием уже не кальция, который уходит из вод в травертиновые отложения, а натрия, что, в конце концов, приводит к накоплению в растворе соды. Немногочисленные имеющиеся данные (*с8–с9, кт4–кт6*) это подтверждают: воды, отлагающие травертины, с минерализацией 0,8–1,1 г/л уже имеют содовый состав.

### *2.4.2. Юго-восточная часть ЗСАБ (платформенная область)*

На юго-востоке Западной Сибири, как уже говорилось выше, содовые воды изучены гораздо слабее, в основном как сопутствующий элемент нефтегазопоисковых работ или, что редко, при исследовании минеральных вод. Важным источником информации по геохимии содовых вод остается монография «Гидрогеология СССР. Т. XVI. Западно-Сибирская низменность» под ред. В.А. Нуднера (1970), а также диссертации по минеральным водам В.В. Быковой (1968), А.Д. Назарова (1972), С.А. Юшкова (1985) и др. Фондовые материалы и публикации А.А. Розина, П.А. Удодова, С.Л. Шварцева, Н.М. Рассказова, Ю.Г. Копыловой, Н.А. Ермашовой, Р.Ф. Зарубиной, Т.Г. Кривенцовой, В.В. Быковой, О.Ф. Зятевой, В.А. Зуева, Т.Л. Степановой и многих других.

*Чулымо-Енисейский бассейн*

В разрезе Чулымо-Енисейского артезианского бассейна выделяются складчатый фундамент, сложенный породами доюрского возраста, и платформенные пологозалегающие отложения мезозоя и кайнозоя, лежащие на этом фундаменте. Минимальная глубина фундамента (0,6 км) наблюдается в зоне перехода к Алтае-Саянской складчатой области. К северо-западу поверхность фундамента погружается и максимально достигает глубины 3 км в районе Касской скважины (номер точки *ч4*). Образовавшаяся депрессия заполнена мощными континентальными меловыми и юрскими песчано-глинистыми отложениями, которые на юго-востоке выходят на дневную поверхность. Меловые водоносные отложения (неокомская, апт-альбская толщи, симоновская и сымская свиты) сложены кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми песчаниками с прослоями глин и галечников. Удельные дебиты скважин составляют 0,1–2 л/с. Юрские породы представлены мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинами с большим количеством растительного материала, включениями пирита, сидерита, кальцита, на юге – пластов бурых углей (Ачинский угольный бассейн). Удельные дебиты скважин составляют 0,1–0,5 л/с (Гидрогеология СССР, т.XVI, 1970, т.XVIII, 1972, Ресурсы пресных…, 1991).

Характерными особенностями бассейна являются: 1) отсутствие соленосных и карбонатных пород), 2) преобладание в верхней части разреза песчаных пород над глинистыми до глубин 1500–1600 м и 3) отсутствие регионального глинистого мел-палеогеннового водоупора, характерного для всего Западно-Сибирского артезианского

бассейна. Последние два фактора обеспечили проникновение пресных инфильтрационных вод на глубину до 0,7–1,8 км (см. главу 2.3) (рис. 2.16).

Месторождения минеральных вод области приурочены, преимущественно, к меловым отложениям. Для юго-восточной окраины ЗСАБ – это как раз содовые воды, ближе к центральной части – уже хлоридно-натриевые (йод-бромные, борные, кремнистые). В настоящее время утверждены запасы по 4 месторождениям (участкам) минеральных подземных вод – 1,755 тыс. $м^3$/сут. Из них представляют интерес 3 месторождения – Колпашевское (по скважине 6р, на рис. 1.1. обозначена *со10*), Чаинское (по скважине 2ч, обозначена *со13*) и Тегульдетское (по скважине 1р, обозначена *ч1*). Два первых относятся к Среднеобскому бассейну (см. описание ниже).

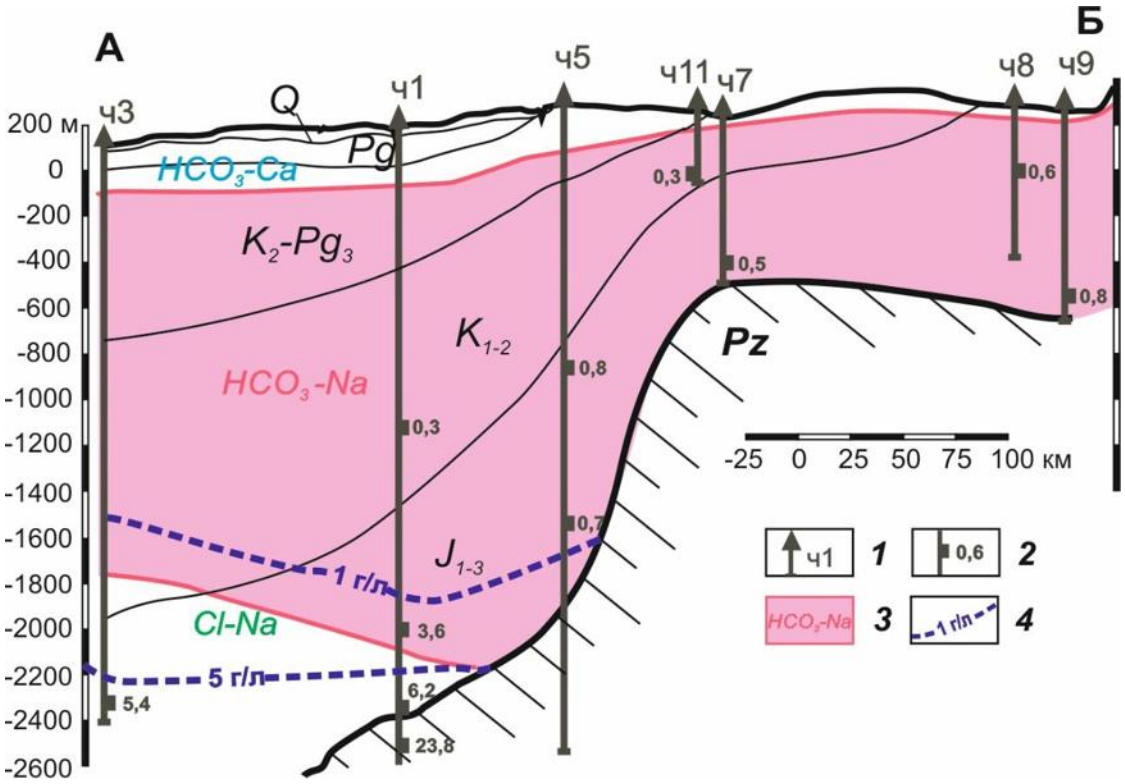



**Рис. 2.16.** Схематичный гидрогеохимический разрез Чулымо-Енисейского бассейна по линии АБ (см. рис. 1.1) с выделением области распространения содовых вод на основе собственных и др. данных (Гидрогеология СССР, Т. XVII, 1972):
*1* – скважина, ее номер (наверху); *2* – интервал опробования вод со значениями минерализации в г/л; *3* – область распространения содовых вод; *4* –изолинии минерализации в г/л

Непосредственно в Чулымо-Енисейском бассейне имеется одно месторождение минеральных содовых вод – Тегульдетское. С 1993 г. из Чулымской опорной скважины 1р (*ч1*) на глубинах 1266–1277 м добывается питьевая лечебно-столовая вода «Омега».

Это уникальная ультрапресная сильнощелочная содовая вода, которая в этой работе будет далее детально рассмотрена.

На юге Чулымо-Енисейского бассейна, где меловые и юрские отложения приближаются к дневной поверхности (рис. 2.16), неглубокими скважинами (*ч6–ч17*) в интервале 50–600 м вскрыты пресные содовые подземные воды. Кроме того содовые воды встречены и на больших глубинах (0,6–2,3 км), как правило в центральной части бассейна (*ч1–ч7, ч9*) в отложениях мела и юры, только они отличается уже более высокой минерализацией и значениями pH.

Таким образом, содовые воды, даже исходя из немногочисленных данных, в Чулымо-Енисейском артезианском бассейне пользуются широким распространением. Начиная с глубин 50–200 м и кончая 1,5–2,3 км (рис. 2.16) они развиты повсеместно независимо от типа вмещающих пород. Максимальная их мощность, по-видимому, характерна для юго-восточной части бассейна, в которой расположена внешняя область питания пресных вод и где отсутствует региональный глинистый мел-палеогеновый водоупор, характерный для всего ЗСАБ. Верхняя граница распространения содовых вод здесь проходит на глубине 50–100 м, нижняя – более 2 км. По мере движения к центру ЗСАБ нижняя граница распространения содовых вод поднимается до абсолютных отметок 0,7–0,8 км, а верхняя – опускается до 300 м. Ниже зоны содовых вод залегают $HCO_3$–Cl–Na, затем Cl–$HCO_3$–Na и наконец Cl–Na воды, соленость которых с глубиной быстро растет и в центральной части бассейна достигает 24 г/л, относительно высокое содержание соды в них сохраняется до 3-5 г/л.

*Среднеобской бассейн*

Расположен северо-западнее от Чулымо-Енисейского бассейна. Глубина залегания кровли складчатого палеозойского фундамента еще более увеличивается. При этом в строении вышезалегающего мезозойско-кайнозойского чехла выделяются два гидрогеологических этажа (нижний и верхний), разделенные региональным водоупором нижнеолигоцен-туронского возраста мощностью до 400–800 м. Всего выделено 7 водоносных комплексов, сложенных преимущественно проницаемыми песчано-алевролитовыми породами, которые разделяются аргиллито-глинистыми водоупорами. Самый верх разреза представлен слоями торфа мощностью до 6–8 м.

Содовые воды в основном залегают в нижней части турон-олигоценовых ($K_2$–$P_3$) и в верхней части апт-альб-сеноманских ($K_1$–$K_2$) песчано-глинистых отложений на

глубинах от 130–200 до 700–1000 м (№ *со1–13)*. Т.е. область распространения содовых вод сужается по мере движения от Чулымо-Енисейского бассейна к Среднеобскому. По мере погружения вод достаточно быстро увеличиваются концентрации хлора и на глубине 0,7–1 км при минерализации 0,8–1,5 г/л состав воды становится $HCO_3$-Cl и Cl–$HCO_3$ Na.

Колпашевское и Чаинское месторождения минеральных вод располагаются на границе Среднеобского и Чулымо-Енисейского бассейнов в нижне-верхнемеловых глинисто-песчаных отложениях покурской свиты ($K_{1-2}pk$) на глубинах 589–594 и 732–765 м соответственно. Разливаются под торговыми марками «Чажемто» и «Сибирская курортная». Это маломинерализованные (1–1,5 г/л) гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды. Относятся к питьевым лечебно-столовым минеральным водам, действие которых обусловлено ионно-солевым составом.

# 3. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ РАЗНОВИДНОСТИ СОДОВЫХ ВОД В РЕГИОНЕ

Как показала предыдущая глава, и для Кузнецкого адартезианского бассейна и для юго-восточной части ЗСАБ характерна нормальная вертикальная гидрогеохимическая зональность, содовые подземные воды имеют региональное распространение и занимают промежуточное положение между верхними пресными $HCO_3$-Ca и нижними среднесолоноватыми Cl-Na водами. Химический состав всех имеющихся проб содовых вод представлен в Приложении 1. Детальные геохимические особенности для каждого объекта рассмотрим ниже. Фактический материал, схема отбора проб и методы исследований приведены в главе 1.

## 3.1. Содовые воды юго-восточной части ЗСАБ (платформенная область)

### *3.1.1. Геохимические особенности содовых вод Чулымо-Енисейского бассейна*

Всего в бассейне изучена 41 проба содовых вод из 17 скважин на глубинах от 50 до 2320 м, также для сравнения приведены данные по 8 пробам Cl-Na вод на глубинах 1,5–2,8 км. Исследования показали, что распространенные в рассматриваемом бассейне содовые воды достаточно разнообразны по химическому составу (см. Приложение 1), при общем содовом составе (от 70 до 99‰ от суммы всех ионов). Их соленость колеблется в широких пределах от 0,2 до 4,3 г/л, pH от 7,4 до 10,3. Распределение величины минерализации вод, pH и основных ионов по глубине представлено на рисунках 3.1 и 3.2.

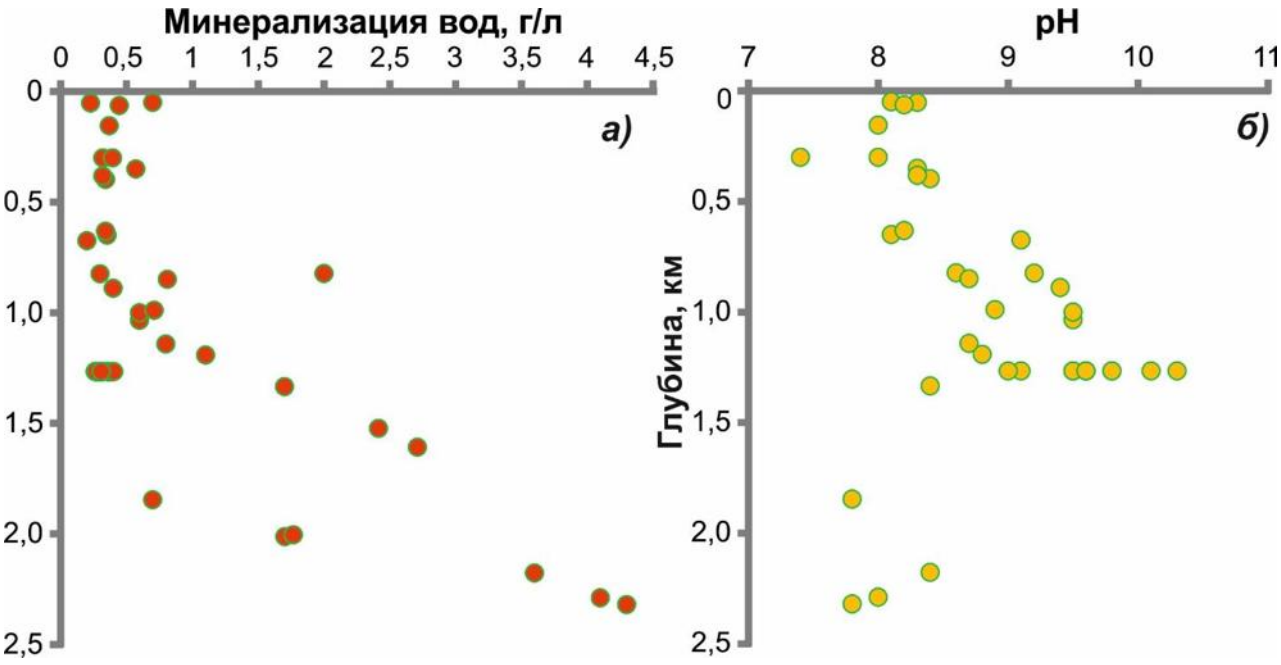



**Рис. 3.1.** Зависимость солености (*а*) и pH (*б*) содовых вод Чулымо-Енисейского бассейна от глубины

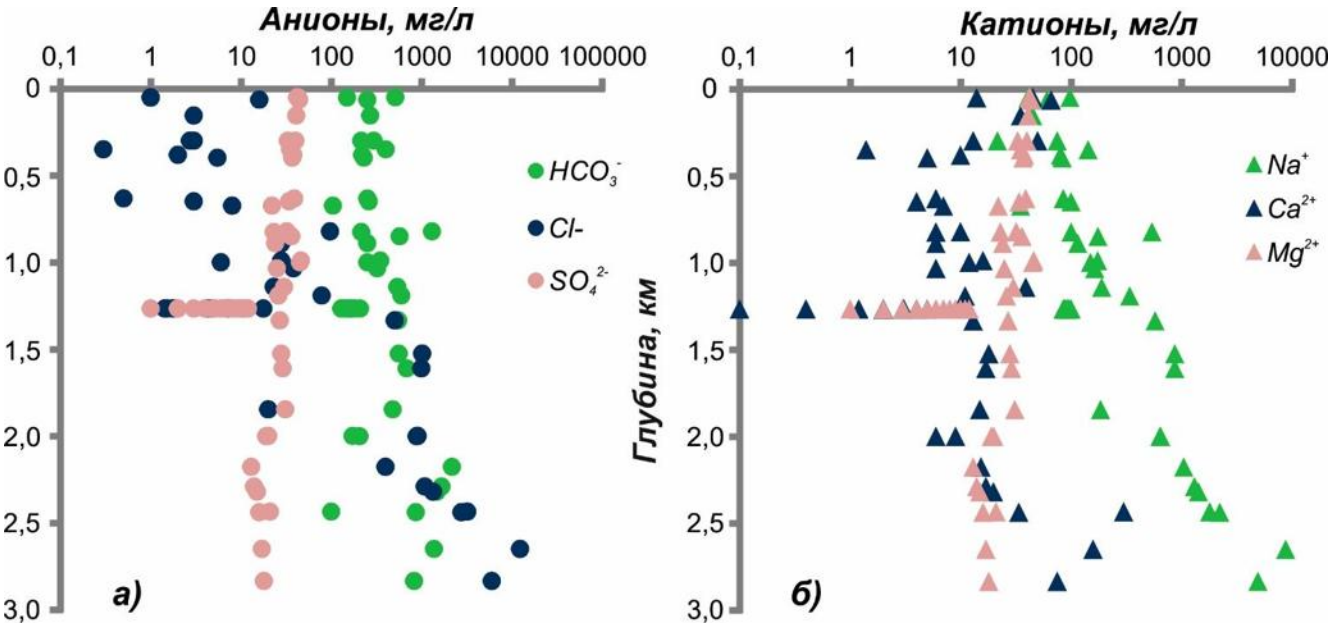



**Рис. 3.2.** Изменение концентраций (шкала логарифмическая) основных анионов (*а*) и катионов (*б*) подземных вод Чулымо-Енисейского бассейна с глубиной. Здесь приведены также данные по хлоридным натриевым водам (в интервале 2,5–3 км)

Минерализация вод с глубиной увеличивается за счет гидрокарбонат-иона и натрия, с глубины ~2–2,5 км за счет хлор-иона и Na. Сульфат-ион, кальций (глубже 200–300 м), магний, калий содержатся в незначительных концентрациях. Величина pH с глубиной ведет себя неоднозначно (рис. 3.1*б*), рассматривать ее необходимо совместно с минерализацией и условиями залегания вод.

До глубин 600 м развиты маломинерализованные разности содовых вод с соленостью от 0,2 до 0,5 г/л и pH преимущественно от 7,4 до 8,4 (рис. 3.3). В основном данные воды были вскрыты на юге бассейна в меловых и юрских отложениях (рис. 3.4) (Озерский, 2006). Какой-либо связи значений pH с соленостью не наблюдается (рис. 3.3*а*). Такие воды в верхней гидродинамической зоне (активного водообмена) развиты спорадически на участках с относительно низким водообменом, что обеспечивает их насыщение к кальциту и соответственно формирование содового состава в условиях равнинного рельефа. Кроме того, региональное питание данных вод происходит с юго-востока – с Алтае-Саянского горного обрамления, где в приповерхностных условиях встречаются пресные содовые воды в гранитах и метаморфических породах (Гидрогеология СССР, т.XVIII, 1972, Озерский, 1997, 2007, Панов, 2012). В газовом составе преобладают $N_2$ и $O_2$.

Глубже (0,6–2,3 км) в тех же отложениях мела и юры залегают уже более соленые (0,7 до 4,1 г/л) азотно-метановые содовые воды со значениями pH от 8,5 до 8,9. В этих

водах, как правило, с ростом солености увеличивается и pH, что соответствует общей закономерности, характерной для других регионов (Пиннекер, 1977, Шварцев и др., 2007). С увеличением глубины их залегания, а значит и времени взаимодействия воды с горными породами в неравновесных условиях происходит увеличение солености воды (рис. 3.3*б*) и содержания содовых компонентов (Шварцев, 1991). Ниже зоны содовых вод залегают $HCO_3$–Cl–Na[1], затем Cl–$HCO_3$–Na и наконец Cl–Na воды, соленость которых с глубиной быстро растет и в центральной части бассейна достигает 24 г/л, но относительно высокое содержание соды в них сохраняется до 3-5 г/л.

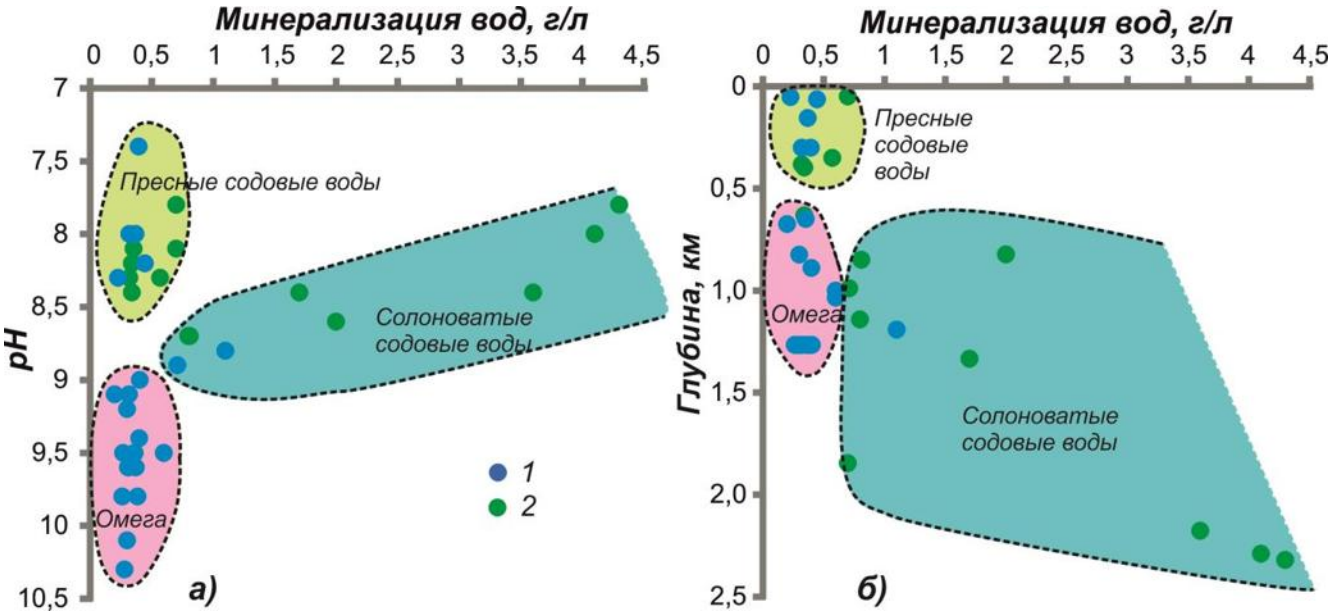



**Рис. 3.3.** Зависимости минерализации содовых вод Чулымо-Енисейского бассейна от pH (а) и глубины залегания (б) с разделением на возраст вмещающих отложений:
*1* – воды меловых отложений; *2* – воды юрских отложений

На общем фоне содовых вод резко выделяются ***пресные*** (0,2–0,6 г/л) ***высокощелочные*** (pH 9,0–10,3) ***содовые воды***, встреченные на значительных глубинах в двух скважинах в центральной и северной частях Чулымо-Енисейского бассейна: 1) Чулымской (*ч1* на рис.1.1 и рис. 3.4) на глубине 1266–1277 м и 2) Касской (*ч4* на рис.1) в интервалах глубин 640–710, 815–835, 870–910, 1030–1040 и 1175–1200 м. Такие щелочные воды известны в ряде районов мира: Омане, Португалии, Японии, Италии, Иордании, России (Кольский полуостров, Забайкалье) и других местах. Обычно они связаны с основными и ультраосновными породами (Barnes et. al., 1982, Neal, Stanger,

[1] *здесь и далее название дается от большего к меньшему*

1983, Marques et. al., 2004), серпентинитами (Cipolli et. al., 2004), сиенитами (Крайнов, 1973) и гранитами (Ishikuni, Suzuki, Tsurami, 1982, Плюснин и др., 2013). В данном случае щелочные воды распространены в осадочных породах и никак не связаны с магматическими. Они приурочены к меловым отложениям континентального типа (илекская свита), отличающимися повышенной песчанистостью геологического разреза. Площадное развитие этих вод определить трудно, т.к. не достаточно данных. Как показали результаты опробования более глубоких горизонтов в Касской скважине, в нижележащих отложениях итатской свиты ($J_2$) на глубине 1169–1665 м тоже развиты содовые воды, но pH их значительно ниже (8,8), а соленость выше (1,1 г/л), что позволяет отнести их к обычным содовым водам. Поэтому мы связываем распространение ультрапресных высокощелочных содовых вод только с отложениями мелового возраста (рис. 3.4).

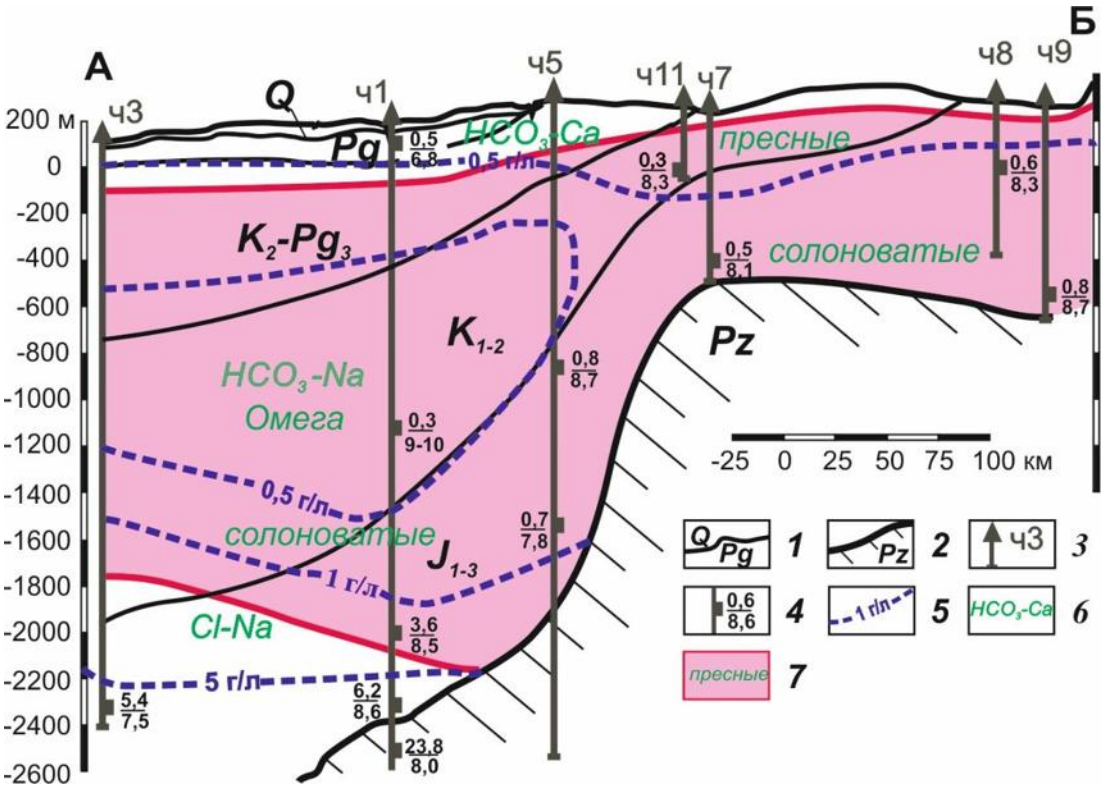



**Рис. 3.4.** Схема распространения содовых вод в разрезе Чулымо-Енисейского бассейна, аналогичная рис. 2.16, но детализированная на геохимические разновидности содовых вод:

*1* – геологические границы; *2* – верхняя граница фундамента; *3* – скважина и ее порядковый номер; *4* – интервал опробования: в числителе – минерализация, г/л, в знаменателе – pH; *5* – изоминеры, г/л, *6* – химический состав вод; 7 – область распространения содовых вод с указанием разновидности

Высокощелочные воды напорные и самоизливаются в Чулымской скважине, что позволяет их активно использовать в лечебных целях под названием «Омега». Поэтому

их химический, газовый и изотопный состав изучается детально в течение почти 20 лет. Как видно (табл. 3.1), состав этих вод является достаточно стабильным в течение всего периода наблюдений: воды постоянно являются исключительно маломинерализованными, но сильнощелочными, по составу $HCO_3$-$CO_3$–Na (от 80 до 98‰ от общего ионного состава). При этом связи pH с соленостью не наблюдается (рис. 3.3). Отличаются низким парциальным давлением углекислого газа ($lgP_{CO_2}$ от 0,5 до 1,5) и низким содержанием ионов $SO_4$, Cl, Ca, Mg, K, Fe, Сорг, но повышенными относительно солености содержаниями $SiO_2$ (16–31 мг/л). Температура на устье стабильна – от 19 до 21°С (Лепокурова, Зятева, 2011).

**Таблица 3.1.** Химический состав высокощелочных пресных содовых вод, мг/л

| Условия отбора | pH | Σ | $HCO_3^-$ | $CO_3^{2-}$ | $SO_4^{2-}$ | $Cl^-$ | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | $Na^+$ | $K^+$ | $SiO_2$ | Сорг |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Дата отбора | скважина Чулымская (*ч1*), глубина 1266–1277 м ($K_1$) | | | | | | | | | | | |
| 26.12.1994 | 9,5 | 364 | 162 | 28 | – | 7,1 | 2,0 | – | 85,0 | | 26,6 | – |
| 28.04.1995 | 9,5 | 358 | 161 | 28 | 4,4 | 7,1 | 2,0 | – | 87,0 | | 26,4 | – |
| 29.09.1995 | 9,6 | 372 | 150 | 33 | 20,4 | 7,1 | 2,0 | – | 94,5 | | 20,6 | – |
| 21.11.1995 | 9,8 | 385 | 130 | 46 | 14,8 | 10,6 | 3,0 | – | 95,4 | | 26,4 | – |
| 24.02.2000 | 10,3 | 280 | 73 | 82 | 2,0 | 4,9 | 4,0 | 2,0 | 89,0 | | – | – |
| 28.06.2000 | 9,8 | 261 | 141 | 50 | 2,5 | 4,2 | 2,0 | 1,0 | 92,0 | | – | – |
| 23.08.2000 | 9,5 | 268 | 169 | 30 | 8,8 | 4,2 | 2,0 | 2,0 | 87,8 | | – | – |
| 07.10.2000 | 9,0 | 404 | 209 | 12 | 13,2 | 17,7 | 5,0 | 0,2 | 99,3 | | 26,2 | – |
| 28.09.2006 | 9,6 | 309 | 162 | 36 | 9,6 | 1,5 | 0,4 | 0,1 | 94,0 | | 16,1 | – |
| 11.08.2010 | 9,3 | 316 | 178 | 19 | 8,3 | 1,8 | 1,2 | 0,5 | 85,0 | 0,3 | 22,1 | 1,6 |
| 06.04.2011 | 10,1 | 296 | 102 | 65 | 7,7 | 1,7 | 0,7 | 0,1 | 94,1 | 0,1 | 31,0 | 1,9 |
| 12.07.2013 | 9,1 | 318 | 180 | 30 | 11,4 | 1,8 | 3,0 | 0,1 | 91 | 0,3 | 23,8 | 1,3 |
| 05.07.2014 | 9,5 | 320 | 170 | 36 | 8,0 | 1,8 | 2,2 | 0,1 | 88 | 0,2 | 23,8 | 1,4 |
| Глубина, м | скважина Касская (*ч4*) | | | | | | | | | | | |
| 640-710 ($K_2$) | 9,9 | 200 | 104 | 18 | – | 8 | 7 | 6,0 | 35 | | 45 | – |
| 815-835 ($K_1$) | 9,2 | 300 | 214 | 18 | 0,1 | 32 | 6 | 4,0 | 100 | | 24 | – |
| 870-910 ($K_1$) | 9,4 | 400 | 250 | 24 | 2,0 | 28 | 6 | 5,0 | 115 | | 31 | – |
| 1030-1040 ($K_1$) | 9,5 | 600 | 323 | 37 | 3,0 | 38 | 5 | 3,5 | 162 | | 25 | – |

*Примечание*. Σ – общая минерализация вод; прочерк – нет данных

Незначительные колебания состава, которые наблюдаются в течение года, обусловлены влиянием вод верхних горизонтов, с которыми щелочные воды частично

смешиваются при подходе к дневной поверхности. Наиболее высокие значения pH (10,3 и 10,1) установлены в феврале и апреле соответственно, т.е. в зимний период, когда вероятность смешения глубинных вод с грунтовыми минимальна (рис. 3.5). Поэтому считаем, что в пластовых условиях эти воды всегда имеют pH>10, соленость <0,3 г/л, содержание $SiO_2$ > 30 мг/л, а Сорг < 2,0 мг/л.

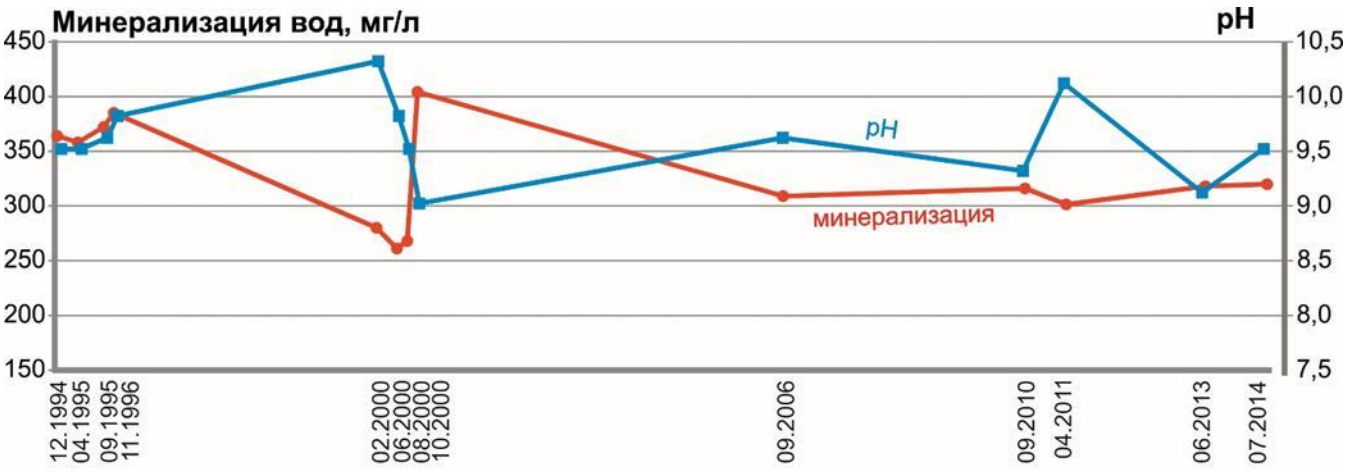



**Рис. 3.5.** Изменение солености и значений pH высокощелочной содовой воды, вскрытой скв. Чулымской в течение периода наблюдений 1994–2014 гг

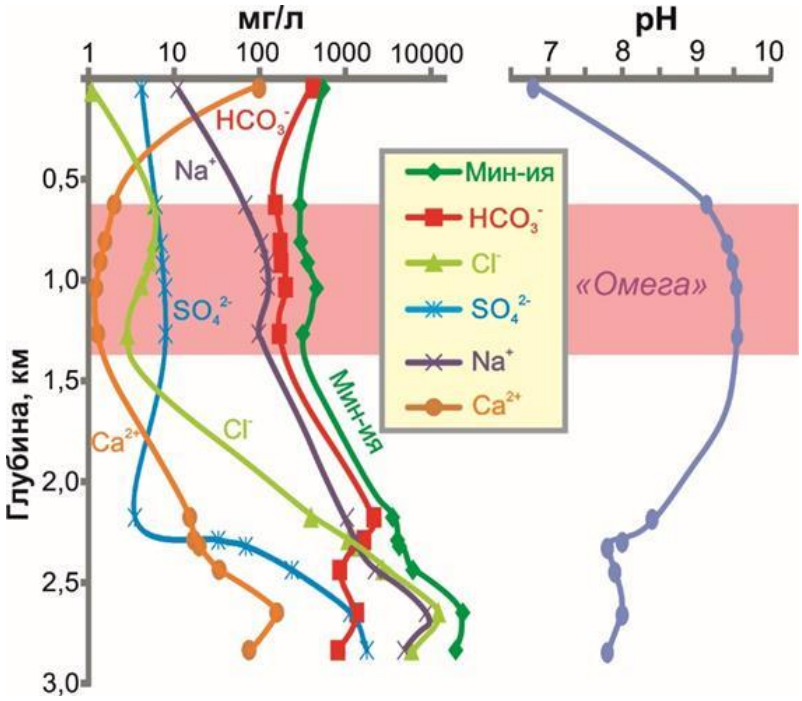



**Рис. 3.6.** Изменения химического состава и pH подземных вод в Чулымской (*ч1*) и Касской (*ч4*) скважинах с глубиной

Выше- и нижележащие воды отличаются более низкими значениями pH (7,8–8,6), но более высокой соленостью (рис. 3.6). Грунтовые воды в районе Чулымской скважины на глубине 50 м являются пресными (0,6 г/л) гидрокарбонатными кальциевыми со значением pH=6,8. Соленость нижележащих вод постепенно растет за счет содовой и хлоридной составляющих до 3,6 г/л (2,2 км), а еще глубже (2,3–2,8 км) растет до 4–24 г/л и воды становятся Cl–Na (рис. 3.4, 3.6).

В рассматриваемых водах также изучен микрокомпонентный состав в трех разных периодах года (табл. 3.2). В целом содержания почти всех микрокомпонентов являются низкими, т.е. они плохо концентрируются в щелочных водах. Особенно это касается Mn, Co, Ni, Zr, Nb, Cd, Sn, La, Th, U, V, содержания которых в сотни раз ниже по сравнению с водами зоны гипергенеза. Такие элементы, как Ti, Se, Ag, Ta, Re, Eu, Gd, Yb, Lu присутствуют в содержаниях ниже пределов обнаружения. И только содержания Sc, I, Ga и As выше, чем средние для вод верхней гидродинамической зоны. В таких щелочных условиях лучше концентрируются анионогенные элементы, чем катионогенные элементы и элементы-комплексообразователи (рис. 3.7) (Лепокурова, 2014).

**Таблица 3.2.** Микрокомпонентный состав высокощелочной воды «Омега», мкг/л

| Компонент | Содержание | | | Среднее для зоны гипергенеза (Шварцев, 1998) | Компонент | Содержание | | | Среднее для зоны гипергенеза (Шварцев, 1998) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | февр 2010 | авг 2010 | июль 2013 | | | февр 2010 | авг 2010 | июль 2013 | |
| pH | 9,9 | 9,3 | 9,1 | 13,0 | Rb | 0,14 | 0,24 | 0,27 | 1,86 |
| Li | – | 3,1 | 2,0 | 0,19 | Sr | – | 33,0 | 24,7 | 183 |
| Be | 0,05 | – | – | 77,9 | Y | 0,006 | 0,007 | – | – |
| B | 3,4 | 12,3 | 8,2 | | Zr | 0,019 | 0,022 | 0,04 | 1,2 |
| F | 180 | – | – | 480 | Nb | 0,002 | нпо | – | 0,45 |
| Al | 20 | 31,2 | 25,8 | 226 | Mo | 0,43 | 0,71 | 0,55 | 1,75 |
| P | – | 45,9 | 48,6 | 58 | Ag | 0,01 | – | нпо | 0,26 |
| Sc | 3,70 | 2,44 | – | 0,07 | Sn | 0,003 | 0,09 | 0,08 | 0,39 |
| Ti | 0,64 | 1,3 | нпо | 17,4 | Sb | 0,02 | 0,04 | 0,03 | 0,68 |
| V | – | 0,01 | 0,02 | 1,34 | Te | 0,006 | – | – | – |
| Cr | – | 0,64 | 0,51 | 3,03 | J | 22,0 | – | – | 8,0 |
| Mn | – | 1,9 | 0,6 | 54,5 | Cs | 0,01 | 0,01 | 0,04 | 0,26 |
| Fe | – | 10,7 | 11,9 | 481 | Ba | 0,9 | 2,5 | 2,7 | 18,3 |
| Co | 0,003 | нпо | нпо | 0,39 | W | – | 0,11 | 0,13 | – |
| Ni | 0,13 | 0,08 | нпо | 3,58 | Pb | 0,39 | 0,08 | 0,59 | 2,97 |
| Cu | 1,59 | 0,23 | 0,61 | 5,58 | Cd* | 1,1 | 3,6 | 5,3 | 240 |
| Zn | 14,1 | 36,7 | 5,98 | 41,4 | Bi* | – | 0,39 | 0,38 | – |
| Ga | 0,31 | 0,60 | 0,45 | 0,37 | La* | 5,0 | 0,8 | 5,1 | 670 |
| Ge | 1,1 | 2,3 | – | – | Ce* | 8,1 | 9,8 | 16,1 | – |
| As | 0,9 | 2,7 | 3,0 | 1,5 | Sm* | 1,6 | 1,7 | 6,0 | – |
| Se | 0,13 | – | нпо | 0,72 | Th* | – | нпо | 0,4 | 240 |
| Br | 66,0 | – | – | 85,2 | U* | – | 3,1 | 3,1 | 1310,0 |

*Примечание*. * – единицы измерения в нг/л, прочерк – определения не проводились, нпо – ниже пределов обнаружения.

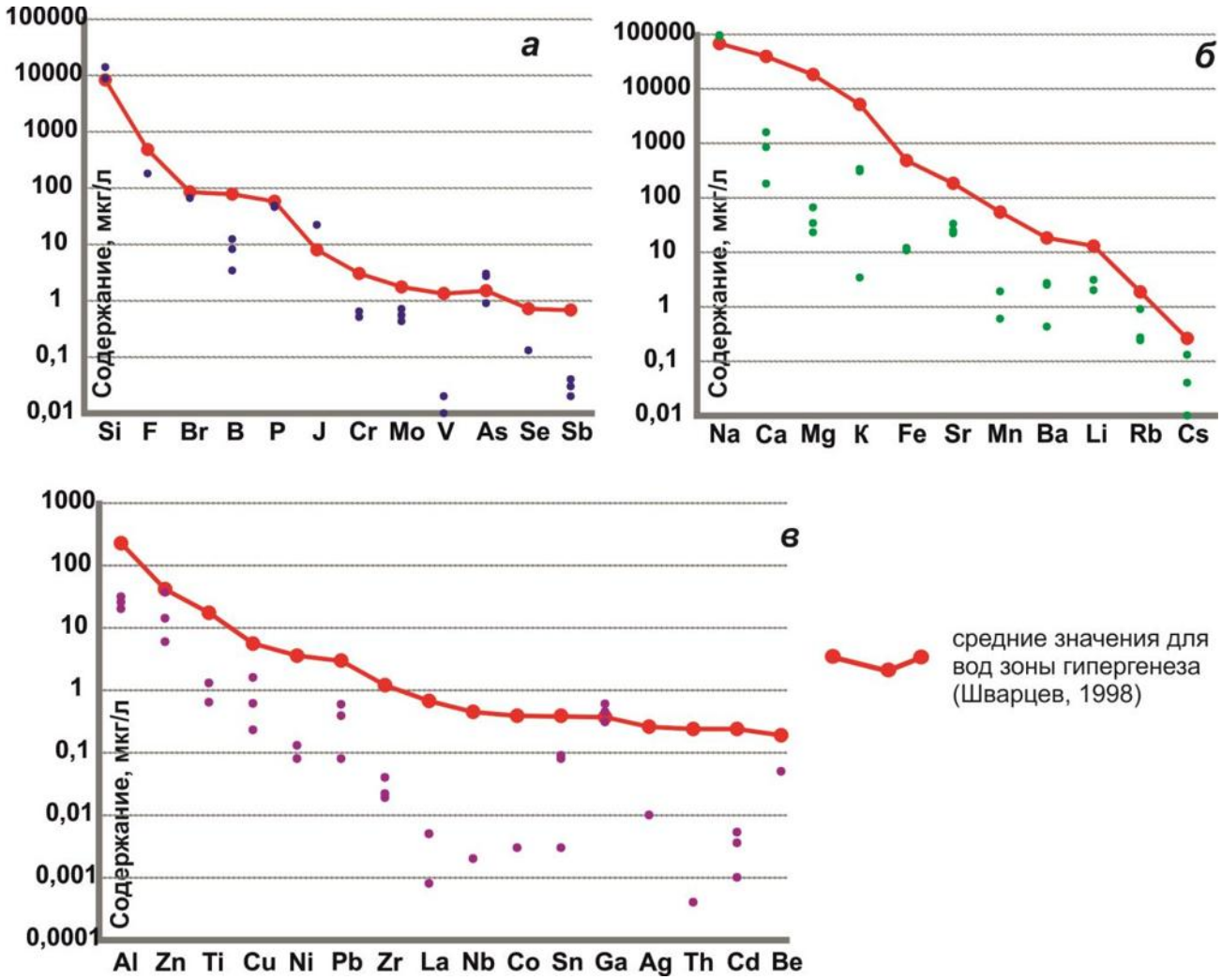



**Рис. 3.7.** Содержания анионогенных (*а*), катионогенных (*б*) элементов и элементов-комплексообразователей (*в*) в высокощелочной содовой воде «Омега» относительно средних значений для вод зоны гипергенеза

В газовом составе изучаемых вод преобладает азот (76–77%), затем кислород (18–19%), в небольших количествах иногда присутствует метан (<0,5%) (табл. 3.3). До 1994 г. в воде отмечалось присутствие сероводорода, но в последующем он не обнаруживается. Присутствие кислорода также свидетельствует о поступлении газов атмосферного генезиса, которые содержатся в грунтовых водах и зоны аэрации, что лишний раз говорит о частичном смешении глубинных вод с грунтовыми. Азотный состав газа глубинных вод наряду с низкой минерализацией делает их похожими на азотные термы Забайкалья (Плюснин и др., 2013, Шварцев и др., 2015). В Касской скважине газовый состав высокощелочных содовых вод азотно-метановый до 700 м и метаново-азотный глубже.

**Таблица 3.3.** Газовый состав высокощелочных содовых вод в Чулымской скважине (*ч1*) и в Касской скважине (*ч2*)

| № скв | Глубина, м | $O_2$ | $N_2$ | $CH_4$ | $CO_2$ |
|---|---|---|---|---|---|
| | | % | | | |
| Чулымская скв., «Омега» | | | | | |
| *ч1* | 1266–1277 | 18–19 | 76–77 | <0,5 | – |
| Касская скв., по данным (Булынникова и др., 1956) | | | | | |
| *ч4* | 640–710 | – | 88,8 | 11,2 | – |
| | 815-835 | – | 31,9 | 68,1 | – |
| | 870-910 | – | 49,0 | 40,1 | – |
| | 1030–1040 | – | 44,6 | 53,9 | – |
| | 1175-1200 | – | 45,5 | 57,5 | – |

Содовые воды из скважины Чулымской обеднены органическими веществами (табл. 3.4), что видимо характерно для данных пресных сильнощелочных вод по всей площади их распространения. Величина $C_{орг}$ колеблется от 1,3 до 1,9 мг/л, все остальные показатели ПОК, ХПК, БПК, НП и фенолы – ниже среднего по региону. Фульвокислоты превалируют над гуминовыми кислотами.

**Таблица 3.4.** Содержание органических веществ в высокощелочных содовых водах Чулымской скважины (*ч1*)

| Сорг | ФК | ГК | ПОК | ХПК | $БПК_5$ | НП | Фенолы |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1,3–1,9 | 0,9 | 0,34 | 0,4–0,7 | 2,3 | <5 | 0,030 | <0,002 |

*Примечание.* ФК – фульвокислоты; ГК – гуминовые кислоты; ПОК – перманганатная окисляемость; ХПК – химическое поглощение кислорода; $БПК_5$ – биологическое поглощение кислорода; НП – нефтепродукты.

Была изучена также микрофлора уникальных щелочных вод, которая активно участвует в преобразовании органического вещества, а значит и в формировании состава вод. При ее исследовании использовались классические методики, принятые в микробиологии, основанные на применении элективных (избирательных) питательных сред (Герхардт, 1983). Исследования показали (Лепокурова, Иванова, Наливайко, 2015), что микрофлора представлена достаточно однообразно, всего шестью физиологическими группами микроорганизмов, осуществляющих деструкцию органических и минеральных веществ: олиготрофами, железоокисляющими, сапрофитами, нефтеокисляющими, денитрифицирующими и сульфатвосстанавливающими бактериями (табл. 3.5).

Для сравнения в таблице также приведены данные по подземным водам меловых отложений региона (районы нефтяных месторождений и Бакчарского железорудного). В данных водах микрофлора представлена более разнообразно – более 15-20 физиологических групп (не все они представлены в таблице). Однако по количеству бактерий воды достаточно сопоставимы, даже в случае с высоко минерализованными (около 20 г/л) водами апт-альб-сеноманских отложений. Это объясняется тем, что при таких резко щелочных условиях (pH около 10) мало организмов способно существовать. Но если какой-то вид приспособился к среде, то это обеспечило ему преимущество к росту, поскольку резко ограничена конкуренция со стороны других организмов.

**Таблица 3.5.** Микробиологический состав некоторых подземных вод юго-востока ЗСАБ, кол-во в 1 мл воды

| Физиологические группы бактерий | Геохим. цикл | Щелочная вода скв. Чулымской (*ч1*) | Пресные воды $K_1$ отложений региона (Иванова, Лепокурова, 2014) | Минерализованные воды $K_2$ нефтяных отложений региона (Наливайко, Пасечник, 2011) |
|---|---|---|---|---|
| Олиготрофы | C | 125 500 | 8600–472000<br>138 500 | 990–685000<br>178700 |
| Гетеротрофные железоокисляющие | C, Fe | 23 000 | 0–3800<br>940 | 0–1200<br>139 |
| Психрофильные сапрофиты (при t от 0 до 20ºC) | C | 45 500 | 127-533<br>350 | 120–450000<br>156 330 |
| Мезофильные сапрофиты (при t от 20 до 40ºC) | C | 540 | 0–539<br>26 | – |
| Нефтеокисляющие | C | 240 | 432–580<br>500 | 80–260000<br>54500 |
| Денитрифицирующие | N | 100 | 25–40<br>34 | 0–10000<br>770 |
| Сульфатвосстанавли-вающие | S | 10 | 10–100<br>53 | 0–10000<br>398 |
| Индекс олиготрофности | C | 2,7 | 1,1–9,1<br>3,2 | ~0,003 |
| Общее кл-во бактерий, тыс. кл/мл | – | 195 | 245–693<br>430 | нет данных |
| Кол-во проб | – | 1 | 6 | 26 |

Наиболее распространенными в подземных водах по способу питания являются гетеротрофные микроорганизмы (рис. 3.8), т.е. использующие для синтеза своего организма готовые органические вещества.

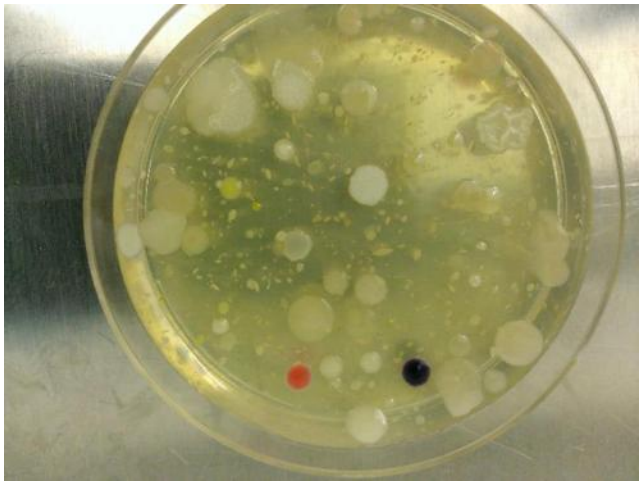


**Рис. 3.8**. Фото гетеротрофных микроорганизмов, культивированных в чашке Петри на мясо-пептонном агаре

Автотрофные, использующие углерод неорганических соединений, присутствуют единично – железобактерии и денитрифицирующие.

Из гетеротрофных доминирующую численность имеют олиготрофные бактерии (в десятки раз по сравнению с сапрофитами), которые усваивают сложные органические соединения и свидетельствуют об олиготрофности микробиоценозов данных вод. Это же подтверждает и высокий индекс олиготрофности, равный 2,7, который характеризует способность микробного сообщества ассимилировать из рассеянного состояния элементы питания. Чем выше его значение, тем к более бедным условиям питания приспособлены микроорганизмы. Что и понятно, учитывая низкую минерализацию и низкий показатель Сорг.

Несмотря на то, что в регионе железобактерии широко распространены, поскольку широко распространены железосодержащие воды, в данном случае высокие значения этого показателя (23 000 кл/мл!) связаны с плохим состоянием (коррозией) трубы эксплуатационной колонны скважины, что создает благоприятные условия для развития этих бактерий. Содержание Fe в самой минеральной воде очень низкое – менее пределов обнаружения.

По отношению к температуре среды выделяют следующие группы микроорганизмов: психрофилы (рост в диапазоне от 0 до 20ºС), мезофилы (при t от 20 до 40ºС), термофилы (выше 50ºС). В данном случае распространение получили психрофилы, их в десятки раз больше, чем мезофилов. Несмотря на то, что температура в пласте более 21ºС. Видимо психрофилы более приспособлены к щелочным условиям.

Таким образом, уникальные сильнощелочные пресные воды Чулымо-Енисейского бассейна подготовили среду для развития специфического микробиологического

пейзажа. Основные черты которого: низкое видовое разнообразие, связанное с бедностью питания (низкие минерализация и содержание органических веществ), но при этом высокое количество клеток внутри вида, рост которых обусловлен отсутствием конкуренции со стороны других организмов в таких экстремальных щелочных условиях (Лепокурова, Иванова, Наливайко, 2015).

### *3.1.2. Геохимические особенности содовых вод Среднеобского бассейна*

Всего в бассейне изучены 44 пробы содовых вод из 13 скважин (*со1–13*) на глубинах от 130 до 1000 м в турон-олигоценовых ($K_2$–$P_3$) и апт-альб-сеноманских ($K_1$–$K_2$) песчано-глинистых континентальных отложениях.

Соленость вод колеблется в узком интервале от 0,4 до 1,5 г/л, pH в широком – от 6,9 до 8,5 (Приложение 1) (Иванова и др., 2014). При этом оба показателя с глубиной увеличиваются (рис. 3.9). Минерализация вод повышается за счет $HCO_3^-$ и $Na^+$, в сумме ионов которые составляют от 70 до 100%. Однако с глубиной достаточно быстро начинают увеличиваться концентрации хлор-иона, и в интервале 0,7–1 км при минерализации 0,8–1,5 г/л состав воды становится $HCO_3$-Cl и Cl–$HCO_3$–Na. Иногда в повышенных содержаниях встречается $Ca^{2+}$ (до 30‰ от суммы катионов), а концентрации $SiO_2$ меняются в широком пределе от 4 до 45 мг/л. $SO_4^{2-}$, $Mg^{2+}$ и $K^+$ обычно не превышают и 3% от суммы всех ионов.

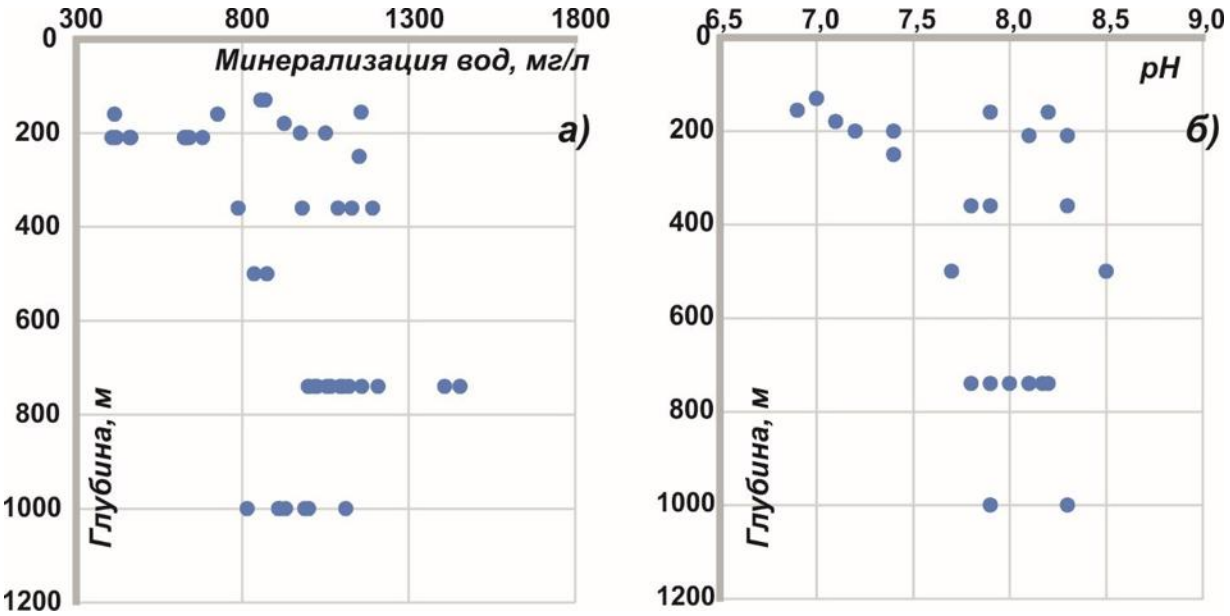



**Рис. 3.9.** Изменение солености (*а*) и pH (*б*) содовых вод Среднеобского бассейна с глубиной

Газовый состав содовых вод бассейна меняется с глубиной от $N_2$-$O_2$ до $CH_4$-$N_2$.

Микрокомпонентный состав вод представлен в табл. 3.6. В повышенных концентрациях, кроме типичных для региона Fe (до 10,3 мг/л) и Mn (до 0,12), здесь отмечаются Br (до 8,3), Sr (до 1), I (до 0,23), F (до 3,9), Li (до 0,15). Пониженными значениями характеризуются Zn, Ti, Ni, Cr, Mo, Pb, Y, V, Cu, Ge, Ga, Zr, Cs, Sb. Такие компоненты как Nb, Cd, Sn, Ce, Pr, Sm, Nd, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, W, Tl, Bi ниже пределов обнаружения (Иванова, Лепокурова, 2015).

**Таблица 3.6.** Микрокомпонентный состав содовых вод Среднеобского бассейна

| №скв | Br | Sr | F | I | Mn | Al | Li | Zn | Cd | Pb | Cu | As | Hg |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | мг/л | | | | | | | | | | | | |
| *co2* | 1,0 | 0,1 | 1,8 | 0,13 | – | 0,02 | 0,15 | 0,020 | 0,0002 | 0,0030 | 0,002 | 0,006 | – |
| | 1,8 | 0,3 | 0,7 | 0,04 | – | 0,22 | 0,01 | 0,030 | 0,0002 | 0,0030 | 0,002 | 0,010 | – |
| | 1,8 | 0,4 | 0,9 | 0,04 | - | 0,04 | 0,12 | 0,020 | 0,0001 | 0,0020 | 0,002 | 0,004 | – |
| *co3* | – | – | 1,0 | – | 0,12 | 0,14 | – | 0,005 | 0,0001 | 0,0004 | 0,001 | 0,032 | – |
| *co4* | – | – | 0,3 | 0,08 | 0,01 | – | – | 0,004 | <0,0002 | 0,0003 | 0,003 | – | – |
| *co6* | – | – | – | – | 0,07 | – | 0,02 | 0,020 | <0,0002 | 0,0011 | 0,061 | – | – |
| *co7* | – | 0,6 | 0,2 | – | – | 0,02 | 0,02 | 0,012 | <0,0002 | 0,0004 | 0,002 | – | <0,02 |
| *co8* | – | 0,7 | – | – | – | 0,07 | 0,01 | 0,007 | <0,0002 | 0,0007 | 0,003 | – | 0,07 |
| *co9* | – | <0,1 | 0,1 | – | – | – | 0,01 | – | – | – | – | – | – |
| *co10* | – | 0,2 | 2,2 | – | 0,01 | 0,05 | 0,01 | 0,017 | 0,0350 | 0,0004 | 0,001 | 0,900 | 0,65 |
| *co11* | 2,5 | 0,2 | 1,1 | 0,17 | – | 0,04 | 0,02 | 0,012 | 0,0001 | 0,0005 | 0,001 | 0,004 | – |
| | 8,2 | 0,6 | 1,4 | 0,13 | – | 0,03 | 0,02 | 0,005 | 0,0000 | 0,0006 | 0,001 | 0,003 | – |
| *co12* | 0,1 | 0,2 | 1,6 | – | 0,08 | 0,03 | – | 0,020 | – | 0,0090 | 0,010 | нпо | – |
| | 2,0 | 0,2 | 1,7 | – | нпо | – | 0,01 | 0,020 | – | 0,0000 | 0,009 | нпо | – |
| | 3,1 | 0,2 | 1,6 | 0,23 | 0,01 | 0,17 | 0,01 | 0,020 | – | 0,0000 | 0,010 | нпо | – |
| | 13 | 0,2 | 1,8 | 0,20 | | 0,01 | 0,02 | 0,110 | – | 0,0003 | 0,001 | – | – |
| | 8,2 | 1,0 | 1,6 | 0,17 | 0,01 | 0,07 | 0,02 | 0,015 | 0,0001 | 0,0006 | 0,002 | нпо | – |
| | 8,3 | 0,8 | 2,3 | 0,19 | 0,08 | 0,02 | 0,02 | 0,093 | 0,0002 | 0,0013 | 0,002 | нпо | – |
| *co13* | – | 0,3 | 1,5 | – | – | 0,03 | 0,01 | 0,014 | <0,0002 | 0,0003 | 0,002 | – | 0,94 |
| | 2,1 | <0,1 | 1,6 | – | – | – | 0,01 | 0,027 | <0,0002 | 0,0004 | 0,006 | – | 0,07 |
| | 7,0 | 0,5 | 1,1 | – | 0,07 | – | 0,01 | 0,010 | 0,0001 | 0,0020 | 0,001 | 0,020 | – |
| | 1,5 | 0,3 | 1,2 | 0,11 | 0,03 | 0,94 | 0,01 | 0,007 | 0,0008 | 0,0023 | 0,001 | 0,050 | – |
| | 2,8 | – | 3,9 | 0,10 | – | – | – | 0,074 | 0,0010 | 0,0010 | 0,001 | – | – |
| | 2,8 | 0,3 | 0,7 | 0,22 | – | нпо | 0,02 | 0,006 | 0,0001 | 0,0004 | 0,001 | – | – |
| | 8,3 | 1,0 | – | 0,11 | – | 0,01 | 0,02 | 0,012 | 0,0001 | 0,0004 | 0,001 | – | – |
| | 8,3 | 0,7 | 1,5 | 0,11 | – | 0,07 | 0,02 | 0,005 | 0,0001 | 0,0004 | 0,001 | – | – |
| * | 0,1 | 0,2 | 0,5 | 0,01 | 0,05 | 0,23 | 0,01 | 0,041 | 0,0024 | 0,0030 | 0,006 | 0,002 | 0,04 |

*Примечание*. * – среднее для вод зоны гипергенеза по С.Л. Шварцеву; нпо – ниже пределов обнаружения; прочерк – не определялось.

Подземные воды обогащены органическим веществом $C_{орг}$ от 1,7 до 47 мг/л (табл. 3.7 и 3.8). В том числе многие минеральные содовые воды бассейна отнесены к группе

вод, обогащенных органическим веществом ($C_{орг} \geq 5$ мг/л). Например, в Колпашевских минеральных водах величина $C_{орг}$ достигает 25 мг/л. Преобладают, как и везде по региону, фульвокислоты (табл. 3.8), содержание которых варьирует от 5 до 45 мг/л. Концентрации гуминовых кислот на порядок меньше. Нефтепродукты присутствуют в высоких содержаниях. Из азотных соединений в повышенных содержаниях встречается $NH_4^+$ до 10 мг/л (табл. 3.7) (Лепокурова и др., 2016).

**Таблица 3.7.** Содержание в содовых водах некоторых органических веществ и соединений N и P, мг/л

| № | $C_{орг}$ | ПО | $NH_4^+$ | $NO_2^-$ | $NO_3^-$ | $PO_4^{3-}$ | № | $C_{орг}$ | ПО | $NH_4^+$ | $NO_2^-$ | $NO_3^-$ | $PO_4^{3-}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | – | 2,2 | 0,5 | нпо | 0,00 | – | | | 1,4 | 0,5 | нпо | 0,02 | – |
| | – | 3,3 | 0,6 | нпо | 0,04 | 0,04 | | 11,5 | 1,6 | 0,7 | нпо | 0,01 | 0,15 |
| | – | 2,5 | 0,2 | нпо | нпо | – | *co12* | 12,0 | 2,8 | 0,7 | нпо | нпо | – |
| *co2* | 12,0 | 3,0 | 0,7 | нпо | 0,03 | 0,10 | | 11,5 | – | 0,2 | 0,018 | нпо | – |
| | 13,7 | – | 0,4 | 0,036 | нпо | – | | 8,9 | 0,6 | 0,7 | 0,003 | 0,36 | – |
| | 10,3 | 0,8 | 0,5 | 0,010 | 0,35 | – | | 11,3 | 0,6 | 0,6 | 0,014 | 0,13 | |
| | 7,2 | 2,9 | 1,1 | 0,007 | 0,26 | – | | 1,9 | 1,0 | 0,8 | 0,002 | 0,20 | 0,14 |
| *co3* | – | 1,0 | 1,4 | 0,025 | 5,68 | 0,61 | | 3,4 | – | 1,0 | 0,002 | 1,80 | 0,15 |
| *co4* | 7,5 | – | 0,8 | 0,020 | 0,10 | 0,45 | | 24,0 | – | 1,0 | нпо | нпо | – |
| *co6* | – | 5,3 | 3,0 | 0,005 | 3,26 | 0,12 | | – | 3,2 | 1,3 | нпо | 3,10 | – |
| *co7* | 4,1 | 2,5 | 0,8 | 0,015 | <0,1 | 0,13 | | 47,0 | – | 1,8 | 0,007 | 0,10 | – |
| *co8* | – | 5,0 | 3,4 | 0,017 | 4,00 | 0,14 | | 6,1 | 4,2 | – | – | – | – |
| *co9* | 9,6 | – | 1,4 | <0,02 | <0,1 | 1,10 | *co13* | – | 2,8 | 1,9 | 0,020 | 4,32 | 0,17 |
| *co10* | – | 1,0 | 0,7 | 0,005 | 4,31 | 0,22 | | – | 1,3 | 0,3 | 0,007 | 0,10 | – |
| | 1,7 | 0,2 | 0,2 | 0,012 | 0,16 | 0,06 | | – | 1,6 | 0,8 | 0,007 | 0,10 | – |
| *co11* | 37,7 | 2,4 | 0,8 | 0,000 | 0,03 | 0,23 | | – | 2,0 | 2,1 | 0,007 | 0,01 | – |
| | 17,5 | – | 0,6 | 0,018 | нпо | – | | 6,9 | | 0,5 | 0,030 | нпо | – |
| | 13,4 | 0,7 | 1,0 | 0,003 | 0,20 | – | | 6,7 | 0,8 | 1,0 | 0,002 | 0,10 | – |
| | 6,2 | 0,7 | 1,1 | 0,003 | 0,10 | – | | 8,6 | 0,6 | 1,6 | 0,002 | 0,10 | – |

*Примечание*. Нпо – ниже пределов обнаружения; прочерк – не определялось.

**Таблица 3.8.** Содержание в содовых водах некоторых органических показателей, мг/л

| № скв | ХПК | $БПК_5$ | ФК | ГК | НП | Фенол |
|---|---|---|---|---|---|---|
| *co3* | нпо | нпо | 6,0 | нпо | 0,045 | <0,002 |
| *co4* | 18,9 | 3,2 | 6,2 | 0,2 | – | – |
| *co6* | – | – | 25,3 | 1,3 | 0,003 | – |
| *co7* | <4 | – | 13,3 | 1,0 | 0,032 | <0,002 |
| *co8* | – | – | 17,7 | 0,5 | 0,003 | – |
| *co9* | – | – | 10,6 | 1,4 | – | – |
| *co10* | <4 | – | 5,0 | 0,7 | 0,024 | <0,002 |
| *co13* | 7,1 | 2,0 | 45,0 | 1,5 | 0,674 | <0,002 |

*Примечание.* ПОК – перманганатная окисляемость; $БПК_5$ – биологическое поглощение кислорода; ХПК – химическое поглощение кислорода; ФК – фульвокислоты; ГК – гуминовые кислоты; НП – нефтепродукты.

## 3.2. Содовые воды северной части АССО

### *3.2.1. Геохимические особенности содовых вод Кузнецкого бассейна*

Всего в Кузнецком бассейне изучено 247 проб содовых вод из 117 скважин на глубинах от 30 до 1500 м (одна проба содовых вод на глубине ~2320 м). Исследования показали, распространенные в бассейне содовые воды достаточно разнообразны по химическому (Приложение 1) и газовому составу. Их соленость колеблется в еще более широких пределах, чем рассмотренные выше содовые воды ЗСАБ, от 0,4 до 25,1 г/л, pH от 6,3 до 10,4 (рис. 3.10), газовый состав азотный, метановый и углекислый.

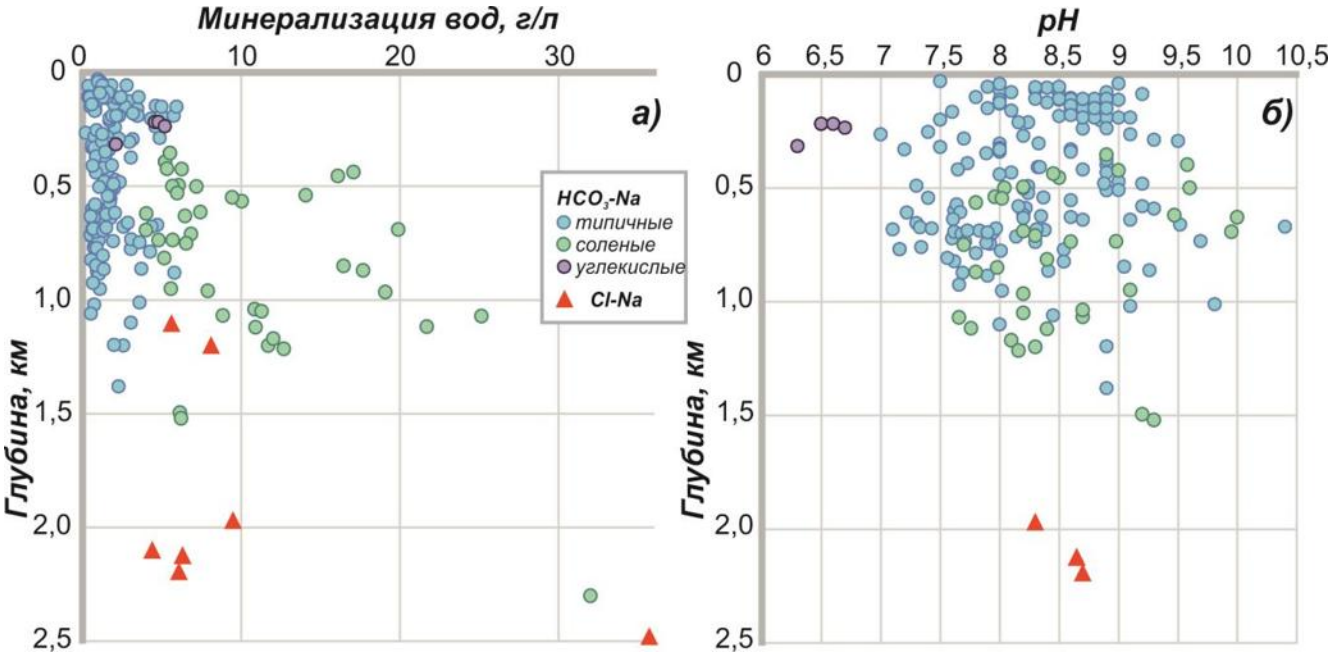



**Рис. 3.10.** Изменение солености (*а*) и pH (*б*) содовых вод Кузнецкого бассейна с глубиной

Повсеместно в зоне замедленного водообмена Кузбасса распространены содовые воды, которые мы относим к ***типичным***. Минерализация их колеблется от 0,4 до 6,0 г/л (преимущественно от 0,6 до 2 г/л), pH от 7,0 до 10,4 (преимущественно от 7,7 до 8,5). С глубиной оба показателя увеличиваются (рис. 3.10). Соленость повышается за счет $HCO_3^-$ и $Na^+$, в сумме ионов которые составляют от 70 до 100%. В пресных разновидностях в повышенных концентрациях содержится $Ca^{2+}$ от 12 до 49% от суммы катионов, в солоноватых – резко уменьшается от 0,1 до 12‰. Иногда в повышенных концентрациях встречается $SO_4^{2-}$ до 1,2 г/л (33% от суммы анионов), точечно в скважинах *к*57 (1490-1520 м), *к*109, *к*115 (40–140 м) даже появились сульфатные натриевые воды (рис. 3.11*а*), гидрокарбонатно-сульфатные натриевые воды обнаружены в нескольких скважинах на

глубинах от 100 до 700 м (рис. 2.15). Источником сульфатов, скорее всего, служат сульфиды – пирит, встречающийся в составе вмещающих отложений, окисление которого и приводит к локальному появлению в водах этого иона (Домрочева и др., 2014). Ниже 500 м в водах иногда встречается $Cl^-$ до 1,7 г/л (до 20% от суммы анионов) (рис. 3.11*б*).

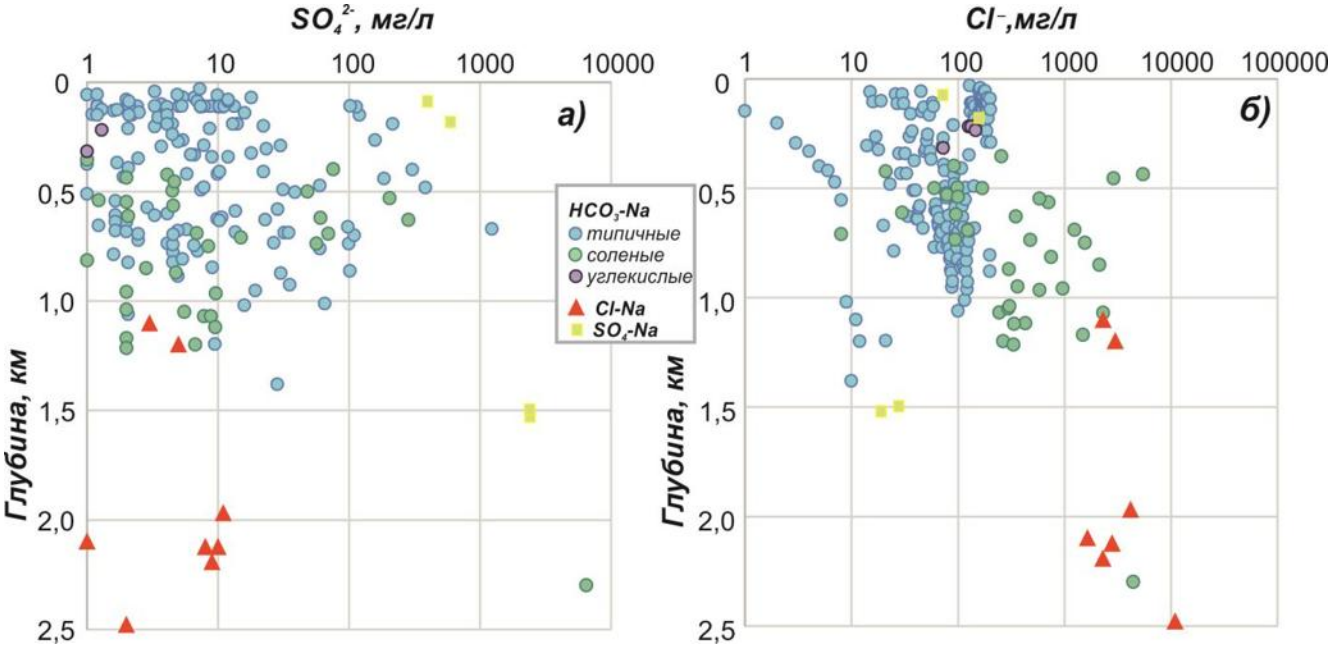



**Рис. 3.11.** Изменение концентраций сульфат-иона (*а*) и хлор-иона (*б*) (шкалы логарифмические) в содовых водах Кузнецкого бассейна с глубиной

Из микрокомпонентов для вод угленосных пермских отложений зоны замедленного водообмена, как отмечали исследования (Рогов, Попов, 1985), характерны такие, как Co, Be, Mo, Zn, I, Br, Pb, Ag, As, Cr, V. Наши исследования двадцати одной пробы содовых вод Нарыкско-Осташкинской площади Кузбасса показали (табл. 3.9), что в водах концентрируются такие элементы, как Br, Sr, B, Ba, I, Li, Pb, V, Li, Ag, Cd, Sc, Ga, Cs, Cr. Ниже пределов обнаружения находятся Be, Y, Ce, Co, Ni, As, Zr, Nb, Sn, Sb, Bi, Pr, Nd, Sm, Eu, In, Te, Yb, Th, Tl, Ti.

Газовый состав азотно-метановый, метаново-азотный и метановый (табл. 3.10). Метан увеличивается с глубиной (рис. 3.12) и на глубине более 200 м уже превалирует над другими газами. Азот, наоборот, уменьшается и на глубине более 400 м его концентрации меньше 20%. Углекислый газ обычно не превышает 5–10%. Тяжелые углеводороды представлены соединениями метанового ряда и достигают по немногочисленным данным 2%, по другим данным (Газоносность…, 1979) – до 8,7%.

**Таблица 3.9.** Микрокомпонентный состав содовых подземных вод Кузбасса (Нарыкско-Осташкинская площадь)

| Компонент | Ед. изм | Содержание в 21 пробе | | | Среднее для вод пород кольчугинской серии Кузбасса (Плевако, 1972) | Среднее для зоны гипергенеза (Шварцев, 1998) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | мин | макс | сред | | |
| Мин | мг/л | 436 | 1474 | 796 | 3100 | 469 |
| Br | | 0,01 | 0,32 | 0,24 | – | 0,09 |
| Sr | | 0,05 | 2,50 | 1,31 | 0,1–1,0 | 0,18 |
| B | | 0,03 | 0,71 | 0,49 | – | – |
| Ba | | 0,001 | 0,70 | 0,35 | 0,22–0,74 | 0,02 |
| F | | 0,24 | 0,90 | 0,49 | – | 0,48 |
| Al | | нпо | 2,4 | 0,2 | – | 0,2 |
| Li | | 0,003 | 0,15 | 0,10 | – | 0,2 |
| I | | нпо | 0,069 | 0,048 | – | 0,008 |
| Mn | | 0,008 | 0,400 | 0,066 | 0,019–0,039 | 0,050 |
| Pb | | 0,001 | 3,40 | 0,36 | 0,05–0,22 | 0,003 |
| Ag | мкг/л | 1,5 | 62,0 | 22,5 | 10–25 | 0,3 |
| V | | 0,3 | 27,1 | 14,2 | – | 1,3 |
| Sc | | 0,4 | 2,9 | 1,5 | – | 0,07 |
| La | | нпо | 60,0 | 10,5 | – | – |
| Ga | | 0,3 | 46,0 | 18,5 | – | 0,4 |
| Ge | | нпо | 2,6 | 1,11 | – | – |
| Cs | | 0,2 | 40,0 | 6,1 | – | 0,3 |
| Cd | | нпо | 57,0 | 6,2 | – | 0,2 |
| Cr | | 0,4 | 19,0 | 7,0 | 0,04–0,33 | 3,0 |
| Co | | нпо | 13,0 | 0,7 | нпо | 0,4 |
| Zn | | 11,0 | 44,0 | 12,5 | 4–15 | 41,0 |
| Cu | | 0,8 | 14,0 | 4,0 | 0,7–1,4 | 6,0 |
| Rb | | 0,8 | 3,9 | 2,3 | – | 1,9 |
| Mo | | нпо | 8,3 | 2,1 | – | 1,7 |
| U | | 0,03 | 5,2 | 1,4 | – | 1,3 |
| Y | | 0,1 | 4,2 | 2,0 | 0,04–0,32 | – |
| Ni | | нпо | 59,0 | 0,5 | 0,1–0,8 | 3,6 |
| Zr | | нпо | 39,0 | 1,4 | – | 1,2 |
| Sn | | нпо | 46,0 | 0,7 | – | 0,4 |
| Hg | | нпо | 2,2 | 0,1 | – | 0,04 |
| Cs | | нпо | 40,0 | 0,5 | – | 0,3 |
| Bi | | нпо | 11,0 | 0,1 | – | – |
| Cu | | нпо | 45,0 | 0,2 | 0,7 | 5,6 |
| Se | | нпо | 75,0 | 6,4 | – | 0,7 |
| Nb | | нпо | 1,5 | 0,2 | – | 0,4 |
| Sb | | нпо | 5,9 | 0,6 | нпо | 0,7 |
| Te | | нпо | 12,0 | 2,4 | – | – |

Примечание. Прочерк – нет данных, нпо – ниже пределов обнаружения.

**Таблица 3.10.** Газовый состав некоторых содовых подземных вод Кузбасса

| № скв | Глубина, м | $O_2$ | $N_2$ | $CO_2$ | $CH_4$ | $C_2H_6$ | $C_3H_8$ | и-$C_4H_{10}$ | н-$C_4H_{10}$ | Состав |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | % | | | | | | | | |
| *к2* | 695 | 0 | 0 | 2,7 | 94,9 | 2,11 | 0,03 | 0,02 | – | $CH_4$ |
| *к3* | 110 | 16,6 | 83,4 | 0 | 0,1 | 0 | 0 | 0 | 0 | $N_2$ |
| *к5* | 110 | 17,4 | 82,6 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| *к12* | 150 | 21,6 | 78,3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| *к37* | 470 | 1,3 | 5,0 | 0,4 | 90,6 | – | – | – | – | $CH_4$ |
| | 590 | 0,8 | 5,0 | 0,2 | 92,0 | – | – | – | – | |
| | 953 | 2,3 | 15,0 | 1,9 | 80,8 | – | – | – | – | |
| *к42* | 70 | 7,6 | 22,0 | 1,3 | 66,8 | 1,58 | 0,59 | 0,05 | 0,08 | |
| | 112 | 2,2 | 21,3 | 2,1 | 73,3 | 0,81 | 0,21 | 0,04 | 0,02 | |
| | 341 | 0,5 | 9,6 | 2,2 | 86,8 | 0,72 | 0,15 | 0,03 | 0,01 | |
| | 432 | 10,7 | 41,0 | 2,2 | 46,2 | – | – | – | – | $CH_4$-$N_2$ |
| *к44* | 69 | 15,2 | 49,7 | 4,1 | 31,0 | – | – | – | – | $N_2$-$CH_4$ |
| *к45* | 160 | 15,9 | 20,4 | 1,7 | 62,1 | – | – | – | – | $CH_4$-$N_2$ |
| | 240 | 6,8 | 32,1 | 1,0 | 60,1 | 0 | следы | – | – | |
| | 374 | 0 | 53,8 | 1,4 | 44,2 | 0 | 0 | – | – | $N_2$-$CH_4$ |
| | 509 | 0 | 0 | 0 | 99,2 | 0,76 | 0 | – | – | $CH_4$ |
| | 640 | 0 | 0 | 0 | 99,7 | 0,34 | 0 | – | – | |
| *к57* | 1100 | 5,0 | 17,6 | 0,5 | 77,0 | – | – | – | – | $CH_4$-$N_2$ |
| | 1200 | 4,0 | 17,4 | 0,8 | 77,8 | – | – | – | – | |
| *к62* | 45 | 3,4 | 12,2 | 1,0 | 82,1 | 1,3 | – | – | – | $CH_4$ |
| | 125 | 4,9 | 32,5 | 1,8 | 60,1 | 0,7 | 0,04 | – | – | $CH_4$-$N_2$ |
| | 184 | 11,9 | 38,9 | 2,0 | 46,5 | 0,7 | – | – | – | |
| | 240 | 3,0 | 10,8 | 2,8 | 80,1 | 3,3 | – | – | – | $CH_4$ |
| | 240 | 4,2 | 15,7 | 1,0 | 77,9 | 1,1 | – | – | – | |
| | 285 | 3,4 | 12,3 | 1,0 | 82,0 | 1,3 | – | – | – | |
| | 285 | 4,0 | 14,2 | 1,2 | 79,3 | 1,3 | – | – | – | |

*Примечание*. Прочерк – нет данных.

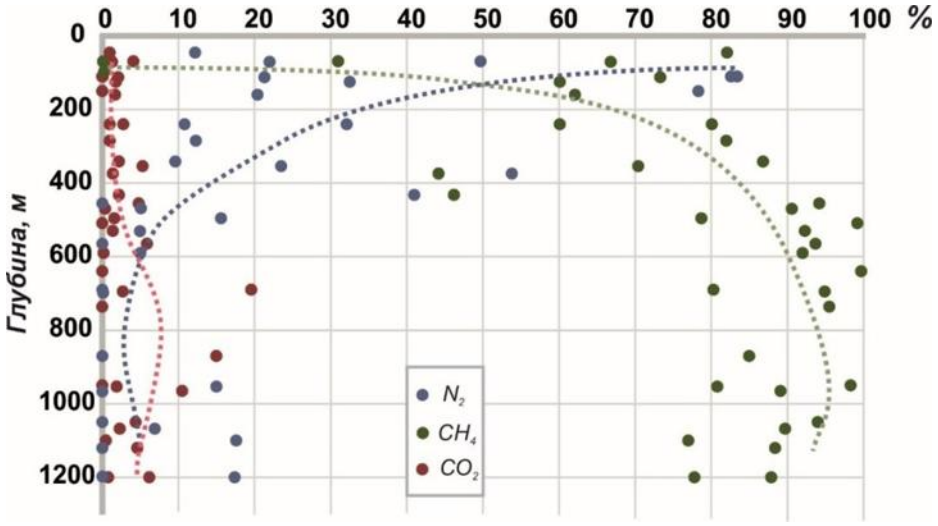



**Рис. 3.12.** Изменение состава водорастворенного газа в типичных содовых водах Кузбасса с глубиной

Типичные содовые воды Кузбасса обогащены органическим веществом (табл. 3.11 и 3.12). В породах содержание Сорг также высокое от 0,3 до 16,3%. Каменные угли и рассеянное органическое вещество (РОВ) пород находятся на всех этапах катагенеза. При этом было выявлено (Посохов, 1969, Рогов, Попов, 1985), что содержание водорастворенной органики в верхней зоне уменьшается с повышением стадии метаморфизма углей и РОВ пород. Высокомолекулярные органические вещества (нафтеновые кислоты, гидрофобные и гидрофильные масла) в подземных водах верхней зоны не обнаружены. Концентрации фульвокислот в десятки раз выше, чем гуминовых.

**Таблица 3.11.** Содержание органических веществ в подземных водах замедленного водообмена юга Кузбасса (Осиновское месторождение) по (Рогов, Попов, 1985), мг/л

| Мин, г/л | Жирные кислоты | | Кислоты | | Окисляемость | | Фенолы летучие с водяным паром |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | «прямой метод» | летучие с водяным паром | гумино-вые | фульво-кислоты | иодат-ная | перманга-натная | |
| 2,3–3,7<br>3,0 | 9,8–16,8<br>13,1 | 5,2–33,5<br>15,4 | 2–9,8<br>5,1 | 4,8–19,4<br>9,6 | 3,3–16<br>8,6 | 12–33,3<br>19,3 | 0,4–2,7<br>1,3 |

*Примечание*. В числителе – минимальные и максимальные значения, в знаменателе – средние по данным 4х проб; мин – минерализация вод.

**Таблица 3.12.** Содержание фульво- и гуминовых веществ в содовых водах Нарыкско-Осташкинской площади, мг/л

| №скв | *к1* | *к2* | *к3* | | | *к4* | *к5* | | | *к6* | *к12* | *Среднее* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Мин | 977 | 1311 | 436 | 518 | 498 | 536 | 469 | 739 | 475 | 456 | 519 | *596* |
| ФК | 14,6 | 7,3 | 7,3 | 6,8 | 3,6 | 11,2 | 7,8 | 14,8 | 2,9 | 6,7 | 3,1 | *7,0* |
| ГК | 1,2 | 0,4 | 0,9 | 0,6 | 0,3 | 0,6 | 2,0 | 1,9 | 0,1 | 0,6 | 0,3 | *0,8* |

***Высокоминерализованные содовые воды.*** Наряду с описанными типичными содовыми водами в Кузбассе развиты исключительно интересные соленые содовые воды. Они установлены на территории Нарыкско-Осташкинской и Талдинской площадей, перспективных на угольный метан. Здесь, в связи с начатым бурением в отложениях кольчугинской свиты на глубине 0,4–1,2 км нами впервые обнаружены содовые воды необычно высокой минерализации (4–25 г/л), в то время как для типичных содовых вод этот показатель ниже (0,6–5 г/л). Залегают они в тех же отложениях, что и вышеописанные типичные воды, но развиты на больших глубинах (в нижней части зоны замедленного водообмена), т.е. развиты на менее проницаемых участках и непосредственно в пределах развитых угольных отложений. Скорее всего,

такие воды распространены и на других участках Кузбасса, но пока не вскрыты. Верхняя граница их распространения находится, начиная с глубин 400 м. На Нарыкско-Осташкинской площади такие воды встречены в интервалах глубин 400–1200 м (рис. 3.13), на Талдинской площади – 500–1100 м и точечно на юго-востоке региона в интервале 400–600 м. Нижнюю границу их распространения пока определить трудно. В глубокой (2987 м) Абашевской скважине 5-р (*к*112) в интервале глубин 2270–2320 были обнаружены гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные натриевые воды с минерализацией 32 г/л, а в Абашевской скважине 3-р (*к*111, глубина 2502 м) в интервале глубин 1935–2502 м распространены уже хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией от 4,5 до 35,7 г/л. Однако это точечные данные, полученные в 1957–1962 гг (Гидрогеология СССР, т.17, 1972).

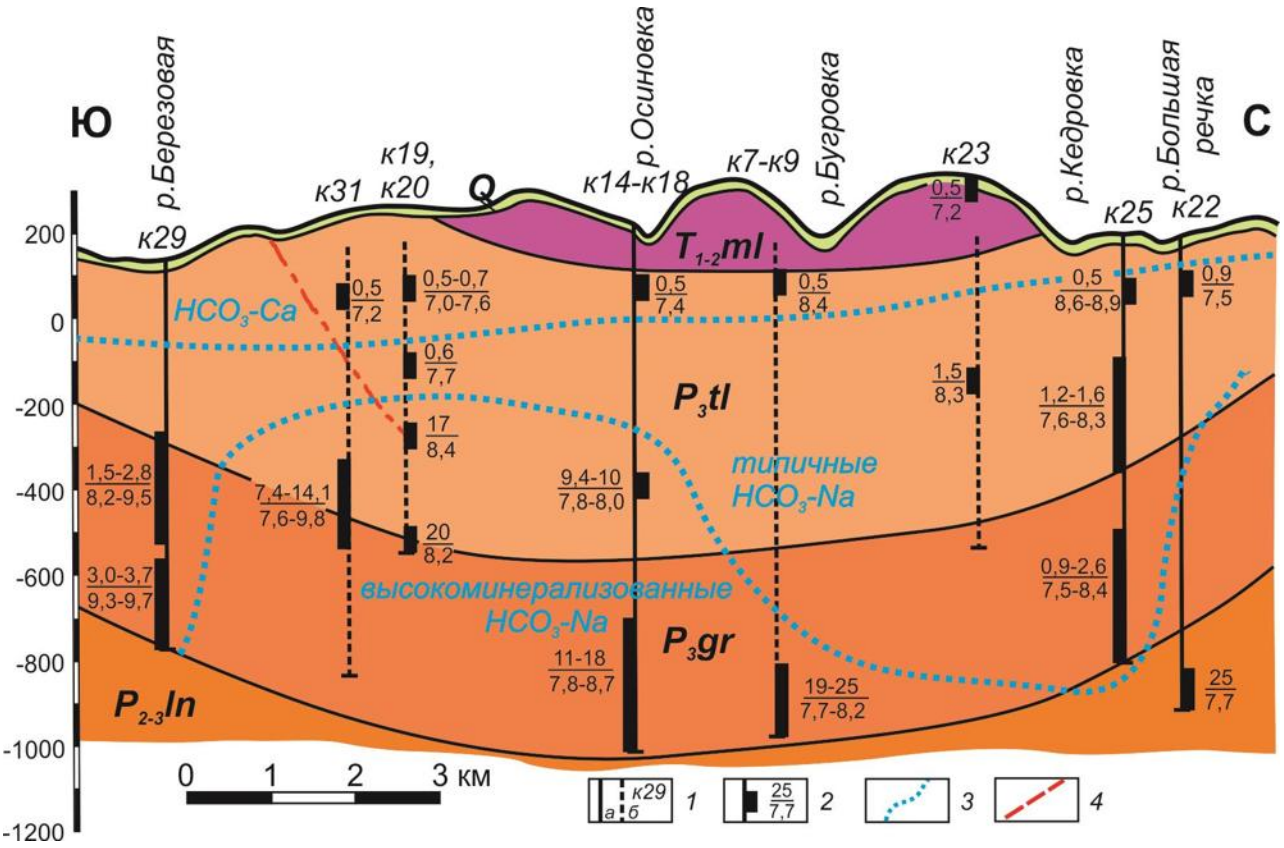



**Рис. 3.13.** Схематичный гидрогеохимический разрез Нарыкско-Осташкинской площади на основе собственных данных и геологических данных ОАО «Газпром» с выделением типичных и высокоминерализованных содовых вод:

*1* – скважина (*а*) и скважина, спроектированная на линию разреза (*б*), ее номер; *2* – интервал опробования вод: вверху – минерализация (г/л), внизу – величина pH; *3* – граница распространения разных химических типов вод; *4* – разлом

Наиболее детально высокоминерализованные или соленые содовые воды исследованы на Нарыкско-Осташкинской площади. Кроме необычно высокой минерализации данный тип характеризуется необычным изотопным составом, речь о котором пойдет в следующей главе. Здесь лишь следует оговориться, что вне пределах данной площади такие воды выделены нами условно, только по данным солености. В пределах же площади граница (глубина) между типичными и солеными содовыми водами резко меняется на достаточно близких расстояниях (рис. 3.13). Возможные причины этого: 1) разная проницаемость пород (прослои алевролитов, аргиллитов или угля), 2) разрывные нарушения, которые приводят к смешению выше- и нижезалегающих вод (как раз рядом с разломом и происходит резкое повышение границы соленых вод, см. рис. 3.13), 3) разная обогащенность отложений углем. Попытки связать воды разного типа с литологией представлены на рис. 3.14. Хорошо видно, что данные воды циркулируют непосредственно в пределах угольных отложений. Однако этот вопрос подлежит дальнейшему детальному исследованию, поскольку фактических данных пока недостаточно.

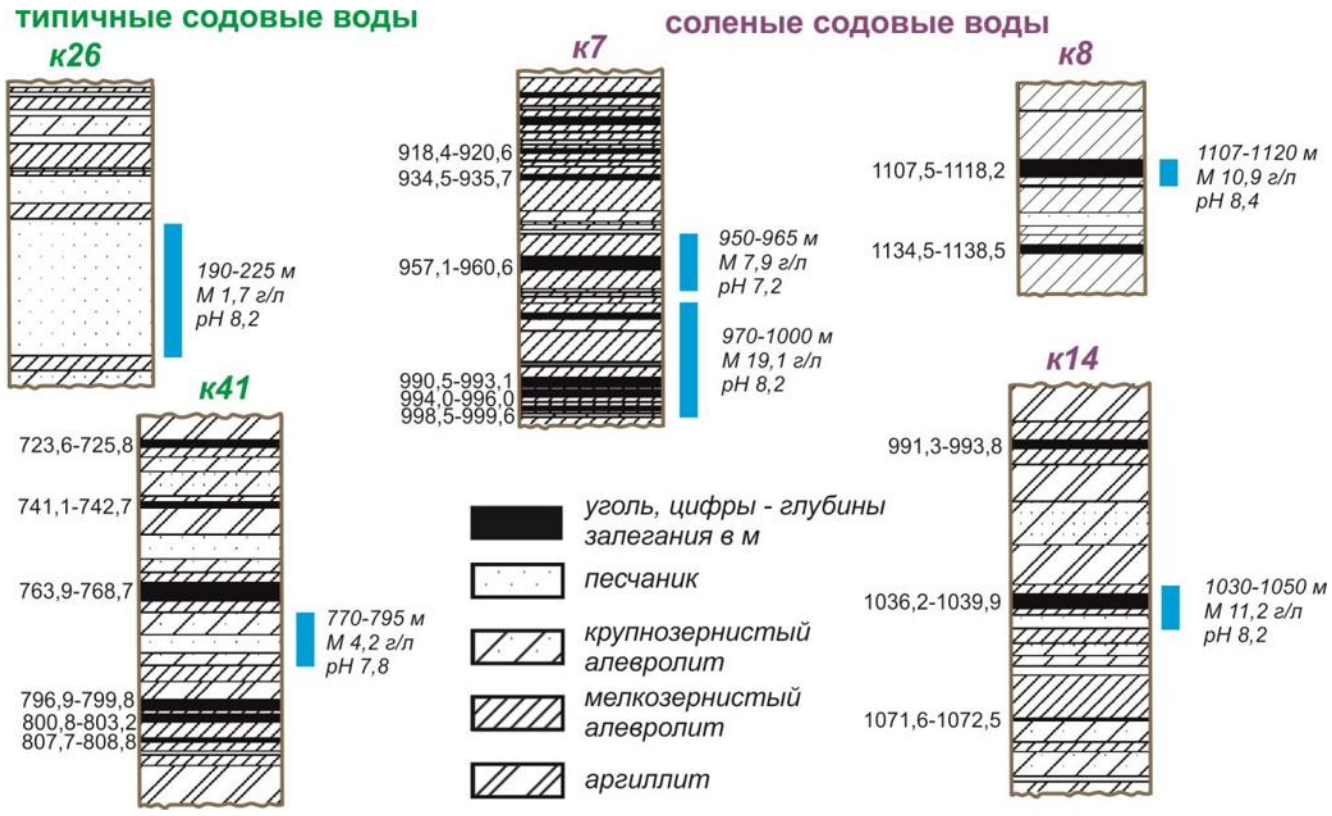



**Рис. 3.14.** Литологические колонки по некоторым скважинам (данные ОАО «Газпром промгаз») с нанесением на них интервалов опробования проб воды (голубым цветом). Цифры справа – глубина опробования в м, минерализация вод в г/л, значение pH.

Химический состав 38 проб соленых содовых вод представлен в Приложении 1, часть наиболее соленых представлена в табл. 3.13. При достаточно большой минерализации растворенные соли почти полностью представлены содой ($Na_2CO_3$), на долю которой приходится от 75 до 98% всего минерального остатка (до 22,7 г/л). Редко в повышенных содержаниях встречается хлор до 35% от суммы всех анионов (до 3 г/л), сульфат не превышает обычно и 1–2%. Суммарные концентрации $Ca^{2+}$, $Mg^{2+}$, $K^+$, $NH_4^+$ и $Fe_{общ}$ не выше 2% от всех катионов. Следовательно, изученные нами воды являются уникальными содовыми с необычно высокой соленостью, контролируемой содержанием соды.

**Таблица 3.13.** Химический состав некоторых соленых содовых вод, мг/л

| № скв. | *к7* | *к8* | *к11* | *к14* | *к15* | *к16* | *к17* | *к19* | *к20* | *к22* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Глубина, м | 965 | 1120 | 1005 | 1050 | 568 | 870 | 1200 | 455 | 690 | 1070 |
| pH | 8,2 | 8,4 | 7,8 | 8,2 | 7,8 | 7,8 | 8,3 | 8,5 | 8,2 | 7,7 |
| **Σ, г/л** | **19,1** | **10,9** | **21,7** | **11,3** | **10,0** | **17,7** | **11,7** | **16,1** | **19,9** | **25,1** |
| $Ca^{2+}$ | 12 | 18 | 16 | 8 | 12 | 21 | 17 | 61 | 33 | 4 |
| $Mg^{2+}$ | 8 | 9 | 28,6 | 10 | 5 | 12 | 10 | 28 | 12 | 48 |
| $Na^+$ | 5325 | 3032 | 5942 | 3120 | 2833 | 4839 | 3230 | 4912 | 5662 | 7230 |
| $K^+$ | 9,8 | 8,7 | 25,8 | 10,4 | 8,0 | 13,0 | 11,0 | 14,6 | 19,2 | 41 |
| Feобщ | 11,3 | 19,0 | 4,3 | 0,6 | 2,8 | 17,2 | 10,4 | 5,5 | 7,9 | 10,2 |
| $SiO_2$ | 23,6 | 37,6 | 44,6 | 29,0 | 12,7 | 22,1 | 28,3 | 12,9 | 21,7 | 38,9 |
| $HCO_3^-$ | 12516 | 7201 | 15250 | 7601 | 6290 | 12257 | 7818 | 7681 | 12455 | 15494 |
| $CO_3^{2-}$ | 348 | 199 | 42,6 | 135 | 43 | 119 | 237 | 358 | 313 | 1,5 |
| $Cl^-$ | 586 | 337 | 430 | 298 | 710 | 302 | 266 | 2893 | 1242 | 3009 |
| $SO_4^{2-}$ | 9,6 | 9,5 | 2,0 | 5,5 | 4,6 | 4,8 | 6,7 | 4,7 | 6,9 | 8,8 |
| ПО | 2,3 | 3,6 | 3,3 | 3,1 | 2,6 | 1,6 | 2,5 | 6,2 | 2,6 | 6,1 |
| ФК | 31,2 | 27,9 | 160,5 | 37,4 | 78,4 | 36,2 | 29,2 | 115,0 | 99,7 | 118,5 |
| $NH_4^+$ | 20,6 | 24,8 | 35,5 | 13,9 | 8,29 | 22,9 | 23,3 | 15,2 | 13,2 | 42,2 |
| $NO_2^-$ | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 |
| $NO_3^-$ | <1,0 | <0,2 | <0,2 | <0,1 | <5,0 | <1,5 | <1,0 | <5,0 | <1,5 | <2,0 |
| $PO_4^{3-}$ | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 |
| $P_{CO_2}$ | 4,3 | 3,9 | 4,8 | 4,4 | 4,2 | 4,7 | 4,0 | 3,8 | 4,3 | 4,9 |

*Примечание.* Σ – общая минерализация вод, ПО – перманганатная окисляемость, ФК - фульвокислоты.

Несмотря на то, что значение pH вод меняется в широком диапазоне от 7,2 до 10, доминируют в основном невысокие значения 7,5–8,5, что объясняется большим показателем парциального давления углекислого газа ($lgP_{CO_2}$ меняется от 1,5 до 5). При такой высокой солености данные воды не самые щелочные в регионе. Более того, с увеличением минерализации показатель pH уменьшается (рис. 3.15*а*) и самые соленые содовые воды имеют pH < 8,2. При этом $P_{CO_2}$ и концентрации гидрокарбонат-иона имеют

прямую зависимость (рис. 3.15*б*) и их значения с глубиной растут, в то время как pH снижается (рис. 3.10*б*).

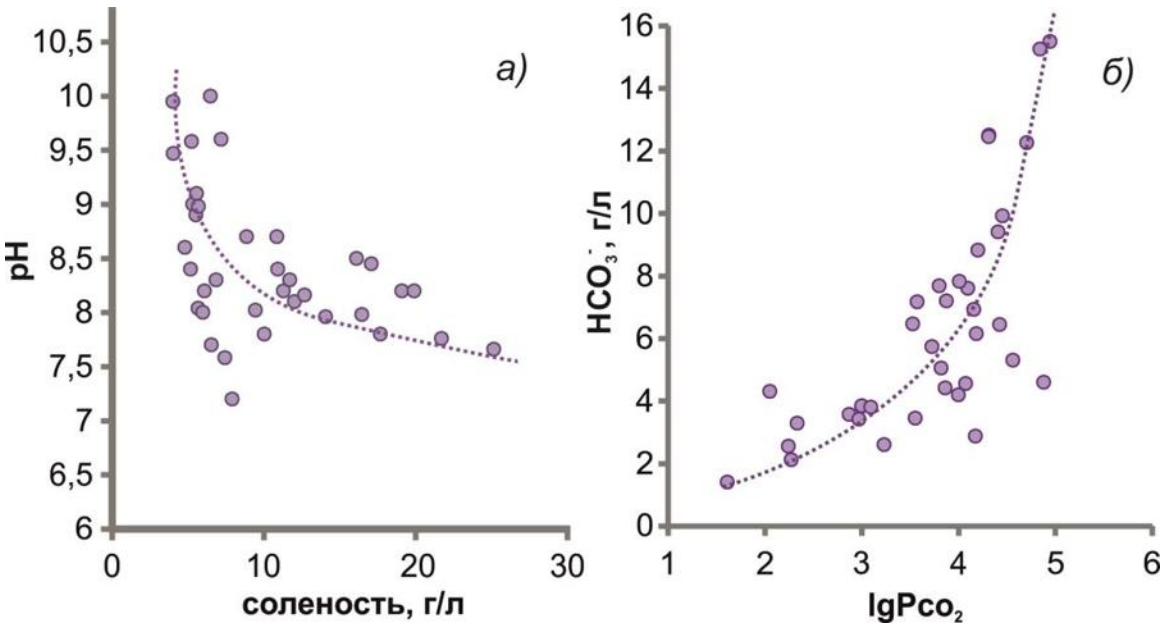



**Рис. 3.15.** Зависимость pH от солености (*а*) и концентраций $HCO_3^-$ от парциального давления $CO_2$ (*б*) высокоминерализованных содовых вод

Газовый состав данных вод преимущественно метановый (70–99%, табл. 3.14). Иногда в повышенных концентрациях встречается углекислота до 20% и тяжелые углеводороды до 7%.

**Таблица 3.14.** Газовый состав соленых содовых вод

| № скв | Глубина, м | $O_2$ | $N_2$ | $CO_2$ | $CH_4$ | $C_2H_6$ | $C_3H_8$ | и-$C_4H_{10}$ | н-$C_4H_{10}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | % | | | | | | | |
| *к7* | 965 | 0 | 0 | 10,5 | 89,1 | 0,37 | 0,07 | 0,01 | 0,01 |
| *к8* | 1120 | 0 | 0 | 4,6 | 88,4 | 5,94 | 0,99 | 0,04 | 0,04 |
| *к14* | 1050 | 0 | 0 | 4,4 | 94,0 | 1,46 | 0,1 | 0,01 | 0,01 |
| *к15* | 565 | 0 | 0 | 5,9 | 93,7 | 0,29 | 0,03 | 0,01 | 0 |
| *к16* | 870 | 0 | 0 | 15,0 | 85,0 | 0,01 | 0,02 | 0 | 0 |
| *к17* | 1200 | 0 | 0 | 6,2 | 87,9 | 5,42 | 0,4 | 0,04 | 0,02 |
| *к19* | 455 | 0 | 0 | 4,8 | 94,2 | 0,82 | 0,13 | 0,02 | 0,01 |
| *к20* | 690 | 0 | 0 | 19,6 | 80,3 | 0,06 | 0,05 | 0,02 | 0,02 |
| *к38* | 1068 | 1,1 | 6,9 | 2,3 | 89,7 | – | – | – | – |
| *к39* | 496 | 4,1 | 15,6 | 1,6 | 78,7 | – | – | – | – |
| *к39* | 530 | 0,6 | 4,9 | 1,4 | 92,3 | – | – | – | – |
| *к44* | 354 | 15,2 | 23,5 | 5,3 | 70,4 | 0 | 0 | – | – |
| *к44* | 736 | 0 | 0 | 0 | 95,5 | 4,48 | 0 | – | – |
| *к44* | 950 | 0 | 0 | 0 | 98,3 | 1,75 | 0 | – | – |

*Примечание*. Прочерк – нет данных.

Для данных вод выявлен широкий спектр микрокомпонентов и в высоких концентрациях по сравнению с типичными содовыми водами (табл. 3.15).

**Таблица 3.15.** Микрокомпонентный состав некоторых соленых содовых подземных вод

| Компонент | Ед. изм | Содержание в 8 пробах | | | Среднее для типичных содовых вод | Среднее для зоны гипергенеза (Шварцев, 1998) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | мин | макс | сред | | |
| Мин | г/л | 10,0 | 19,6 | 14,7 | 1,2 | 0,5 |
| Ba | мг/л | 4,9 | 17,0 | 12,0 | 0,35 | 0,02 |
| B | | 2,3 | 16,0 | 8,8 | 0,49 | – |
| Br | | 1,0 | 8,7 | 2,9 | 0,24 | 0,09 |
| Sr | | 1,0 | 6,2 | 2,7 | 1,3 | 0,18 |
| Li | | 1,0 | 7,0 | 3,1 | 0,1 | 0,013 |
| Pb | | нпо | 1,9 | 0,33 | 0,02 | 0,003 |
| F | | 1,0 | 1,5 | 1,2 | | 0,48 |
| Ga | | 0,25 | 1,0 | 0,7 | 0,02 | 0,0004 |
| Zr | | 0,024 | 0,880 | 0,337 | 0,014 | 0,001 |
| I | | 0,098 | 0,460 | 0,228 | 0,063 | 0,008 |
| Rb | | 0,011 | 0,310 | 0,060 | 0,002 | 0,002 |
| Zn | | 0,003 | 0,210 | 0,039 | 0,012 | 0,041 |
| Mn | | 3,0 | 150,0 | 35,0 | 10,0 | 50,0 |
| Al | | нпо | 1,0 | 0,2 | 0,0002 | 0,2 |
| Ge | мкг/л | 1,1 | 70,0 | 27,6 | 1,1 | – |
| Mo | | 0,5 | 28,0 | 12,3 | 4,1 | 1,75 |
| La | | нпо | 30,0 | 5,0 | 0,6 | 0,67 |
| Se | | нпо | 36,0 | 17,0 | 6,4 | 0,7 |
| As | | нпо | 17,0 | 7,7 | 0,8 | 1,5 |
| Cr | | 1,0 | 23 | 10 | 1,2 | 3,0 |
| V | | 1,6 | 7,8 | 4,7 | 14,2 | 1,3 |
| Hg | | 0,7 | 6,2 | 2,3 | 0,5 | 0,04 |
| Co | | 0,4 | 5,5 | 2,1 | 0,7 | 0,4 |
| Cd | | нпо | 4,6 | 2,3 | 1,5 | 0,2 |
| Sc | | 0,3 | 4,1 | 2,3 | 1,5 | 0,07 |
| Cs | | 0,3 | 4,1 | 2,4 | 0,5 | 0,3 |
| U | | 0,03 | 1,9 | 1,1 | 0,03 | 1,3 |
| Eu | | нпо | 1,4 | 1,0 | нпо | – |

*Примечание*. Прочерк – нет данных, нпо – ниже пределов обнаружения.

Только для них выявлены такие элементы, как Se, Co, As, Zr, Hg, Cs, Mo. В высоких содержаниях находятся: Ba (до 17 мг/л), B (до 16 мг/л), Br (до 8,7 мг/л), Sr (до 6,2 мг/л), Li (до 7 мг/л), Pb (до 1,9 мг/л), F (до 1,5 мг/л), Ga (до 1 мг/л), Zr (до 0,88 мг/л), I (до 0,5 мг/л), Rb (до 0,31 мг/л), Zn (до 0,21 мг/л), Ge (до 70 мкг/л), Mo (до 28 мкг/л), Cr

(23 мкг/л), V (до 8 мкг/л), Hg (до 6,2 мкг/л), Co (до 5,5 мкг/л), Cd (до 4,6 мкг/л), Eu (до 1 мкг/л) и др. Уменьшаются по сравнению с типичными содовыми водами: Ag, V и Cu. Ниже пределов обнаружения находятся: Be, Y, Ce, Ni, Nb, Ag, Sn, Sb, Bi, Pr, Nd, Sm, In, Te, Cu, Yb, Th, Tl, Ti.

Воды еще более обогащены органическим веществом (табл. 3.16), чем типичные содовые. $C_{орг}$ изменяется от 12,8 до 52,8 мг/л, ПО от 1,6 до 19,2 мг$O_2$/л (Приложение 1), ХПК от 21,6 до 160,5 мг$O_2$/л. Преобладают фульвокислоты, содержание которых варьирует от 28 до 115 мг/л. Концентрации гуминовых кислот на два порядка меньше, от 0,2 до 1,1 мг/л. При этом, каких-либо закономерностей с изменением глубины и солености для данных показателей не выявлены (рис. 3.16), что связано со сложными процессами преобразования органического вещества.

**Таблица 3.16.** Содержание органических веществ в некоторых содовых высокоминерализованных подземных водах

| № скв | Глубина | Минерализация | $C_{орг}$ | ПО | ХПК | ФК | ГК |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | м | г/л | мг/л | | | | |
| *к7* | 965 | 19,1 | 14,5 | 2,3 | 39,9 | 31,2 | 0,5 |
| *к8* | 1120 | 10,9 | 12,8 | 3,6 | 22,8 | 27,9 | 0,2 |
| *к14* | 1050 | 11,3 | 17,5 | 3,1 | 27,1 | 37,4 | 0,9 |
| *к15* | 565 | 10,0 | 36,3 | 2,6 | 25,8 | 78,4 | 1,1 |
| *к16* | 870 | 17,7 | 16,9 | 1,6 | 24,1 | 36,2 | 0,8 |
| *к17* | 1200 | 11,7 | 13,8 | 2,5 | 33,9 | 29,2 | 0,9 |
| *к19* | 455 | 16,1 | 52,8 | 6,2 | 21,6 | 115,0 | 0,9 |
| *к20* | 690 | 19,9 | 45,6 | 2,6 | 44,3 | 99,7 | 0,5 |

*Примечание.* ПО – перманганатная окисляемость; ХПК – химическое поглощение кислорода; ФК – фульвокислоты; ГК – гуминовые кислоты.

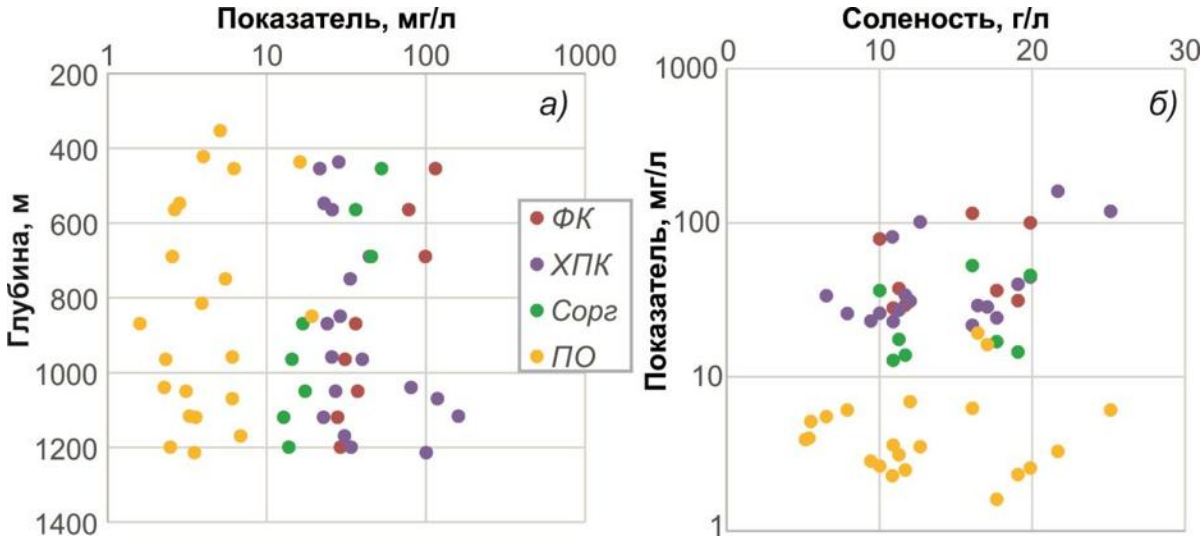



**Рис. 3.16.** Изменение величины ХПК, Сорг, ПО и концентраций ФК в содовых высокоминерализованных водах с глубиной (*а*) и соленостью (*б*)

***Терсинские углекислые воды.*** Особый интерес представляют углекислые воды, развитые в Кузбассе, которые по составу являются содовыми, хотя pH их невысоки. Доля соды в них составляет ~ 90‰ от суммы всех ионов, что позволило нам рассматривать их как содовые в данной работе. Такие воды в регионе встречаются точечно и приурочены к крупному региональному разлому (Терсинский взброс) в зоне сочленения Кузнецкой котловины с Кузнецким Алатау, в долине реки Верхняя Терсь. Водовмещающие породы представлены также угленосными терригенными пермскими отложениями, которые характерны и для типичных и для соленых содовых вод региона. Однако здесь создались благоприятные условия для формирования уникального месторождения высокогазонасыщенных углекислых вод (газовый фактор более 3): наличие антиклинальной структуры, довольно широкое развитие древних магматических образований и крупных тектонических нарушений. Содержание свободного $CO_2$ колеблется в пределах 0,5–2 г/л**,** достигая по некоторым данным 8 г/л (Овчинников и др., 1964). Это единственное месторождение углекислых минеральных вод в Западной Сибири. Вода известна под торговой маркой «Терсинка», внесена в ГОСТ «Воды минеральные питьевые лечебные и лечебно-столовые» (2011) как самостоятельный тип «Терсинский» — лечебно-столовая гидрокарбонатная кальциево-натриевая углекислая. (http://терсинка.рф). Близка по своему типу к углекислым водам "Боржоми" (Грузия) с pH 6,8, соленостью до 6,0 г/л и гидрокарбонатный натриевым составом (Буачидзе, Мхеидзе, 1985). Отличие заключается только в том, что Терсинские углекислые воды являются холодными, а Боржоми – теплыми (30–33ºС при выходе на поверхность), а также в том, что первые расположены в регионе древнего вулканизма, а вторые – молодого. Также ближайшими аналогами некоторые считают углекислые воды "Поляна" (Украина), "Ессентуки".

Состав вод исследовался из одной эксплуатационной скважины №1011 (на рис. 1.1 *№к63*) и трех наблюдательных. Глубины отбора вод 150–320 м. Данные воды являются холодными (на устье 12–13 ºС), в отличие от ее аналогов Боржоми и Ессентуки, солоноватыми (2,1–5,2 г/л), слабокислыми (pH 6,3–6,7) (табл. 3.17), со слабо восстановительной (Eh от -4 до -14 мВ) реакцией водной среды. Как уже говорилось, содержание соды в них высокое, от 88,6 до 94,1‰ от суммы всех ионов. Отмечаются повышенные, относительно типичных содовых вод, содержания Ca (до 24% от суммы

всех катионов), Mg (до 7%), $SiO_2$ (50–120 мг/л) и пониженными $SO_4^{2-}$ (0,01–0,03% от суммы всех анионов).

**Таблица 3.17.** Химический состав углекислых вод Терсинского месторождения, мг/л

| Объект | Терсинское месторождение | | | Боржоми (www.borjomi.com/ru) | Типичные содовые воды Кузбасса |
|---|---|---|---|---|---|
| Глубина, м | 156–276 | 210–227 | 316 | | 30-1495<br>440 |
| Число анализов | 5 | 94 | 10 | 1 | 203 |
| pH | 6,2–6,8<br>6,4 | 6,4–6,9<br>6,6 | 6,4–7,0<br>6,6 | 6,8 | 7,1–10,4<br>8,4 |
| Сумма ионов | 1658–4022<br>2725 | 4054–5809<br>5080 | 4485–5085<br>4842 | 6051 | 436–5933<br>1791 |
| $CO_2$ | 1110–1930<br>1520 | 1656–3060<br>2314 | 1830–2180<br>2005 | 1100 | 0–44<br>3 |
| $HCO_3^-$ | 1159–2623<br>1840 | 3002–3953<br>3411 | 3208–3355<br>3306 | 3952 | 258–3472<br>1349 |
| $SO_4^{2-}$ | 1–2<br>1,5 | 0,5–14<br>3,5 | 1,6–2<br>1,8 | 7 | 0,1–1235<br>30,1 |
| $Cl^-$ | 62–102<br>81 | 111–192<br>141 | 125–147<br>136 | 388 | 1,5–1714<br>102,8 |
| $Na^+$ | 387–793<br>568 | 732–1054<br>893 | 917–1050<br>990 | 1498 | 44–2692<br>592 |
| $Ca^{2+}$ | 80–150<br>110 | 235–307<br>141 | 180–220<br>200 | 120 | 0,2–165<br>34 |
| $Mg^{2+}$ | 24–52<br>36 | 50–119<br>84 | 49–88<br>68 | 47 | 0,1–77,0<br>8,3 |
| $K^+$ | 6–9<br>7,5 | 11–20<br>17 | 15–16<br>15,5 | 28 | 0,1–8,0<br>2,7 |
| $Fe_{общ}$ | 4,2 | 5,8–12,2<br>10,8 | 30,9 | – | 0,01–42,0<br>7,1 |
| $SiO_2$ | 12,9–32,1<br>27,9 | 51,4–117,9<br>79,3 | 30,0–40,7<br>34,3 | 23,6 | 2,7–74,6<br>18,0 |

*Примечание*. В числителе – пределы содержаний, в знаменателе – среднее значение.

Воды отличаются высоким содержанием растворенной углекислоты (51-82% от общего газового состава). В общем случае газовый состав – углекисло-азотно-кислородный. Чем меньше содержание $CO_2$, тем меньше $CH_4$, но больше $O_2$ и $N_2$, что возможно связано со смешением вод разного газового состава. Газонасыщенность при этом также меняется от 90 до 211 мл/л (табл. 3.18).

**Таблица 3.18.** Газовый состав углекислых вод Терсинского месторождения

| № скв | Газонасыщенность вод | $O_2$ | $N_2$ | $CH_4$ | $CO_2$ |
|---|---|---|---|---|---|
| | мл/л | % | | | |
| *к*63 | 90 | 10,5 | 37,9 | 0,2 | 51,9 |
| | 185 | 3,6 | 14,2 | 0,6 | 81,5 |
| | 211 | 1,5 | 5,8 | 0,9 | 91,6 |

Для углекислой минеральной воды выявлен большой спектр микроэлементов (табл. 3.19). Наблюдаются вышекларковые содержания Li, Be, B, Si, Al, Mn, Fe, Ni, As, Br, Rb, Sr, Zr, F, J, Cs. Наибольшее распространение получили катионогенные элементы (рис. 3.17), образующие большие положительные ионы, что характерно для слабокислых вод. Более низкие концентрации характерны для P, Zn, Cu, Ga, Mo, Ag, Cd, Sn, Ba, Th, U (Копылова и др., 2009).

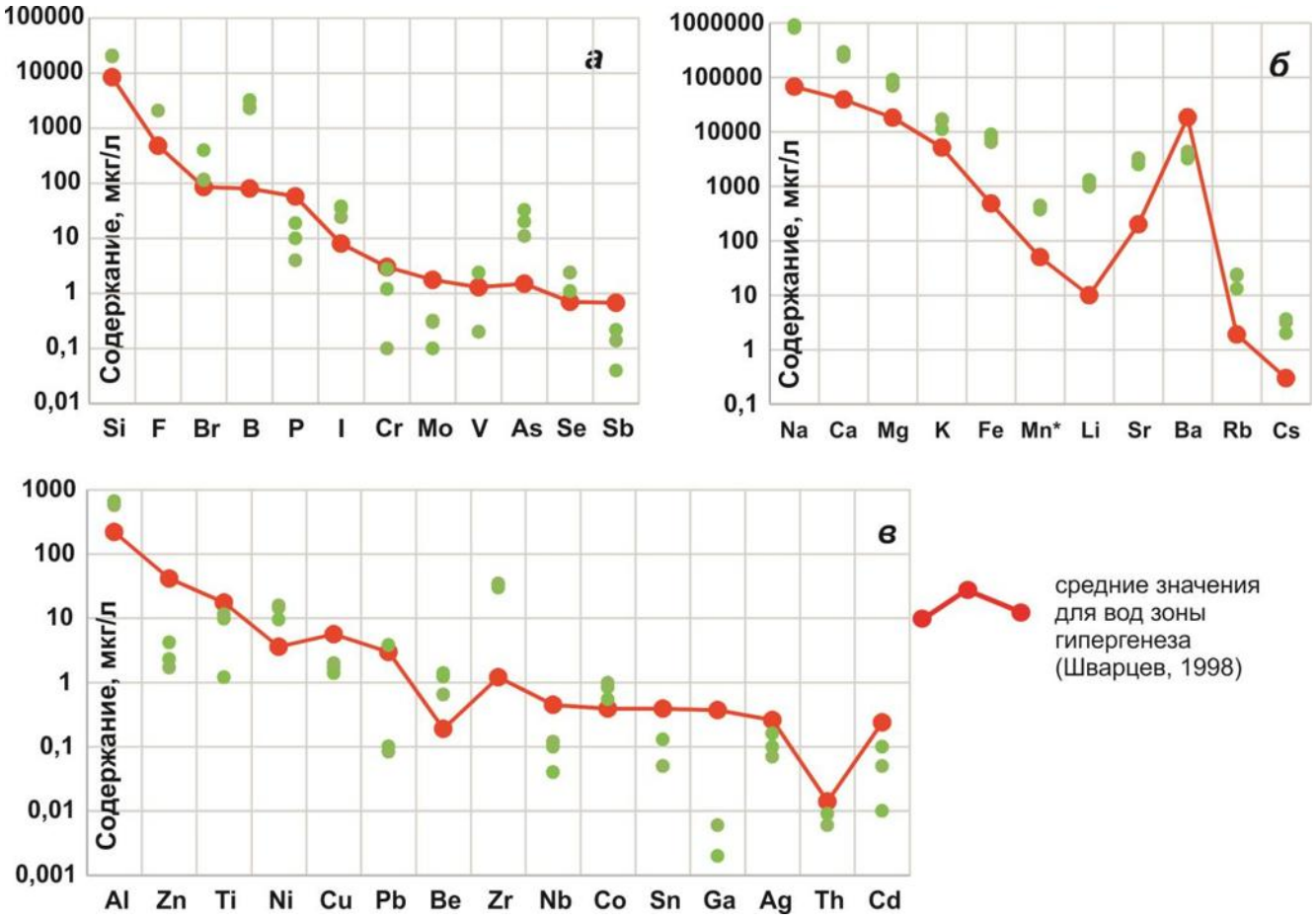



**Рис. 3.17.** Содержания анионогенных (*а*), катионогенных (*б*) элементов и элементов-комплексообразователей (*в*) в углекислых содовых Терсинских водах относительно средних значений для вод зоны гипергенеза

**Таблица 3.19.** Микрокомпонентный состав Терсинских минеральных вод, мкг/л (*мг/л)

| Компонент | Год отбора пробы | | | Среднее содержание в водах зоны гипергенеза (Шварцев, 1998) | Компонент | Год отбора пробы | | | Среднее содержание в водах зоны гипергенеза (Шварцев, 1998) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | август 2004 | август 2005 | сентябрь 2005 | | | август 2004 | август 2005 | сентябрь 2005 | |
| Li* | 1,30 | 1,14 | 0,98 | 0,01 | F* | - | - | 2,1 | 0,48 |
| Be | 1,40 | 1,23 | 0,65 | 0,19 | Te | 0,17 | 0,02 | 0,02 | - |
| B* | 3,24 | 2,31 | 2,41 | 0,08 | I | 38,0 | 35,3 | 24,3 | 8,0 |
| Al* | 0,66 | 0,61 | 0,57 | 0,22 | Cs | 2,0 | 3,6 | 3,2 | 0,3 |
| Si* | 21,0 | 20,0 | 20,8 | 8,4 | Ba* | 4,0 | 3,2 | 4,3 | 18,3 |
| P | 19 | 10 | 4 | 58 | La | 0,23 | 0,23 | 0,27 | 0,67 |
| Ti | 1,2 | 9,8 | 11,5 | 17,4 | Ce | 0,20 | 0,30 | 0,35 | - |
| V | 2,4 | 0,2 | 0,2 | 1,3 | Pr | 0,003 | 0,045 | 0,053 | - |
| Cr | 1,2 | 2,8 | 0,1 | 3,0 | Nd | 0,13 | 0,21 | 0,27 | - |
| Mn* | 0,43 | 0,37 | 0,44 | 0,05 | Sm | 0,053 | 0,069 | 0,095 | - |
| Fe* | 7,40 | 8,99 | 6,42 | 0,48 | Eu | 0,51 | 1,13 | 1,34 | - |
| Co | 0,55 | 0,84 | 0,99 | 0,39 | Gd | 0,059 | 0,102 | 0,111 | - |
| Ni | 9,5 | 14,5 | 15,7 | 3,6 | Tb | 0,010 | 0,016 | 0,014 | - |
| Cu | 1,4 | 1,7 | 2,0 | 5,6 | Dy | 0,077 | 0,120 | 0,135 | - |
| Zn | 4,2 | 2,3 | 1,7 | 41,4 | Ho | 0,020 | 0,035 | 0,035 | - |
| Ga | – | 0,002 | 0,006 | 0,37 | Er | 0,058 | 0,101 | 0,101 | - |
| Ge | 21,0 | 8,8 | 6,8 | - | Tm | 0,009 | 0,024 | 0,023 | - |
| As | 33 | 20 | 11 | 1,5 | Yb | 0,060 | 0,137 | 0,163 | - |
| Se | 1,1 | 2,4 | 2,4 | 0,7 | Lu | 0,011 | 0,073 | 0,089 | - |
| Br | 400 | 114 | 118 | 85 | Hf | 0,091 | 0,181 | 0,243 | - |
| Rb | 13,0 | 24,0 | 22,7 | 1,9 | Ta | 0,009 | 0,003 | 0,002 | - |
| Sr* | 3,1 | 2,5 | 3,3 | 0,2 | W | 0,030 | 0,003 | 0,013 | - |
| Y | 0,72 | 1,30 | 1,45 | - | Re | - | 0,011 | 0,002 | - |
| Zr | 30,0 | 34,5 | 33,7 | 1,2 | Os | - | 0,001 | 0,001 | - |
| Nb | 0,04 | 0,10 | 0,12 | 0,45 | Ir | - | 0,004 | 0,003 | - |
| Mo | 0,32 | 0,10 | 0,30 | 1,75 | Pt | - | 0,006 | 0,007 | - |
| Ru | - | - | 0,06 | - | Au | - | 0,005 | 0,001 | 0,005 |
| Rh | - | - | 0,31 | - | Hg | 0,026 | 0,018 | 0,034 | 0,041 |
| Pd | 3,8 | 1,0 | 1,0 | - | Tl | 0,002 | 0,007 | 0,001 | - |
| Ag | 0,16 | 0,10 | 0,07 | 0,26 | Pb | 3,800 | 0,101 | 0,084 | 2,970 |
| Cd | 0,10 | 0,01 | 0,05 | 0,24 | Bi | 0,090 | 0,001 | 0,006 | - |
| Sn | 0,13 | 0,05 | 0,05 | 0,39 | Th | 0,009 | 0,006 | 0,014 | 0,240 |
| Sb | 0,04 | 0,22 | 0,14 | 0,68 | U | 0,019 | 0,008 | 0,002 | 1,310 |

*Примечание*. Прочерк – нет данных.

Содержание органических веществ в водах в целом такое же, как и для типовых содовых вод, но все же меньше среднего, за исключением показателя пермаганатной окисляемости. Величина Сорг колеблется от 3,2 до 4,1 мг/л, ПО – от 2,4 до 7,6 мг/л (табл. 3.20). Среди органических соединений доминируют фульвокислоты ~ 2 мг/л. Концентрации гуминовых кислот почти на порядок меньше и в среднем составляют ~ 0,5 мг/л. Содержание нефтепродуктов 0,2 мг/л и менее.

**Таблица 3.20.** Содержание органических веществ в Терсинских водах, мг/л

| Объект | Минерализация, г/л | Сорг | ПО | ХПК | ФК | ГК | НП |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Терсинские воды | 2,1–5,2<br>4,3 | 3,2–4,1<br>3,6 | 2,4–7,6<br>5,0 | – | 2,3–2,1<br>2,2 | 0,1–0,9<br>0,5 | 0,2 |
| Типовые содовые воды | 0,4–5,9<br>1,7 | 0,2–19,2<br>5,1 | 0,2–7,1<br>2,6 | 12–19<br>16 | 2,9–14,8<br>7,7 | 0,1–2,0<br>0,8 | – |

*Примечание.* В числителе – минимальные и максимальные значения, в знаменателе – среднее по данным 3х проб. ПО – перманганатная окисляемость; ХПК – химическое поглощение кислорода; ФК – фульвокислоты; ГК – гуминовые кислоты; НП – нефтепродукты. Прочерк – нет данных.

В углекислых минеральных водах изучена широкая гамма органических соединений всех химических групп (углеводы, белки, липиды) и классов (парафины, карбоновые кислоты, этиловые эфиры, фосфаты) (табл. 3.21). Отмечается преобладание фталатов, концентрациям которых свойственны резкие колебания (1,8-92 мг/л), парафинов (1,6-3,3 мг/л), карбоновых кислот (2,8-3,8 мг/л), алкилбензолов (0,2-5,0 мг/л), тогда как другие соединения встречаются в десятых и сотых долях мг/л.

**Таблица 3.21.** Органические микропримеси в Терсинских минеральных водах, мг/л

| Год отбора | Фталаты | Парафины $C_{10}$-$C_{20}$ | ПАУ | Парафины $C_{21}$-$C_{34}$ | Монотерпаны | Алкилбензолы | Полиены | Карбоновые кислоты | Этиловые эфиры | Амиды кислот | Фосфаты | Сера элементовая |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 2003 | 1,8 | 1,6 | 0,05 | 3,3 | 0,09 | 5,0 | 0,7 | 3,8 | 0,3 | 0,4 | 0,25 | 0,37 |
| 2004 | 92,1 | 2,8 | - | 2,5 | - | 0,2 | 1,5 | 2,8 | - | - | - | - |

*Примечание.* Прочерк – нет данных.

**Таблица 3.22.** Общий состав микрофлоры Терсинских минеральных вод, кл/мл

| Показатель | Значение |
|---|---|
| Бактерии, усваивающие азотсодержащее органическое вещество (рост на МПА) | 90 |
| Бактерии, растущие на природной воде (водный агар) | 1200 |
| Бактерии олигонитрофильные (среда ЭшБи) | 9500 |
| Нитрифицирующие бактерии, число/балл | 10/10 |
| Целлюлозу (клетчатку) разрушающие бактерии | $10^2$/10 |

По исследованиям 2004 года в минеральной воде обнаружены бактерии, усваивающие азотсодержащее органическое вещество, бактерии, растущие на природной воде, олигонитрофильные бактерии, нитрифицирующие и целлюлозу разрушающие бактерии. Сульфат восстанавливающие бактерии, железобактерии, денитрифицирующие бактерии в воде не обнаружены (табл. 3.22) (Копылова и др. 2009, Токаренко, 2009).

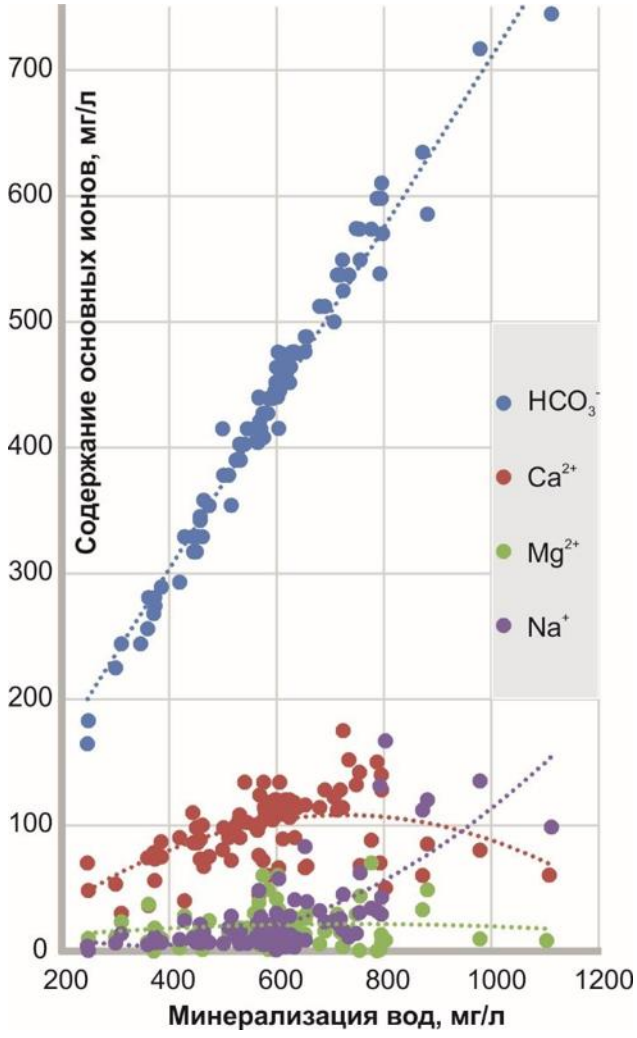



**Рис. 3.18.** Зависимость содержаний основных ионов вод, отлагающих травертины, от их солености

### *3.2.2. Геохимические особенности содовых вод Салаира и Колывань-Томской зоны*

Как уже говорилось в подглаве 2.4.2, содовые подземные воды здесь менее всего изучены. Они вскрыты неглубокими скважинами (*с1–с7, кт1–кт3,* см. рис. 1.1), а также фиксируются на поверхности широко распространенными в регионе родниками, отлагающими травертины (рис. 1.1). Последние представляют начальный этап содообразования: в основном они $HCO_3$-Ca-Mg, но при минерализации 0,7–0,9 г/л и более становятся $HCO_3$-Na (*с8–с9, кт4–кт6*) (рис. 3.18). Этому была посвящена кандидатская диссертация автора (Лепокурова, 2005). На данной территории

выявлено 118 мест травертинообразования, но при детальных исследованиях их количество может быть удвоено или даже утроено.

Содовые воды здесь – это трещинные и трещинно-жильные воды палеозойского обрамления (глинистые сланцы, песчаники, известняки), залегающие на глубинах более 100–200 м (Колубаева, 2015). Химический состав вод изучен в 113 пробах (табл. 3.23).

**Таблица 3.23.** Химический состав подземных вод палеозойского фундамента Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны

| Объект | Родники, отлагающие травертины | | Скважины, вскрывшие содовые воды | |
|---|---|---|---|---|
| | Салаир | Колывань-Томская складчатая зона | Салаир | Колывань-Томская складчатая зона |
| Кол-во проб | 58 | 55 | 7 | 3 |
| t, °C | 4-14<br>7,6 | 4-12<br>8,2 | – | – |
| pH | 6,5-8,4<br>7,5 | 6,7-8,3<br>7,7 | – | – |
| Минерализация вод | 350-803<br>596 | 318-1112<br>565 | 720–1370<br>950 | 250–670<br>460 |
| $CO_2$ | 4,1-93,2<br>25,8 | 0-117,7<br>24,6 | – | – |
| $HCO_3^-$ | 183-610<br>434 | 165-744<br>418 | 390–748<br>532 | 146–482<br>345 |
| $SO_4^{2-}$ | 0-40<br>4,9 | 0-40<br>8,4 | 7–209<br>119 | 14–36<br>25 |
| $Cl^-$ | 0-34,0<br>9,3 | 0,4-14,4<br>5,6 | 3–126<br>56 | 3–9<br>5 |
| $Ca^{2+}$ | 40-152<br>105 | 30-186<br>81 | 40–160<br>90 | 16–85<br>52 |
| $Mg^{2+}$ | 0-42,7<br>17,9 | 3,7-100<br>33,6 | 24–51<br>33 | 10–27<br>21 |
| $Na^+$ | 0-170<br>19 | 4-145<br>30 | 81–231<br>128 | 36–74<br>56 |
| $K^+$ | 0-2,4<br>0,5 | 0,5-2,6<br>1,1 | – | – |
| $Fe_{общ}$ | 0-6,0<br>0,7 | 0-4,0<br>0,4 | – | – |
| ПО | – | 0,1–4<br>0,9 | – | – |

*Примечание*. В числителе – минимальные и максимальные значения, в знаменателе – средние. Прочерк – нет данных. ПО – перманганатная окисляемость.

В таблице 3.23 представлены как переходные $HCO_3$-Ca-Mg, так и $HCO_3$-Na воды. Последние, где сода составляет более половины от суммы всех ионов, являются

холодными (4-14°С в летний период), околопресными (0,7-1,4 г/л), нейтральными или слабощелочными (pH 7,2–8,4) с высоким содержанием $Ca^{2+}$ и $Mg^{2+}$ от 20 до 50% от суммы катионов.

Состав водорастворенных газов является азотно-кислородно-углекислым, по генезису – атмосферным (табл. 3.24). В повышенных количествах отмечается водород (до 0,013%), что характерно для вод разрывных нарушений.

**Таблица 3.24.** Состав водорастворенного газа подземных вод Колывань-Томской складчатой зоны, отлагающих травертины, %

| $CO_2$ | $O_2$ | $N_2$ | $H_2$ |
|---|---|---|---|
| 5,0–7,9 | 4,5–22,9 | 71,5–90,4 | 0,005–0,013 |
| 6,4 | 18,2 | 79,5 | 0,009 |

В микрокомпонентном составе (табл. 3.25) повышенными содержаниями отмечаются такие элементы, как Mn, Li, Sr, Ba, As, Hg, иногда Cr, Co, Cu, Pb, Al, Ni, Cd (Лепокурова, 2005, Колубаева, 2015).

**Таблица 3.25.** Микрокомпонентный состав некоторых подземных вод Колывань-Томской складчатой зоны, отлагающих травертины, мкг/л (*мг/л)

| Элементы | Li | Ti | Cr | Mn* | Sr* | Co | Cu | Zn | Pb | As | Ba | Hg |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Мин | 4,1 | 3,0 | 0,3 | 22 | 0,5 | нпо | 4,2 | 4,2 | 0,6 | 2,2 | 31 | 0,1 |
| Макс | 10,2 | 10,3 | 5,7 | 114 | 0,9 | 0,8 | 7,2 | 8,0 | 10,3 | 7,2 | 128 | 0,4 |
| Среднее | 6,1 | 6,8 | 2,3 | 90 | 0,6 | 0,1 | 5,4 | 6,2 | 2,8 | 4,8 | 74 | 0,2 |
| * | 0,2 | 17,4 | 3,0 | 50 | 0,2 | 0,4 | 5,6 | 41,2 | 3,0 | 1,5 | 18 | 0,04 |

*Примечание.* * – среднее для вод зоны гипергенеза по С.Л. Шварцеву (1998); нпо – ниже пределов обнаружения.

### 3.3. Обобщающая характеристика содовых вод отдельных объектов региона

Таким образом, обобщая все выше сказанное можно выделить основные геохимические особенности содовых вод региона.

В подавляющем большинстве содовые воды в регионе холодные: до глубины 1000 м температура не превышает 20°С. В ЗСАБ, где высокий геотемпературный градиент, точечно встречены теплые воды до 42°С на глубинах 1–2 км.

Газовый состав вод достаточно разнообразен. В Кузнецком бассейне, ниже зоны газового выветривания, развиты метановые газы до 99%. В ЗСАБ содовые воды в основном азотные, глубже 500–1000 м – азотно-метановые и метаново-азотные. Точечно в регионе представлены углекислые воды – Терсинское месторождение. В соответствии

с газовым составом меняются и кислотно-щелочные условия вод. В основном содовые воды щелочные (pH от 7,5 до 10), за исключением Терсинских углекислых вод (pH 6,3–6,7) и некоторых приповерхностых вод (pH от 7 до 7,5).

Среда восстановительная и глеевая: более восстановительная в метановых водах с минимальными значениями Eh от -280 до -60 мВ, менее восстановительная – в углекислых водах с Eh от -14 до 20 мВ.

Исследования в регионе выявили более широкие пределы колебаний минерализации, чем это характерно для типичных содовых вод, – от 0,2 до 25 г/л, но чаще все же в пределах 0,8–10 г/л. Выделяются на общем фоне пресные (0,2–0,6 г/л) воды Чулымо-Енисейского бассейна и воды угленосных отложений повышенной минерализации (до 25 г/л) Кузнецкого бассейна.

В химическом составе вод преобладают, естественно, ионы натрия и гидрокарбоната. Сода в ионном составе вод составляет 70–100%. При высоких значениях pH в значительных количествах встречаются карбонаты ($CO_3^{2-}$) до 36 % в анионном составе. Относительно высокие содержания $Cl^-$ (до 35%) характерны для более глубоких вод с повышенной соленостью. Для пресных вод содержания хлор-иона незначительные, однако повышены концентрации $Ca^{2+}$ и $Mg^{2+}$ до 30% от катионного состава. Последнее характерно и для углекислых вод. Повышенные концентрации сульфатов точечно появляются в содовых водах Кузбасса в интервале глубин 100–600 м. В остальных случаях содержания сульфатов незначительные.

Микрокомпонентный состав содовых подземных вод в целом повторяет общий химический состав. Наиболее обеднены микрокомпонентами пресные содовые воды, особенно высокощелочные; обогащены – высокоминерализованные содовые и углекислые воды. Примерно такая же ситуация с растворенным органическим веществом (РОВ). Минимальные концентрации РОВ характерны для ультрапресных высокощелочных вод (Сорг < 2 мг/л); максимально обогащены РОВ – содовые воды Среднеобского бассейна (Сорг до 47 мг/л), где на поверхности развито самое крупное в мире Васюганское болото, и содовые воды угольных пластов (Сорг до 53 мг/л).

Краткие геохимические характеристики содовых вод по отдельным объектам юго-востока Западной Сибири приведены в таблице 3.26.

**Таблица 3.26.** Геохимическая характеристика содовых вод отдельных объектов региона

| Объект | | Вмещающие породы | Химический состав | Микрокомпо-нентный состав | Состав водораство-ренного газа | Состав органики |
|---|---|---|---|---|---|---|
| *1* | | *2* | *3* | *4* | *5* | *6* |
| Юго-восток ЗСАБ | Чулымо-Енисейский бассейн | *Типичные* Песчано-глинистые (*K-J*) отложения на глубине от 50–200 до 600–2300 м | M = 0,2–4,1 г/л, pH = 8,0–8,9 | – | Вверху (до 500–1000 м)– азотный, внизу – метановый | – |
| | | *«Омега»* Песчано-глинистые отложения илекской свиты $K_1$, 0,6–1,3 км | M = 0,2–0,6 г/л, pH = 9,0–10,3 | Содержания почти всех микрокомпонентов являются низкими | | $C_{орг}$ < 2,0 мг/л |
| | Среднеобской бассейн | Песчано-глинистые отложения ($K_1$–$P_3$) на глубинах от 130–200 до 700–1000 м | M = 0,4–1,5 г/л, pH = 6,9–8,5 | Fe, Mn, I, Br, Sr, Li, F | | Обогащены органическим веществом $C_{орг}$ от 2 до 47 мг/л |
| Северная часть АССО | Кузнецкий бассейн | *Типичные* Терригенно-угленосные карбон-пермские отложения на глубинах от 50–200 м до 1–1,5 км | M = 0,4–6,0 г/л (обычно 0,6–2,0 г/л), pH = 7,0–10,4 (преимущественно от 7,7 до 8,5). Иногда в повышенных концентрациях $SO_4^{2-}$ (до 33%), с глубиной $Cl^-$ (до 20%) | Fe, Br, I, Sr, B, Ba, Li, Zn, Pb, Cd, Ag, Cr, V, Sc, Ga, Cs | С глубиной: азотно-метановый, метаново-азотный и метановый. Тяжелые углеводороды до 2%. | $C_{орг}$ колеблется от 0,2–19,2 мг/л |

Продолжение табл. 3.26

| 1 | | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Северная часть АССО | Кузнецкий бассейн | *Соленые* Терригенно-угленосные пермские отложения (нижняя часть зоны замедленного водообмена), глубже 400 м | М = 4–25 г/л, pH = 7,2–10 (преимущественно от 7,5 до 8,5), $lgP_{CO_2}$ до 5. Иногда содержание Cl до 35%. | Fe, Ba, B, Br, Sr, Li, Pb, F, Ga, Zr, I, Rb, Mo, Cr, Zn, V, Hg, Co, Cd и др. | Метановый (70–99%). Тяжелые углеводороды до 7%. | Обогащены органическим веществом. $C_{орг}$ до 53 мг/л, ФК от 28 до 115 мг/л |
| | | *Углекислые* Терригенно-угленосные пермские отложения, точечно, приурочены к крупному региональному разлому (Терсинское месторождение) | М = 2,1–5,2 г/л, pH = 6,3–6,7. Повышенные содержания Ca, Mg, $SiO_2$ (до 120 мг/л), пониженные $SO_4^{2-}$ | Li, Be, B, Si, Al, Mn, Fe, Ni, As, Br, Rb, Sr, Zr, F, J, Cs | Углекислый (51-82%). Свободный $CO_2$ до 0,5–2,0 г/л | $C_{орг}$ 3,2– 4,1 мг/л |
| | Колывань-Томская зона и Салаир | Глинистые сланцы (*D–C*) от 100–200 м | М = 0,7–1,4 г/л, pH 7,2–8,4, с высоким содержанием $Ca^{2+}$ и $Mg^{2+}$ | Mn, Li, Sr, Ba, As, Hg, иногда Cr, Co, Cu, Pb, Al, Ni, Cd | Азотно-кислородно-углекислый | ПО от 0,1 до 4,0 мг$O_2$/л |

105

### 3.4. Основные типы содовых вод

Таким образом, на юго-востоке Западной Сибири распространены исключительно разные содовые воды: от ультрапресных (0,2 г/л) до соленых (25 г/л), от слабокислых (pH 6,3) углекислых до сильнощелочных (10,3), с высоким содержанием органического вещества и с низким. Такое разнообразие позволило автору разделить их на пять основных типов, отличающихся не только химическим, газовым и органическим составом (табл. 3.27), но и условиями залегания и распространения.

К *I типу* мы отнесли содовые воды, которые отличаются невысокой соленостью. Развит он во всех рассматриваемых структурах и занимает верхнюю часть зоны замедленного водообмена, иногда нижнюю часть зоны активного. В Чулымо-Енисейском бассейне он распространен на глубинах от 50–600 м, в Среднеобском – от 130 до 350 м, в Кузнецком бассейне – от 30 до 200 м, в Колывань-Томской зоне и на Салаире – начиная с глубин 100–200 м. Соленость колеблется от 0,2 до 1,4 г/л, pH от 6,7 до 8,9 (преимущественно от 7,5 до 8,0). Газовый состав азотно-кислородный. Микрокомпонентный состав типичный для вод зоны гипергенеза (табл. 3.27).

*II тип солоноватых содовых вод* залегает в зоне замедленного водообмена, ниже I типа вод. В Чулымо-Енисейском бассейне он распространен на глубинах от 0,6 до 1–2,3 км, в Среднеобском – от 0,4 до 1,0 км, в Кузнецком бассейне – от 0,2 до 1,5 км. Отличается повышенной соленостью от 0,7 до 5,9 г/л, значениями pH от 7,3 до 10,4, повышенными концентрациями микрокомпонентов, как Fe, Br, I, Sr, B, Ba, Li, Zn, Pb, Cd, Ag, Cr, V и др. В газовом составе повсеместно превалирует метан.

*III тип высокощелочных, но исключительно низкой солености, содовых вод* развит на значительных глубинах (0,6–1,3 км) Чулымо-Енисейского бассейна. Для него характерна минерализация вод от 0,2 до 0,6 г/л, значения pH от 9 до 10 и более, низкие концентрации органических веществ ($C_{орг}$<2 мг/л) и микрокомпонентов. Газовый состав азотно-кислородный или метаново-азотный.

*IV тип соленых содовых вод*, наоборот, отличается исключительно высокой соленостью (от 4 до 25 г/л), но относительно невысокими значениями pH (7,5–8,5), при высоком парциальном давлении $CO_2$. Выявлен в угольных отложениях на глубинах 0,4–1,2 км. Для него также характерны высокие концентрации органических веществ ($C_{орг}$ до 52,8 мг/л), разнообразный набор микрокомпонентов (Fe, Ba, B, Br, Sr, Li, Pb, F, Ga, Zr, I, Rb, Zn, Ga, Mo, Cr, V, Hg, Co, Cd, Eu и др.), высокая насыщенность метаном.

**Таблица 3.27.** Геохимическая характеристика содовых подземных вод региона, мг/л

| Типы вод | Типовые содовые воды (регионального распространения) | | Уникальные содовые воды (локального распространения) | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | **I** | **II** | **III** | **IV** | **V** |
| Кол-во проб | 219 | 182 | 16 | 38 | 5 |
| Состав газа | $N_2$–$O_2$ | $CH_4$- $N_2$, $CH_4$ | $N_2$, $N_2$-$CH_4$ | $CH_4$ | $CO_2$ |
| pH | 6,7–8,9<br>7,6 | 7,3–10,4<br>8,5 | 9,1–10,3<br>9,6 | 7,2–10,0<br>8,4 | 6,3–6,7<br>6,5 |
| ∑ ионов | 224–1370<br>650 | 700–5933<br>2093 | 261–600<br>340 | 3999–25139<br>10153 | 2103–5198<br>4266 |
| $HCO_3^-$ | 146–817<br>443 | 391–3637<br>1247 | 104–323<br>176 | 915–15494<br>7129 | 1464–3690<br>3057 |
| $CO_3^{2-}$ ($CO_2$) | (118)–48<br>(19,7)–7,4 | (44)–742,8<br>(4,0)–63,9 | 12–82<br>41,3 | 18,5–1285<br>339,3 | (90,0–453,0)<br>(256,0) |
| $Cl^-$ | 0,1–152,4<br>18,3 | 0,5–1714<br>181,1 | 1,5–38<br>10,6 | 30–5494<br>887,0 | 72,8–147,0<br>124,1 |
| $SO_4^{2-}$ | 0,1–305,0<br>16,2 | 0,1–1235<br>28,5 | 0,1–20,4<br>7,8 | 0,2–75,7<br>20,3 | 0,1–1,3<br>0,6 |
| $Ca^{2+}$ | 1,0–186<br>67,3 | 0,2–122<br>13,6 | 0,1–7,0<br>3,2 | 0,2–60,5<br>19,6 | 96–290<br>234,6 |
| $Na^+$ | 0,5–500<br>82 | 158–2400<br>624 | 35–164<br>95 | 426–7230<br>3364 | 400–1025<br>801 |
| $Mg^{2+}$ | 0,1–70,0<br>15,9 | 0,1–56,0<br>6,3 | 0,1–6,0<br>2,1 | 1,2–79,3<br>21,5 | 29,0–91,5<br>66,2 |
| $K^+$ | 0,1–12,6<br>2,0 | 0,1–9,6<br>2,7 | 0,1–0,3<br>0,2 | 1,0–41<br>17,1 | 6,5–16,2<br>11,9 |
| $Fe_{общ}$ | 0,01–42,8<br>2,9 | 0,05–23,2<br>4,5 | 0,03–0,2<br>0,05 | 0,1–29,5<br>9,2 | 4,2–30,9<br>13,6 |
| $SiO_2$ | 5,7–43,4<br>13,6 | 7,6–74,6<br>15,3 | 16,1–45,0<br>25,9 | 5,8–65,6<br>22,2 | 51,4–118<br>79,2 |
| ПОК | 0,2–7,1<br>2,2 | 0,3–6,4<br>2,6 | 0,4–0,7<br>0,6 | 0,5–19,2<br>5,1 | 2,4–7,6<br>5,0 |
| Сорг | 1,7–37,7<br>12,5 | – | 1,3–1,9<br>1,6 | 12,8–52,8<br>26,2 | 3,2–4,1<br>3,5 |
| ФК | 2,9–25,3<br>9,3 | 7,3–45,0<br>26,2 | 0,9–4,0<br>2,4 | 28–115<br>57 | 2,2–2,3<br>2,3 |
| ГК | 0,1–2,1<br>0,8 | 0,4–1,5<br>1,0 | 0,3–1,9<br>1,1 | 0,2–1,2<br>0,7 | 0,1–0,9<br>0,5 |
| Характерные микроком-поненты | Среднее для зоны гипергенеза | Br, I, Sr, B, Ba, Li, Zn, Pb, Cd, Ag, Cr, V и др. | Низкое содержание всех, кроме I, As, Ga | Ba, B, Br, Sr, Li, Pb, F, Ga, Zr, I, Rb, Zn, Ge, Mo, Cr, V, Hg, Co, Cd | Si, Al, F, Mn, I, Li, Be, B, Ni, As, Br, Rb, Sr, Zr, Cs |

*Примечание*. В числителе – мин. и макс. значения, в знаменателе – среднее.

*V тип содовых вод* выделен нами условно, поскольку речь идет об известных *углекислых* водах. Несмотря на низкие значения pH (6,3–6,7), по составу они $HCO_3$-Na. Сравнительный анализ их состава с содовыми водами II типа, показал их генетическую близость (табл. 3.27). По содержанию $Na^+$ и $Cl^-$, которые относятся к консервативным элементам, т.е. не зависят от изменения геохимической среды, эти воды являются идентичными. Но отличаются высоким $P_{CO_2}$, наличием свободного углекислого газа, повышенными содержаниями Ca, Mg, $SiO_2$ и широким набором микрокомпонентов. Это позволило нам рассматривать их как содовые воды, измененные за счет поступления $CO_2$.

Первые два типа содовых вод имеют региональное распространение и развиты повсеместно. Три последних отличаются уникальным составом и имеют ограниченное распространение в регионе.

Несмотря на разнообразный состав содовых вод, они имеют общие черты сходства.

1. Не зависимо от типа, формируются содовые воды не у поверхности, а на некоторой глубине (от 50-200 и до 700–2300 м) и в основном в зоне замедленного водообмена. При этом занимают строгое вертикальное положение между пресными $HCO_3$-Ca и солеными Cl–Na водами.

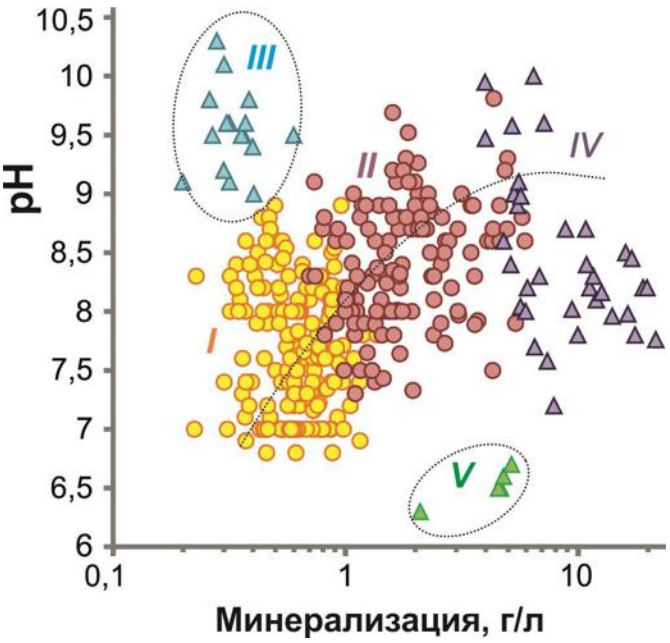



**Рис. 3.19.** Зависимость значений pH от солености разных типов (*I*–*V*) содовых вод

2. Во всех водах преобладают $HCO_3^-$ + $Na^+$ или $HCO_3^-$+$CO_3^{2-}$+$Na^+$, доля которых в общем ионном составе составляет от 70 до 100%. Содержания $Ca^{2+}$, $Mg^{2+}$, $K^+$, $Fe^{2,3+}$, $SO_4^{2-}$, $Cl^-$ невысокие, лишь в отдельных случаях появляется сульфат (II тип, до 35% от анионного состава), хлор (IV тип, до 30%), кальций и магний (V, I типы, до 30% от катионного состава).

3. pH содовых вод не всегда зависит от минерализации и имеет сложную закономерность (рис. 3.19). На фоне остальных по величине

минерализации резко выделяется IV тип вод, достигающих 25 г/л, но значения pH его невысокие. Наиболее щелочной III тип отличается очень низкой соленостью. Наиболее кислый V (углекислый) тип достаточно минерализован. С глубиной изменения pH и солености имеет тоже сложный характер, но в целом можно сказать эти параметры увеличиваются (рис. 3.20*а,б*).

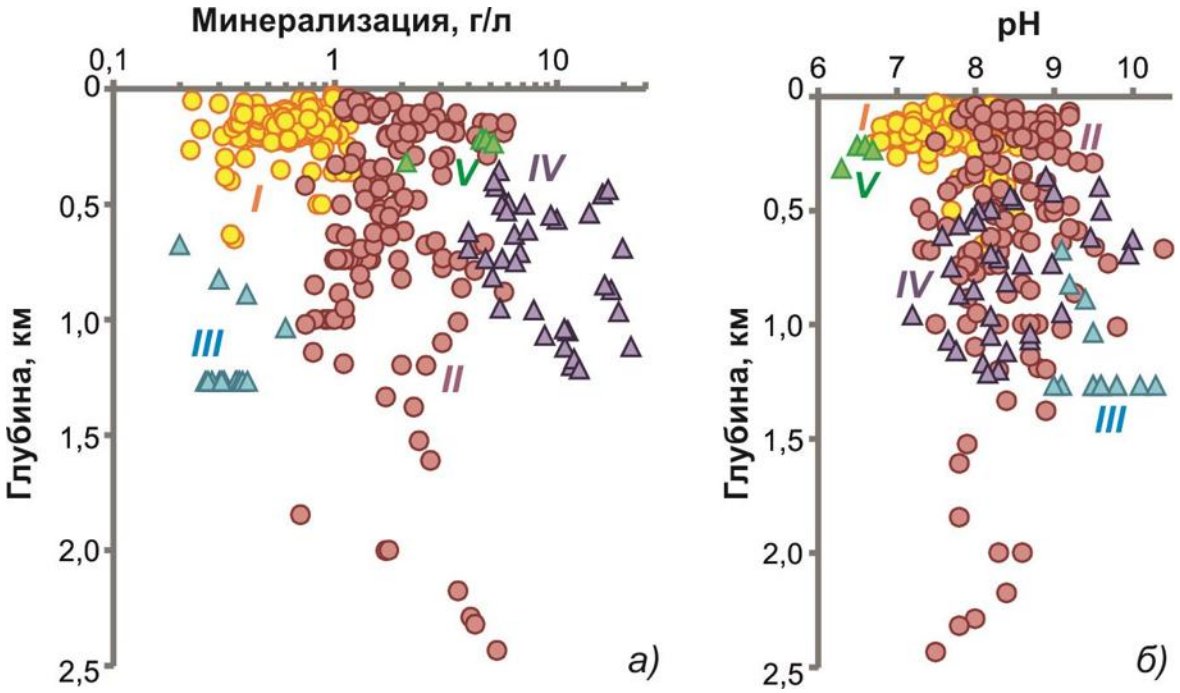



**Рис. 3.20.** Распределение солености (*а*) и pH (*б*) содовых вод разных типов (*I*–*V*) по глубине

# 4. ОСОБЕННОСТИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СОДОВЫХ ВОД И ВОДОРАСТВОРЕННОГО УГЛЕРОДА

Изотопы, атомы одного и того же химического элемента с одинаковым числом протонов и различным числом нейтронов, широко используются при исследовании различных геохимических задач с генетических позиций. В основе изотопных исследований лежит допущение о постоянстве первозданного изотопного состава любого элемента, существенно измененного в последствии в природных объектах под воздействием разнообразных природных и техногенных процессов (Ранкама, 1956). Обычно для изотопов элементов нет специального названия, исключение составляет водород: $^{1}$H — протий (H), $^{2}$H — дейтерий (D) и $^{3}$H — тритий (радиоактивен) (T). Для изучения вод наиболее употребимы следующие изотопы: $^{1}$H, $^{2}$H (D), $^{16}$O, $^{18}$O, $^{12}$C, $^{13}$C.

Содержание стабильных изотопов водорода, кислорода и углерода в природных водах обычно представляют в относительных величинах в промилле (‰):

$$\delta(^{18}O, D, ^{13}C, ‰) = \left( \frac{Robp}{Rстанд} - 1 \right) * 10^{3} \quad (4.1),$$

где Robp и Rст – отношение D/H или $^{18}$O/$^{16}$O или $^{13}$C/$^{12}$C в исследуемом образце и стандарте: для водорода и кислорода – стандарт глубинной воды Мирового океана (Vienna Standard Mean Ocean Water, VSMOW) и для углерода – стандарт из белемнитов формации Peedee (Vienna PeeDee Belemnite, VPDB) соответственно.

## 4.1. Изотопный состав содовых вод (δD, $\delta^{18}$O)

*Общие представления об изотопном составе воды*. Изотопный состав самого растворителя ($H_2O$) определяется отношением между стабильными изотопами водорода (протием $^{1}$H и дейтерием $^{2}$H, или D) и кислорода ($^{16}$O и $^{18}$O). Сравнение изотопного состава изучаемых подземных вод с рассмотренными стандартами и образцами исходных генетических типов позволяет решать многие генетические вопросы. Можно различить первоисточники подземных вод – метеогенные, седиментогенные, магматогенные, а отчасти и метаморфогенные (рис. 4.1), и оценить долю каждого генетического типа в изучаемой смеси (Основы гидрогеологии…, 1982, Федоров, 1992, Поляков, Ферронский, 2009).

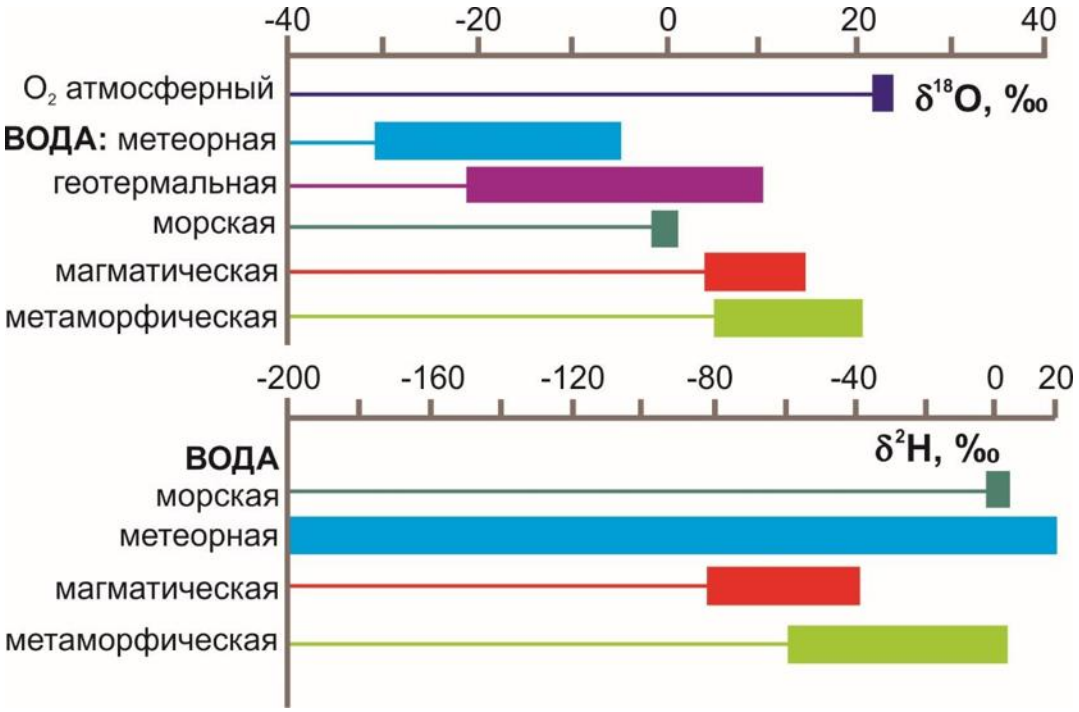



**Рис. 4.1.** Интервалы осредненных значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ в различных типах природных вод (Ферронский, Поляков, 1983, Поляков, Ферронский, 2009)

Исходным генетическим типом метеогенных вод являются атмосферные осадки и поверхностные воды суши, изотопный состав которых испытывает значительные колебания. Первопричиной этих вариаций является фракционирование изотопов во время испарения и конденсации воды. Усредненное уравнение, описывающее связь водорода и кислорода для метеорных и поверхностных вод Земного шара (Craig, 1961), выглядит следующим образом:

$$\delta D=8\times\delta^{18}O+10 \qquad (4.2).$$

При нанесении на график получается линия, которая называется *мировая линия метеорных вод* (МЛМВ) Крейга или Global Meteoric Water Line (GMWL), наиболее используемая разными исследователями. При этом выявлена глобальная гидроизотопная широтная зональность, которая выражается в снижении содержаний D и $^{18}O$ от экватора к высоким широтам и от океанического побережья вглубь материка, а также с увеличением высоты местности (Craig, 1961, Dansgaard, 1964).

Тем не менее, для каждой местности можно найти среднюю концентрацию D и $^{18}O$ в водах атмосферного происхождения, которая может отличаться от GMWL. Например, для региона юга Западной Сибири взята *локальная линия метеорных вод* (ЛЛМВ или LMWL) из работы В.А. Полякова и других исследователей (Поляков и др., 2008) в районе Томского водозабора, которая описывается уравнением:

$\delta D=7,8\times\delta^{18}O+6$ (4.3).

В подземных условиях, где испарения и конденсация подавлены, $\delta^{2}D$ и $\delta^{18}O$ изменяются главным образом при смешении вод различного исходного изотопного состава (Сойфер и др., 1967, Drost und and., 1972, Природные изотопы…, 1975), однако на значительных глубинах (температурах) влияет и изотопный обмен с водовмещающими породами и газами. Воды зоны активного водообмена по изотопному составу, как правило, не отличаются от метеорных вод региона. С глубиной, в глобальном плане примерно с 1,5 км (Федоров, 1992), значения δD и $\delta^{18}O$ начинают возрастать от периферии к центральным, наиболее погруженным частям седиментационного бассейна. Глубже 3–4 км увеличивается только величина $\delta^{18}O$, концентрации дейтерия практически не меняются.

Наиболее подвержены изменению изотопы кислорода, поскольку вмещающие породы обогащены кислородом. Изотопный обмен между водородом воды и водовмещающих пород пренебрежительно мал, так как содержание водорода в циркулирующей воде безгранично велико по сравнению с содержанием водорода в водовмещающих породах. Поэтому концентрации дейтерия мало меняются от области питания к области разгрузки, в сравнении с кислородом (Arnason, Sigurgeirsson, 1967, Craig, 1963, 1966).

Изотопно-тяжелые кислородсодержащие карбонатные и силикатные породы в итоге изотопных эффектов, в основном в условиях высоких температур, способны обогащать подземные воды $^{18}O$ («положительный кислородный сдвиг») (Clayton, 1961, Craig, 1963, 1966, Hitchon, Friedman, 1969, Savin, Epstein, 1970a). Влияние углекислого газа при сопоставимых с водой объемах иногда приводит к заметному обеднению вод кислородом-18 в результате его перераспределения между водой и газом («отрицательный кислородный сдвиг») (Ferrara et al., 1965, Ферронский, Поляков, 1983, Шварцев и др., 2017). Однако известны случаи, когда углекислые минеральные воды характеризуются заметным «положительным кислородным сдвигом» (Ветштейн и др., 1972). Таким образом, величина «кислородного сдвига» подземных вод зависит от концентрации $^{18}O$ в «первоначальных» водах, от концентрации $^{18}O$ в водовмещающих породах, от степени изотопного равновесия между водовмещающими породами, водой и газами и от температуры.

Общее распределение изотопов водорода и кислорода метеорных вод и основные возможные направления изменения их изотопного состава показаны на рис. 4.2. При этом Федоров Ю.А. (1992, 1999) отмечает тесную взаимосвязь изотопной и гидрогеохимической зональностей подземных вод. Однако стоит заметить, что изотопнообменные реакции в подземных водах в целом не столь велики и не сравнимы по масштабу с фракционированием при фазовых переходах на поверхности Земли.

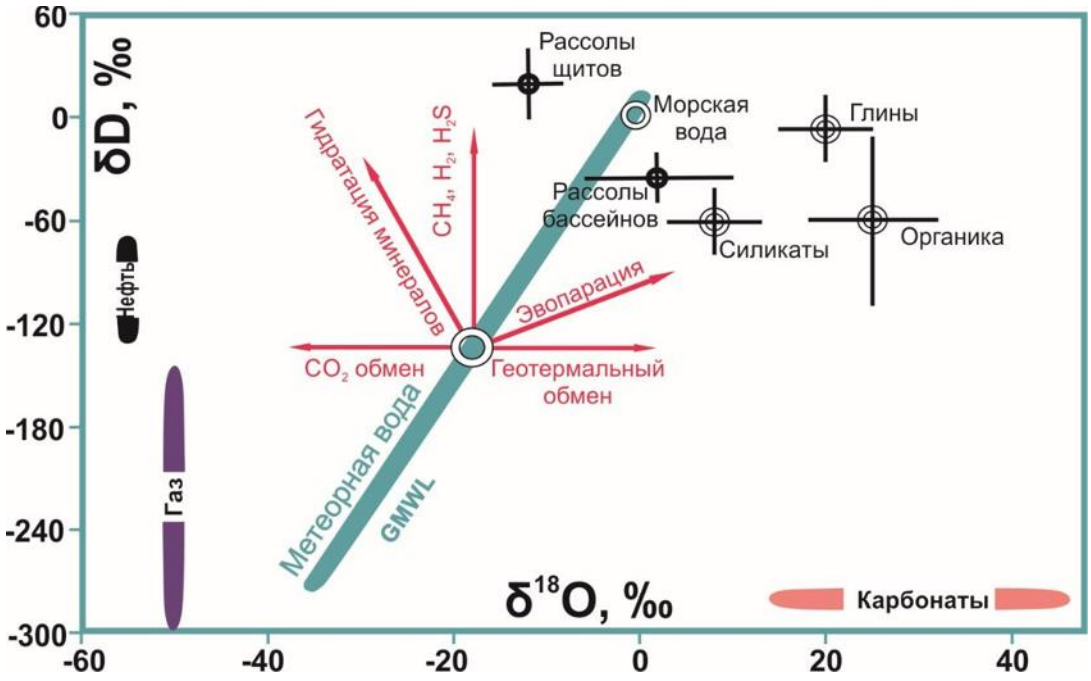



**Рис. 4.2.** Распределение изотопов водорода и кислорода метеорных вод и основные процессы изотопного обмена в подземных водах с изменением изотопного состава (по данным Savin, Epstein, 1970*а,б*, Craig, 1963, Clayton et al., 1966, Feurdean et al., 1997, Clark, Fritz, 1997, Pearson, 1987, Edwards et al., 1985, Gori et al., 2013, Clark, 2015)

Исходным генетическим типом седиментогенных вод являются морские воды. Стандарт среднеокеанической воды (Standard Mean Ocean Water = SMOW) получен путем смешения проб, отобранных из Атлантического, Тихого и Индийского океанов. В целом, изотопный состав воды океанов остается постоянным и стабильно сохраняется на протяжении длительно времени. Поэтому SMOW (δD = 0‰ и $\delta^{18}O$ = 0‰) может считаться исходным для седиментогенных вод морского происхождения и ореол рассеяния их значений δD и $\delta^{18}O$ для «замкнутых» бассейнов будет располагаться около SMOW (рис. 4.2). Многие глубинные рассолы осадочных бассейнов имеют преимущественно седиментогенный генезис с примесью метеогенного. Например, для высокоминерализованных (20–114 г/л) подземных вод юрских и доюрских отложений юго-востока Западной Сибири характерно до 50% седиментогенных (морских) вод

(Голышев, Иванов, 1983). Доля участия инфильтрогенных и седиментогенных вод при этом с глубиной меняется (рис. 4.3) в сторону увеличения последнего.

Изотопный состав первоисточников ювенильных (магматогенных) и метаморфогенных вод представлен также на рисунках 4.1 и 4.3. Их значения менее изучены и варьируют у разных исследователей, но в целом очень схожи со значениями седиментогенных (седиментационных) вод. Интерпретация их возможна совместно с геологическими и геохимическими данными.

*Изотопный состав изучаемых вод*. Изучение изотопного состава кислорода ($\delta^{18}O$) и водорода ($\delta D$) содовых вод юго-востока Западной Сибири разных типов показало следующие результаты (табл. 4.1). Диапазон вариаций значений $\delta D$ колеблется от -150,3 до -101,8 ‰, а значений $\delta^{18}O$ – от -19,9 до -11,8 ‰. Все содовые воды региона являются инфильтрационными. Если нанести эти данные на график (рис. 4.3), то четко видно, что практически все фигуративные точки, кроме IV типа вод, расположены вдоль линии метеорных вод. При этом глобальная линия метеорных вод Крейга и локальная линия метеорных вод на данном участке графика практически совпадают. Наиболее легкие значения $\delta^{18}O$ и $\delta D$ характерны для I типа пресных содовых вод.

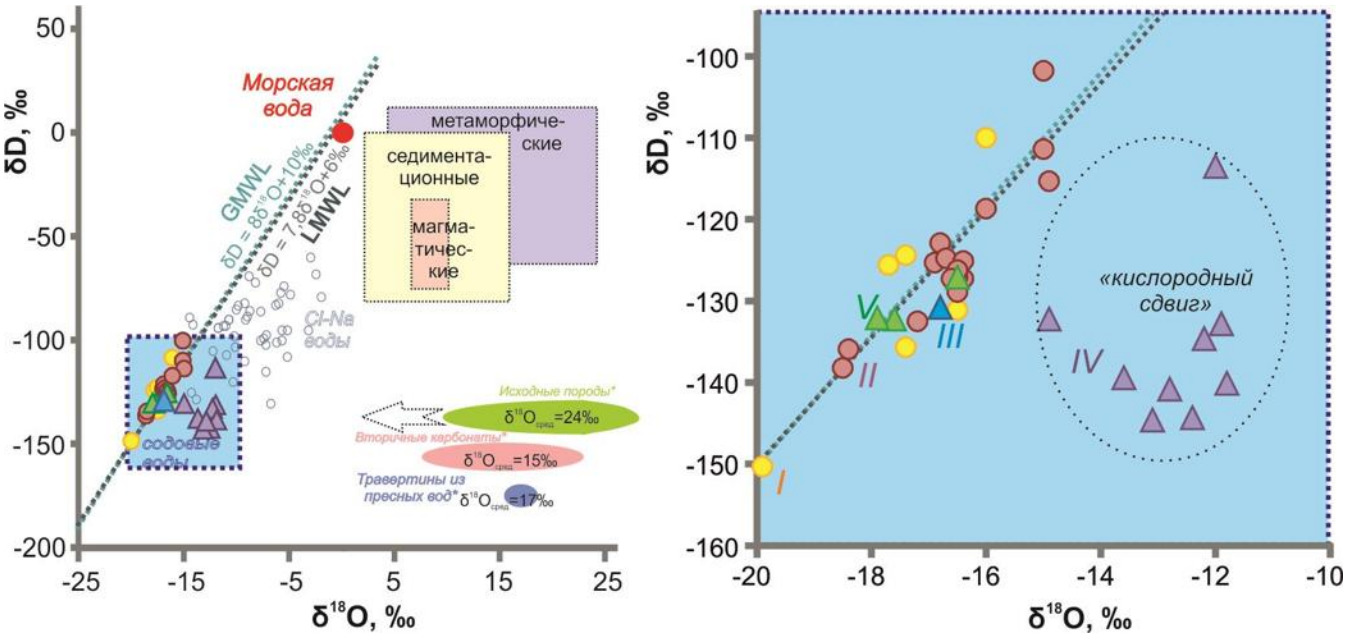



**Рис. 4.3.** Распределение изотопов H и O в содовых водах разного типа (*I*-*V*) с нанесением данных по Cl-Na водам (Голышев, Иванов, 1983), генетическим типам вод (Kietäväinen, 2017, Clark, Fritz, 1997, Hoefs, 2004) и $\delta^{18}O$ вмещающих пород (Голышев, Черепнин, Рожнев, 1981, Лепокурова, 2017) * *без учета δD*

**Таблица 4.1.** Изотопный состав содовых вод юго-востока Западной Сибири

| Тип вод | Объект | № скв | Глубина | $\delta^{18}O$ | δD |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | м | ‰ | |
| I тип | Чулымо-Енисейский бассейн | *ч13* | 300 | -17,4 | -135,7 |
| | Среднеобской бассейн | *со7* | 200 | -16,5 | -131,1 |
| | Кузнецкий бассейн | *к2* | 295 | -17,7 | -125,6 |
| | | *к7* | 150 | -17,4 | -124,4 |
| | | *к41* | 150 | -16,0 | -110,0 |
| | | *к45* | 160 | -19,9 | -150,3 |
| II тип | Чулымо-Енисейский бассейн | *ч2* | 2000 | -15,0 | -111,4 |
| | Среднеобской бассейн | *со10* | 500 | -16,0 | -118,7 |
| | | *со13* | 740 | -14,9 | -115,3 |
| | Кузнецкий бассейн | *к2* | 695 | -15,0 | -101,8 |
| | | *к25* | 880 | -16,9 | -125,3 |
| | | | 831 | -16,8 | -122,9 |
| | | | 784 | -16,4 | -127,3 |
| | | | 962 | -16,5 | -128,9 |
| | | | 928 | -16,7 | -124,8 |
| | | *к32* | 687 | -17,2 | -132,5 |
| | | *к62* | 50–285 | -16,5 | -127,1 |
| | | | | -16,5 | -126,3 |
| | | | | -18,5 | -138,2 |
| | | | | -18,4 | -135,9 |
| | | | | -16,5 | -126,4 |
| | | | | -16,4 | -125,1 |
| | | | | -16,5 | -126,2 |
| | | | | -16,6 | -127,3 |
| III тип | Чулымо-Енисейский | *ч1* | 1267 | -16,8 | -130,8 |
| IV тип | Кузнецкий бассейн | *к1* | 430 | -12,0 | -113,5 |
| | | *к7* | 965 | -12,2 | -134,6 |
| | | *к8* | 1120 | -11,8 | -140,1 |
| | | *к14* | 1050 | -12,4 | -144,3 |
| | | *к15* | 565 | -14,9 | -132,2 |
| | | *к16* | 870 | -13,1 | -144,6 |
| | | *к17* | 1200 | -11,9 | -132,8 |
| | | *к19* | 455 | -13,6 | -139,4 |
| | | *к20* | 690 | -12,8 | -140,8 |
| V тип | | *к63* | 180–221 | -16,5 | -127,1 |
| | | | | -17,6 | -132,2 |
| | | | | -17,9 | -132,1 |

Наиболее тяжелые значения $\delta^{18}O$ характерны для IV типа соленых содовых вод, фигуративные точки которого значительно сдвинуты вправо от линии метеорных вод на 2–7‰. Этот эффект называется «кислородный сдвиг» (или «положительный кислородный сдвиг»), обычно объясняется высокими температурами, но в данном случае, где температуры не такие высокие (~20°C), достаточно длительным взаимодействием содовых вод с вмещающими алюмосиликатными горными породами. В частности, для рассматриваемого региона некоторые значения $\delta^{18}O$ вмещающих отложений представлены в табл. 4.2. В среднем породы на 20–30‰ обогащены $^{18}O$, чем воды. При относительно длительном времени взаимодействия вода–порода, происходит изотопный обмен «легкого» кислорода вод с «тяжелым» кислородом пород. При этом образующийся из вод вторичный карбонат (в том числе и травертины), наоборот, становится значительно беднее $^{18}O$ (на 7–9‰), в сравнении с исходными породами (рис. 4.3 и табл. 4.2).

**Таблица 4.2.** Некоторые имеющиеся данные по $\delta^{18}O$ отложений региона, ‰

| Карбонатный цемент юрских отложений (песчаники, аргиллиты) юго-востока ЗСАБ (Голышев, Черепнин, Рожнев, 1981) | Эпигенетические (вторичные) карбонаты юрских и меловых отложений юго-востока ЗСАБ (Голышев, Черепнин, Рожнев, 1981) | Травертины пресных родников севера Алтае-Саянского горного обрамления (Лепокурова, 2017) | Карбонатные породы нижнего фамена северо-западного Кузбасса (Изох и др., 2009) |
|---|---|---|---|
| 9,7–28,9<br>24,0 | 6,7–23,8<br>14,9 | 15,5–19,2<br>17,5 | -8,6–(-7,2)<br>-7,8 |

*Примечание*. В числителе – минимальные и максимальные значения, в знаменателе – средние.

На длительное взаимодействие вода–порода для IV типа содовых вод указывает и повышенная соленость вод. В целом для всех содовых вод характерно утяжеление кислорода с увеличением минерализации (рис. 4.4). Что касается проб вод, отличающихся низкой соленостью при достаточно тяжелом кислороде и, наоборот, то этот факт можно объяснить смешением с выше залегающими пресными водами, на что укажет ниже и изотопный состав углерода. Углекислые воды (V тип) тоже формируются за счет местных атмосферных осадков с некоторым облегчением кислорода (рис. 4.4), что характерно для углекислых вод. Но выраженный «отрицательный кислородный сдвиг» не наблюдается (рис. 4.3).

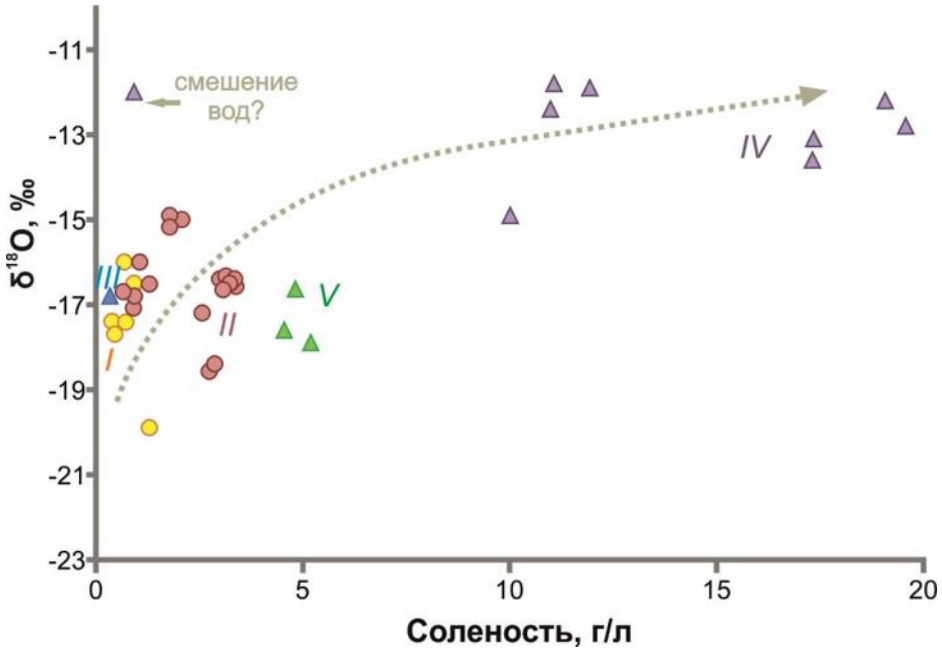



**Рис. 4.4.** Связь $\delta^{18}O$ с соленостью разных типов (*I*–*V*) содовых вод

В общем случае с глубиной в содовых водах немного возрастает $^{18}O$, в то время какой-нибудь закономерности в поведении дейтерия от глубины и от типа вод не обнаружено (рис. 4.5).

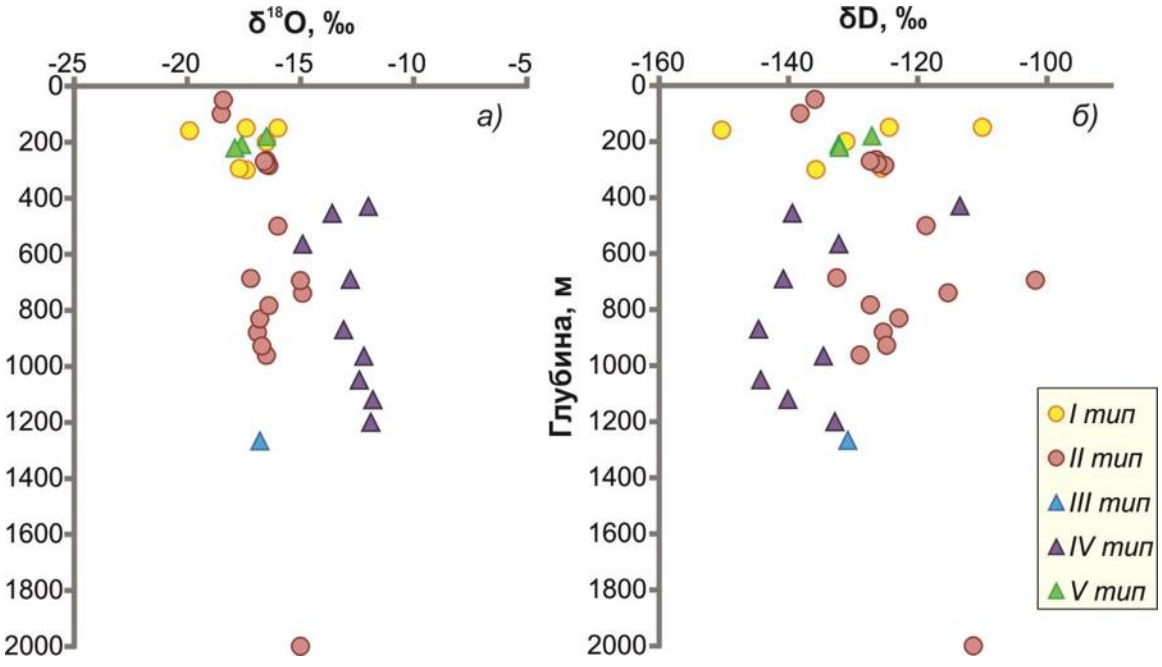



**Рис. 4.5.** Изменение $\delta^{18}O$ (*а*) и δD (*б*) содовых вод разных типов (*I*–*V*) с глубиной

Таким образом, в формировании содовых вод региона принимали участие исключительно метеорные воды. При этом только для уникальных высокоминерализованных содовых вод IV типа характерен «кислородный сдвиг» (на 2–7‰).

### 4.2. Изотопный состав водорастворенного углерода содовых вод

*Общие представления об изотопном составе углерода*. Углеродный метод основан на измерении соотношения $^{13}C/^{12}C$, которое оценивается отклонением $\delta^{13}C$ относительно стандарта, приравниваемого к 0 ‰. Международный стандарт – PDB (Pee Dee Belemnite) представляет собой карбонат кальция панциря моллюска белемнита позднемелового возраста из формации Пи-Ди (Южная Каролина). Для эндогенной углекислоты $\delta^{13}C$ = -7‰. Э.М. Галимов (1968) считает, что эта величина служит как бы естественным началом отсчета для определения направленности геохимических процессов, в результате которых в природе возникают соединения, содержащие более тяжелый или более легкий углерод (рис. 4.6), т.е. происходит разделение (фракционирование) изотопов углерода. В.А. Поляков и В.И. Ферронский (2009, с. 204) считают, что не эндогенная $CO_2$, а «…атмосферная углекислота представляет собой общее звено органического и неорганического цикла углерода на Земле…». При этом среднее значение атмосферной $CO_2$ равно также -7‰.

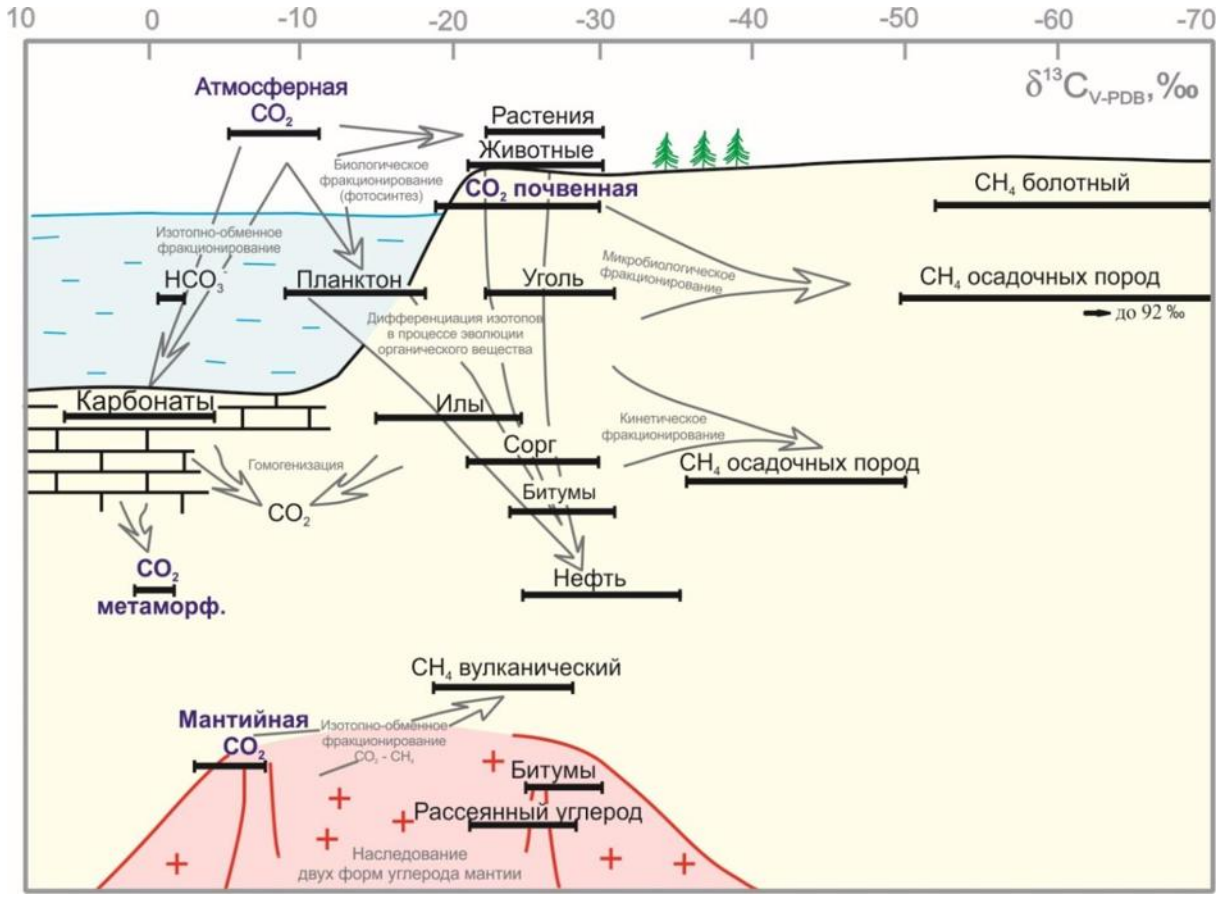



**Рис. 4.6.** Распределение стабильных изотопов углерода в природных объектах (Галимов, 1968, 1973, 1981) с добавлениями данных (Голышев, 1979, 2010, O'Leary, 1988, Blavoux, Dazy, 1990, Ciezkowski et al., 1992, Hoefs, 2004, Hiscock, 2005, Clark, 2015).
*Горизонтальная ось приведена как в оригинале в обратную сторону*.

В качестве вероятных источников углерода могут выступать[2]:

- атмосферная углекислота с изотопным составом $\delta^{13}C$ от -11 до -5‰ ($\delta^{13}C_{сред}$ = -7‰),
- биогенная (почвенная) углекислота и $CO_2$, образованная при окислении органического вещества, нефтей и углей, $\delta^{13}C$ которой колеблется от -30 до -18‰ ($\delta^{13}C_{сред}$ ~ -25‰),
- $CO_2$, образованная в результате разложения карбонатных пород с $\delta^{13}C$ от -2 до +2 ‰ ($\delta^{13}C_{сред}$ ~ 0‰),
- мантийная и магматическая углекислота с $\delta^{13}C$ от -4 до -8‰ ($\delta^{13}C_{сред}$ = -7‰).

Общая закономерность распределения изотопов углерода $^{12}C$ и $^{13}C$ сводится к следующему. Наибольшая концентрация легкого изотопа углерода $^{12}C$ сосредоточена в углеводородных соединениях биогенного генезиса и продуктах, генетически с ним связанных, – нефтях, углях, сланцах. Значения $\delta^{13}C$ в них изменяется в интервалах от -35 до -18‰. Наибольшая концентрация тяжелого изотопа углерода $^{13}C$ сосредоточена в углеводородных соединениях абиогенного генезиса, главным образом, в карбонатах и углекислоте, образованной при термометаморфизме карбонатных пород или из магмы. Значения $\delta^{13}C$ в них изменяется в интервалах от -8 до 8‰.

Если рассматривать различные соединения углерода, то концентрации изотопа $^{13}C$ возрастает в направлении: $CH_4 \rightarrow C \rightarrow CO_2 \rightarrow CO_3$, т.е. по степени окисленности, при этом разделение изотопов, как правило, уменьшается с увеличением температуры (Галимов, 1968).

*Изотопный состав водорастворенного углерода.* Углерод в растворе в основном присутствует в виде гидрокарбонат-иона ($HCO_3^-$) или бикарбоната, карбоната ($CO_3^{2-}$) и водорастворенных $CO_2$ и $CH_4$. При изотопном изучении подземных вод часто ограничиваются исследованием изотопного состава растворителя воды и (или) $CO_2$ их газовой фазы, иногда твердого карбонатного осадка, если таковой имеется. В то же время находящиеся в водном растворе гидрокарбонаты и карбонаты не исследуются и сведения об их изотопном составе немногочисленны. Часто допускается, априори, образование $HCO_3^-$ в подземных водах только за счет растворения $CO_2$, их газовой фазы. Поэтому определение "генезиса вод" по изотопному составу углерода обычно сводится

[2] *значения $\delta^{13}C$ варьируют у разных исследователей, здесь приведены наиболее встречаемые по мнению автора*

к выяснению генезиса $CO_2$, что может приводить к ошибочным выводам, поскольку карбонатная система подземных вод может формироваться и в результате растворения карбонатных минералов. Кроме того, на распределение изотопов углерода в системе газ - водный раствор - твердый осадок могут оказывать заметное влияние и такие факторы, как неравновесный характер процесса, время взаимодействия, химический состав водного раствора, температура воды, pH и прочее (Гуцало, 1997).

Начиная с поверхности, основные источники углерода в водах – атмосферная (относительно тяжелая) и биогенная (относительно легкая) углекислоты (рис. 4.7). Процесс фракционирования изотопов углерода в системе атмосфера – океан приводит к тому, что бикарбонат морской воды обогащается тяжелым изотопом углерода до средних значений -2‰. Колебания здесь наблюдаются в узких пределах от -2,9 до -1,3‰, что связано с высокой скоростью обмена атмосферной $CO_2$ с океаном. Для суши характерны более широкие пределы колебаний изотопного состава углерода, которые коррелируют с фотосинтезирующей деятельностью организмов, и в целом, более легкие значения изотопа углерода. Значение $\delta^{13}C$ бикарбоната пресноводных водоемов в среднем равно -9‰.

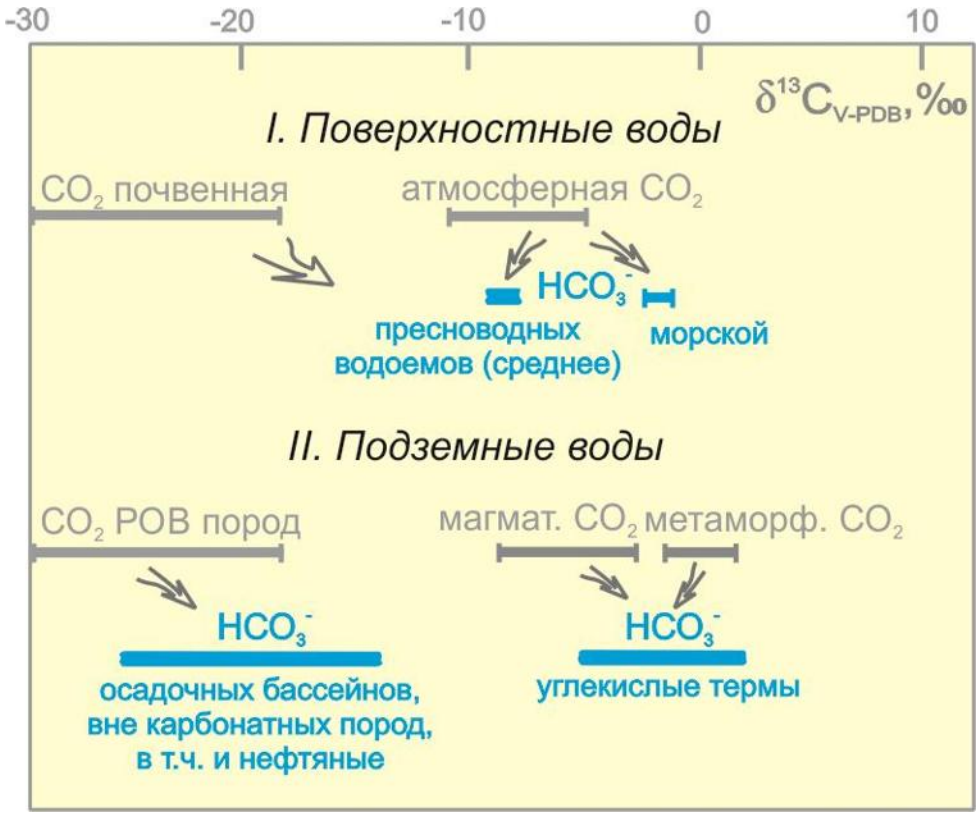



**Рис. 4.7.** Изотопный состав углерода гидрокарбонат-иона природных вод по некоторым усредненным данным (Галимов, 1968, Гуцало, 1997, Clark, 2015)

В подземных водах уже исключается влияние атмосферной $CO_2$ (рис. 4.7). В осадочных бассейнах, при отсутствии карбонатных пород и глубоких разломов, гидрокарбонат-ион обогащен легким изотопом $^{12}C$ ($\delta^{13}C$ колеблется от ~ –25 до –11‰). Источник углекислоты биогенный (почвенный или образованный при окислении рассеянного органического вещества пород). $HCO_3^-$ наследует (с учетом коэффициентов фракционирования) изотопный состав углекислоты, из которой образуется:

$$OH^- + CO_2 = HCO_3^-, \quad (4.4)$$

где $OH^-$ – продукт диссоциации воды, а $CO_2$ – продукт окисления органического вещества. При этом, гидрокарбонат-ион, как правило, тяжелее газообразной углекислоты в среднем на 5–7‰ (Vogel, 1959, Abelson, Hoering, 1961, Thode at al., 1965, Wallick, 1976, Fontes, Garnier, 1979, Фор, 1989).

Результаты изучения изотопного состава углерода углекислых терм вулканических областей показывают, что углекислота во многих минеральных водах имеет метаморфическо-магматическое происхождение, а не метеорное (Овчинников, 1963, Вартанян, 1977, Barns, Irvin, White, 1978, Кононов, 1983, Гуцало, 1997, Taran et al., 2002, Yoshimura et al., 2004, Newell et al., 2005, Crossey et al., 2006, Лаврушин, 2012 и мн. др.).

*Изотопный состав водорастворенного углерода исследуемых содовых вод.* В исследуемом регионе изучался изотопный состав углерода гидрокарбонат-иона содовых вод, частично водорастворенных $CO_2$ и $CH_4$, также имеются данные по изотопному составу углерода травертинов, образующихся из данных вод. Всего изучено 72 образца $\delta^{13}C(HCO_3^-)$ или $\delta^{13}C_{DIC}$, 17 проб $\delta^{13}C(CO_2)$ и 14 проб $\delta^{13}C(CH_4)$ (табл. 4.3), а также 25 проб $\delta^{13}C(CaCO_3)$ самих травертинов.

Интервал значений $\delta^{13}C(HCO_3^-)$ очень широк: от -30,3 до +30,9 ‰, от сверхлегкого до аномально тяжелого. Самые легкие (-30,3‰) – Чулымские минеральные воды (III тип), отличающиеся также среди других содовых вод и самой низкой минерализацией (0,2–0,6 г/л). Самые тяжелые (+30,9‰) – соленые воды угольных отложений (IV тип), отличающиеся самой высокой минерализацией (5–25 г/л). В общем случае с увеличением концентрации $HCO_3^-$ (и в целом солености) в содовых водах увеличивается показатель $\delta^{13}C$ (рис. 4.8). Некоторые исключения объясняются разбавлением разных типов вод.

**Таблица 4.3.** Изотопный состав водорастворенного углерода содовых вод и травертинов юго-востока Западной Сибири

| Тип вод | Объект | № скв | Глубина, м | $\delta^{13}C$, ‰ | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | $HCO_3$ | $CH_4$ | $CO_2$ | $CaCO_3$ |
| I тип | Чулымо-Енисейский бассейн | *ч13* | 300 | -26,3 | – | – | |
| | Среднеобской бассейн | *со7* | 200 | -21,1 | – | – | |
| | Кузнецкий бассейн | *к5* | 110 | -17,1 | -39,3 | -26,3 | |
| | Колывань-Томская зона | *род* | – | -18,0 | – | – | -12,5 |
| | | *род* | – | -18,8 | – | – | -12,0 |
| | | *род* | – | -19,7 | – | – | -12,9 |
| | | *род* | – | -19,1 | – | – | -12,5 |
| | | *род* | – | -19,9 | – | – | -12,8 |
| | | *род* | – | -25,7 | – | – | -14,0 |
| | Салаир | *род* | – | -18,5 | – | – | -12,8 |
| | | *род* | – | -16,3 | – | – | -13,9 |
| | | *род* | – | -17,9 | – | – | -13,9 |
| | | *род* | – | -19,8 | – | – | -15,2 |
| | | *род* | – | -19,7 | – | – | -15,2 |
| | | *род* | – | -19,5 | – | – | -15,2 |
| | | *род* | – | -19,7 | – | – | -15,5 |
| | | *род* | – | -17,8 | – | – | -12,9 |
| | | *род* | – | -19,0 | – | – | -13,9 |
| | | *род* | – | -19,0 | – | – | -14,3 |
| | | *род* | – | -20,3 | – | – | -15,9 |
| | | *род* | – | -19,5 | – | – | -15,5 |
| | | *род* | – | -19,2 | – | – | -14,2 |
| | | *род* | – | -20,2 | – | – | -15,7 |
| | | *род* | – | -18,6 | – | – | -16,0 |
| | | *род* | – | -20,3 | – | – | -15,5 |
| | | *род* | – | -18,8 | – | – | -14,7 |
| | | *род* | – | -18,2 | – | – | -15,2 |
| II тип | Чулымо-Енисейский | *ч2* | 2000 | -21,3 | – | – | |
| | Среднеобской бассейн | *со10* | 500 | -18,7 | – | – | |
| | | *со13* | 740 | -19,8 | – | – | |
| | Кузнецкий бассейн | *к2* | 695 | -7,1 | – | – | |
| | | *к13* | 200 | -8,8 | – | – | |
| | | *к13* | 490 | -6,9 | – | – | |
| | | *к25* | 831 | -6,7 | – | – | |
| | | | 962 | -12,4 | – | – | |
| | | | 928 | -10,2 | – | – | |
| | | *к41* | 150 | -10,5 | – | – | |

*Продолжение табл. 4.3*

| Тип вод | Объект | № скв | Глубина, м | $\delta^{13}C$, ‰ | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | $HCO_3$ | $CH_4$ | $CO_2$ | $CaCO_3$ |
| II тип | Кузнецкий бассейн | *к42* | 70 | -8,0 | – | – | – |
| | | *к42* | 112 | -10,0 | – | – | – |
| | | *к42* | 341 | -11,7 | – | – | – |
| | | *к42* | 432 | -11,4 | – | – | – |
| | | *к44* | 69 | – | – | -10,1 | – |
| | | *к45* | 160 | -8,6 | -51,4 | – | – |
| | | *к45* | 240 | -9,6 | – | – | – |
| | | *к46* | 150 | -4,2 | – | -6,8 | – |
| | | *к57* | 1200 | -13,2 | -38 | -7,5 | – |
| | | *к60* | 305 | -12,8 | – | – | – |
| | | *к62* | 180 | -4,1 | -40,6 | -3,9 | – |
| III тип | Чулымо-Енисейский бассейн | *ч1* | 1267 | -30,3 | – | – | – |
| IV тип | Кузнецкий бассейн | *к1** | 30 | 8,1 | – | – | – |
| | | *к1** | 169 | 0,2 | – | – | – |
| | | *к2** | 695 | 4,7 | – | – | – |
| | | *к7* | 965 | 29,0 | – | – | – |
| | | *к7* | 959 | 26,4 | -46,9 | 18,0 | – |
| | | *к8* | 1120 | 16,0 | – | – | – |
| | | *к9* | 850 | 24,6 | -44,3 | 17,1 | – |
| | | *к10* | 1215 | 21,2 | -49,2 | 12,6 | – |
| | | *к11* | 1117 | 21,4 | -46,7 | 12,7 | – |
| | | *к14* | 1050 | 25,3 | – | – | – |
| | | *к14* | 1040 | 23,7 | -53,1 | 14,6 | – |
| | | *к15* | 565 | 30,9 | – | – | – |
| | | *к15* | 548 | 30,3 | -46,0 | 22,3 | – |
| | | *к16* | 870 | 27,4 | – | – | – |
| | | *к17* | 1200 | 26,0 | – | – | – |
| | | *к18* | 1170 | 28,9 | -53,0 | 19,6 | – |
| | | *к19* | 455 | 22,5 | – | – | – |
| | | *к19* | 437 | 14,0 | -43,3 | 6,7 | – |
| | | *к20* | 690 | 27,6 | – | – | – |
| | | *к21* | 750 | 25,1 | -67,3 | 13,7 | – |
| | | *к22* | 1070 | 21,5 | -51,2 | 13,4 | – |
| | | *к23** | 682 | 4,4 | -45,9 | -3,2 | – |
| V тип | | *к63* | 221 | -4,3 | – | -12,3 | – |
| | | | | -4,1 | – | -6,2 | – |

Примечание: * - смешанный тип вод (по химическому составу отнесены к II, а по изотопному ближе к IV типу содовых вод).

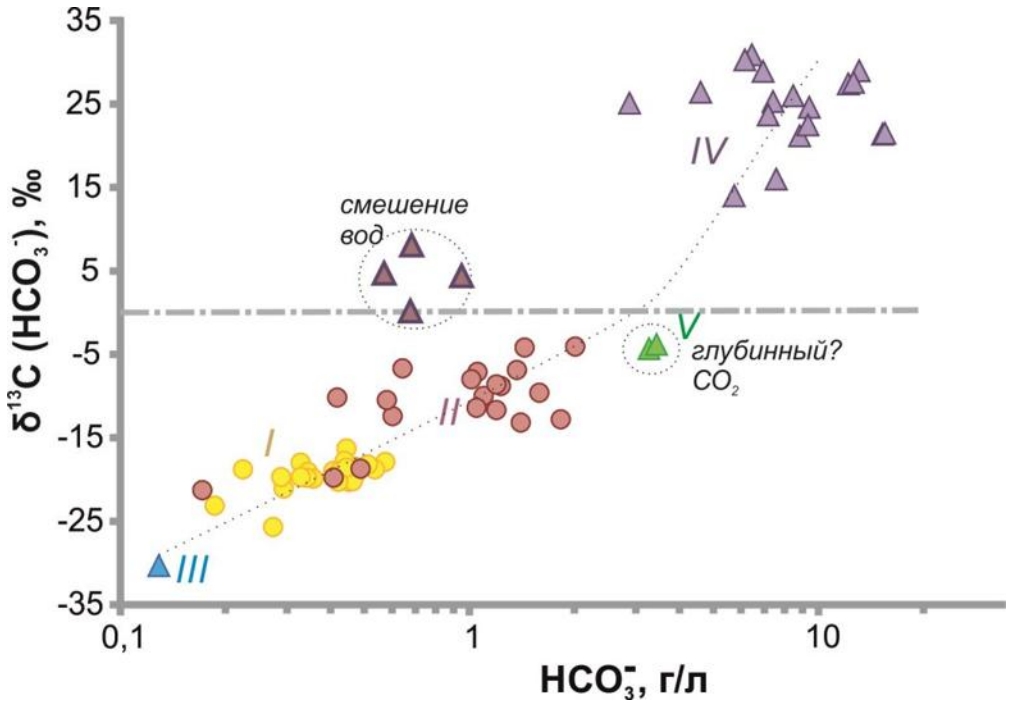



**Рис. 4.8.** Соотношение концентрации $HCO_3^-$ и $\delta^{13}C(HCO_3^-)$ в содовых водах разного типа (*I–V*)

*I тип пресных содовых вод* отличается относительно легкими значениями $\delta^{13}C(HCO_3^-)$ от -26,3 до -16,3‰, источником которого выступает почвенная углекислота. Выходы на поверхность данных вод фиксируются карбонатными травертинами. Изотопный состав углерода карбонатных построек тоже достаточно легкий, $\delta^{13}C$ изменяется от –16 до –12‰ (табл. 4.3), что является обычным для пресноводных карбонатов (Pentecost, 2005, Деев и др., 2017). Например, травертины тектонически активных регионов имеют более тяжелые значения $\delta^{13}C$ от -8,0 до +16,3‰ (Лаврушин, 2006, Kele et al., 2008, 2011, D'Alessandro et al., 2007). При этом изотопный состав карбонатов однозначно коррелируется с водами (рис. 4.9). При минералообразовании, вследствие проявления в системе $HCO_{3(раств.)}$ – $CaCO_{3(тв.)}$ ряда термодинамических факторов, отмечается сдвиг в сторону утяжеления изотопного состава травертинов

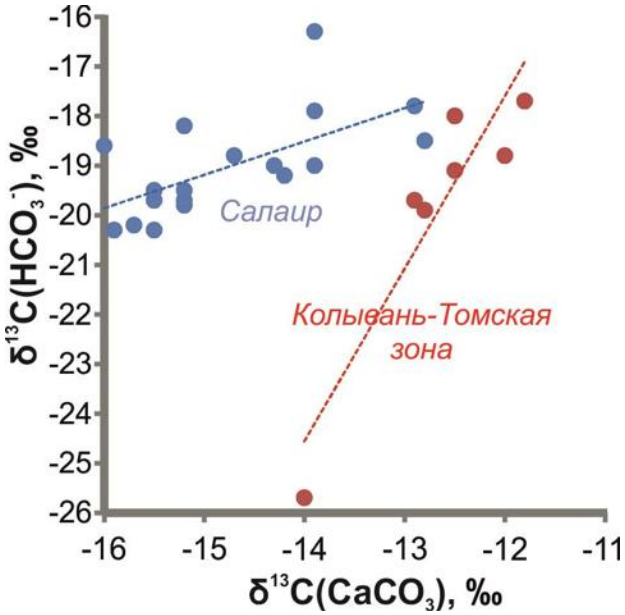



**Рис. 4.9.** Соотношения $\delta^{13}C$ травертинов с $HCO_3^-$ вод I типа

примерно на 2–12‰, что в нормальных условиях (при температуре 0–25°С) показали и эксперименты (Friedman, O'Neil, 1977). Для родников Салаира коэффициент разделения минимален от 2,5 до 5,5‰, для Колывань-Томской зоны – максимален от 5,5 до 11,7‰, что связано с разными условиями фракционирования.

*II тип солоноватых содовых* вод характеризуется уже более утяжеленными значениями $\delta^{13}C(HCO_3^-)$ от -21,3 до -4,1‰ (табл. 4.3). При этом минимальные концентрации $^{13}C$ от -21,3 до -18,7‰ наблюдаются в водах юго-востока ЗСАБ. В Кузбассе в формировании гидрокарбонат-иона наряду с изотопно легкой почвенной углекислотой принимает участие значительная доля изотопно тяжелой угольной углекислоты, что приводит к увеличению концентраций $^{13}C$ и $\delta^{13}C(HCO_3^-)$ варьирует от -13,2 до -4,1‰. Этот вывод подтверждается немногочисленными данным по $\delta^{13}C(CO_2)$, изменяющими в интервале от -10,1 до -3,9‰. Водорастворенный метан, наоборот, более облегченный, чем углекислота, $\delta^{13}C(CH_4)$ от -51,4 до -38,0‰, генетически связан с углями средней стадии метаморфизма.

*III тип пресных высокощелочных содовых вод* характеризуется, как уже говорилось, самым легким значением $\delta^{13}C$ , равное -30,3‰, что несомненно указывает на биогенный источник углерода и $CO_2$. Углекислый газ, к сожалению, не был измерен, но судя по всему, он должен быть еще легче. С чем связан такой легкий изотопный состав углерода? Ведь даже самые легкие концентрации $\delta^{13}C$ органического вещества достигают только -30‰, согласно данным Э.М. Галимова. В Западной Сибири изотопный состав органического вещества хорошо изучен в работах С.И. Голышева (Голышев, Богородская, Конторович, 1980, Голышев, Лебедева, 1984, Golyshev et al., 1991, Голышев, 2010) и Н.К. Григорьева (1989), в основном в нефтеносных меловых и юрских отложениях. В результате установлено, что органическое вещество изотопно очень легкое и варьирует в пределах от -37,7до -23,5‰. Для нижнемеловых отложений Приширотного Приобья концентрации $\delta^{13}C$ характеризуются наименьшими значениями от -36,0 до -29,8‰. Чулымские минеральные воды типа «Омега» приурочены к непродуктивным (в нефтегазопоисковом отношении) нижнемеловым отложениям. Вероятно источник органического вещества идентичный и очень легкий по составу. Однако гидрокарбонат-ион нефтяных вод более тяжелый от -23,1 до -5,7‰ (Голышев, Иванов, 1983), что связано с наличием в системе метана, который забирает часть $^{12}C$, а

углекислота, и соответственно $HCO_3^-$, обогащаются $^{13}C$. В исследуемых содовых водах метан практически отсутствует и углекислота и гидрокарбонат-ион остаются легкими.

Самым интересным среди изотопных данных представляется *IV тип соленых содовых вод угленосных отложений* с аномально высокими положительными значениями $\delta^{13}C(HCO_3^-)$ и $\delta^{13}C(CO_2)$, которые колеблются от +0,2 до +30,9 ‰ и от -3,2 до +22,3‰ соответственно. Для Кузбасса такие данные были получены впервые. Для России они являются также уникальными, лишь единичные публикации (Валяев и др., 1985, Фейзуллаев, Мовсумова, 2010, Лаврушин, 2012, Лаврушин и др., 2015, Киквадзе, 2016) описывают тяжелый изотопный состав углерода $CO_2$ и $HCO_3^-$ в холодных метановых водах грязевых вулканов Кавказского региона. Зарубежные исследования по положительному $\delta^{13}C(CO_2)$ появились в основном с 2000ых гг, т.е. относительно недавно. Встречаются такие аномальные значения $\delta^{13}C$ редко: преимущественно в поровых водах донных осадков озер и морей (до +34,9‰), где они связаны с восстановительными геохимическими условиями (Китай, Аргентина, США) (Sharma, Frost, 2008, Zhu et al, 2013) и в угольных отложениях (до +22‰) в местах добычи сланцевого газа и угольного метана (США, Канада, Австралия) (Colding et al, 2013) (рис. 4.10). Однако изучение причин образования гидрокарбонат-иона с таким $\delta^{13}C$ (как принято обозначать $\delta^{13}C_{DIC}$, DIC = dissolved inorganic compounds) в литературе не описано и нет возможности сопоставить полученные результаты.

Все исследователи сходятся на том, что такая тяжелая углекислота имеет биогенный генезис и всегда связана с щелочными содовыми водами. Положительные значения $\delta^{13}C$ появляются в основном там, где происходит метанообразование в богатых органикой системах, таких как уголь и сланцы, которые при биодеградации производят изотопно-легкий $CH_4$, а остаточный $CO_2$ обогащается $^{13}C$ (Colding at al., 2013). Характерные примеры – угольный бассейн Альберта (Канада) (Harrison et al., 2006), сланцевые газовые бассейны Антрим и Нью-Олбани (США) (Martini et al., 1998, McIntosh et al., 2002, Schlegel et al., 2011), Пенсильванский угольный бассейн (США) (Schlegel et al., 2011), угольный бассейн реки Паудер (США) (Scott et al., 1994, Sharma and Baggett, 2011, Sharma and Frost, 2008) и угольный бассейн Боуэн (Австралии) (Colding at al., 2013).

**Поровые воды донных осадков озер и рек**:
Озеро Чаоху (Китай) $\delta^{13}C(CO_2)$ до **+23‰** (Z. Zhu et al., 2013)
Озера плато Альтиплано (Аргентина) до **+34,9‰** (B.L. Valero-Garces et al., 1999)
Река Паудер (США) **+18 до +24‰** (S. Sharma, C.D. Frost, 2008)



**Холодные метановые воды грязевых вулканов** Кавказского региона: $\delta^{13}C(CO_2)$ на Тамани (до **+16‰**), в Грузии (до **+12,9‰**), в Азербайджане (**до +24‰**) (Валяев и др., 1985, Фейзуллаев, Мовсумова, 2010, Лаврушин, 2012) и $\delta^{13}C(HCO_3)$ до 37,3‰ (Лаврушин и др., 2015)

**Воды районов добычи угольного метана и сланцевого газа:**
Австралийский угольный бассейн $\delta^{13}C(CO_2)$ до **+16‰** (Boreham et al., 2001, Colding et al., 2013, Kinnon et al., 2010)
Сланцевый газ бассейнов Антрим, Нью Олбани (США) до **+20‰** (Martini et al., 1998, McIntosh et al., 2002, Schlegel et al., 2011)
Угольный бассейн реки Паудер (США) **+12 до +22‰** (Bates et al., 2011, Flores et al., 2008)
Пенсильванский угольный бассейн (США) **до +20‰** (Schlegel et al., 2011)
Угольный бассейн Боуэн (Австралия) до **+10‰** (Colding et al., 2013)
Угольный бассейн Альберта до **+22,5**‰(Канада) (Harrison et al., 2006)

**Рис. 4.10.** Карта изученности положительного тяжелого изотопного состава водорастворенного углерода ($CO_2$ и $HCO_3^-$)

В некоторых случаях отмечается увеличение $\delta^{13}C$ с увеличением щелочности. Сразу отметим, что для Кузбасса такая закономерность не наблюдается. Как правило, зарубежные исследователи полагают, что ускоряет процесс формирования тяжелой $CO_2$ микробиальная редукция биогенного вещества. Наиболее насыщенные бактериями газовое месторождение бассейна Иллинойс имеет самые положительные $\delta^{13}C$ (22,5‰). Не вдаваясь в подробности, и не имея дополнительных данных по микробиологической активности в угольных пластах Кузнецкого бассейна, отметим только, что «тяжелые» по углероду содовые воды – это всегда высококонцентрированные метановые воды. Степень изотопного фракционирования зависит от степени открытости системы, от времени взаимодействия подземных вод с органикой и степени биодеградации.

При этом для обогащенных органикой и метаном нефтяных вод это не работает (положительных значений $\delta^{13}C$ не отмечается), что связано с совершенно другими условиями фракционирования. Однако в литературе имеются указания на то, что углекислота, обогащенная изотопом $^{13}C$, может быть образована при деградации нефти (Jeffrey, Alimi, Jenden, 1991, Head, Jones, Larter, 2003, Pallasser, 2000). Многие работы показали, что образование изотопно-тяжелого углекислого газа происходит на относительно небольших глубинах (не более 2 км) и при сравнительно низких температурах, свойственных диагенезу (Фейзуллаев, Мовсумова, 2010, Irwin, Curtis, Coleman, 1977, Head, Jones, Larter, 2003, Pallasser, 2000). Только для неглубоко залегающих нефтегазовых месторождений редко обнаруживают положительные значения (Kharaka, Carothers, 1979) и связывают их с ферментацией органического вещества или окислительной деструкцией в переходной от восстановительной к окислительной среде.

Обработав данные по холодным метановым водам грязевых вулканов Предкавказья, В.Ю. Лаврушин пришел к выводу, что с увеличением содержания $HCO_3^-$ в водах $\delta^{13}C(CO_2)$ смещается в положительную сторону: при содержании $HCO_3^- > 4$ г/л значение $\delta^{13}C$ становятся положительными. Кроме того, он приходит к заключению о том, что такая тяжелая углекислота ($CO_2$) генетически не связана с мантийной и является биогенной и «…отражает условия изотопного обмена при высоких температурах в системе “$CO_2$–$CH_4$”…» (Лаврушин, 2012).

В нашем случае при содержании $HCO_3^-$ более 2-3 г/л (а минерализации более 4–5 г/л) содовых вод угольных отложений, значения $\delta^{13}C(HCO_3^-)$ становятся

положительными (рис. 4.8). Исключение составляют четыре точки с содержанием $HCO_3^-$ от 0,6 до 0,9 г/л (минерализацией 0,9–1,5 г/л), но с высокими концентрациями $^{13}C$, о которых мы уже писали выше из-за тяжелого состава $\delta^{18}O$. Объясняется это разбавлением выше залегающими пресными водами. По химическому составу данные воды были отнесены к II типу, а по изотопному составу они ближе к IV типу содовых вод (табл. 4.3, рис. 4.8).

Значения $\delta^{13}C(CO_2)$ соленых содовых вод хорошо коррелируют с $\delta^{13}C(HCO_3^-)$, которые являются также тяжелыми, в основном положительными (от -3,2 до +22,3 ‰), но все же легче гидрокарбонат-иона на 7,3–11,4‰ (в среднем 8‰).

$\delta^{13}C(CH_4)$, наоборот, резко облегченный и изменяется в пределах от -67 до -43,3 ‰. Для других угольных бассейнов мира аналогичная величина изменяется от -82 до -44‰ (Colding at al., 2013), т.е. данные вполне сопоставимы. При этом зависимость значений $\delta^{13}C(CH_4)$ и $\delta^{13}C(CO_2)$ скорее обратно пропорциональная (рис. 4.11*а*), однако выборка недостаточно представительная, чтобы делать выводы. В целом, разброс между $\delta^{13}C(CH_4)$ и $\delta^{13}C(CO_2)$ широкий: от 42 до 81‰ (Лепокурова, Пыряев, Шварцев, 2015). При этом какой-либо связи между содержаниями $\delta^{13}C(CH_4)$ и $\delta^{13}C(CO_2)$ и кислотно-щелочными условиями вод не обнаружено (рис. 4.11*б*).

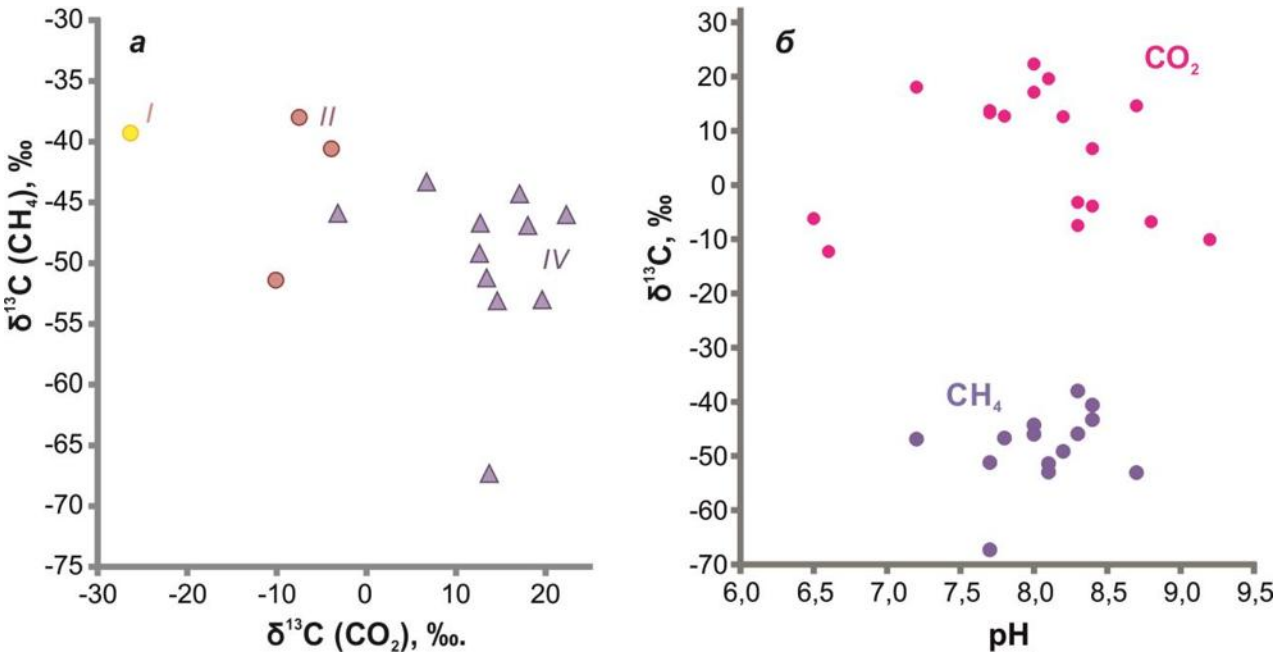



**Рис. 4.11.** Соотношение в содовых водах $\delta^{13}C(CO_2)$ и $\delta^{13}C(CH_4)$ (*а*) и их зависимости от pH (*б*)

*V тип углекислых содовых вод* характеризуется значениями $\delta^{13}C(HCO_3^-)$ от -4,3 до -4,1‰ (табл. 4.3). Судя по всему, в его формировании принимает участие уже эндогенный источник $CO_2$. Поскольку метан в водах отсутствует и, соответственно, нельзя объяснить утяжеление углерода углекислоты за счет фракционирования в системе $CO_2$–$CH_4$, как в случае с II и IV типами содовых вод. Кроме того, воды приурочены к крупному региональному разлому, по которому поднимается $CO_2$, вероятно образующийся при разложении карбонатных пород на значительных глубинах при температурах > 100–150°С. Это подтверждают и данные по отношению $^3He/^4He = 74*10^{-8}$ (значения мантийного гелия $< n*10^{-7}$) (Токаренко, 2009). Изотопный состав самого углекислого газа Терсинских вод не постоянен и колеблется в пределах от -12,3 до -6,2‰ (при этом газонасыщенность вод также резко меняется), что указывает на смешенное происхождение $CO_2$ (Лепокурова, 2005, Копылова и др., 2009, 2011).

Обобщая выше сказанное, можно заключить, что источник углерода практически во всех содовых водах региона биогенный (биохимический), кроме единственного исключения – углекислых вод (V тип), где присутствует, вероятно, глубинный $CO_2$. При этом с увеличением концентраций гидрокарбонат-иона утяжеляются значений $\delta^{13}C$ (рис. 4.8) в направлении типов вод III → I → II → IV. В свою очередь гидрокарбонат-ион наследует изотопный состав углекислого газа (рис. 4.12*а*) с коэффициентом фракционирования от 0,2 до 11,4‰ в сторону утяжеления $\delta^{13}C(HCO_3^-)$.

Источник биогенной углекислоты – почвенное и захороненное в породах органическое вещество, немного отличается в разных участках региона. Например, для юго-востока ЗСАБ углерод органики более облегченный от -36,0 до -29,8‰ (Голышев, 2010), а для Кузбасса, наоборот, более утяжеленный от -27,1 до -25,0‰ (Изох, Изох, Пономарчук, Семенова, 2009). Та же закономерность характерна и для карбонатных пород (табл. 4.4) и, соответственно, гидрокарбонат-иона (табл. 4.3).

В Кузбассе с определенной глубины в формировании содовых вод принимает участие утяжеленная угольная углекислота. Сам уголь имеет легкий состав, совпадающий в целом с изотопным составом углерода наземных растений, но в более узком интервале (от -27 до -23‰), что связано с гомогенизацией исходной органической массы. Однако при его разложении выделяется облегченный $CH_4$, который забирает

большую часть $^{12}C$, и утяжеленный $CO_2$ с остаточным $^{13}C$. Соответственно, гидрокарбонат-ион также обогащается $^{13}C$.

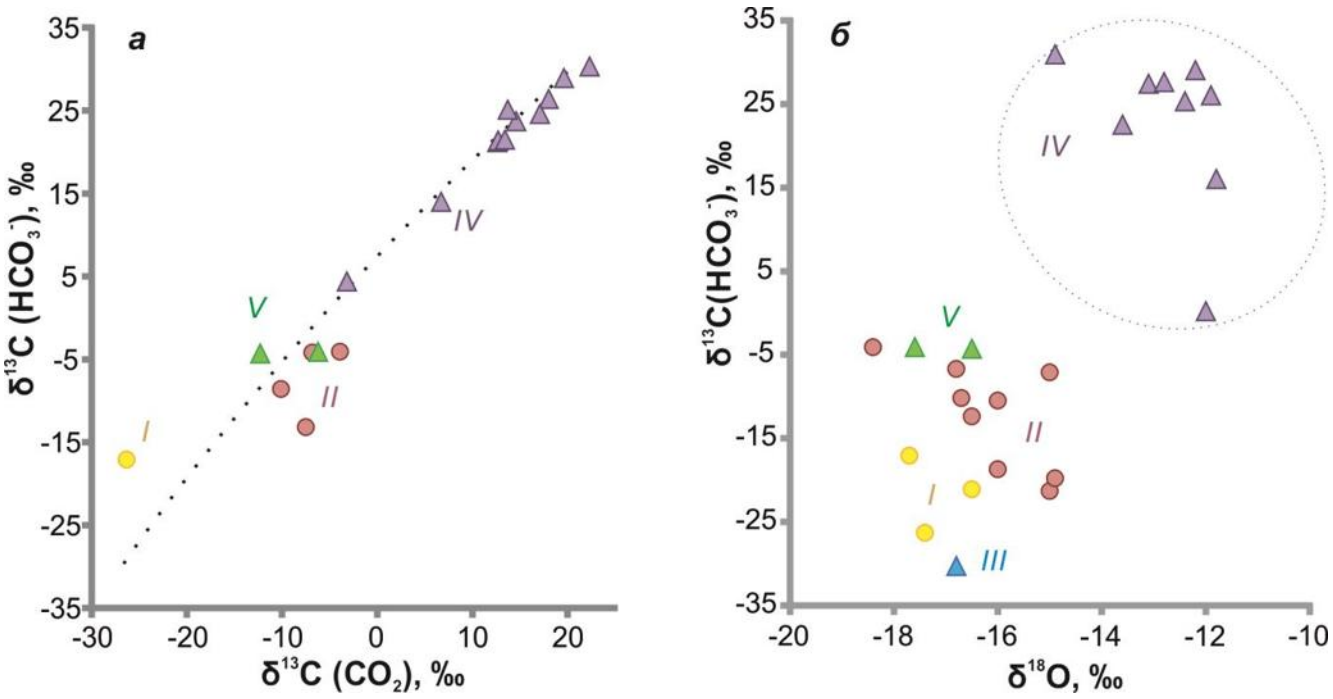



**Рис. 4.12.** Связь $\delta^{13}C(HCO_3^-)$ содовых вод разного типа (*I*–*V*) с $\delta^{13}C(CO_2)$ (*а*) и с $\delta^{18}O$ (*б*)

**Таблица 4.4.** Некоторые имеющиеся данные по $\delta^{13}C$ отложений региона, ‰

| Карбонатные породы | Органика | Морские карбонаты ЗСАБ $Pz\text{-}J_3$ возраста | Эпигенетические (вторичные) карбонаты J-K отложений ЗСАБ | Органика К пород юго-востока ЗСАБ |
|---|---|---|---|---|
| нижнего фамена северо-западного Кузбасса | | | | |
| (Изох, Изох, Пономарчук, Семенова, 2009) | | (Голышев, Черепнин, Рожнев, 1981) | | (Голышев, 2010) |
| -0,7–5,4<br>4,1 | -27,1–(-25,0)<br>-24,9 | -0,5–6,1<br>1,8 | -19,5–0,9<br>-5,5 | -36,0–(-29,8)<br>-32,0 |

*Примечание*. В числителе – минимальные и максимальные значения, в знаменателе – средние.

Таким образом, по изотопии разных типов содовых вод резко выделяется IV тип соленых содовых вод угольных отложений (рис. 4.12*б*). Кроме уникально высокой минерализации (до 25 г/л) он отличается тяжелым положительным изотопным составом углерода и тяжелым изотопным составом кислорода («кислородный сдвиг»).

Обобщающие данные по изотопному составу содовых вод и водорастворенному углероду региона представлены в таблице 4.5.

**Таблица 4.5.** Пределы значений изотопного состава воды и водорастворенного углерода разных типов содовых вод юго-востока Западной Сибири (в числителе – пределы содержаний, в знаменателе – среднее), ‰

| Объект | δD | $\delta^{18}O$ | Генезис воды | $\delta^{13}C$ | | | Генезис углерода |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | $HCO_3^-$ | $CO_2$ | $CH_4$ | |
| I тип | -150,3–(-101,8)<br>-124,6 | -19,9–(-15,0)<br>-16,9 | инфильтрационный | -26,3–(-16,3)<br>-19,5 | -26,3 | -39,3 | биогенный |
| III тип | -130,8 | -16,8 | | -30,3 | – | – | |
| II тип | -138,0–(-115,3)<br>-127,1 | -18,5–(-14,9)<br>-16,8 | | -21,3–(-4,1)<br>-10,0 | -10,1–(-3,9)<br>-7,1 | -51,4–(-38,0)<br>-43,3 | биогенный, биохимический (утяжеленный угольный) |
| IV тип | -144,6–(-113,5)<br>-135,8 | **-14,9–(-11,8)**<br>**-12,7**<br>*«кислородный сдвиг»* | | **+0,2–(+30,9)**<br>**+20,9**<br>*аномально тяжелые значения* | **-3,2–(+22,3)**<br>**+13,4**<br>*аномально тяжелые значения* | 67,3–(-43,3)<br>-49,7 | |
| V тип | -132,0–(-127,0)<br>-130 | -17,9–(-16,5)<br>-17,3 | | -4,3–(-4,1)<br>-4,2 | -12,3–(-6,2)<br>-9,2 | – | смешанный (**глубинный** + биогенный) |

# 5. РАВНОВЕСИЯ СОДОВЫХ ВОД С МИНЕРАЛАМИ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

В данной работе, как уже говорилось, решение проблемы содообразования предлагается с позиций общей теории взаимодействия воды с горными породами. Обоснование этого приводится в главе 1.4. Теоретически база разработана С.Л. Шварцевым (1978, 1998, с соавторами 2005, 2007) и продолжает разрабатываться до сих пор (ежегодная серия работ в Вестнике РАН, 2010–2017). Согласно такому подходу, для объяснения механизмов формирования состава подземных вод необходимо выявить характер их равновесия с минералами вмещающих пород. Собственно состав вод определяется разностью между растворяемыми горными породами и образующимися вторичными минералами. Поэтому в данной главе необходимо было оценить равновесие содовых вод относительно ведущих минералов вмещающих пород с использованием термодинамических расчетов, выявить в результате этих расчетов контролирующие параметры формирования вторичных минералов, а, следовательно, и состава вод, подтвердить полученные расчеты данными по литологии и минералогии рассматриваемого региона.

## 5.1. Результаты расчетов равновесий содовых вод с алюмосиликатными и карбонатными минералами

При расчетах равновесий использован программный комплекс HydroGeo, разработанный М.Б. Букаты (Букаты, 2002) и сертифицированный в Росатомнадзоре (рис. 1.2). Данный ПК базируется на методе констант равновесий. В систему вводятся результаты химического анализа воды, включая концентрации органических веществ, а также температура, Eh и pH раствора. В результате трудоемких гидрогеохимических расчетов получаются активности химических соединений (то, что реально есть в растворе), при сравнении которых со стандартными значениями (больше или меньше) можно сделать вывод о насыщенности или ненасыщенности раствора относительно какого-либо минерала (параметр насыщенности $L$).

В исследовании были выбраны те минералы, которые наиболее часто встречаются во вмещающих отложениях, слагающих изучаемый разрез: алюмосиликатные и силикатные (первичные и вторичные) и карбонатные. Результаты расчетов приведены в таблице 5.1.

**Таблица 5.1.** Интервалы значений параметров насыщенности (*L*) разных типов (*I*-*V*) содовых вод с ведущими минералами

| Тип содовых вод | Формула минерала | I пресный | II солоноватый | III пресный высокощелочной | IV соленый | V углекислый |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Ионная сила | | 0,011–0,055 | 0,012–0,054 | 0,008–0,125 | 0,062–0,324 | 0,069–0,075 |
| Карбонатные минералы | | | | | | |
| Кальцит | $CaCO_3$ | -0,8…**1,6** | -0,6…**2,5** | -0,5…**1,1** | **0,6**…**2,8** | **0,5**…**1,5** |
| Сидерит | $FeCO_3$ | -1,4…**7,0** | -0,2…**4,3** | **0,1**…-1,7 | **1,3**…**4,1** | **1,2**…**2,0** |
| Доломит | $CaMg(CO_3)_2$ | -1,9…**2,9** | -2,4…**5,6** | -0,3…**2,7** | **1,1**…**5,6** | **0,7**…**3,0** |
| Магнезит | $MgCO_3$ | -3,5…**0,2** | -3,1…**3,0** | -1,7…**0,3** | -0,9…**1,6** | -1,0…**0,2** |
| Родохрозит | $(Mn^{2+})CO_3$ | **0,1…7,4** | | **0,7** | | |
| Алюмосиликатные минералы | | | | | | |
| Нефелин | $NaAlSiO_4$ | -51…-20 | -19…-17 | -6,5 | -17…-15 | -9,2 |
| Пироксен | $Ca(Fe^{2+})(SiO_3)_2$ | -88…-31 | -10…-7 | -23 | -9…-6 | -32 |
| Ферросилит | $Fe^{2+}{}_2[Si_2O_6]$ | -62…-56 | -61…-54 | -56…-59 | -61…-55 | -61 |
| Амфибол | $Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$ | -38…-7 | | -9,6 | | -62 |
| Оливин | $CaMgSiO_4$ | -24…-10 | -38…-32 | -5,3 | -37…-31 | -48 |
| Форстерит | $Mg_2SiO_4$ | -11,4…-6,1 | -10,4…-2,9 | -7,2…-4,9 | -4,3…-4,1 | -10,3…-9,1 |
| Фаялит | $(Fe^{2+})_2SiO_4$ | -10,2...-6,4 | -9,8…-5,9 | -11,2…-9,4 | -7,7…-3,5 | -6,1…-5,2 |
| Роговая обманка | $NaCa_2Mg_4Al_3Si_6O_{22}(OH)_2$ | -240…-120 | -100…-84 | -23 | -93…-86 | -160 |
| Эпидот | $Ca_2(Fe^{3+})Al_2Si_3O_{12}(OH)$ | -110…-35 | -28…-23 | -62 | -29…-25 | |
| Биотит | $Na(Fe^{2+})_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$ | -7,9…-4,1 | -7,8…-0,1 | -2,2…-0,5 | -2,8…**0,4** | -1,2…-1,0 |
| Мусковит | $KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$ | -4,8…**0,2** | -4,8…**0,8** | -1,2…**0,3** | -1,9…**1,3** | -2,2…-2,7 |
| Хлорит (Mg) | $Mg_{2.25}Al_{1.5}Si_{1.25}O_5(OH)_4$ | -4,0…**0,4** | -13,3…**2,4** | -0,8…**1,5** | -5,1…**2,5** | -4,3…-3,1 |
| Альбит | $NaAlSi_3O_8$ | -4,3…-0,1 | -7,1…**1,8** | **0,4**…**1,7** | **0,1**…**2,4** | -0,4…-0,1 |
| Анортит | $CaAl_2Si_2O_8$ | -5,6…-2,0 | -5,3…-0,6 | -2,6…-1,2 | -5,7…-0,7 | -6,2…-5,3 |
| Микроклин | $KAlSi_3O_8$ | -6,7…-1,0 | -6,6…**1,1** | -1,1…**0,6** | -1,6…**1,4** | **2,8**…**3,1** |
| Анальцим | $NaAlSi_2O_6{*}H_2O$ | -4,1…-0,1 | -1,6…**1,2** | -0,7…**0,8** | -0,8…**1,7** | -2,2…-1,8 |
| Дафнит | $(Fe^{2+})4Al_4Si_2O_{10}(OH)_8$ | -2,4…**2,5** | -1,2…**4,6** | -0,1…**2,6** | -2,6…**4,6** | -4,1…-3,3 |
| Fe-сепиолит | $Fe_2Si_3O_6(OH)_4$ | -1,2…**6,3** | **0,8**…**8,1** | **4,7…7,7** | -2,5…**7,8** | **4,3**…**4,7** |

Продолжение табл. 5.1

| Тип содовых вод | Формула минерала | I пресный | II солоноватый | III пресный высокощелочной | IV соленый | V углекислый |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Ионная сила | | 0,011–0,055 | 0,012–0,054 | 0,008–0,125 | 0,062–0,324 | 0,069–0,075 |
| Алюмосиликатные минералы | | | | | | |
| Ca-монтмориллонит (Mt) | $Ca_{0.15}Al_{1.9}Si_4O_{10}(OH)_2$ | -3,0…**5,7** | -1,8…**7,5** | **5,3**…**9,1** | **2,1**…**9,7** | **8,7**…**9,3** |
| Na-Mt | $Na_{0.3}Al_{1.9}Si_4O_{10}(OH)_2$ | -2,4…**3,5** | -4,9…**5,6** | **3,9**…**5,4** | **3,1**…**6,4** | **4,8**…**5,1** |
| Mg-Mt | $MgAl_2Si_4O_{11}(OH)_2$ | -3,5…**4,7** | -3,4…**10,3** | **4,8**…**9,1** | **1,6**…**9,3** | **8,1**…**8,8** |
| K-Mt | $K_{0.3}Al_{1.9}Si_4O_{10}(OH)_2$ | -3,2…**0,1** | -0,7…**0,15** | -0,1…**0,3** | **-0,4**…**0,3** | **0,7**…**0,8** |
| Иллит | $K_{0.5}Al_{2.5}Si_{3.5}O_{10}(OH)_2$ | -3,1…**1,9** | -3,1…**3,11** | **1,1**…**2,6** | **0,6**…**3,3** | **0,5**…**0,8** |
| Каолинит | $Al_2Si_2O_5(OH)$ | **0,1**…**4,25** | **0,3**…**4,2** | **0,0**…**1,3** | **0,6**…**1,3** | **1,7**…**1,8** |
| Оксиды | | | | | | |
| Кварц аморф. | $SiO_2$ аморф. | -1,4…-0,4 | -1,2…-0,3 | -0,6…-0,2 | -0,9…-0,2 | **0,2**…**0,3** |
| Кварц | $SiO_2$ | -0,2…**0,8** | -0,1…**0,8** | **0,5**…**1,0** | **0,3**…**0,9** | **1,3**…**1,5** |
| Гиббсит | $Al(OH)_3$ | **0,1**…**1,1** | **0,3**…**1,1** | **0,9**…**1,3** | **0,6**…**1,3** | **1,7**…**1,8** |
| Содовые минералы | | | | | | |
| Натрон (сода) | $Na_2CO_3(H_2O)_{10}$ | -11,7…-5,6 | -6,8…-2,4 | -7,7…-5,9 | -2,1…-0,8 | -6,1…-5,5 |
| Сульфаты | | | | | | |
| Гипс | $CaSO_4*2H_2O$ | | -3,4…-0,6 | | -5,1…-0,7 | |
| Ангидрит | $CaSO_4$ | | -10…-7,9 | | -11,8…-7,5 | |
| Сульфиды | | | | | | |
| Пирит | $FeS_2$ | | -33…-28 | | -31…-29 | |
| Хлориды | | | | | | |
| Галит | NaCl | | -17…-15 | | -13…-8 | |

*Примечание*. Жирным шрифтом – положительные значения (насыщенные относительно минералов). Пропуск – не рассматривались.

Также для удобства результаты представлены графически, отдельно для карбонатов (рис. 5.1) и отдельно для алюмосиликатов (рис. 5.2). В построении использовались методики, разработанные Р. Гаррелсом, Ч.Л. Крайстом, Г.К. Хельгесоном, П.Б. Бартоном и многими другими. В основе этих методов лежат принципы химической термодинамики Гиббса, дающие возможность строить диаграммы равновесных соотношений между различными первичными и вторичными минералами с водой. В расчетах при этом использовались величины активностей химических соединений с учетом ионной силы раствора, которая зависит от минерализации вод. Для бесконечно разбавленных растворов (пресных вод) ионная сила равна нулю. В содовых водах региона ионная сила изменяется от 0,008 (пресный III тип) до 0,324 (соленый IV тип).

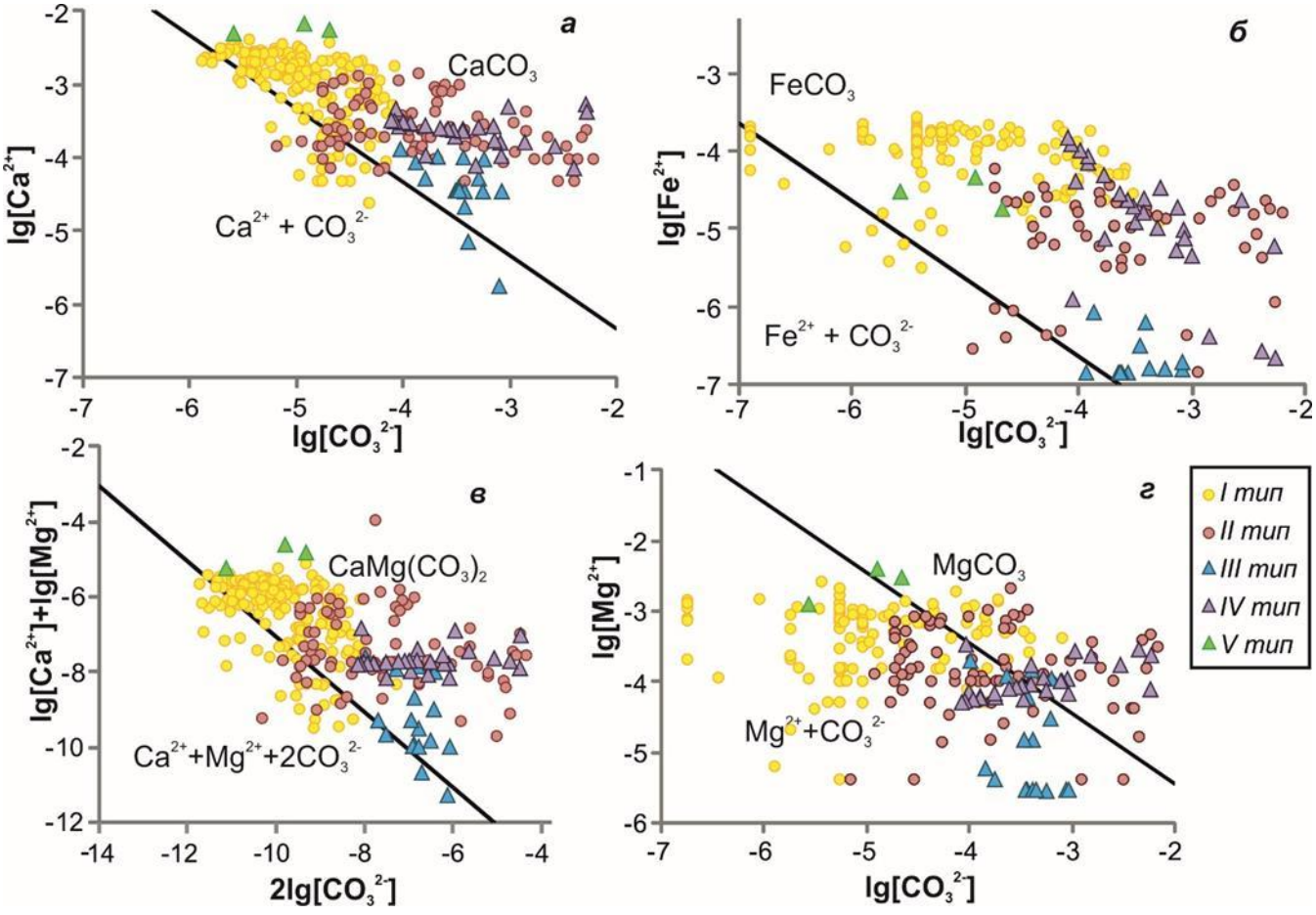



**Рис. 5.1.** Равновесие подземных вод с кальцитом (*а*), сидеритом (*б*), доломитом (*в*) и магнезитом (*г*) при 25ºС

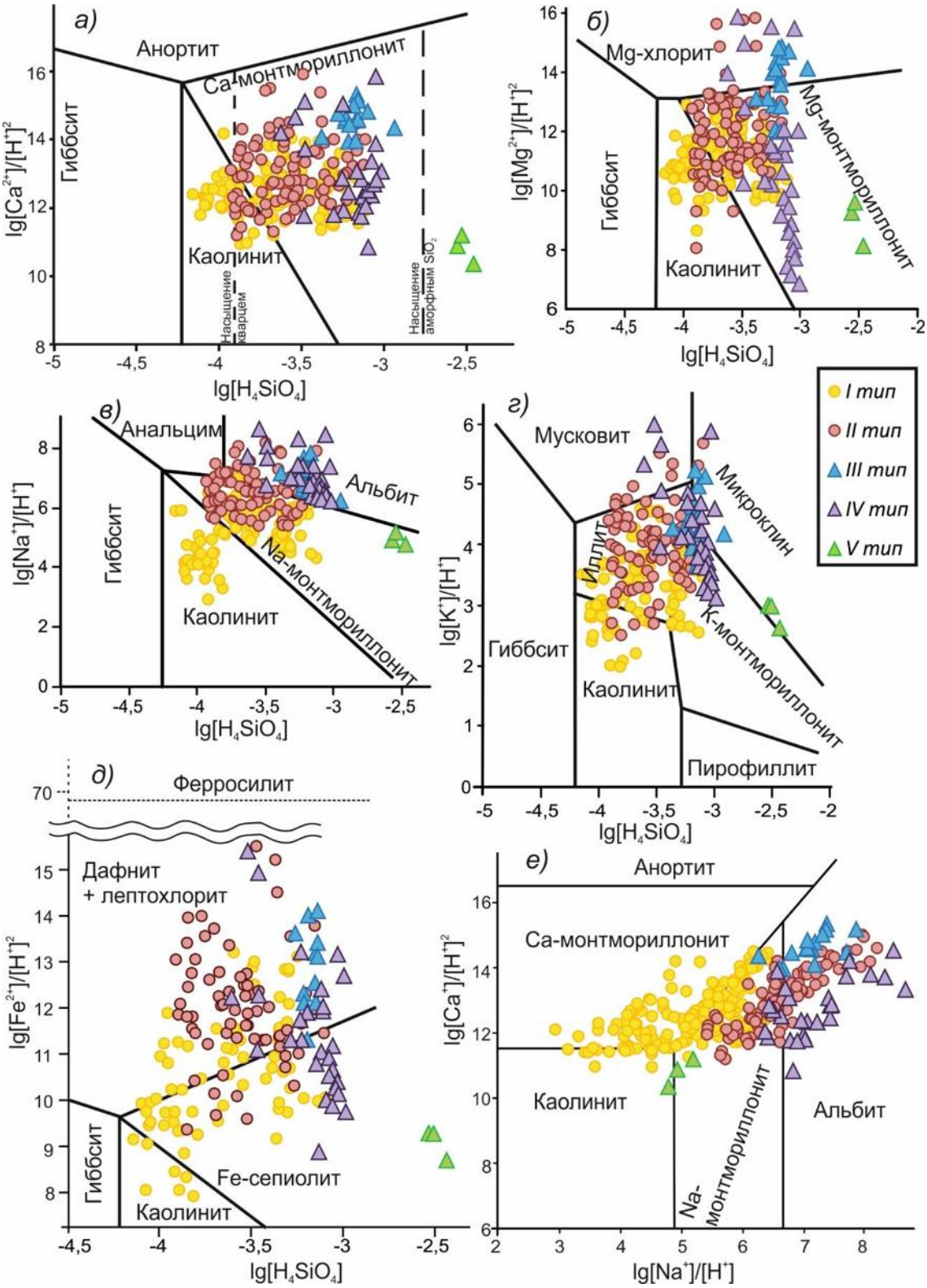



**Рис. 5.2.** Диаграмма равновесия кальциевых (*а*), магниевых (*б*), натриевых (*в*), калиевых (*г*), железосодержащих (*д*) и кальциево-натриевых (при $lg[H_4SiO_4] = –3,5$) (*е*) минералов при 25°С с нанесением данных по составу содовых подземных вод региона разного типа

Как показывают расчеты, содовые воды всех пяти типов равновесны с каолинитом, практически со всеми монтмориллонитами, иллитом, кварцем и карбонатами (в большинстве случаев кальцит, сидерит, доломит, родохрозит и,

частично, магнезит). Следовательно, в данных условиях последние минералы не растворяются, а образуются. Однако имеются и отличия между разными типами содовых вод и для каждого характерен свой набор вторичных минералов.

*I тип пресных содовых вод* (начальный этап содообразования) равновесен к уже перечисленным вторичным минералам, характерным для всех содовых вод.

*II тип солоноватых содовых вод*, благодаря повышенным значениям минерализации и pH, становится практически полностью пересыщен относительно карбонатов, кроме магнезита (рис. 5.1), и дополнительно равновесен с дафнитом и лептохлоритом (рис. 5.2).

*III тип пресных сильнощелочных содовых вод*, несмотря на низкую соленость, оказался равновесным с максимальным числом вторичных минералов. Кроме уже описанных минералов – это дополнительно Mg-хлорит, альбит, микроклин, мусковит и др. (рис. 5.2), т.е. совершенно нехарактерные для зоны гипергенеза. Причина этого кроется в высокой щелочности вод (pH от 9 до 10,3).

*IV тип соленых содовых вод* ожидаемо пересыщен относительно большой группы вторичных минералов, поскольку имеет самые высокие значения минерализации (4–25 г/л) и относительно высокую щелочность (в среднем pH от 7,5 до 8,5). Воды дополнительно пересыщены относительно доломита (рис. 5.1).

Резюмируя, можно сказать, что *в направлении от первого типа содовых вод к четвертому количество равновесных с водой минералов непрерывно растет*. Наиболее пересыщены воды высокощелочного III и высокоминерализованного IV типов.

Выделяется на фоне остальных вод *V тип углекислых содовых вод,* особенно на диаграммах равновесия алюмосиликатных минералов. Из-за высокой концентрации кремнекислоты (50–120 мг/л) фигуративные точки смещены резко вправо. Воды пересыщены относительно разных монтмориллонитов, достигнуто равновесие с аморфным кремнеземом и микроклином (рис. 5.2). Достаточно низкие значения pH обеспечили сдвиг фигуративных точек и на графиках равновесия с карбонатами в сторону уменьшения иона $CO_3^{2-}$ (рис. 5.1), однако воды все же насыщены относительно кальцита, сидерита, доломита благодаря высоким концентрациям Ca, Mg и Fe в этих водах.

Важно подчеркнуть, что все без исключения содовые воды неравновесны с магматическими Ca-Mg-Fe алюмосиликатными минералами водовмещающих пород:

основными плагиоклазами (анортитом), роговыми обманками, амфиболами, эпидотом, пироксенами (ферросилитом), оливином (форстеритом, фаялитом) и многими другими. Поля равновесий большинства перечисленных минералов располагаются значительно выше и за пределами представленных графиков. Например, на рисунке 5.2*д* видно, что воды насыщены относительно вторичных железистых алюмосиликатов – *Fe*-сепиолита и дафнита, но неравновесны с железистым пироксеном – ферросилитом ($Fe_2Si_2O_6$), поля равновесия которого расположены значительно выше. Следовательно, активно растворяются полевые шпаты, пироксены, эпидот и роговые обманки, т.е. первичные минералы, которые неустойчивы в этих условиях и соответственно выступают источником *Ca, Mg, Na, Fe, K, Si, Al* и др.

Таким образом, по результатам расчетов система вода – порода является равновесно – неравновесной: содовые воды равновесны с одними минералами, но одновременно неравновесны с другими, т.е. установленная нами ранее закономерность сохраняется (Шварцев и др., 2007).

Все полученные расчеты по вторичному минералообразованию относительно хорошо подтверждаются визуальными геологическими данными (см. §5.2).

## 5.2. Обзор по составу водовмещающих пород и особенностям проявлений карбонатных образований в регионе

Общее описание пород, к которым приурочены содовые воды, уже приводился – это мощные преимущественно континентальные мезо-кайнозойские песчано-глинистые наднефтеносные на севере и вехнепалеозойские угленосно-терригенные на юге. При этом наличие вторичных карбонатов и глин хорошо прослеживается по всему разрезу юго-востока Западной Сибири (Ван, 1967, Геология месторождения угля…, 1969, Солотчин, 1999, Конторович, 2002, Скурский, 2005, Рычкова, 2006, Новиков, Шварцев, 2009, Ростовцев, 2010, Вакуленко и др., 2010, Девятов и др., 2010, Предтеченская, 2011, Сараев, 2015, Гражданкин и др., 2015, Ксенева, 2015 и многие другие), общее количество их увеличивается с глубиной и меняется состав. Особенно детально изучены нефтеносные породы Западной Сибири (рис. 5.3), много появилось работ в последнее время по Предъенисейскому бассейну в связи с пробуренными скважинами Восток -1, 3, 4 , породы которого также «пропитаны» вторичными карбонатами и глинистыми минералами.

Чулымо-Енисейский бассейн, содержащий уникальные ультрапресные высокощелочные содовые воды III типа, отличается повышенной песчанистостью геологического разреза. Детально состав вмещающих пород был исследован в отчетах (Пояркова, Розин, Шевченко, 1957, Булынникова, 1956). Меловые водоносные отложения (неокомская, альб-аптская толщи, симоновская и сымская свиты) сложены кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми песчаниками с прослоями глин и галечников. Юрские породы представлены мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинами с включениями пирита, сидерита, кальцита. Отсутствуют соленосные и карбонатные породы (кроме прослоек известняков аутигенного генезиса). Пески и песчаники в основном кварцево-полевошпатовые. В их составе до 50% кварца и до 40% кислых и основных плагиоклазов и К–полевых шпатов. Песчаники ожелезнены (присутствуют оксиды железа до 2% и сидерит до 2,8%) карбонатность варьирует от 4 до 29%. Из акцессорных широко распространены минералы группы эпидота (до 70% от содержания тяжелой фракции), зеленая роговая обманка (до 45%) и ильменит с магнетитом (до 25%). Из глин представлены гидрослюды, монтмориллонит и хлорит (до 2%).

Континентальные угленосные отложения кольчугинской серии ($P_2$) или лагунно-континентальные отложения балахонской серии ($C_{2-3}$–$P_1$) Кузбасса, содержащие содовые воды I, II, IV и V типов, представляют собой переслаивание толщей конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов и их углистых разностей, угольных пластов. Песчаники и алевролиты в основном полимиктовые, содержащие в обломочной части 10–50% кварца, 30–70% полевых шпатов, 30–70% эффузивов, 1–30% кремнистых пород, из аутигенных минералов отмечен пирит. Среди минералов тяжелой фракции встречаются циркон, гранат, турмалин, рутил, апатит. Состав цемента глинисто-кремнистый, глинисто-слюдистый, глинисто-карбонатный. Полевые шпаты, эффузивы, а иногда и кварц, в значительной степени изменены вторичными процессами (рис. 5.3), наиболее характерной формой проявления которых является замещение исходного цемента карбонатами и развитие вторичных гидрослюд, монтмориллонита, серицита, мусковита. Примерная последовательность с глубиной такая: каолинит → монтмориллонит → гидрослюда → серицит (Ольховатенко, 2014, Рогов, Попов, 1985).

Из карбонатов широко развиты кальцит и сидерит, в более глубоких горизонтах – доломит.

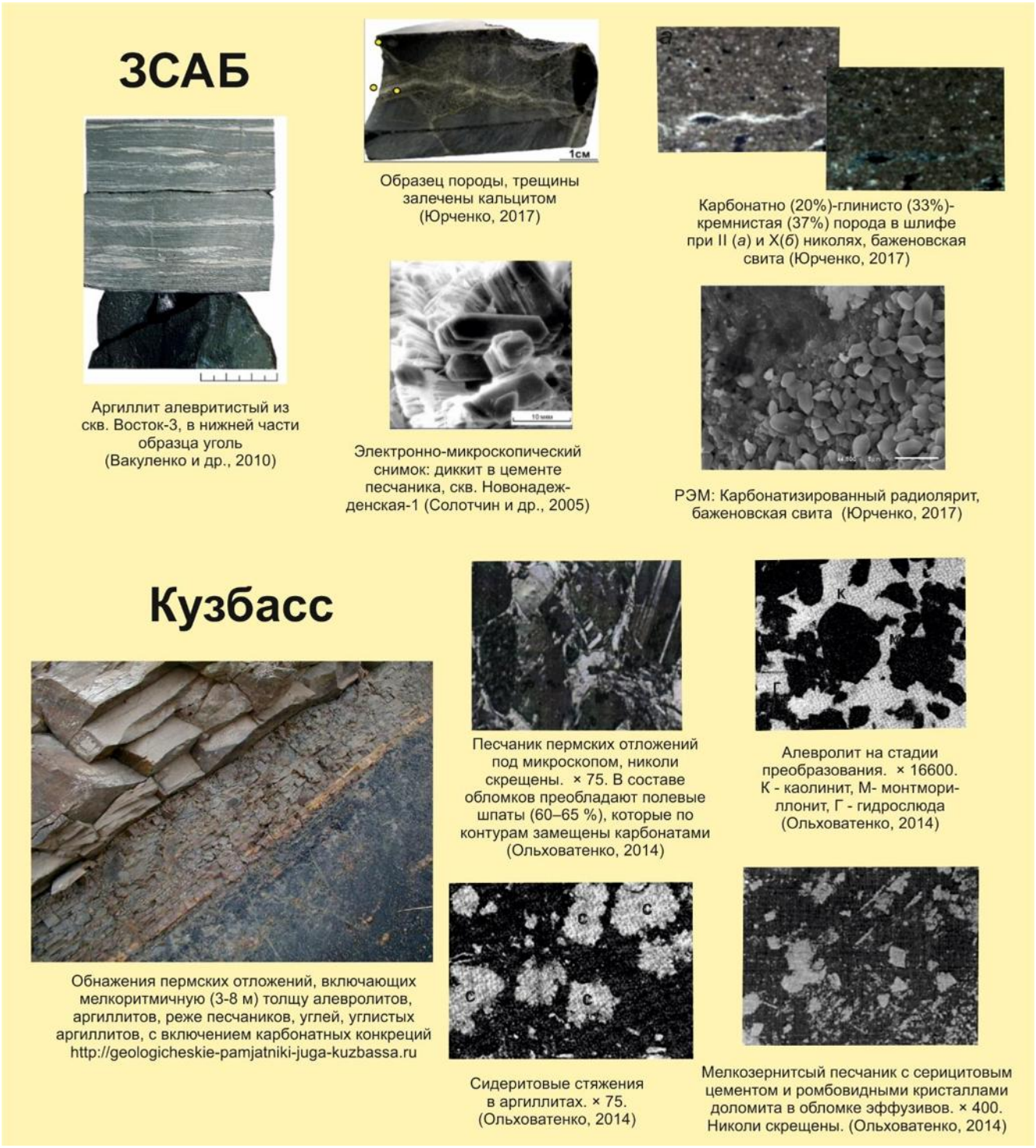



**Рис. 5.3.** Вмещающие осадочные породы с процессами вторичного преобразования (вторичные карбонаты и глины)

Следует отметить, что в северной части Алтае-Саянской складчатой области (Колывань-Томская зона, Салаир и Кузбасс) карбонатообразование (или травертинообразование) широко развито уже на поверхности. Это, не раз уже

описанные в данной работе (§2.3.1 и 3.2.2), травертиновые родники, по составу вошедшие в I тип содовых вод. Здесь складываются благоприятные гидрогеологические условия для их образования. Подземные воды зон разрывных нарушений палеозойского фундамента (глинистые сланцы девон-карбонового возраста) в виде восходящих родников поднимаются на поверхность и образуют карбонатные туфы в виде ванн, каскадов, покровов, маломощных налетов (рис. 5.4).




**Рис. 5.4.** Некоторые проявления травертинообразования (самые крупные) в регионе («Таловские чаши», «Дызвездный ключ»)

Более детально морфология и состав травертинов исследовались в кандидатской диссертации автора (Лепокурова, 2005). Здесь кратко охарактеризуем их. Обычно травертины имеют невыдержанную по потоку протяженность и небольшую мощность от 2–5 до 30–40 см. Самые крупные травертиновые постройки представлены в виде чаш до полуметра высотой («Таловские чаши» в верховьях р. Басандайка) каскадов, конусов выноса и покровов (рис. 5.4). Осаждающиеся карбонаты представляют собой

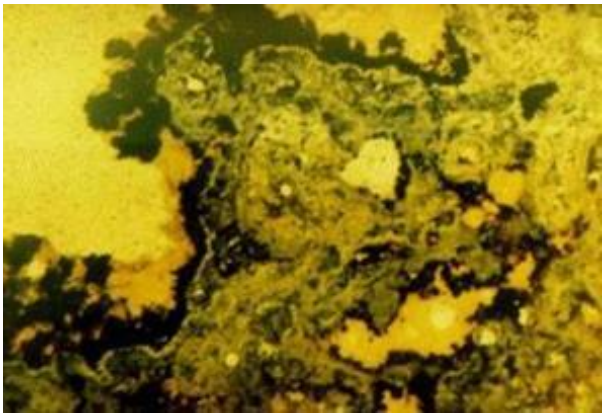


**Рис. 5.5.** Микрофотография травертина: карбонатно-глинистый материал, лимонит, бернессит

псевдоморфозы по растительным остаткам и мхам, которые рассматриваются как центры кристаллизации минералов. Это прочные и пористые породы, сероватых и буроватых оттенков. Текстуры изученных пород представлены от оолитовых, кавернозных до корочек налета и натечных. При изучении в шлифах установлено (рис. 5.5), что травертины сложены большей частью не кальцитом, а арагонитом (60–80%). Цемент, как правило, крустификационный, поровый или базальтовый, сложен тонкозернистым арагонитом, переслаивающимся с большим количеством такого же тонкодисперсного глинистого материала, не поддающегося диагностике. Отмечается также наличие пленок гидроокислов железа – лимонита (до 15%) и тонкодисперсных колломорфных образований водного окисла марганца – бернессита (до 10%). Со временем в травертинах создаются зоны уплотнения и арагонит кристаллизуется в кальцит (Петрова, 2001, Петрова и др., 2002, Лепокурова, 2005, Шварцев, Лепокурова, Копылова, 2007).

Кроме того, при подходе подземных вод к поверхности, почвы тоже насыщаются карбонатами, что фиксируется визуально. Например, почвы долины реки Басандайка (северная часть Колывань-Томской складчатой зоны), в которой зафиксировано множество травертиновых родников («Таловские чаши»), обогащены кальцитом (рис. 5.6). Дождевые воды ультрапресные и, попадая в почвы на начальном этапе обычно не насыщены относительно карбонатов. Однако попадая на травертины (травертиновые постройки) они их растворяют (поскольку не равновесны к ним), сами насыщаются кальцитом и ниже уже могут его осаждать. Это возможный дополнительный путь обогащение почв кальцитом.

Таким образом, в регионе вторичные кальциты отмечаются повсеместно с определенной глубины. Чем глубже, тем их больше. В случае благоприятных гидрогеологических условий (выходы обнажений, наличие трещин, отсутствие водоупоров и т.д.) карбонатообразование возможно и на поверхности, когда насыщенные кальцитом подземные воды поднимаются из глубины и отлагают

травертины, что характерно для северной части АССО. Вторичные глины отмечаются повсюду в регионе: и на глубине и на поверхности.




**Рис. 5.6.** Обнажения долины реки Басандайка (Томская область):

*а*) дерново-подзолистая почва с горизонтом иллювиального накопления карбонатов по магистральным трещинам (Лойко, Герасько, 2009) и *б*) крупная почвенная пора, заполненная карбонатом кальция (Шеин, 2001)

## 5.3. Основные контролирующие параметры формирования вторичных минералов

С целью выявления необходимых геохимических условий содовых вод для формирования того или иного вторичного минерала, построены зависимости изменения параметров насыщенности от различных показателей раствора. Здесь представлены наиболее характерные и интересные зависимости.

Как показали исследования (рис. 5.7), для формирования кальцита необходимым условием будет концентрация в водах гидрокарбонат-иона в среднем более 300–400 мг/л (рис. 5.7*а*), и в целом минерализация содовых вод должна быть более 600–700 мг/л (рис. 5.7*б*), за некоторым исключением (III ультрапресный высокощелочной тип). Для показателя pH не такая четкая закономерность (рис. 5.7*в*), но в среднем при pH вод более 7,5–8 достигается равновесие к кальциту. Однако V тип углекислых вод

равновесен с кальцитом уже при pH 6,3–6,7, благодаря достаточно высоким содержаниям $HCO_3^-$ и $Ca^{2+}$. Ион $Ca^{2+}$ для содовых вод не показателен, достаточно его концентраций более 5–10 мг/л (рис. 5.7*г*).

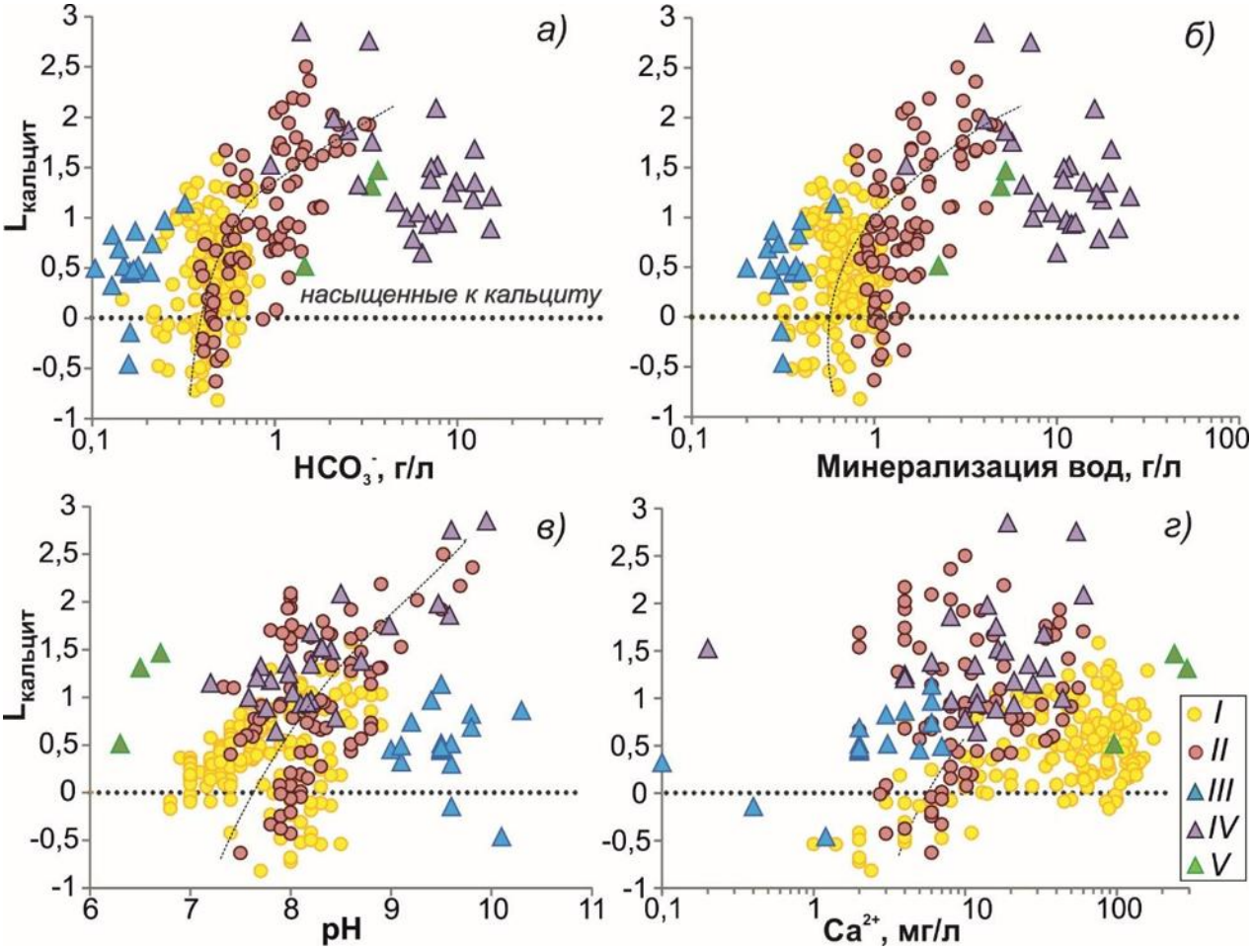



**Рис. 5.7.** Зависимости значений параметра насыщенности с кальцитом от концентраций $HCO_3^-$ (*а*), минерализации (*б*), pH (*в*) и концентраций $Ca^{2+}$ (*г*) в содовых водах разного типа (*I–V*)

Необходимые условия для достижения равновесия вод к доломиту примерно такие же, какие характерны для кальцита, но содержание $Mg^{2+}$+$Ca^{2+}$ должно быть > 10 мг/л (рис. 5.8*абв*). Магнезит начинает осаждаться из более минерализованных вод (> 1 г/л, $HCO_3^-$ > 0,8 г/л) и щелочных (pH > 8–8,5) вод, при той же концентрации $Mg^{2+}$ (> 10 мг/л) (рис. 5.8*где*). Для вод III и V типов закономерности смещаются.

Несколько иное положение характерно для достижения равновесия подземных вод с сидеритом, которое контролируется окислительно-восстановительным состоянием среды – показателем Eh вод. Несмотря на то, что по расчетам воды почти полностью пересыщены относительно сидерита (рис. 5.1), необходимо учитывать возможные

ошибки при определении $Fe^{2+}$ и $Fe^{3+}$ методом колориметрирования. Особенно это касается I типа содовых вод, где превалирует окислительная обстановка, которая препятствует накоплению $Fe^{2+}$ в водах. Исследования по железосодержащим водам верхней гидродинамической зоны ЗСАБ показали (Иванова и др., 2014), что $Fe^{2+}$ в водах лучше концентрируется в глеевой среде в интервале значений Eh от -150 до 50 мВ, а в восстановительной среде (Eh < -200 мВ) его концентрации падают, поскольку начинает осаждаться сидерит.

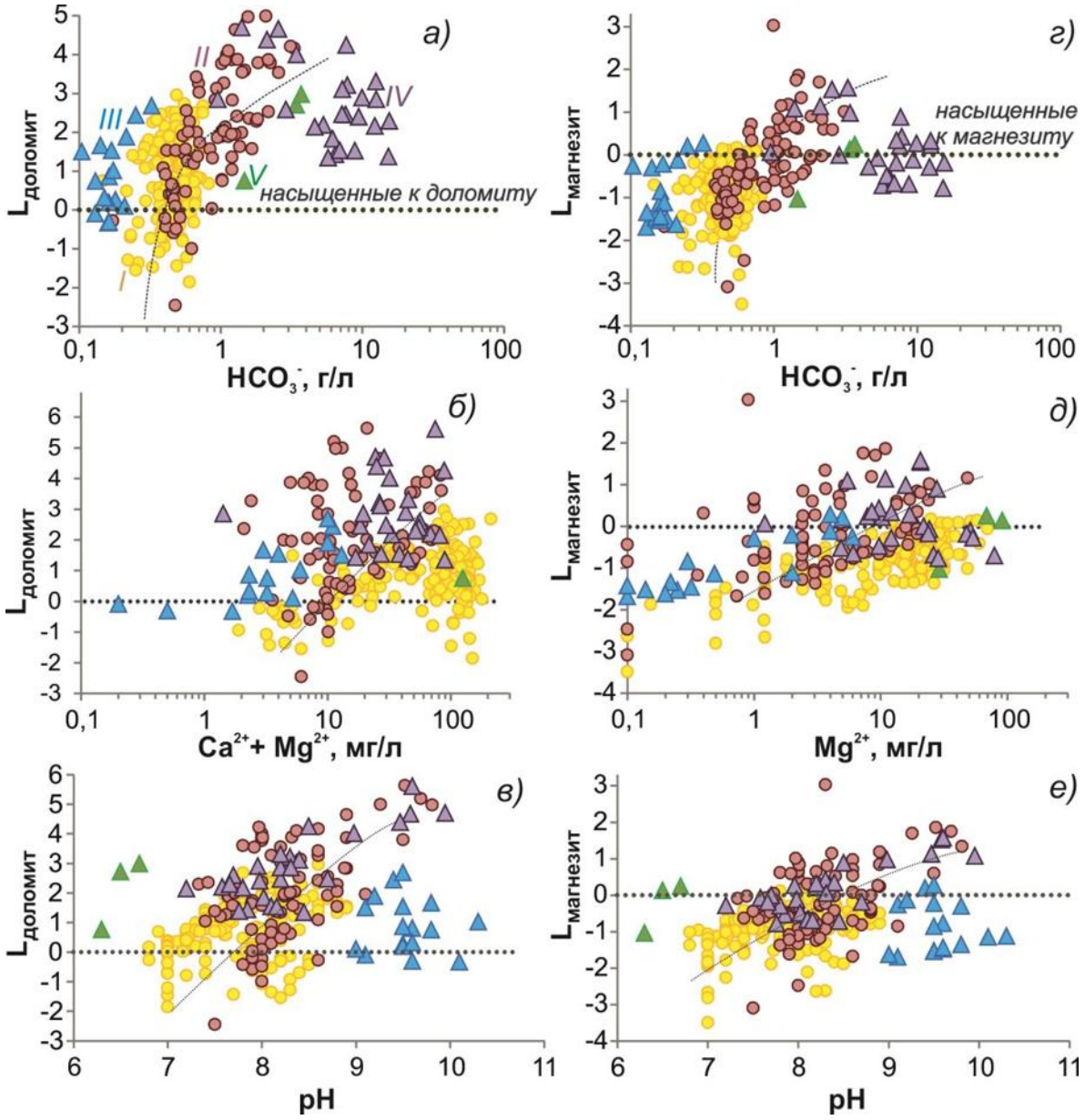



**Рис. 5.8.** Зависимости значений параметров насыщенности: с доломитом от концентраций $HCO_3^-$ (*а*), $Mg^{2+}$+$Ca^{2+}$ (*б*), pH (*в*) и с магнезитом от $HCO_3^-$ (*г*), $Mg^{2+}$ (*д*), pH (*е*) в содовых водах разного типа (*I–V*). *Условные обозначения см. на рис. 5.7*

Для достижения равновесия вод с алюмосиликатными минералами главными параметрами становятся pH и концентрации $SiO_2$ в водах. При этом содержания Al в

водах не так важны, например, уже достаточно 0,01 мг/л чтобы образовывался Ca-монтмориллонит. Необходимые геохимические условия для последнего будут: минерализация вод > 0,5 г/л, pH > 7,3, концентрации $SiO_2$ > 8 мг/л. От содержания кальция зависимость не обнаружена (рис. 5.9*г*). Однако III тип пересыщен Ca-монтмориллонитом уже при минерализации 0,2 г/л. Аналогичные зависимости были построены для Na-Mg-K-монтмориллонитов и иллита.

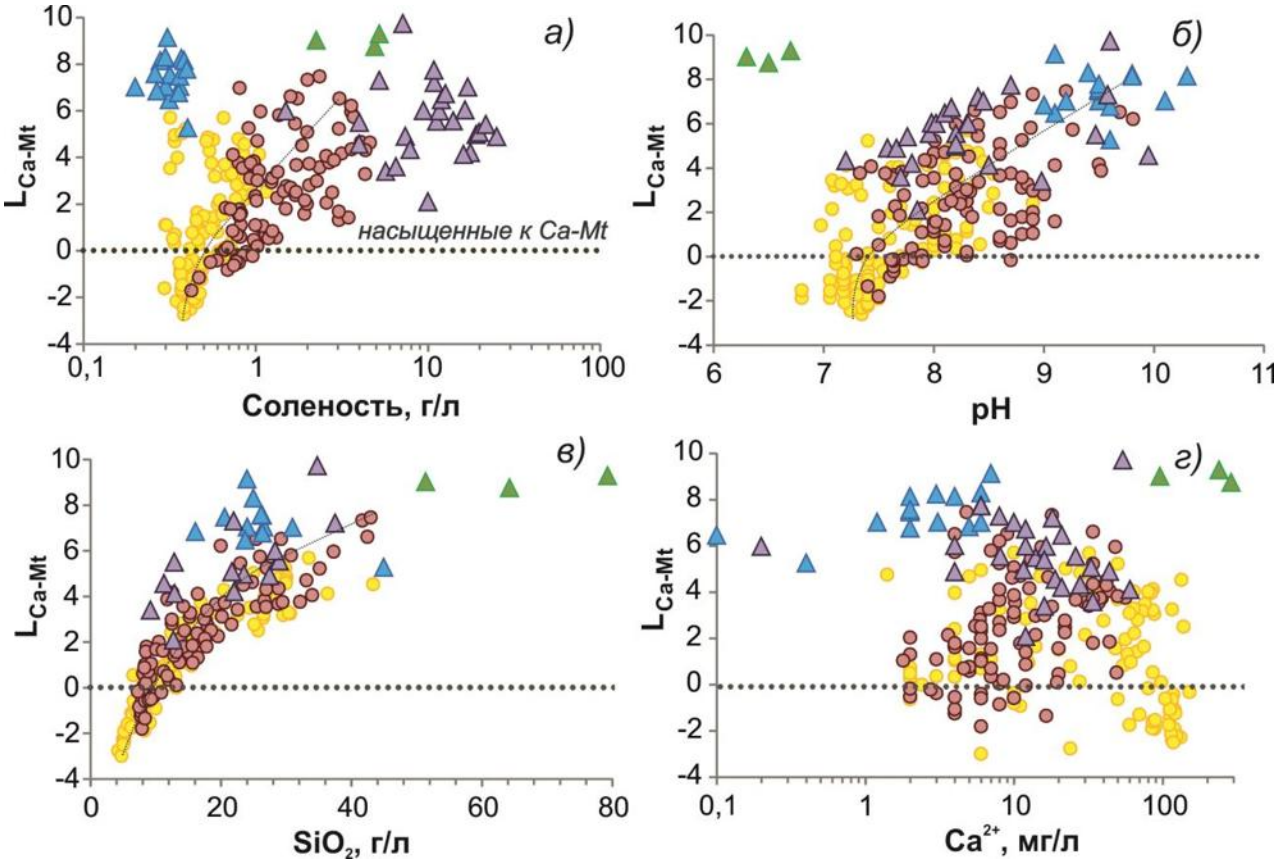



**Рис. 5.9.** Зависимости значений параметра насыщенности с Ca-монтмориллонитом от солености (*а*), pH (*б*), $SiO_2$ (*в*) и $Ca^{2+}$ (*г*) в содовых водах разного типа (*I–V*). *Условные обозначения см. на рис. 5.7*

Необходимыми условиями для достижения равновесия вод к альбиту будут: минерализация вод > 2 г/л, pH > 8,5, концентрации $SiO_2$ > 20 и $Na^+$ > 500 мг/л (рис. 5.10). Однако, как и в случае с кальцитом, III тип равновесен с альбитом уже при минерализации 0,2 г/л, а V тип, наоборот, и при солености 5 г/л неравновесен (рис. 5.10*а*), поскольку pH данных типов вод сильно разный: 10 и 6,5 соответственно.

Интересная зависимость получилась с Mg-хлоритом, для которого значимым получился только показатель pH для всех типов содовых вод (рис. 5.11).

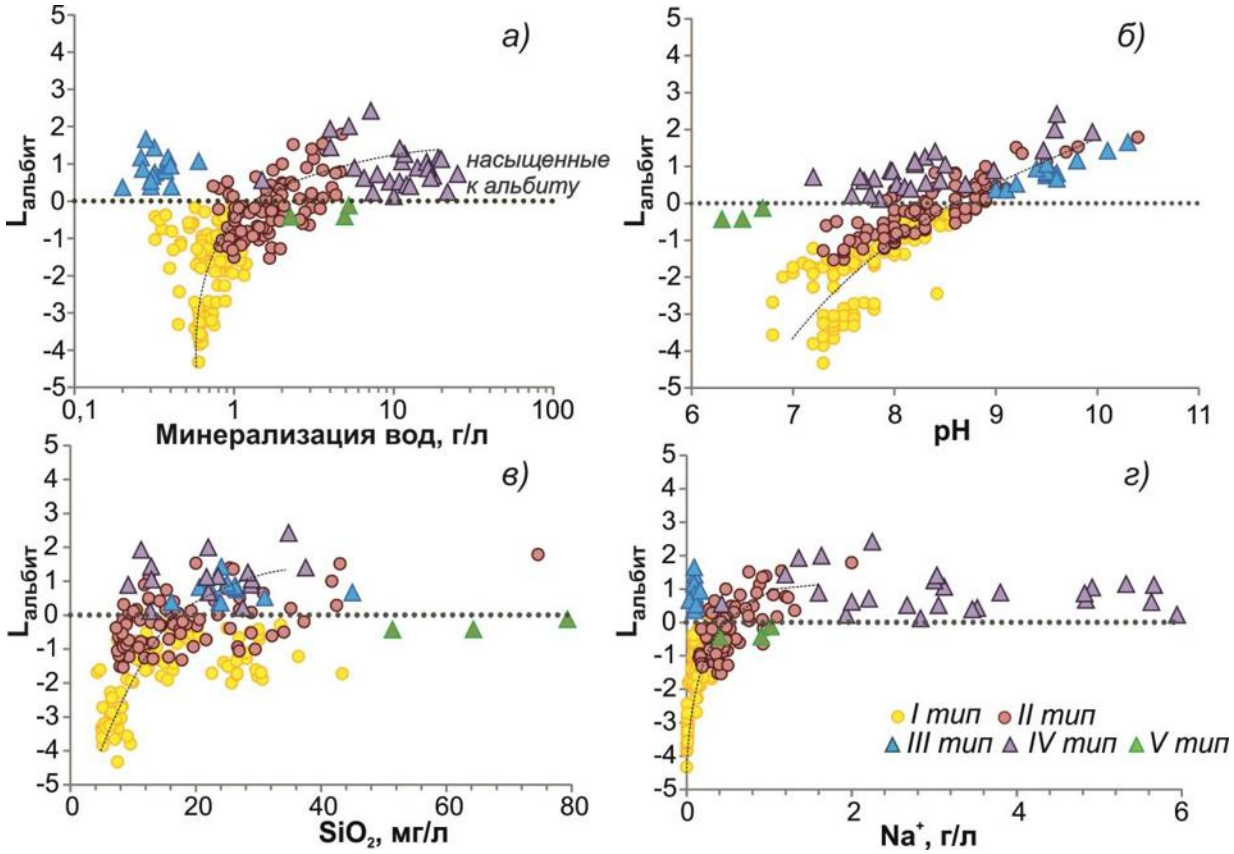



**Рис. 5.10.** Зависимости значений параметра насыщенности с альбитом от минерализации (*а*), pH (*б*) и концентраций $SiO_2$ (*в*) и $Na^+$ (*г*)

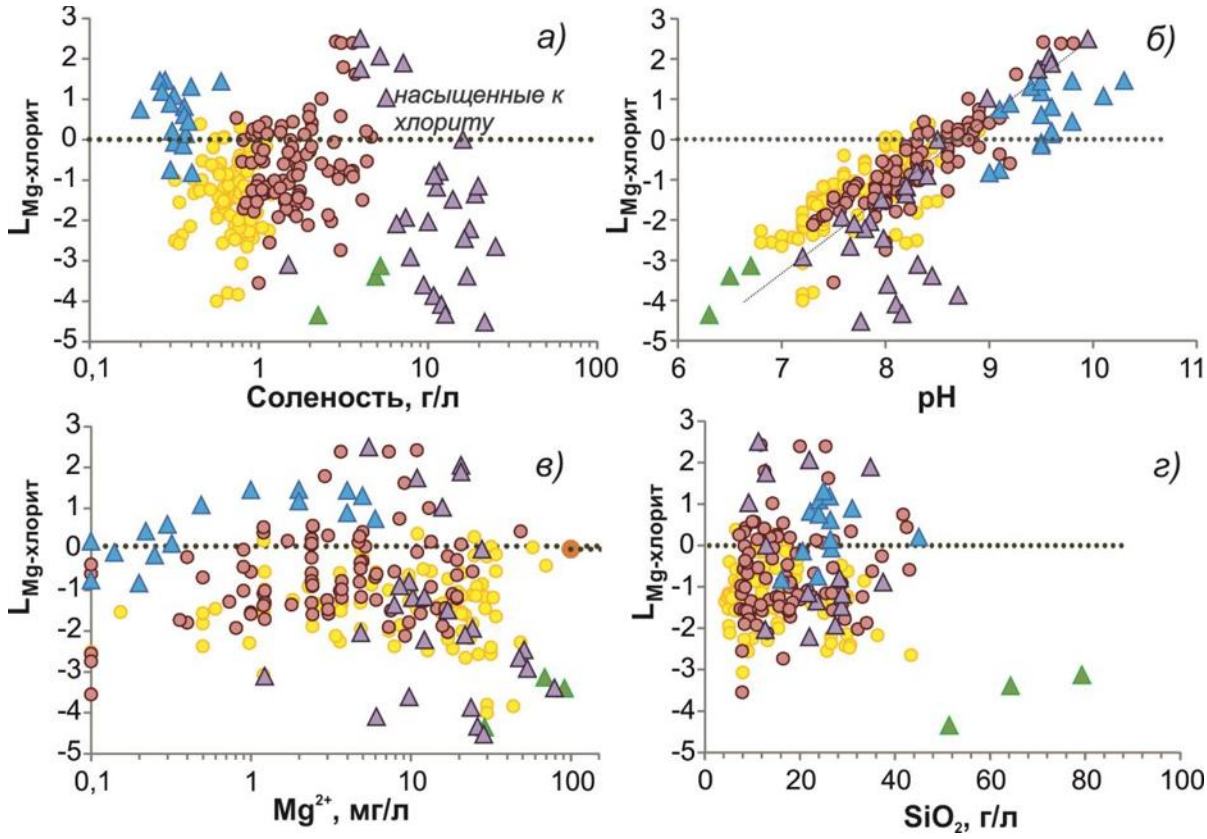



**Рис. 5.11.** Зависимости значений параметра насыщенности с хлоритом от минерализации (*а*), pH (*б*) и концентраций $Mg^{2+}$ (*в*) и $SiO_2$ (*г*). *Условные на рис. 5.10*

Таким образом, в таблице 5.2 приведены все полученные необходимые геохимические параметры для достижения равновесия вод к некоторым вторичным минералам. Следует учесть, что при резком возрастании какого-либо компонента, пределы содержаний другого могут быть значительно ниже. В целом, для вод I, II и IV типов закономерность минералообразования подчиняется примерно одинаковым параметрам, поскольку сохраняется относительно прямая зависимость минерализации от pH вод (рис. 3.19). Для III и V типов вод, отличающиеся нетипичными для содовых вод значениями pH и минерализации, необходимые параметры выделены отдельно.

**Таблица 5.2.** Необходимые геохимические параметры содовых вод для достижения равновесия с вторичными минералами

<table>
<tr><td>Вторичный минерал</td><td colspan="2">I, II, IV типы вод</td><td colspan="2">III тип ультрапресный сильнощелочной</td><td colspan="2">V углекислый тип вод</td></tr>
<tr><td>Кальцит</td><td rowspan="2">M > 0,6 г/л; $HCO_3$ > 0,3 г/л; pH>7,5 – 8,0</td><td>Ca > 5–10 мг/л</td><td rowspan="2">M>0,2 г/л; $HCO_3$>0,1 г/л; pH>9,0</td><td>Ca>2 мг/л</td><td rowspan="2">M>1 г/л; $HCO_3$>0,8 г/л; pH > 6</td><td>Ca>60 мг/л</td></tr>
<tr><td>Доломит</td><td>Mg+Ca > 10 мг/л</td><td>Mg+Ca>3 мг/л</td><td>Mg+Ca > 80 мг/л</td></tr>
<tr><td>Магнезит</td><td colspan="2">pH > 8,0–8,5; M > 1 г/л; $HCO_3^-$ > 0,8 г/л; Mg > 10 мг/л</td><td colspan="2">M > 0,4 г/л; $HCO_3^-$ > 0,2 г/л; pH > 10; Mg > 4 мг/л</td><td colspan="2">M > 5 г/л; $HCO_3^-$ > 3,5 г/л; pH > 6,5; Mg > 70 мг/л</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Сидерит</td><td colspan="6">Eh < 0 мВ</td></tr>
<tr><td colspan="2">M > 0,6 г/л; $HCO_3$ > 0,3; pH>7,5; Fe > 0,1 г/л</td><td colspan="2">M>0,2 г/л; $HCO_3$>0,1 г/л; pH>9,0; Fe>0,01 мг/л</td><td colspan="2">M>1 г/л; $HCO_3$>0,8 г/л, pH > 6; Fe>3 мг/л</td></tr>
<tr><td>Ca-Mt</td><td rowspan="3">M>0,5 г/л; pH>7,3; $SiO_2$>8 мг/л</td><td>независимо от Ca</td><td rowspan="3">M>0,2 г/л; pH>9</td><td>$SiO_2$>10мг/л</td><td rowspan="3">M>1 г/л; pH>6</td><td>$SiO_2$>20мг/л</td></tr>
<tr><td>Na-Mt</td><td>Na>30 мг/л</td><td>Na>10 мг/л; $SiO_2$>5 мг/л</td><td>Na>100 мг/л; $SiO_2$>30мг/л</td></tr>
<tr><td>Иллит</td><td>K>1 мг/л</td><td>$SiO_2$>10 мг/л; K>0,1 мг/л</td><td>$SiO_2$>40 мг/л; K>3 мг/л</td></tr>
<tr><td>Mg-хлорит</td><td colspan="6">Зависимость только от pH (> 8,5–9), независимо от M, Mg, $SiO_2$:</td></tr>
<tr><td>Альбит</td><td rowspan="2">pH> 8,5-9; M > 2 г/л</td><td>Na > 0,5 г/л; $SiO_2$ > 20 мг/л</td><td rowspan="2">pH> 8,5-9; M > 0,2 г/л</td><td>Na > 0,1 г/л; $SiO_2$ > 10 мг/л</td><td colspan="2">–</td></tr>
<tr><td>Мусковит</td><td>K > 10 мг/л; $SiO_2$ нет зависимости</td><td>K > 0,3 мг/л;</td><td colspan="2">–</td></tr>
<tr><td>Аморфный $SiO_2$</td><td colspan="3">–</td><td colspan="3">$SiO_2$>70 мг/л</td></tr>
<tr><td>Микроклин</td><td colspan="2">M > 5 г/л; pH > 9,5; K > 8 мг/л; $SiO_2$ > 30 мг/л</td><td colspan="2">M > 4 г/л; pH > 6,5; K > 10; $SiO_2$ > 60 мг/л</td><td colspan="2">M > 4 г/л; pH > 6,5; K > 10; $SiO_2$ > 60 мг/л</td></tr>
</table>

*Примечание*. Mt – монтмориллонит, M – минерализация вод.

## 5.4. Понятие содового геохимического типа вод и контролирующие параметры его формирования

Учитывать состав вторичных фаз при классификации разных по составу вод предложил С.Л. Шварцев под термином «*геохимический тип вод*» (1998, 2007). Каждый геохимический тип вод в отличие от химического отличается не только ионным составом, но и соленостью, pH, Eh, а также *содержанием тех элементов, которые входят в состав формирующегося вторичного минерала*. Название типов вод дается по составу вторичных минеральных фаз, образующихся в данной среде, и некоторым особенностям среды. Всего им выделено семь типов: 1) кислый железисто-алюминиевый, 2) алюминиево-кремнистый, 3) кремнистый Ca-Na-Mg-K-Fe, 4) щелочной и околонейтральный кремнистый карбонатно-кальциевый (содовый), 5) солесодержащий сульфатный и хлоридный натриевый, 6) кислый органогенный и 7) кислый сульфатно-металлоносный. Типы в свою очередь подразделяются еще на 29 подтипов. Количество типов и подтипов может вырасти во много раз при детальных исследованиях.

Содовые воды отнесены к щелочному и околонейтральному кремнистому карбонатно-кальциевому (содовому) геохимическому типу, который характеризуется значениями pH 7,5–8,5, минерализацией 0,6–5 г/л, наличием кремнекислоты от 10 до 80 мг/л, равновесием вод с кальцитом и монтмориллонитом (некоторые подтипы с давсонитом, флюоритом, вторичными минералами As и U и т.д.). Воды, по сравнению с породой, содержат мало Ca, Mg, K, Si, Fe, Al, которые связываются вторичными минералами. К контролирующим элементам и параметрам формирования данного геохимического типа отнесены – pH, pe (параметры среды) и Si, Ca, $HCO_3$ (те элементы, которые входят в состав формируемых вторичных минералов).

Как видно, рассматриваемые содовые воды региона по минерализации и pH уже не укладываются в рамки выделяемого геохимического типа вод. Поэтому он был нами уточнен на основе химического состава вод и данных по вторичным минералам (табл. 5.3). Кроме того, выделены 5 геохимических подтипов, которые полностью совпадают с выделенными нами в разделе 3.4 содовыми химическими типами и точнее отражают особенности их формирования.

**Таблица 5.3.** Контролирующие показатели формирования разных типов (геохимических подтипов) содовых вод

| Тип содовых вод (геохимический подтип) | Контроли-рующие показатели | Вторичные минералы, равновесные с водой | Основные особенности состава воды |
|---|---|---|---|
| *I тип (пресный кремнистый карбонатно-кальциевый)* | Si, Ca, $HCO_3$, Al, pH | Каолинит, кальцит, сепиолит, частично сидерит, доломит, иллит, монтмориллониты (Mt), кварц, редко магнезит | M = 0,2–1,4 г/л, pH = 6,7–8,9, $SiO_2$ = 6–43 мг/л, Al = 0,01–0,14 мг/л |
| *II тип (солоноватый Si-$CO_3$-Ca)* | Si, Ca, $HCO_3$, Al, pH | Mt, иллит, кварц, кальцит, сидерит, сепиолит, частично хлориты, доломит, магнезит, редко альбит | M = 0,7–5,9 г/л, pH = 7,3–10,4, $SiO_2$ = 8–60 мг/л, Al = 0,01–0,45 мг/л |
| *III тип (сильнощелочной пресный Si-$CO_3$-Ca)* | **pH, отсутствие органики**, Si, Ca, $HCO_3$, Al | Mt, иллит, хлориты, кальцит, кварц, **альбит**, **частично микроклин, мусковит,** доломит | M = 0,2–0,6 г/л, **pH = 9,0–10,3**, $SiO_2$ = 16–45 мг/л, Al = 0,05 мг/л, Сорг<2 мг/л |
| *IV тип (соленый Si-$CO_3$-Ca - угольный)* | **органика, $CH_4$,** Si, Ca, $HCO_3$, Al, pH | Mt, иллит, кварц, кальцит, сидерит, доломит, сепиолит, **альбит, частично микроклин**, **мусковит,** частично магнезит | M = **4–25** г/л, pH = 7,2–10, $SiO_2$ =6–65 мг/л, Al = 0,10–1,0, **с высоким содержанием орг. веществ и микроэлементов** |
| *V тип (углекислый Si-$CO_3$-Ca)* | **$CO_2$**, pH, Si, Ca, $HCO_3$, Al | Mt, сепиолит, кальцит, сидерит, доломит, **микроклин, аморфный кварц**, частично магнезит | M = 2,1–5,2 г/л, **pH = 6,3–6,7**, **$SiO_2$ = 51–118** мг/л, Al = 0,57–0,66 мг/л повышенные содержания Ca, Mg, Fe и микроэлементов |
| **Общее:** | | | |
| *Щелочной (слабокислый для углекислых вод) содовый геохимический тип* | Si, Ca, $HCO_3$, Al, pH | Каолинит, кварц, Mt, иллит и карбонаты (кальцит, сидерит, частично доломит, реже магнезит) | Щелочные (слабокислые), от ультрапресных до соленых M=0,2–25 г/л, $SiO_2$= 6–120 мг/л, Al = 0,10–1,0 мг/л |

*Примечание.* Жирным шрифтом – специфические показатели или результаты.

Такая классификация позволила нам выделить основные контролирующие параметры формирования содовых вод. Это те химические элементы, которые в каждый конкретный момент контролируют вторичное минералообразование (см. табл. 5.2). Например, при формировании кальцита – $Ca^{2+}$, $HCO_3^-$ и $CO_3^{2-}$, Ca-монтмориллонита – Si, Al, Ca, альбита – Si, Al, Na и т.д. Также к контролирующим параметрам отнесены некоторые показатели среды, оказывающие решающее воздействие на формирование состава вод и, соответственно, вторичных отложений: pH среды, органические вещества и газ.

I тип пресных содовых вод отнесен к *пресному кремнистому карбонатно-кальциевому геохимическому подтипу.* К контролирующим параметрам его формирования отнесены общие для всех содовых вод – pH, соленость (т.е. параметры среды) и Si, Ca (дополнительно в некоторых условиях Mg, Fe, K), $HCO_3$, Al (т.е. основные элементы, которые выводятся из вод с карбонатами и глинами).

II тип отнесен к *солоноватому кремнистому карбонатно-кальциевому геохимическому подтипу.* К контролирующим параметрам его формирования отнесены те же элементы, что и для I типа, однако среда уже более соленая, щелочная и восстановительная.

III тип отнесен к *сильнощелочному пресному кремнистому карбонатно-кальциевому геохимическому подтипу.* На первое место выходят уже такие контролирующие параметры как pH и отсутствие органики (собственно одно из другого вытекает), а также типичные для всех содовых вод – Si, Ca, $HCO_3$, Al. Несмотря на то, что воды равновесны относительно Na-полевых шпатов, все же натрий продолжает накапливаться в растворе и к контролирующим элементам мы его не относим.

IV тип отнесен к *соленому кремнистому карбонатно-кальциевому угольному* (можно в названии дополнительно указать органогенный или метановый) *геохимическому подтипу.* Здесь главными будут такие показатели как органика (уголь) и $CH_4$, что приводит к подкислению раствора, но не к такому сильному как в случае со следующим типом. Кроме того они определяют специфический химический, газовый, микрокомпонентный и изотопный состав вод.

V тип отнесен к *углекислому кремнистому карбонатно-кальциевому геохимическому подтипу.* Главным контролирующим показателем является $CO_2$,

который меняет среду на слабокислую и меняет характер равновесий с породой, что в свою очередь меняет состав вод.

Таким образом, основные (общие) контролирующие параметры для содового геохимического типа в целом будут – Si, Ca, $HCO_3$, pH, Al. Специфические параметры – пониженные концентрации органических веществ (III тип), высокие концентрации органических веществ и наличие угольного метана (IV тип), наличие дополнительного источника углекислого газа (V тип). Т.е. органическое вещество, метан и углекислый газ играют одну из ключевых ролей в формировании химического состава содовых вод, поэтому они вошли в названии геохимических подтипов.

Все эти закономерности нам важны для понимания механизмов формирования содовых вод. При этом поражает многообразие содовых вод. Почему практически одни и те же растворяемые водой породы формируют разные вторичные минералы и разные химические типы содовых вод. Ответ на этот вопрос попытаемся получить в следующей заключительной главе.

# 6. МЕХАНИЗМЫ И ОСНОВНЫЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ СОДОВЫХ ВОД

## 6.1. Механизмы формирования содовых вод в регионе

Формирование состава подземных вод начинается уже в атмосфере и продолжается в почвах и горных породах до тех пор, пока вода не окажется в области разгрузки и не покинет горные породы. Состав воды в целом является гетерогенным и определяется ее взаимодействием со всеми основными составляющими окружающей среды, горными породами, органическим веществом и газами. При этом определяющим фактором формирования состава воды является тип водообмена: чем больше водообмен, тем ниже минерализация подземных вод. В условиях одинакового водообмена и одного типа пород сумма солей в растворе определяется временем соприкосновения воды с горными породами или глубиной ее миграции.

Химический состав подземных вод складывается из солей, приносимых атмосферными осадками, элементов, выщелачиваемых из вмещающих пород, почв и растительных остатков, а также ионов, синтезированных из воды и углекислого газа. Просачиваясь через растения и почвы, вода обогащается химическими элементами и дополнительным количеством углекислого газа. Попадая в горные породы, вода непрерывно растворяет неравновесные с ней минералы по механизму гидролиза, общая реакция которого предложена У.Д. Келлером (1963) и выглядит следующим образом:

$$MSiAlO_n + H_2O\ (OH^- + H^+) \leftrightarrow M^{n+} + OH^- + [Si(OH)_{0\text{-}4}]_n + [Al^o(OH)_6]_n^{3-}$$

$$\text{или } Al(OH)_3 + (M,H)Al^oSiAl^tO_n, \qquad (6.1)$$

где $n$ относится к неопределенным атомным отношениям, $o$ и $t$ – соответственно к октаэдрическим и тетраэдрическим координациям; $M$ обозначает металлические катионы; последний член реакции $(M,H)Al^oSiAl^tO_n$ включает по крайнем мере три возможных вещества: глинистый минерал, цеолит и силикатные обломки. Следует не забывать, что гидролиз состоит из взаимного разложения твердого вещества и воды, поэтому здесь показано, что вода диссоциирует на $OH^-$ и $H^+$, которые создают своеобразную геохимическую среду.

Таким образом, реакция гидролиза сопровождается высвобождением, хотя и с разной скоростью, химических элементов, часть которых тут же образует целый комплекс вторичных (аутигенных) минералов. Это и определяет равновесно-неравновесный характер системы вода – порода, который мы показали в главе 5.

На первых этапах такого взаимодействия в исследуемом регионе образуется каолинит, например, по реакции:

$$2CaAl_2Si_2O_6 + 6H_2O = Al_4Si_4O_{10}(OH)_8 + 2Ca^{2+} + 4OH^- \quad (6.2).$$

Кроме Ca при растворении исходных пород в раствор переходят K, Mg, Na, Fe, Al, Si и другие элементы. Имеющийся в системе $CO_2$ (почвенное и подпочвенное органическое вещество) нейтрализует часть образующегося при гидролизе аниона $OH^-$ (6.2) с образованием $HCO_3^-$ по реакции:

$$CO_2 + OH^- = HCO_3^- \quad (6.3).$$

Поэтому подземные воды на начальном этапе являются гидрокарбонатными. При этом в катионном составе сначала превалирует $Ca^{2+}$, иногда $Ca^{2+}$+$Mg^{2+}$, благодаря наибольшему кларку и активности этих элементов. $Na^+$ постепенно накапливается в водах, но не занимает лидирующих позиций, значительный рост его начинается глубже.

Образующийся по реакции (6.2) каолинит связывает почти весь поступающий в раствор $Al^{3+}$, но не весь $Si^{4+}$, а только его часть, требуемую для построения кристаллической решетки (Шварцев, 2010). Поэтому кремний, как и другие элементы, а также $OH^-$, продолжает концентрироваться в воде, что ведет к постепенному увеличению солености и pH вод (рис. 3.19). Но при накоплении в водах $SiO_2$ > 8 мг/л ($Al^{3+}$ достаточно 0,01 мг/л, $Ca^{2+}$ первые мг/л), значении минерализации > 0,5 г/л и pH > 7,3 (табл. 5.2) достигается равновесие с Ca-монтмориллонитом, который начинает формироваться по реакции (6.4):

$$0{,}167Ca^{2+} + 2{,}33Al^{3+} + 3{,}67H_4SiO_4 + 7{,}32OH^- = Ca_{0,167}Al_{2,33}Si_{3,67}O_{10}(OH)_2 + 10H_2O \quad (6.4).$$

Параллельно образуются и другие по составу монтмориллониты, сепиолиты (Fe, Mg) и иллит, например по реакции 6.5 при растворении микроклина:

$$2{,}5KAlSi_3O_8 + 2H_2O + 2H^+ = K_{0,5}Al_{2,5}Si_{3,5}O_{10}(OH)_2 + 2{,}5H_4SiO_4 + 2K^+ \quad (6.5)$$

То есть для образования монтмориллонитов, сепиолитов и иллита по сравнению с каолинитом требуется дополнительное время и формируются они глубже по разрезу. Однако при их формировании происходит еще большее изменение соотношений в растворе. Для некоторых химических элементов, а именно, для $Ca^{2+}$, $Mg^{2+}$, $Na^+$, $K^+$, $Fe^{2+}$, $Si^{4+}$ и $Al^{3+}$ сформировались геохимические барьеры, на которых часть их выводятся из раствора. Но глинистые минералы не связывают все количество элементов, переходящих в раствор из растворяемых минералов. Последнее подтверждается в том

числе отношением Si/Ca: в базальтах оно равно 3,6, а в монтмориллоните достигает 22. Из этого следует, что монтмориллонит связывает только 16% поступающего в раствор Ca. Остальные 84% продолжают накапливаться в растворе и, в конечном счете, служат источников образования карбонатов, в первую очередь кальцита, который формируется несколько позже монтмориллонита (Шварцев, 2016). Продолжают накапливаться и $Mg^{2+}$, $Na^{+}$, $K^{+}$, $Fe^{2+}$.

Если вода не покидает горные породы и взаимодействие продолжается, то далее будет достигнуто равновесие с карбонатами (при pH > 7,5–8, концентрации $HCO_3^-$ > 0,3–0,4 г/л, солености > 0,6 г/л): кальцитом (при $Ca^{2+}$ > 10 мг/л), доломитом (при $Ca^{2+}$ + $Mg^{2+}$ > 10 мг/л), сидеритом (при Eh < 0 мВ и Fe > 0,1 мг/л), чуть позже с магнезитом (при pH > 8,0–8,5, солености > 1 г/л). Тем самым возникает дополнительный барьер для накопления Ca, Mg, Fe и их связываемая вторичными минералами доля возрастает, а доля концентрируемых в растворе уменьшается. Все это создает благоприятные условия для концентрирования, прежде всего Na в растворе, у которого на этом этапе эволюции системы вода-порода равновесных минералов практически нет (кроме Na-монтмориллонита). В среднем при минерализации более 700–800 мг/л и pH более 7,6–7,7 состав вод меняется с $HCO_3$-Ca на $HCO_3$-Na, содержания кальция при этом перестают расти (рис. 6.1). Примерную реакцию этого процесса можно записать так:

$$2{,}33NaAlSi_3O_8 + 1{,}16CaAl_2Si_2O_8 + 7H_2O + 3CO_2 = Na_{0,33}Al_{2,33}Si_{3,67}O_{10}(OH)_2 + Ca_{0,33}Al_{2,33}Si_{3,67}O_{10}(OH)_2 + CaCO_3 + 2Na^+ + 2HCO_3^- + 2H_4SiO_4 \quad (6.6).$$

Это и есть начальный этап содообразования. На юго-востоке Западной Сибири, как показали исследования, он начинается на глубине 50–300 м в зоне замедленного водообмена и продолжается до глубин 800–2300 м при переходе в зону весьма замедленного водообмена, далее по разрезу в водах превалирует хлор-ион. Таким образом, формируется зона содовых вод мощностью 1–2 км в пределах различных по составу осадочных пород. Что происходит внутри этой зоны? При продолжении взаимодействия в системе вода–порода увенчиваются соленость, pH и содовые компоненты в водах. С глубиной главным фактором выступает время взаимодействия воды с эндогенными алюмосиликатами или водообмен. Чем меньше водообмен, тем больше время взаимодействия, больше соленость и pH содовых вод. С.Л. Шварцев обобщив данные по составу вод всего земного шара (1998), привел ориентировочные количественные параметры водообмена по разным геохимическим типам. Для содового

типа модуль подземного стока должен быть < 0,5, но > 0,1 л/(с*км$^2$), в среднем 0,3; время взаимодействия ~ 32*10$^3$ лет.

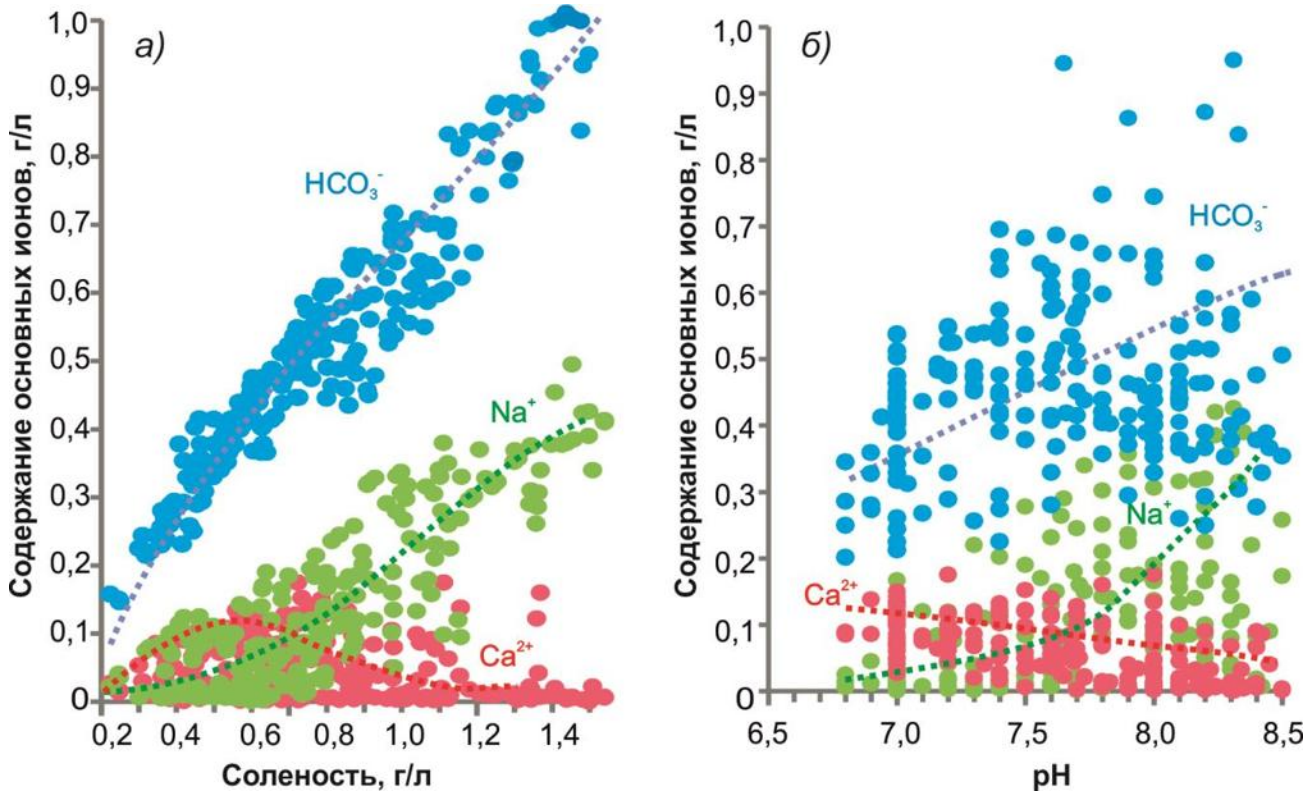



**Рис. 6.1.** Зависимость содержаний основных ионов подземных вод на начальном этапе содообразования (I тип) в регионе от солености (*а*) и pH (*б*)

Смена $HCO_3$-Na вод на Cl-Na происходит в разных гидрогеологических бассейнах не только на разных глубинах, но и при разной солености вод. На юго-востоке ЗСАБ уже при минерализации 4 г/л, а иногда и 1 г/л (Среднеобской бассейн), превалируют хлоридные натриевые воды. В Кузбассе в угольных отложениях и при солености более 25 г/л все еще содовые воды. Здесь большую роль играет геохимическая среда. Детально это рассмотрим в главе 6.2.

При увеличении солености и pH содовых вод увеличивается количество уже рассмотренных вторичных минералов и появляются новые (хлориты, цеолиты, K-Na полевые шпаты и т.д.), однако равновесие вод с исходными первичными в основном Ca-Mg-Fe-алюмосиликатами (анортит, фаялит, форстерит, диопсид, сфен и др.) так и не наступает. Поскольку процесс образования вторичных минеральных фаз выступает геохимическим барьером, препятствующим установлению такого равновесия. Наглядно это можно увидеть на рисунке 6.2. Равновесие с анортитом (*а*) и фаялитом (*б*) в содовых

водах не наступает из-за достижения равновесия к кальциту и сидериту. В отличие от Ca-Mg-Fe, Na и K карбонаты имеют очень высокую растворимость и в этих условиях не образуются, а глины связывают незначительное количество Na и его количество в воде растет (рис. 6.1), что в итоге приводит к равновесию вод (III и IV типа) относительно альбита, микроклина и мусковита (рис. 6.2*вг*). Постоянная неравновесность вод относительно вмещающих пород обеспечивает непрерывную эволюцию системы вода-порода: с течением времени состав воды и образуемый ею минеральный комплекс меняются, при неизменной исходной породе. Формируются разные типы вод и разные комплексы вторичных отложений. Модели формирования которых мы и рассмотрим ниже.

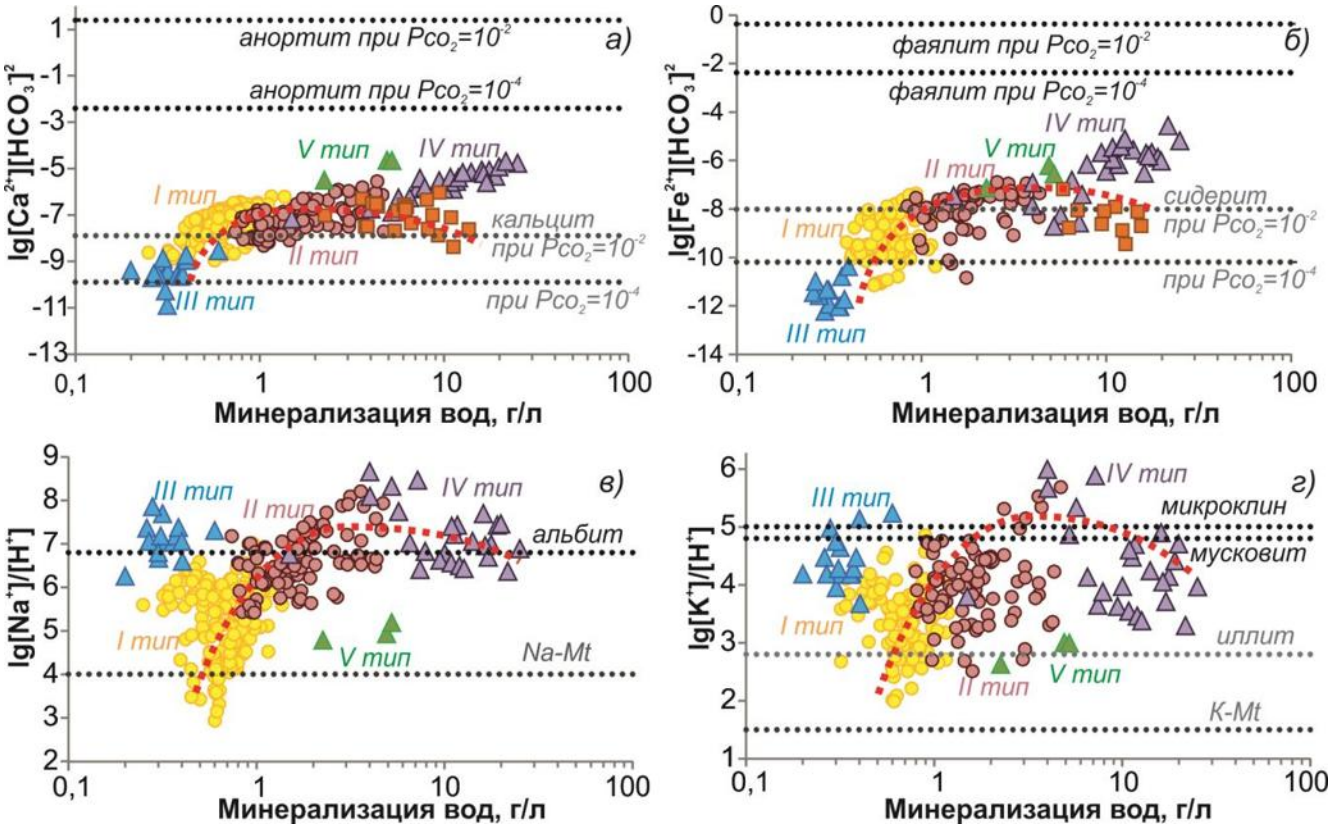



**Рис. 6.2.** Степень насыщения содовых вод разной минерализации (I–V типы) относительно некоторых первичных и вторичных минералов

## 6.2. Модель формирования типичных содовых вод (I и II типы)

Под типичными содовыми водами в данной работе понимаются $HCO_3$-Na воды наиболее характерные для региона, имеющие региональное распространение, наиболее изучены предшествующими исследователями и попадающие под понятие классических содовых вод (минерализация до 5 г/л и pH в пределах ~7-9). По разработанной автором классификации к ним относятся I и II типы содовых вод. Изучением данных вод детально занимались в свое время многие ученые (Г.М. Рогов, В.К. Попов, Д.С. Покровский, С.Л. Шварцев, Е.В. Домрочева и др.).

***I тип пресных содовых вод*** совпадает с начальным этапом содообразования, детально описанным выше. Данный тип вод – это обычные грунтовые воды, которые залегают на небольшой глубине (~50–200 м, в Чулымо-Енисейском бассейне до 600 м) и взаимодействуют с вмещающими рыхлыми породами относительно непродолжительное время, поэтому минерализация их небольшая (до 1,4 г/л). Однако воды уже содержат 50–70% соды, а микрокомпонентный, газовый и изотопный состав (H, O, C) еще типичный для вод зоны гипергенеза (табл. 3.27). В редких случаях они могут формироваться уже в зоне активного водообмена в обычных грунтовых водах. Местами, где водообмен особенно замедлен, в силу низкой проницаемости отложений, наступает равновесие воды с кальцитом. Но это явление носит локальный характер и поэтому появление содовых вод в зоне активного водообмена тоже локально и чаще оно возникает в горных породах, в которых содержание Na высокое. А вот ниже, в зоне замедленного водообмена, где воды более длительное время взаимодействуют с вмещающими породами, равновесие с кальцитом (рис. 5.1) наступает по всему горизонту, независимо от состава вмещающих пород. В этом случае геохимический барьер для Ca является повсеместным, и содовые воды получают региональное распространение. Механизм детально описан в главе 6.1.

На больших глубинах, продолжая оставаться неравновесными относительно исходных алюмосиликатных пород (табл. 5.1), содовые воды продолжают накапливать в растворе химические элементы и становятся еще более минерализованными и щелочными (рис. 3.19). Формируется ***II тип солоноватых*** (М 0,7–5,9 г/л) ***содовых вод,*** содержащий в своем составе уже 80–100% соды (табл. 3.27). По условиям залегания это могут быть грунтовые или артезианские воды, уже в зоне замедленного водообмена, на глубинах от 0,2–0,6 до 1–2,3 км, в газовом составе которых повсеместно превалирует

метан. Механизм формирования содовых вод аналогичный, как и для первого типа, только в условиях более затрудненного водообмена, а значит большего времени взаимодействия. Это также нашло отражение и в расширенном микрокомпонентном составе и утяжеленных, относительно I типа, изотопах водорастворенного углерода (рис. 4.8). Для данного типа характерно более масштабное вторичное минералообразование: воды повсеместно равновесны не только с иллитом, монтмориллонитом, кальцитом, но локально и с некоторыми другими минералами (рис. 5.2, табл. 5.1). Все это способствует накоплению в водах $Na^+$ и $HCO_3^-$.

Таким образом, *содовые воды – это продукт эволюции системы инфильтрационные воды – алюмосиликатные породы – газ – органическое вещество в условиях затрудненного водообмена, т.е. длительного растворения первичных минералов с образованием аутигенных карбонатов и глинистых минералов, ведущее к накоплению в растворе $HCO_3^-$ и $Na^+$*. В регионе они образуют мощную зону 1–2 км, где сверху развит первый, а снизу – второй тип содовых вод. Отличие в химическом и изотопном составе между ними, при едином механизме формирования, *объясняется разным временем взаимодействия воды с горными породами.* На начальном этапе содообразования формируется I пресный тип, который со временем переходит во II солоноватый и продолжается глубже по разрезу до зоны весьма замедленного водообмена, где уже формируются соленые хлоридно-натриевые воды.

### 6.3. Модели формирования уникальных содовых вод (III-V типы)

Однако, как мы показали, есть и другие типы содовых вод, отличающиеся специфической геохимической средой (табл. 3.27). Одним из важнейших параметров среды выступает баланс щелочей и кислот в системе. Как известно, в процессе гидролиза алюмосиликатов всегда образуется щелочность (6.1) (Келлер, 1963, Шварцев и др., 2007), которая в той или иной мере нейтрализуется кислотами (минеральными или органическими). Особенно широко в природе распространена нейтрализация щелочности угольной кислотой по реакции (6.3), что хорошо подтверждается анализами на содержание иона $HCO_3^-$. *Если масштабы образования щелочности превышают масштабы образования $CO_2$ и органических кислот, среда становится все более щелочной (pH растет), а при обратном отношении – кислой*. Эти процессы и доминируют в Чулымо-Енисейском бассейне.

***III тип пресных высокощелочных содовых вод.*** В геологическом разрезе распространения данных вод песчаники резко преобладают над глинами и аргиллитами, что обеспечивает более длительное время взаимодействия воды с ними и соответственно переход на следующий более поздний этап эволюции системы вода - эндогенные алюмосиликаты. При этом в этих отложениях очень мало органических веществ, а в водах $C_{орг}$ < 2 мг/л. Отсутствие кислорода не приводит к образованию $CO_2$, а других его источников нет. Образующаяся в больших масштабах щелочность не нейтрализуется, что и приводит к высоким значениям pH среды от 9 и выше. В результате устанавливается равновесие с вторичными карбонатными и алюмосиликатными минералами (рис. 5.1 и 5.2) даже при низких концентрациях элементов в растворе (табл. 3.27). Кроме того, данные воды, благодаря высоким значениям pH, равновесны с Mg-хлоритом, альбитом (при содержании в водах Na~100 мг/л), мусковитом и микроклином (при K~0,1 мг/л) (табл. 5.2, рис. 5.2). То есть равновесие содовых вод с первичными Na-K алюмосиликатными минералами возможно, несмотря на небольшой барьер в виде глинистых минералов (рис. 6.2*вг*). Переходу подземных вод на этап равновесия их с альбитом и другими натриевыми и калиевыми алюмосиликатами способствует не только рост в растворе содержаний Na и K, но и в первую очередь рост значений pH. Однако минерализация вод остается очень низкой. Почему это происходит?

Хотя растворение минералов водой полностью не прекращается никогда, но в процессе эволюции системы вода – алюмосиликаты наступает такой момент, когда большая часть переходящих в раствор элементов связывается вновь образуемыми минералами: Ca - кальцитом, монтмориллонитом, цеолитами и другими алюмосиликатами, Mg - глаукофаном, тальком, хлоритом, цеолитами, Na - альбитом, цеолитами, K - иллитом, мусковитом, микроклином и др., Fe - сидеритом и Fe - алюмосиликатами и т.д. Тем самым в системе устанавливается не только химическое, но и динамическое равновесие, обеспечивающее равенство поступающих в раствор и выпадающих из него элементов. Соответственно рост минерализации воды также прекращается, и воды остаются низкоминерализованными, но высокощелочными, как и в случае многих термальных вод (Шварцев и др., 2015). Следует оговориться, что такие случаи в осадочных бассейнах встречаются редко.

Все сказанное подтверждается не только низкой соленостью и высокой щелочностью вод, но и наличием в разрезе большого комплекса вторичных минералов. Так, кальцит развит, хотя и неравномерно, но повсеместно в количестве от 4 до 30%, гидрослюды и монтмориллониты до 10–15%, сидерит – до 3%, хлориты – до 2% и т.д. (Пояркова, 1961, Девятов и др., 2010, Вакуленко и др., 2010).

***Высокоминерализованный IV тип содовых вод.*** Иная картина характерна для Кузбасса, где много угольных пластов, которые выступают источником $CO_2$. В этом случае большая часть образующейся при гидролизе алюмосиликатов щелочности нейтрализуется угольной кислотой. Парциальное давление $CO_2$ таких вод резко увеличивается (рис. 3.15*б*), растет содержание гидрокарбонат-иона, а рост pH останавливается (рис. 3.19, 3.20). Примерную реакцию такого процесса можно записать следующим образом:

$$2C_{орг}\ (уголь) + 2H_2O = CO_2 + CH_4 \qquad (6.7),$$

далее $CO_2$ переходит по реакции (6.3) в $HCO_3^-$, что приводит к резкому увеличению минерализации вод (рис. 3.19, 3.20). Непрерывное поступление в систему $CO_2$ служит дополнительным геохимическим барьером на пути установления равновесия подземных вод с первичными алюмосиликатами (рис. 6.2) и тем самым обеспечивает рост растворенных элементов. Но, поскольку Ca, Mg, Fe связываются карбонатами (рис. 5.1) и их относительно мало в растворе (табл. 3.27), преимущество к концентрированию получают $Na+HCO_3$, доля которых в воде составляет 80–98%. Т.е. относительно низкие значения pH обеспечивают высокую соленость вод (до 25 г/л), в отличие от III типа вод, несмотря на практически аналогичный набор равновесных вторичных минералов.

Разработанная схема формирования соленых содовых вод, как и других типов, получила дополнительное подтверждение данными изучения изотопов. Эти воды обогащаются тяжелыми изотопами $^{18}O$ и $^{13}C$ ($CO_2$, $HCO_3^-$ и $CO_3^{2-}$) (рис. 4.12*б*) по механизму формирования содовых вод. Длительное взаимодействие содовых вод с алюмосиликатными горными породами приводит не только к повышенной минерализации и повышенному содержанию соды, но и к положительному «кислородному сдвигу», т.е. утяжелению $\delta^{18}O$ на 2–7‰ (рис. 4.3, табл. 4.1). Длительное взаимодействие содовых вод с углем приводит также к дополнительному увеличению соды, при этом значение $\delta^{13}C(CO_2)$ и $\delta^{13}C(HCO_3^-)$ резко утяжеляются до аномально положительных значений от -3,2 до +22,3 ‰ и от +0,2 до +30,9 ‰ соответственно (табл.

4.3). В общем случае при содержании $HCO_3^-$ более 2-3 г/л (а минерализации вод более 4–5 г/л), величины $\delta^{13}C$ ($HCO_3^-$ и $CO_2$) становятся положительными (рис. 4.8, 4.12*а*). В результате долгого взаимодействия в системе вода-уголь произошло масштабное фракционирование углерода – «легкий» в $CH_4$ ($\delta^{13}C$ от -67,3 до -43,3 ‰) и «тяжелый» в $CO_2$ (рис. 4.11*а*, 6.3).

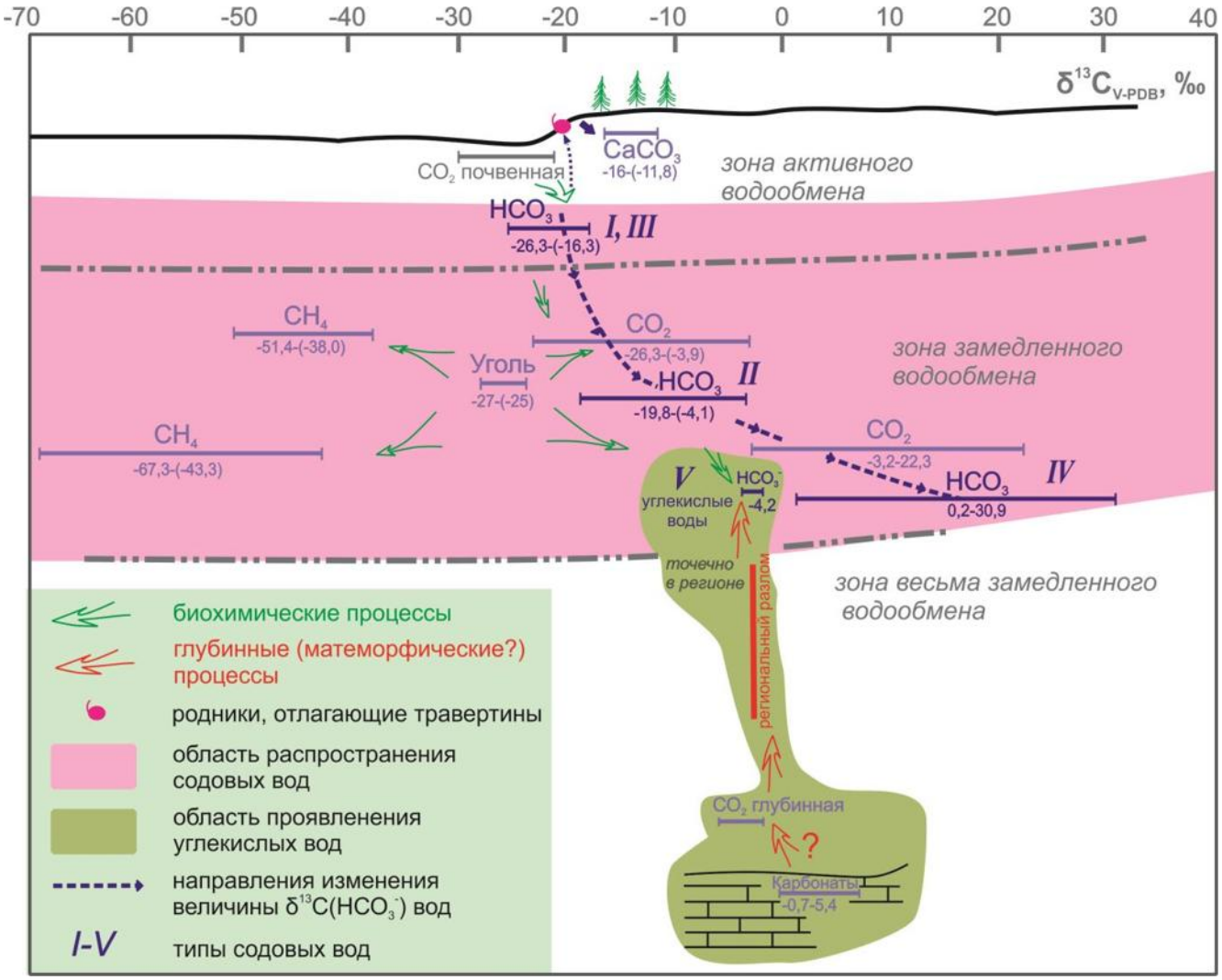



**Рис. 6.3.** Схема формирования изотопного состава углерода гидрокарбонат-иона содовых вод региона

При этом чем полнее идет процесс разложения молекул органического вещества, тем большее количество $^{13}C$ оказывается в $CO_2 \rightarrow HCO_3^- \rightarrow CO_3^{2-}$ по реакциям (6.3 и 6.4), и тем больше, соответственно соды в воде. Поэтому реакцию (6.7) с позиций фракционирования изотопов С можно переписать в следующем виде:

$$2^{12+13}\text{Суголь} + 2H_2O = {}^{12}CH_4 + {}^{13}CO_2 \qquad (6.8).$$

Отметим, что речь идет только о доминировании легкого или тяжелого изотопа в том или ином соединении. Легкий метан тем временем накапливается в порах углей и породах в форме угольного метана. Все компоненты рассмотренной системы имеются в наличие в отложениях региона: содовые воды, вторичные глины и карбонаты, метан, продукты гидролиза $OH^-$, $HCO_3^-$, $CO_3^{2-}$ и различные микропримеси (табл. 3.27).

Таким образом, высокоминерализованные содовые воды – это результат длительного взаимодействия инфильтрационных вод с алюмосиликатными породами (песчаниками, алевролитами, аргиллитами, сланцами и т.д.) и углем в условиях затрудненного водообмена и равновесно-неравновесного состояния системы вода – порода, в процессе которого протекает непрерывное и геологически длительное растворение первичных алюмосиликатных минералов исходных пород с образованием вторичных минералов (карбонатов, монтмориллонитов, иллитов, хлоритов, альбита, микроклина и др.) и накоплением в растворе $Na^+$, $HCO_3^-$ и $CO_3^{2-}$ (соды). Эти процессы сопровождаются и масштабным фракционированием изотопов углерода угля, при котором тяжелый изотоп $C^{13}$ преимущественно концентрируется в водной фазе $CO_2$ и $HCO_3^-$, затем в карбонатах, а легкий $C^{12}$ - в метане. Важно также подчеркнуть, что такое масштабное фракционирование изотопов С – это результат не метаморфизации органического вещества при его преобразовании в уголь, а эволюция системы вода-порода-газ-уголь после проникновения в угольные отложения инфильтрационных вод и длительного их взаимодействия со всеми этими компонентами.

***V углекислый тип содовых вод***. Если имеется дополнительный внешний источник $CO_2$, масштабы поступления которого значительно превышают масштабы образования щелочности, то процесс идет по другой схеме: на протяжении всего периода взаимодействия воды с алюмосиликатами вода остается слабокислой (pH 6,3–6,7).

Однако соленость данных вод не растет в таких масштабах (табл. 3.27), характерных для IV типа вод, поскольку длительность взаимодействия меньше. Как мы уже сказали выше, это типичные неглубокие (~300 м) содовые воды регионального распространения (II тип), состав которых существенно изменен за счет поступления в них $CO_2$. Это привело к увеличению растворимости карбонатных минералов, а значит, обеспечило рост содержаний Ca и Mg (до 30% от суммы всех катионов) в растворе, а, значит, увеличило соленость. По этим же причинам происходит рост некоторых

микрокомпонентов в содовых водах (табл. 3.19). Говоря иначе, поступление $CO_2$ частично снял геохимический барьер, который «запрещал» накопление Ca и Mg в содовых водах вследствие их насыщенности к кальциту и доломиту (рис. 5.1). Доля соды в водах осталась при этом все равно достаточно высокой ~80%. Равновесие с карбонатами в новой геохимической среде устанавливается при более высоких содержаниях Ca (60 мг/л) и $HCO_3$ (> 800 мг/л) (табл. 3.27, 5.2), потому что иные значения pH. Низкие значения Eh (от -14 до -4 мВ) способствуют восстановлению ионов $SO_4^{2-}$, но т.к. их содержания незначительны, $H_2S$ в углекислых водах встречаются только в следовых количествах.

Но самым убедительным доказательством справедливости выдвинутых выводов служит изотопный состав воды и некоторых растворенных в ней компонентов. Значения $\delta D$ и $\delta^{18}O$ указывают на то, что углекислые воды по своему генезису, как и все содовые, являются инфильтрационными (рис. 4.3).

Интересные результаты получились при исследовании водорастворенного углерода. В отличие от типичных содовых вод региона, утяжеленные значения $\delta^{13}C$ ($HCO_3^-$) дают все основания полагать, что в их формировании участвует $CO_2$ глубинного генезиса. Наличие глубинных источников вещества в углекислых водах подтверждают и данные по отношению $^3He/^4He = 74*10^{-8}$. До сих пор многие исследователи полагают, что углекислые воды генетически связаны с проявлениями молодого вулканизма (Буачидзе, Мхеидзе, 1989, Войтов и др., 1994, 1998), то есть так, как это считалось и в 60-е годы прошлого столетия (Овчинников, 1963). И хотя в течение последних 30-50 лет появилось много работ, показавших, что подавляющая масса вод вулканогенных областей имеет метеорное происхождение (Чудаев, 2003), признаваемое большинством исследователей (Лаврушин и др., 2004), вопрос о генезисе $CO_2$ в составе газов до сих пор «генетически связывается с проявлениями новейшего вулканизма» (с.45). Уникальность данных углекислых вод как раз и состоит в том, что они никоим образом не связаны с проявлениями недавнего вулканизма, поскольку в Кузбассе самые молодые магматические породы имеют триасовый возраст.

Источником подавляющей части $CO_2$, скорее всего, служат погребенные карбонатные породы, подвергающиеся метаморфизму при температуре > 100–150ºС (рис. 6.3). Такой вывод хорошо увязывается и с данными изучения отношения $^3He/^4He$ для всей Саяно-Алтайской области, на базе которых А.Д. Дучков с соавторами приходят

к заключению, что интенсивная неотектоническая активность не сопровождалась «выносом горячего мантийного материала в земную кору этого региона» (Дучков и др., 2010, с.274).

Однако биогенная углекислота, характерная для других содовых вод, также присутствует, поскольку $\delta^{13}C(CO_2)$ не постоянен и колеблется в пределах от -12,3 до -6,2 ‰ (табл. 3.27), при этом газонасыщенность вод также меняется. Таким образом, биогенная углекислота смешивается с глубинной и в раствор попадает изотопно тяжелый, но различный по составу изотопов, гидрокарбонат-ион.

Следовательно, химический, микрокомпонентный, газовый и изотопный состав углекислых вод, а также их приуроченность к зоне глубинного разлома, позволяют нам полагать, что водная фаза минеральных растворов, как и всех вод региона, формируется полностью за счет атмосферных осадков по механизму содового взаимодействия с алюмосиликатами, а источник подавляющей части $CO_2$ – глубинный.

### 6.4. Условия формирования разных типов содовых вод

Подводя итог проведенных исследований, можно утверждать, что, несмотря на разнообразие типов содовых вод, механизм их формирования одинаков. В течение всего геологического времени после образования осадочных пород в исследуемом районе происходило и происходит растворение инфильтрационными водами терригенной части обломочных пород и одновременно образование большой группы вторичных минералов, выводящих значительную часть элементов из раствора. Это перераспределение химических элементов и определяет состав вод. Начало формирования содовых вод происходит после достижения равновесия вод с кальцитом. Однако даже на содовом этапе эволюции, разнообразия типов поражает. Если к этому добавить системы с наличием $CO_2$, то такое разнообразие многократно возрастает (Крайнов и др., 2012, Плюснин и др., 2013, Харитонова и др., 2017, Шварцев и др., 2017). Таким образом, важными показателями этого выступают время взаимодействия вод с породами (I и II типы вод) и среда, а именно – наличие дополнительного источника $CO_2$ и органики. В случае наличия угольного $CO_2$ (при разложении угля) формируется высокоминерализованный IV тип содовых вод; если нет дополнительного источника $CO_2$, а время взаимодействия большое – III тип пресных сильнощелочных

вод; при дополнительном поступлении глубинного источника $CO_2$ – V тип углекислых содовых вод (табл. 6.1).

**Таблица 6.1.** Условия формирования разных типов содовых вод

<table>
<tr><td rowspan="2">Время взаимо-действия</td><td rowspan="2">Стандартные условия</td><td colspan="3">Дополнительные условия</td></tr>
<tr><td>Отсутствие дополнительного источника $CO_2$</td><td>Наличие глубинной $CO_2$</td><td>Наличие угольной $CO_2$</td></tr>
<tr><td rowspan="6">↓<br>↓<br>↓<br>↓<br>↓<br>↓<br>↓<br>↓<br>↓<br>↓<br>↓<br>↓</td><td colspan="4">пресные $HCO_3$-Ca воды</td></tr>
<tr><td colspan="4">Насыщение подземных вод кальцитом и глинистыми минералами↓</td></tr>
<tr><td colspan="4">I тип пресных содовых вод</td></tr>
<tr><td>II тип солоноватых вод</td><td>III тип пресных сильнощелочных</td><td>V тип углекислых вод</td><td>↓<br>↓<br>↓</td></tr>
<tr><td colspan="3"></td><td rowspan="2">IV тип соленых вод</td></tr>
<tr><td colspan="3"></td></tr>
</table>

Полученные выводы подтверждены изотопными данными водорастворенного углерода. Несмотря на широкий интервал значений $\delta^{13}C$, основной источник углекислоты содовых вод в регионе биогенный, кроме углекислого V типа вод (рис. 6.3). При этом величина $\delta^{13}C(HCO_3^-, CO_2)$ растет с увеличением времени взаимодействия системы, а при наличии угольного $CO_2$ происходит масштабное фракционирование изотопов углерода, в результате которого $^{13}C$ концентрируется в $CO_2 \rightarrow HCO_3^- \rightarrow CO_3^{2-}$, а изотоп $^{12}C$ концентрируется в метане.

Схематично модель формирования содовых вод в регионе, включая разные типы и их основные характеристики, можно представить следующим образом (рис. 6.4). На данном рисунке также видно, как меняюся соленость, pH и изотопный состав вод в зависимости от времени взаимодействия системы вода–порода–органическое вещество–уголь и от особенностей среды.

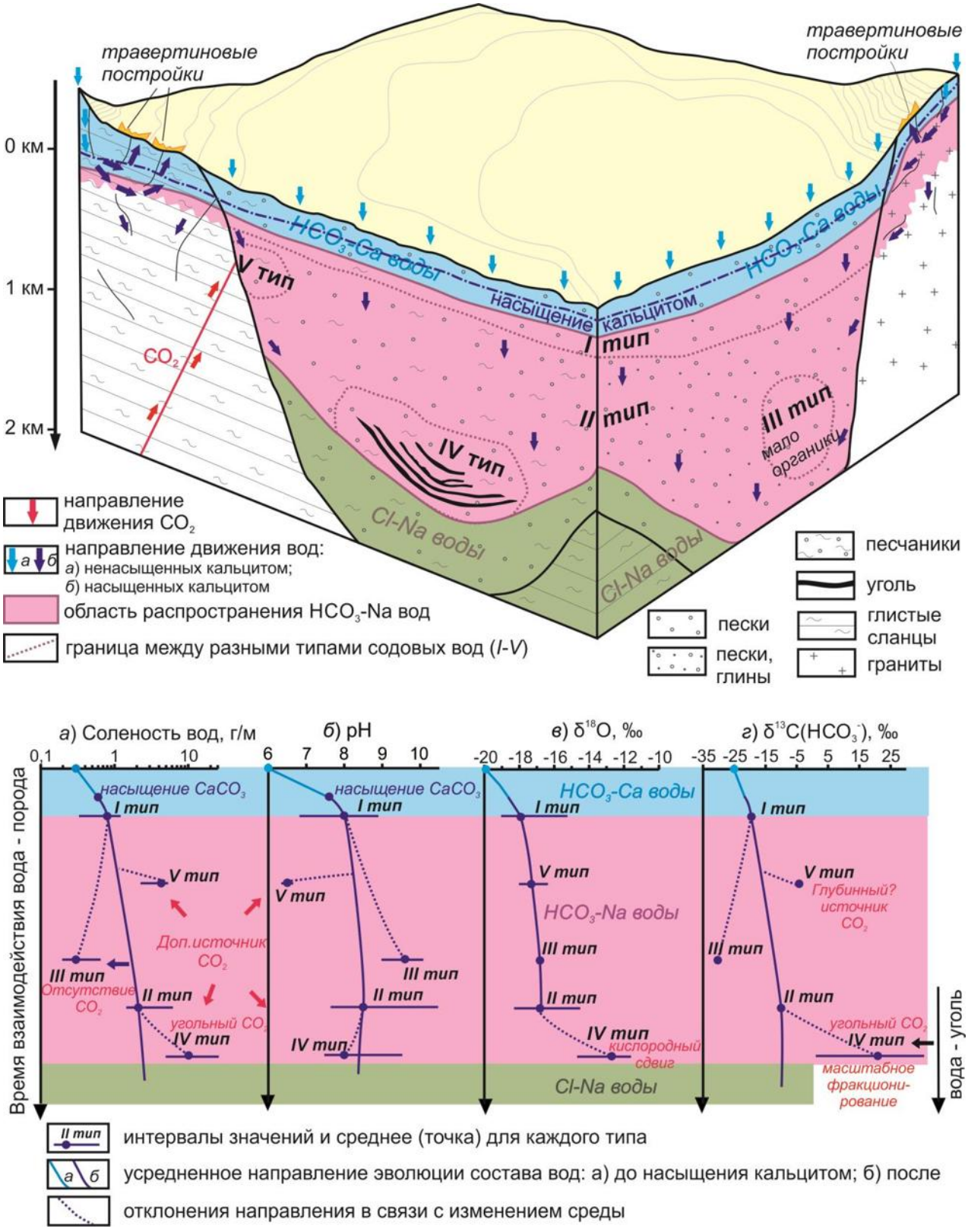



**Рис. 6.4.** Блок-схематическая модель формирования содовых вод в регионе (сверху) и зависимости показателей (внизу) солености (*а*), pH (*б*), $\delta^{18}O$ (*в*), $\delta^{13}C$ ($HCO_3^-$) (*г*) вод от времени взаимодействия системы вода-порода-(уголь)

Таким образом, каждый тип содовых вод представляет результат какого-то микроэтапа эволюции системы инфильтрационная вода – алюмосиликатная порода (песчаники, алевролиты, аргиллиты, сланцы и т.д.) – газ ($CO_2$ и $CH_4$) – уголь, при одновременной садке карбонатов и глин, и времени эволюции каждой из этих систем.

# ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На юго-востоке Западной Сибири содовые воды развиты повсеместно в различных осадочных мезо-кайнозойских отложениях на глубинах от 50–300 до 1000–2300 м. Геохимический облик их весьма разнообразен (при общей доле соды от 70 до 100%): от ультрапресных (0,2 г/л) до соленых (25 г/л), от слабокислых (pH 6,3) углекислых до сильнощелочных (10,3) метановых и азотных, с высоким содержанием органического вещества и с низким, с легким изотопом углерода (-30,3‰) и с аномально тяжелым (+30,9‰). Такое разнообразие позволило автору разделить их на пять основных типов, отличающихся также условиями залегания и распространения. При этом все типы вод имеют инфильтрационное происхождение. Источник углерода практически во всех содовых водах биогенный, кроме V углекислого типа, где присутствует глубинный $CO_2$.

Для выявления условий формирования содовых вод были рассчитаны их равновесия с минералами вмещающих пород. Результаты показали, что все они, независимо от типа, величины минерализации и щелочности, неравновесны с первичными Ca-Mg-Fe-алюмосиликатами, но равновесны с кальцитом и глинами (каолинит, различные монтмориллониты, иллит). С ростом солености и pH вод растет количество дополнительных равновесных с ними минералов: с доломитом, магнезитом, Mg-хлоритом, альбитом, мусковитом, микроклином, аморфным кварцем. Результаты исследований позволили выделить контролирующие параметры формирования вторичного минералообразования, а, значит, и формирования состава содовых вод. Основные – это pH, Si, Ca, $HCO_3$, Al, и некоторые дополнительные показатели среды (органика, газ).

В результате проведенных исследований установлено, что содовые воды – это продукт эволюции равновесно-неравновесной системы инфильтрационная вода – алюмосиликатные минералы, образующийся только после насыщения вод кальцитом и глинистыми минералами. Большая часть Ca, Mg, Fe связывается вторичными минералами и их доля в растворе уменьшается, а Na, у которого на этом этапе равновесных карбонатов нет, продолжает концентрироваться в растворе, что приводит к накоплению соды. В среднем при минерализации более 0,7–0,8 г/л и pH более 7,6 состав вод становится $HCO_3$-Na. Для достижения этого этапа требуется определенное время

взаимодействия воды с породами, поэтому он наступает на глубине в среднем 100–300 м в зоне замедленного водообмена.

Многообразие проявления содовых вод объясняется разным временем взаимодействия, даже в пределах содового этапа, и дополнительным наложением особенностей среды: наличием (отсутствием) дополнительного источника $CO_2$ и органических веществ. При длительном взаимодействии с породами в условиях отсутствия в системе $CO_2$ формируются пресные высокощелочные содовые воды (III тип). Высокие значения pH обеспечивают особое равновесно-неравновесное состояние данной системы, когда подавляющая часть заимствованных из вмещающих пород химических элементов связывается образующими в этих условиях разнообразными вторичными минералами, и соленость этих вод не растет. В случае поступления в содовую воду дополнительного источника глубинного $CO_2$, масштабы которого значительно превышают масштабы образования щелочности, формируются углекислые содовые воды (V тип) со специфичным химическим, микрокомпонентным, газовым и изотопным составом. В случае более длительного взаимодействия вод с угольными пластами формируются уникальные соленые содовые воды (IV тип) с утяжеленным кислородом и аномально тяжелым углеродом. Здесь дополнительным фактором содообразования выступает $CO_2$, образующийся при окислении угля.

Разработанные нами схемы формирования разных типов содовых вод получили дополнительное подтверждение данными изучения изотопов углерода, растворенных в содовых водах $CO_2$, $HCO_3^-$ и $CH_4$. Уникальные положительные значения $\delta^{13}C(HCO_3^-)$, полученные нами впервые для Кузбасса (IV тип) объяснены длительной эволюцией системы вода-порода–уголь-метан, в результате которой происходит глубокое фракционирование изотопов С угля: на тяжелый, который концентрируется в водной фазе $\delta^{13}C(CO_2$, затем $HCO_3^-)$, а затем уходит в карбонаты, и на легкий - в метане.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алекин О.А. Общая гидрохимия: химия природных вод [Текст] / О.А. Алекин. – Л.: Гидрометеоиздат. – 1948. – 206 с.

2. Алексеев В.А. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода-порода [Текст]: в 5 т. / В.А. Алексеев [и др.]. Т.1. Система вода-порода в земной коре: взаимодействие, кинетика, равновесие, моделирование. Новосибирск: Изд. СО РАН. – 2005. – 244 с.

3. Александров В.А. Классификация минеральных вод [Текст]: в 3 т. / Основы курортологии. – 1932. – Т. I. – М.: Гос. центр. инст. курорт.

4. Аникин А.И. Геохимия подземных вод давсонитоносных пород Березовоярского участка (Кузбасс) [Текст] / А.И. Аникин, В.М. Людвиг, С.Л. Шварцев // Обской вестник. – 2001. – № 1. – С. 66-71.

5. Антипов-Каратаев И.Н. Вопросы происхождения и географического распространения солонцов в СССР [Текст] / И.Н. Антипов-Каратаев // В кн. Мелиорация солонцов в СССР. – М.: АН СССР. – 1953. – 268 с.

6. Базилевич Н.И. Геохимия почв содового засоления [Текст] / Н.И. Базилевич. – М.: Наука. – 1965. – 351 с.

7. Басков Е.А. Гидротермы Земли [Текст] / Е.А. Басков, С.Н. Суриков. – Л.: Недра. – 1989. – 245с.

8. Богородская Л.И. Распределение стабильных изотопов углерода в органическом веществе различной генетической природы [Текст] / Л.И. Богородская, С.И. Голышев, А.Э. Конторович // 8-й Всесоюз. симп. по стабиль. изотоп. в геохимии. – Тез. докл. – М. – 1980. – С. 29-32.

9. Буачидзе Г.И. Природные газы Грузии [Текст] / Г.И. Буачидзе, Б.С. Мхеидзе. – Тбилиси: Мецниереба. –1989. – 155 с.

10. Букаты М.Б. Разработка программного обеспечения для решения гидрогеологических задач [Текст] / М.Б. Букаты // Известия Томского политехнического университета. – 2002. – Т. 305. – Вып. 6. – С. 348-365.

11. Булынникова А.А. Сводный отчет по Касской опорной скважине [Текст] / А.А. Булынникова [и др.] // Новосибирск: СННИИГИМС. – 1956. – 229 с.

12. Вакуленко Л.Г. Литолого-фациальная характеристика юрских отложений южной части Предъенисейской нефтегазоносной субпровинции Западной Сибири [Текст] / Л.Г. Вакуленко [и др.] // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 4. – С.425-436.

13. Валяев Б.М. Изотопный облик газов грязевых вулканов [Текст] / Б.М. Валяев [и др.] // Литология и полезные ископаемые. – 1985. – № 1. – С. 72-87.

14. Валяшко М.Г. К познанию основных физико-химических закономерностей в развитии соленых озер. Первый опыт естественной классификации озер по химическому составу рассолов [Текст] / Валяшко М.Г. // Прикладная химия. – 1939. – Т.12. – № 7.

15. Ван А.В. Эпигенез и метагенез угленосных отложений Кузнецкого бассейна [Текст] / А.В. Ван // В кн. Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири. – М.: Недра. — 1967. – С. 99–118.

16. Вартанян Г.С. Месторождения углекислых вод горно-складчатых регионов [Текст] / Г.С. Вартанян. – М.: Недра. – 1977. – 285 с.

17. Ветштейн В.Е., Малюк Г.А., Лапшин Ф.В. Изотопный состав кислорода и водорода вод открытых водоемов и вулканических источников [Текст] / В.Е. Ветштейн, Г.А. Малюк, Ф.В. Лапшин // ДАН УССР. – 1972. – № 12. – С. 25-35.

18. Войтов И.Г. О химических и изотопно-углеродных нестабильностях спонтанных газов Нагутского месторождения минеральных вод [Текст] / И.Г. Войтов [и др.] // ДАН. – 1994. – Т. 339. – №5. – С. 666–669.

19. Войтов И.Г. Особенности химизма и изотопно-углеродные нестабильности спонтанных газов Пятигорского месторождения минеральных вод [Текст] / И.Г. Войтов [и др.] // ДАН. – 1998. – Т.359. – №4. – С. 540–542.

20. Гавришин А.И. О генезисе маломинерализованных содовых вод Донбасса [Текст] / А.И. Гавришин // Доклады академии наук. – 2005. – Т. 404. – № 5. – С. 668-670.

21. Газоносность угольных бассейнов и месторождений СССР. Угольные бассейны и месторождения Сибири, Казахстана и Дальнего Востока [Текст]: в 3 т. – М.: Недра. – 1979. – Т.2. – 454 с.

22. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода [Текст] / Э.М. Галимов – М.: Недра. – 1968. – 226 с.

23. Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии [Текст] / Э.М. Галимов. – М.: Недра, 1973. – 384 с.

24. Галимов Э.М. Природа биологического фракционирования изотопов [Текст] / Э.М. Галимов. – М.: Недра, 1981. – 247 с.

25. Гаррельс Р.М. Растворы, минералы, равновесия [Текст] / Р.М. Гаррельс, Ч.Л. Крайст // Пер. с англ. – М.: Мир. – 1968. – 368 с.

26. Гедройц К.К. Образование соды в почве. Щелочные солонцы и солончаки / К.К. Гедройц // Журнал опытной агрохимии. – 1912.

27. Геология месторождения угля и горючих сланцев СССР [Текст]: в 12 т. / Т.7 Кузнецкий, Горловский и другие угольные месторождения Западной Сибири / Отв. ред. В.И. Яворский.– М.: Недра. – 1969. – 912 с.

28. Герхардт Ф. Методы общей бактериологии [Текст] / Ф. Герхардт [и др.] // Перевод с английского. – М.: Мир. – 1983. – Т. 1. – 536 с.

29. Гидрогеология СССР [Текст]: в 45 т. / Западно-Сибирская равнина (Тюменская, Омская, Новосибирская и Томская области). – М.: Недра. – 1970. – Т. XVI. – 368 с.

30. Гидрогеология СССР [Текст]: в 45 т. / Кемеровская область и Алтайский край / под ред. М.А. Кузнецова, О.В. Постникова. – М.: Недра. – 1972. – Т. XVII. – 398 с.

31. Гидрогеология СССР [Текст]: в 45 т. / Красноярский край и Тувинская АССР. – М.: Недра. – 1972. – Т. XVIII. – 479 с.

32. Глазовская М.А. Почвы мира. Основные семейства и типы почв [Текст] / М.А. Глазовская. – М: МГУ. – 1972. – 232 с.

33. Голышев С. И. Распределение стабильных изотопов углеровда в органическом веществе различной генетической природы [Текст] / С.И. Голышев, А.Э. Конторович, Л.И. Богородская // Мат. VIII Всесоюз. симп. по стабильным изотопам в геохимии. – М.: Недра. – 1980. – С. 29–32.

34. Голышев С.И. Распределение стабильных изотопов углерода в органическом веществе различной генетической природы [Текст] / С.И. Голышев, А.Э. Конторович, Л.И. Богородская // Мат. VI Всесоюз. симп. «Орган. в-во в современ. и ископ. ос.». – М.: Недра. – 1979. – 129 с.

35. Голышев С.И. Изотопный состав водорода, кислорода, углерода подземных вод юго-восточной части Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна [Текст] / С.И. Голышев, В.Г. Иванов // Геохимия. – 1983. – С. 1024-1028.

36. Голышев С.И. Изотопный состав углерода водорастворенных и попутных газов нефтяных месторождений Сибири [Текст] / С.И. Голышев [и др.] // Мат. IX Всесоюз. симп. по стабиль. изот. в геох. – М.: Недра. – 1982. – Т. I. – С. 58-60.

37. Голышев С.И. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов нефтегазоносных отложений Западной Сибири [Текст] / С.И. Голышев, А.В. Черепнин, А.Н. Рожнев // Геохимия. – 1981. – № 8. – С. 1216-1226.

38. Голышев С.И. Особенности изотопного состав углерода палеозойских и мезозойских нефтей Западной Сибири [Текст] / С.И. Голышев, Л.В. Лебедева // Геохимия. – 1984. – № 9. – С. 1327-1334.

39. Голышев С.И. Стабильные изотопы в нефтегазовой и рудной геологии: Избранные труды [Текст] / С.И. Голышев. – Новосибирск: СНИИГГиМС. – 2010. – 293 с.

40. ГОСТ Р 54316-2011 Воды минеральные природные питьевые. Общие технические условия. – М.: Стандартинформ, 2011. – 30 с.

41. Гражданкин Д.В. Венд Предъенисейского осадочного бассейна (юго-восток Западной Сибири) [Текст] / Д.В. Гражданкин [и др.] // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. – № 4. – С. 718-734.

42. Григорьев Н.К. Изотопный состав углерода пород, органического вещества и нефтей юрских и нижнемеловых отложений Западной Сибири [Текст] / Н.К. Григорьев. – Томск: ТПУ. – 1989. – 141 с. – Деп. в ВИЭМС 03.03.89. №715-МГ89.

43. Гурова Т.И. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью [Текст] / Т.И. Гурова, В.П. Казаринов. – М.: Гостоптехиздат. – 1962. – 297 с.

44. Гуцало Л.К. Формирование подземных вод и газов земной коры по изотопным данным [Текст]: автореферат дис. … д-ра. геолог.-минерал. наук: 04.00.06 / Гуцало Леонид Каленикович. – СПб: СПбГУ, 1997. – 98 с.

45. Давыдова М.И. Физическая география СССР [Текст] /М.И. Давыдова, Э.М. Раковская, Г.К. Тушинский. В 2 т., 2-е изд. – М.: Просвещение. – 1989. – 289 с.

46. Девятов В.П. Литолого-минералогическая характеристика и коллекторские свойства нефтеперспективных мезозойских отложений по керну скважин Восток 1, 3 (Томская область) [Текст] / В.П. Девятов, Е.А. Предтеченская, Г.Г. Сысолова // Известия Томского политехнического университета. – 2010. – Т. 316. – № 1. – С. 87-92.

47. Деев Е.В. Четвертичные травертины Курайской зоны разломов (Горный Атлай) [Текст] / Е.В. Деев [и др.] // Доклады академии наук. – 2017. – Т. 473. – № 1. – С. 54-59.

48. Домрочева Е.В. Геохимическая характеристика подземных вод Нарыкско-Осташкинской площади (Кузбасс) [Текст] / Е.В. Домрочева, О.Е. Лепокурова, Д.А. Сизиков // Известия Томского политехнического университета. – 2014. – Т. 325. – № 1. – С. 94-101.

49. Домрочева Е.В. Гидрогеохимические особенности угольных районов юга Кузбасса [Текст]: дис. … канд. геолог.-минерал. наук.: 25.00.07 / Домрочева Евгения Витальевна. – Томск: Изд-во ТПУ, 2005. – 151 с.

50. Дутова Е.М. Геохимия подземных вод и процессы вторичного минералообразования на северо-западном Салаире [Текст] / Е.М. Дутова // Известия ТПУ. – 2001. - Т. 304. – Вып. 1. – С. 244–261.

51. Дутова Е.М. Гидрогеохимия зоны гипергенеза Алтае-Саянской складчатой области [Текст]: автореферат дис. … д-ра. геолог.-минерал. наук: 25.00.07. – Томск: ТПУ, 2005. – 50 с.

52. Дучков А.Д. Оценки теплового потока Тувы по данным об изотопах гелия в термоминеральных источниках [Текст] / А.Д. Дучков [и др.] // Геология и геофизика. – 2010. – №2. – С. 264-276.

53. Евссева Н.С. География Томской области. Природные условия и ресурсы [Текст] / Н.С. Евссева. – Томск: ТГУ. – 2001. – 223 с.

54. Зеленовский П.И. Гидрогеология центральной части Кузбасса (Баланс и особенности формирования состава подземных вод) [Текст]: дис. … канд. геол.-минерал. наук / П.И. Зеленовский. – Томск: ТПИ, 1969. - 240 с.

55. Земцов В.А. Речные и озерные воды и их природно-хозяйственное назначение [Текст] / В.А. Земцов // Природные ресурсы томской области. – Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во. – 1991. – С. 103-114.

56. Иванов К.Е. Водообмен в болотных ландшафтах [Текст] / К.Е. Иванов. – Л.: Гидрометеоиздат. – 1975. – 280 с.

57. Иванов Н.В. Кузнецкий бассейн. Метаморфизм углей и эпигенез вмещающих пород [Текст] / Н.В. Иванов, Э.М. Пах. – М.: Недра, 1975. – С. 90–98.

58. Иванова И.С. Железосодержащие подземные воды верхней гидродинамической зоны центральной части Западно-Сибирского артезианского бассейна / И.С. Иванова,

О.Е. Лепокурова, О.С. Покровский, С.Л. Шварцев // Водные ресурсы. – 2014. – Т. 41. – № 2. – С. 164–179.

59. Иванова И.С. Железосодержащие подземные воды юго-восточной части Среднеобского бассейна [Текст]: дис. … канд. геолог.-минерал. наук: 25.00.07 / Иванова Ирина Сергеевна. – Томск: ТПУ, 2013. – С. 171.

60. Иванова И.С. Микробиологический состав подземных вод на территории Бакчарского железорудного месторождения [Текст] / И.С. Иванова, О.Е. Лепокурова // Науки о земле. Современное состояние: Мат. II Всероссийской мол. науч.-прак. школы-конференции. – Новосибирск: РИЦ НГУ. – 2014. С. 169–171.

61. Иванова И.С. Особенности микроэлементного состава подземных вод территории Бакчарского железорудного узла (Томская область) [Текст] / И.С. Иванова, О.Е. Лепокурова // Вестник Томского государственного университета. – 2015. – № 398. – С. 224–232.

62. Иванова И.С. Химический состав питьевых вод юго-западной части Томской области / И.С. Иванова, О.Е. Лепокурова // Известия Томского политехнического университета. – 2011. – Т.318. – №1. – С. 145–149.

63. Изох О.П. Изотопы углерода и кислорода в отложениях фран-фаменского разреза Кузнецкого бассейна (юг Западной Сибири) [Текст] / О.П. Изох [и др.] // Геология и геофизика. – 2009. – Т.50. – № 7.– С. 786-795.

64. Казанцев В.А. Проблемы педогалогенеза [Текст] / В.А. Казанцев. – Новосибирск: Наука. – 1998. – 280 с.

65. Казаринов В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири [Текст] / В.П. Казаринов. – М.: Гостоптехиздат. – 1958. – 324 с.

66. Каменский Г.Н. Зональность грунтовых вод и почвенно-географические зоны [Текст] / Г.Н. Каменский // Труды Лаборатории гидрогеологических проблем им. акад. Ф.П. Саваренского: М.-Л. – 1949. – Т. 6. – С. 5-21.

67. Карасевич А.М. Кузнецкий бассейн – крупнейшая сырьевая база промысловой добычи метана из угольных пластов [Текст] / А.М. Карасевич [и др.]. – М.: Изд-во Академии горных наук. – 2001.– С. 64.

68. Келлер У.Д. Основы геохимического выветривания [Текст] / У.Д. Келлер // Геохимия литогенеза. Пер. с англ. – М: Мир. – 1963. – С. 85–209.

69. Киквадзе О.Е. Геохимия грязевулканических флюидов Кавказского региона [Текст]: дис. … канд. геолог.-минерал. наук: 25.00.09 / Киквадзе Ольга Евгеньевна. – Москва: ГИН РАН, 2016. – 183 с.

70. Кирюхин В.А. Региональная гидрогеология: учебник для вузов [Текст] / В.А. Кирюхин, Н.И. Толстихин. – М.: Недра. – 1987. – 382 с.

71. Ковда В.А. Основы учения о почвах [Текст] / В.А. Ковда. – М.: Наука. – 1973. – Кн. 1. – 448 с.

72. Ковда В.А. Основы учения о почвах [Текст] / В.А. Ковда. – М.: Наука. – 1973. – Кн. 2. – 468 с.

73. Кожевников К.Я. О факторах образования соды в почвах и грунтах [Текст] / К.Я. Кожевников // Почвоведение. – 1974. – №4. – С.68-78.

74. Колубаева Ю.В. Гидрогеохимия северо-восточной части Колывань-Томской складчатой зоны [Текст]: дис. … канд. геол.-минерал. наук: 25.00.07 / Колубаева Юлия Викторовна. – Томск: ТПУ, 2015. – 191 с.

75. Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма [Текст] / В.И. Кононов. – М.: Наука. – 1983. – 216 с

76. Конторович А.Э. Разрез кембрия в восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы (по результатам бурения параметрической скважины Восток-4) [Текст] / А.Э. Конторович [и др.] // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53. – №10. – С. 1273-1284.

77. Конторович В.А. Тектоника и нефтегазоносность мезозойско-кайнозойских отложений юго-восточных районов Западной Сибири [Текст] / В.А. Конторович // Новосибирск, СО РАН, филиал «Гео». – 2002. – 253 с.

78. Копылова Ю.Г. К вопросу о выделении вод зон разрывных нарушений [Текст] / Ю.Г. Копылова, З.В. Лосева, Е.М. Дутова // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления: тезисы конференции. – Тюмень. - 1982.- С. 116-117.

79. Копылова Ю.Г. Условия формирования химического состава Терсинских углекислых минеральных вод [Текст] / Ю.Г. Копылова, О.Е. Лепокурова, О.Г. Токаренко // Водные ресурсы. – 2009. – Т. 36. – № 5. – С. 606-614.

80. Копылова Ю.Г. Химический состав и генезис углекислых минеральных вод Терсинского месторождения (Кузбасс) [Текст] / Копылова Ю.Г. [и др.] // Доклады академии наук. – 2011. – Т. 436. – № 6. – С. 1-5.

81. Крайнов С.Р. Геохимические системы формирования высококарбонатных щелочных подземных вод в верхних водоносных горизонтах [Текст] / С.Р. Крайнов, А.П. Белоусова, Б.Н. Рыженко // Геохимия. – 2001. – № 12. – С. 1251-1264.

82. Крайнов С.Р. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты [Текст] / С.Р. Крайнов, Б.Н. Рыженко, В.М. Швец. – Изд. 2, доп. М.: Наука. – 2012. – 672 с.

83. Крайнов С.Р. Геохимия редких элементов в подземных водах (в связи с геохимическими поисками месторождений) [Текст] / С.Р. Крайнов. – М.: Недра. –1973. – 296 с.

84. Ксенева Т.Г. Взаимосвязь между обликом, систематическим составом позднемеловых комплексов фораминифер и литологией вмещающих отложений Западной Сибири [Текст] / Т.Г. Ксенева // Вестник Томского государственного университета. – 2015. – № 393. – С. 230-236.

85. Лаврушин В.Ю. Воды грязевых вулканов Азербайджана: изотопно-химические особенности и условия формирования [Текст] / В.Ю. Лаврушин [и др.] // Литология и полезные ископаемые. – 2015. – № 1. – С. 3-29.

86. Лаврушин В.Ю. Подземные флюиды Большого Кавказа и его оформления [Текст] / В.Ю. Лаврушин. – М.: ГЕОС. – 2012. – 348 с.

87. Лаврушин В.Ю. Травертины Северного Кавказа [Текст] / В.Ю. Лаврушин, В.Н. Кулешов // Литология и полезные ископаемые. – 2006. – № 2. – С. 154–182.

88. Лаврушин В.Ю. Углекислые минеральные воды северного Кавказа: изотопно-геохимические признаки происхождения водной и газовой фазы [Текст] / В.Ю. Лаврушин [и др.] // Фундаментальные проблемы современной гидрогеохимии. – Томск: Изд-во НТЛ. – 2004. – С. 41–46.

89. Лепокурова О.Е. Геохимия Борисовских минеральных вод [Текст] / О.Е. Лепокурова, О.Г. Токаренко, Ю.Г. Копылова // Материалы научной конференции «Современные проблемы геохимии». – Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН. – 2007. – С.103-105.

90. Лепокурова О.Е. Геохимия подземных вод района Бакчарского железорудного месторождения (Томская область) [Текст] / О.Е. Лепокурова, И.С. Иванова // Вестник Томского государственного университета. – 2011. – № 353. – С. 212-216.

91. Лепокурова О.Е. Геохимия подземных вод севера Алтае-Саянского горного обрамления, формирующих травертины [Текст]: дис. … канд. геол.-минерал. наук: 25.00.07 / Лепокурова Олеся Евгеньевна. – Томск: ТПУ, 2005. – 151 с.

92. Лепокурова О.Е. Геохимия уникальных пресных щелочных вод Чулымского бассейна [Текст] / О.Е. Лепокурова // Вестник Томского государственного университета. – 2012. – № 365. – С. 181-186.

93. Лепокурова О.Е. Микробиологический состав уникальных щелочных подземных вод в скважине Чулымской («Омега», Томская область) [Текст] / О.Е. Лепокурова, И.С. Иванова, Н.Г. Наливайко // Подземная гидросфера: Мат. Всерос. совещ. по подземным водам востока России. – Якутск: Изд-во ИМЗ СО РАН. – 2015. – С. 298-302.

94. Лепокурова О.Е. Микрокомпонентный состав сильнощелочных вод в скважине Чулымской («Омега», Томская область) [Текст] / О.Е. Лепокурова // Вестник Томского государственного университета. – 2014. – № 385. – С. 181-186.

95. Лепокурова О.Е. Стабильные изотопы углерода водорастворенных газов угленосных отложений Нарыкско-Осташкинской площади (Кузбасс) [Текст] / О.Е. Лепокурова, А.Н. Пыряев, С.Л. Шварцев // Мат. Второй Всерос. конф. с межд. уч. «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами». – Владивосток: Изд-во Дальнаука. – 2015. – С. 393-396.

96. Лепокурова О.Е. Травертины из холодных пресных вод юга Томской области [Текст] / О.Е. Лепокурова // Современное состояние, тенденции и перспективы развития гидрогеологии и инженерной геологии: Сб. науч. тр. II Меж. научно-методическая конф. – СПб: Санкт-Петербурский горный университет. – 2017. – С. 88-93.

97. Лепокурова О.Е. Химический и микробиологический состав подземных вод децентрализованного водоснабжения южных и центральных районов Томской области / О.Е. Лепокурова и [др.] // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2016. – Том 327. – № 5. – С. 29–41.

98. Лепокурова О.Е. Химический состав минеральной воды «Омега» (Томская область) [Текст] / О.Е. Лепокурова, О.Ф. Зятева // Известия Томского политехнического университета. – 2011. – Т. 319. – № 1. – С. 172-177.

99. Лойко С.В. Факторы дифференциации и компонентный состав почвенного покрова таежных экосистем Томь-Яйского междуречья [Текст] / С.В. Лойко, Л.И. Герасько // Вестник Томского государственного университета. Биология. – 2009. – № 1. – С. 63–70.

100. Матусевич В.М. Геодинамика водонапорных систем Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна [Текст] / В.М. Матусевич, О.В. Бакуев // Советская геология. – 1986. – № 2. – С. 117-122.

101. Матусевич В.М. Геофлюидальные системы и проблемы нефтегазоносности Западно-Сибирского мегабассейна [Текст] / В.М. Матусевич, А.В. Рыльков, И.Н. Ушатинский. – Тюмень: ТюмГНГУ. – 2005. – 225 с.

102. Матусевич В.М. Геохимия подземных вод Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна [Текст] / В.М. Матусевич. – М.: Недра. – 1976. – 157 с.

103. Матусевич В.М. Нефтегазовая гидрогеология: Учебное пособие. Ч.2. Нефтегазовая гидрогеология Западно-Сибирского мегабассейна [Текст] / В.М. Матусевич, Л.А. Ковяткина. – Тюмень: «Вектор Бук» . – 2010. – 216 с.

104. Мищенко М.В. Термальные воды меловых отложений юго-восточной части Западно-Сибирского артезианского бассейна: распространение, использование, прогнозы [Текст]: дис. … канд. геолог.-минерал. наук.: 25.00.07 / Мищенко Мария Валериевна. – Томск: ТПУ, 2013. – 159 с.

105. Назаров А.Д. Нефтегазовая гидрогеохимия юго-восточной части Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции [Текст] / А.Д. Назаров. – М.: Идея-Пресс. – 2004. – 288 с.

106. Наливайко Н.Г. Микрофлора апт-сеноманских вод нефтяных месторождений Томской области [Текст] / Н.Г. Наливайко, Е.Ю. Пасечник // Разведка и охрана недр. – 2011. – № 2. – С. 29–34.

107. Национальный атлас России [Текст]: в 4 т. / Общая характеристика территории. – М.: Роскартография. – ФГУП «ГОСГИСЦЕНТР». – 2005.

108. Нгуен Тат Тханг. Гидрогеохимические процессы и эволюция минерального и газового состава подземных вод угольного месторождения Маохе (северо-восток Вьетнама) [Текст]: дис. … канд. геолог.-минерал. наук: 25.00.07 / Нгуен Тат Тханг. – СПб: Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», 2016. – 154 с.

109. Недоливко Н.М. Карбонаты в юрских отложениях юго-восточной части Нюрольской впадины (Томская область) [Текст] / Н.М. Недоливко, Е.А. Жуковская, В.А. Баженов // Геология и геофизика. – 2001. – №3. – С.491-501.

110. Николаева И.В. Бакчарское месторождение оолитовых железных руд [Текст] / И.В. Николаева. – Новосибирск: Наука. – 1967. – 130 с.

111. Никольская Ю.П. Процессы солеобразования в озерах и водах Кулундинской степи [Текст] / Ю.П. Никольская. – Новосибирск: Изд-во СО АН СССР. – 1961. – 181с.

112. Новиков Д.А. Гидрогеологические условия предъенисейской нефтегазоносной субпровинции [Текст] / Д.А. Новиков, С.Л. Шварцев // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 10. – С. 1131-1143.

113. Овчинников А.М. Гидрогеохимия [Текст] / А.М. Овчинников. – М.: Недра. – 1970. – 200 с.

114. Овчинников А.М. Минеральные воды [Текст] / А.М. Овчинников. Изд. 2-е изд. – М.: Госгеолтехиздат. – 1963. – 375 с.

115. Овчинников А.М. Новая область развития углекислых минеральных вод Кузнецкого бассейна [Текст] / А.М. Овчинников, Г.М. Рогов, Л.А. Соломко // Известия вузов. Геология и разведка. – 1964. – № 11. – С. 71-76.

116. Овчинников А.М. Общая гидрогеология [Текст] / А.М. Овчинников. – М.: Госгеолтехиздат. – 1955. – 383 с.

117. Озерский А.Ю. Гидрогеохимические условия глубоких горизонтов юго-восточной окраины Западно-Сибирского артезианского бассейна [Текст] / А.Ю. Озерский // Гидрогеохимия осадочных бассейнов. – Томск: НТЛ. – 2007. – С. 125-131.

118. Озерский А.Ю. Чулымо-Енисейская провинция защищенных подземных вод [Текст] / А.Ю. Озерский, В.А. Караулов // Интерэкспо Гео-Сибирь. – 2006. – Т. 5. – С. 44-48.

119. Озерский А.Ю. Формирование подземных вод Канско-Ачинского угольного бассейна под техногенным воздействием [Текст]: дис. …канд. геол. – минерал. наук: 04.00.06. – М.: ВНИИ гидрогеологии и инж. геологии, 1997. – 241 с.

120. Ольховатенко В.Е. Инженерная геология угольных месторождений Кузнецкого бассейна [Текст] / В.Е. Ольховатенко. – Томск: ТГАСУ. – 2014. – 150 с.

121. Панов Е.А. Состояние и перспективы изучения и освоения Чулымо-Енисейской провинции питьевых подземных вод [Текст] / Е.А. Панов // Подземная гидросфера. – Иркутск: ООО «Географ». – 2012. – С. 369-373.

122. Перельман А.И. Геохимия ландшафта [Текст] / А.И. Перельман. Изд.2$^{oe}$ перер. и доп. – М.: Высшая школа. – 1975. – 394 с.

123. Петрова О.Е. Геохимические условия травертинообразования (на примере бассейна р. Тугояковка) / О.Е. Петрова, Ю.Г. Копылова, Т.Е. Мартынова // Известия Томского политехнического университета. – 2002. – Т. 305. – Вып. 6. – С. 304–319.

124. Петрова О.Е. Условия образования и петрографические особенности травертинов в северной части Колывань-Томской зоны [Текст] / О.Е. Петрова, Т.Е. Мартынова // Горно-геологическое образование в Сибири. 100 лет на службе науки и производства. – Томск: Изд-во ТПУ. – 2001. – С. 65-68.

125. Пиннекор Е.В. Основы гидрогеологии: Геологическая деятельность и история воды в земных недрах [Текст] / Е. В. Пиннекер и др. – Новосибирск: Наука. – 1982. – 237 с.

126. Пиннекер Е.В. Проблемы региональной гидрогеологии [Текст] / Е.В. Пиннекер. – М.: Наука. – 1977. – 196 с.

127. Питьева К.Е. Гидрогеохимия [Текст] / К.Е. Питьева. – М.: МГУ. – 1978. – 328 с.

128. Плевако Г.А. Гидрогеология Осиновского района и условия отработки углей под юрскими обводненными породами [Текст]: дис. … канд. геол.-минерал. наук Плевако Геннадий Алексеевич. – Томск: ТПИ, 1965. –- 385 с.

129. Плюснин А.М. Гидрогеохимические особенности состава азотных терм Байкальской рифтовой зоны [Текст] / А.М. Плюснин [и др.] // Геология и геофизика. – 2013. – Т.54. – № 5. –С. 647-664.

130. Покровский Д.С. Гидрогеология Ерунаковского района Кузнецкого угольного бассейна [Текст]: дис… канд. геол.-минерал. наук: 04.00.06 / Покровский Дмитрий Сергеевич. – Томск: ТПИ, 1967. – 346 с.

131. Покровский Д.С. Гидрогеохимические условия зоны пологих брахиструктур Кузбасса на примере Ерунаковского угленосного района [Текст] / Д.С. Покровский, Плевако Г.А // Известия Томского политехнического института. – 1975. – Т. 297. – № 1. – С. 57-63.

132. Покровский Д.С. К вопросу режима подземных вод Ерунаковского района Кузбасса [Текст] / Д.С. Покровский // Известия Томского политехнического института. – 1967. – Т. 167. – № 1 – С. 32-35.

133. Поляков В.А. Изотопия гидросферы Земли [Текст] / В.А. Поляков, В.И. Ферронский. – М.: Научный мир. – 2009. – 632 с.

134. Поляков В.А. Изотопные исследования подземных вод на полигоне «Томский» [Текст] / В.А. Поляков [и др.] // Разведка и охрана недр. – 2008. – № 11. – С. 47-52.

135. Попов В.Г. Ионообменная концепция в генетической гидрогеохимии [Текст] / В.Г. Попов, Р.Ф. Абдрахманов. – Уфа: Гилем. – 2013. – 355 с.

136. Попов В.Г. Обменно-адсорбционные процессы в подземной гидросфере [Текст] / В.Г. Попов, Р.Ф. Абдрахманов, И.Н. Тугуши. – Уфа. – 1992. – 156 с.

137. Попов В.К. Геохимия подземных вод юго-восточного обрамления Западно-Сибирского магабассейна (природные и техногенные аспекты) [Текст]: дис. …д-ра геол. – минерал. наук: 04.00.06 / Попов Виктор Константинович. – Томск: ТПУ, 1998. – 241 с.

138. Попов В.К. Особенности формирования и использование подземных вод угленосных образований Кузбасса (на примере центральных и южных районов) [Текст]: дис… канд. геол.-минерал. наук: 04.00.06 / Попов Виктор Константинович. – Томск: ТИСИ, 1975. – 234 с.

139. Посохов Е.В. Происхождение содовых вод в природе [Текст] / Е.В. Посохов. – Л.: Гидрометеоиздат. – 1969. – 153 с.

140. Пояркова З.Н. Сводный отчет по Чулымской опорной скважине [Текст] / З.Н. Пояркова, А.А. Розин, С.А. Шевченко. – Л.: ВНИГРИ. – 1957. – 154 с.

141. Предтеченская Е.А. Катагенетические преобразования нижне-среднеюрских нефтегазоносных отложений Западно-Сибирского осадочного мегабассейна [Текст]: дис. … докт. геол.-минерал. наук: 25.00.06 / Предтеченская Елена Андреевна. – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2011. – 493 с.

142. Природные изотопы гидросферы [Текст] / Под общ. ред. В. И. Ферронского. – М.: Недра, 1975. – 277 с.

143. Ранкама К. Изотопы в геологии [Текст] / Ранкама К.: пер. с англ. И.Д. Беспаловой [и др.]; под ред. И.Е. Старика. – М: Изд. иностр. лит. – 1956. – 464 с.

144. Ресурсы пресных и маломинерализованных подземных вод южной части Западно-Сибирского артезианского бассейна [Текст] / под ред. Е.В. Пиннекера и др. – М.: Наука/ – 1991. – 262 с.

145. Рогов Г.М. Гидрогеология и геоэкология Кузнецкого угольного бассейна [Текст] / Г.М. Рогов. – Томск: Изд-во ТГАСУ, 2000. – 167 с.

146. Рогов Г.М. Гидрогеология и катагенез пород Кузбасса [Текст] / Г.М. Рогов, В.К. Попов. – Томск: Изд-во Томского университета, 1985. – 91 с.

147. Рогов Г.М. Гидрогеология Кузнецкого угольного бассейна [Текст]: дис. … д-ра геол.- минерал. наук: 04.00.06 / Рогов Геннадий Маркелович. – Томск, 1966. – 647 с.

148. Рогов Г.М. Проблемы использования природных вод бассейна реки Томи для хозяйственно-питьевого водоснабжения [Текст] / Г.М. Рогов, В.К. Попов, Е.Ю. Осипов. – Томск: ТГАСУ, 2003. – 218 с.

149. Родин Л.Е. Динамика органического вещества и биологический круговорот в основных типах растительности [Текст] / Л.Е. Родин, Н.И. Базилевич. – М.: Наука. – 1965. – 253 с.

150. Розин А.А. Подземные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна и их формирование [Текст] /А.А. Розин. – Новосибирск: Наука. – 1977. – 102 с.

151. Ростовцев В.В. Новые перспективы поиска нефтяных и газовых месторождений на юго-востоке Томской области [Текст] / В.В. Ростовцев // Вестник Томского государственного университета. – 2010. – № 338. – С. 234-237.

152. Рычкова И.В. Стратиграфия и палеогеография верхнего мела – среднего палеогена юго-востока Западной Сибири [Текст]: дис. … канд. геолог.-минерал. наук: 25.00.02 / Рычкова Ирина Владимировна. – Томск: Изд. ТГУ, 2006. – 177 с.

153. Савичев О.Г. Водные ресурсы Томской области [Текст] / О.Г. Савичев. – Томск: Изд-во ТПУ, 2010. – 248 с.

154. Сараев С.В. Литолого-фациальная характеристика усольской свиты (нижний кембрий) и ее возрастных аналогов Предъенисейского осадочного бассейна Западной Сибири [Текст] / С.В. Сараев // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. – № 6. – С. 1173-1188.

155. Скурский М.Д. Золото-редкоземельно-редкометалльно-нефтегазоугольные месторождения и их прогноз в Кузбассе [Текст] / М.Д. Скурский. – Кемерово: Авторское издательство Кузбассвузиздат", 2005. – 627 с.

156. Смоленцев Ю.К. Пресные подземные воды Западно-Сибирского мегабассейна: формирование и практическое использование [Текст]: дис. … докт. геол.-минерал. наук: 04.00.06 / Смоленцев Юрий Константинович. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 1996. – 200 с.

157. Смолин А.С. Литологические особенности и нефтегазоностность баженовской свиты территории Среднего Приобья [Текст]: дис. … канд. геолог.-минерал. наук: 25.00.06 / Смолин Андрей Сергеевич. – М: РГУ нефти и газа, 2006. – 151 с.

158. Сойфер В.Н. Роль стабильных изотопов водорода в изучении геологических процессов [Текст] / В.Н. Сойфер, В.С. Брезгунов, Л.С. Власова // Геохимия. – 1967. – № 5. – С. 599-606.

159. Солотчин П.А. Литология нижнеюрских отложений юго-восточной части Западной Сибири [Текст] / П.А. Солотчин // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40. – № 6. – С. 863-873.

160. Солотчин П.А. Минералогия глинистого вещества терригенных отложений нижнего тоара юго-востока Западно-Сибирской плиты [Текст] / П.А. Солотчин, Э.П. Солотчина, В.Н. Столповская // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46. – №8. – С. 833-843.

161. Состояние геологической среды (недр) территории Сибирского федерального округа в 2015 г. [Текст]: АО «Томскгеомониторинг». – Информационный бюллетень. – Вып. 12. – Томск, 2016. – 186 с.

162. Судариков С.М. Роль подземных вод в образовании метана на угольном месторождении Маохе (Северный Вьетнам) [Текст] / С.М. Судариков, Нгуен Тат Тханг // Записки Горного института. – Т. 212. – 2015. – СПб. – С. 79-83.

163. Сулин В.А. Гидрогеология нефтяных месторождений [Текст] / В.А. Сулин. – Москва: Гостоптехиздат, 1948.

164. Токаренко О.Г. Геохимия минеральных вод Кузбасса [Текст]: дис. … канд. геол.-минерал. наук: 25.00.07 / Токаренко Ольга Григорьевна. – Томск: ТПУ, 2009. – 143 с.

165. Толстихин Н.И. К вопросу о провинциях минеральных вод [Текст] / Н.И. Толстихин. – Л.: Зап. Ленинград. горного ин-та. – 1939. – Т. XII. – Вып. 2.

166. Удодов П.А. Гидрогеохимические исследования Колывань-Томской складчатой зоны [Текст] / Удодов П.А. [и др.]. – Томск: Изд. Томск.ун-та. – 1971. – 283 с.

167. Удодов П.А. Гидрогеохимические поиски в условиях полузакрытых геологических структур Томь-Яйского междуречья [Текст] / П.А. Удодов, В.М. Матусевич, Н.В. Григорьев. – Томск: Изд-во ТГУ, 1965. – 202 с.

168. Учителева Л.Г. Минеральные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна [Текст] / Л.Г. Учителева – М.: Недра, 1974. – 167 с.

169. Федоров Ю.А. Изотопный состав поверхностных и подземных вод и его формирование под влиянием естественных и антропогенных процессов [Текст]:

автореф. дис. … д-ра географ. наук: 11.00.06 / Федоров Юрий Александрович. – Ростов-на-Дону: Гидрохимический Институт Роскомгидромета, 1992. – 56 с.

170. Федоров Ю.А. Стабильные изотопы и эволюция гидросферы [Текст] / Ю.А. Федоров. – М.: Изд-во центра «Истина» МО РФ, 1999. – 370 с.

171. Фейзуллаев А.А. Природа изотопно тяжелого углерода углекислого газа и бикарбонатов вод грязевых вулканов Азербайджана [Текст] / А.А. Фейзуллаев, У.А. Мовсумова // Геохимия. – 2010. – № 5. – С. 551-557.

172. Ферронский В.И. Изотопия гидросферы / В.И. Ферронский, В.А. Поляков. – М.: Наука, 1983. – 277 с.

173. Фор Г. Основы изотопной геологии: пер. с англ. [Текст] / Г. Фор. – М.: Мир, 1989. – 590 с.

174. Харитонова Н.А. Уникальные углекислые минеральные воды месторождения Мухен (Хабаровский край): состав и генезис [Текст] / Н.А. Харитонова [и др.] // Доклады академии наук. – 2017. – Т. 475. – № 6. – С. 685-690.

175. Чудаев О.В. Состав и условия образования современных гидротермальных систем Дальнего Востока России [Текст] / О.В. Чудаев. – Владивосток: Дальнаука. – 2003. – 216 с.

176. Шварцев С.Л. Гидрогеология Ерунаковского района в связи с проблемой добычи угольного метана [Текст] / С.Л. Шварцев [и др.] // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 7. – С. 881-891.

177. Шварцев С.Л. Аномальный состав изотопов углерода в подземных щелочных водах Кузбасса [Текст] / С.Л. Шварцев [и др.] // Доклады академии наук. – 2016. – Т. 469. – № 6. – С. 724-728.

178. Шварцев С.Л. Взаимодействие воды с алюмосиликатными горными породами. Обзор [Текст] / С.Л. Шварцев // Геология и геофизика. – 1991. – № 12. – С. 16-50.

179. Шварцев С.Л. Внутренняя эволюция геологической системы вода–порода [Текст] / С.Л. Шварцев // Вестник Российской академии наук. – 2012. – Т. 82. – № 3. – С. 242.

180. Шварцев С.Л. Вода как главный фактор глобальной эволюции [Текст] / С.Л. Шварцев // Вестник Российской академии наук. – 2013. – Т. 83. – №2. – С. 124-131.

181. Шварцев С.Л. Генезис и эволюция углекислых минеральных вод месторождения Мухен (Дальний Восток) [Текст] / С.Л. Шварцев [и др.] // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. – № 1. – С. 48-59.

182. Шварцев С.Л. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода-порода [Текст]: в 5 т: Система вода-порода в условиях зоны гипергенеза / С.Л. Шварцев [и др.]. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. – Т. 2. – 389 с.

183. Шварцев С.Л. Геохимические механизмы образования травертинов из пресных вод на юге Западной Сибири Текст] / С.Л. Шварцев, О.Е. Лепокурова, Ю.Г. Копылова // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 8. – С. 852-861.

184. Шварцев С.Л. Геохимия и формирование содовых вод Кузбасса [Текст] / С.Л. Шварцев, Е.В. Домрочева, Н.М. Рассказов // Известия Томского политехнического университета. 2011. –Т. 318. –№ 1. – С. 128-134.

185. Шварцев С.Л. Геохимия и формирование состава соленых озер Западной Монголии [Текст] / С.Л. Шварцев [и др.] // Геохимия . – 2014 . – № 5. – 432 с.

186. Шварцев С.Л. Геохимия содовых вод межгорного бассейна Датун, провинция Шаньси, северо-западный Китай [Текст] / С.Л. Шварцев, Я. Ванг // Геохимия. – 2006. – № 10. – С. 1097-1109.

187. Шварцев С.Л. Гидрогеохимические условия образования карбонатных травертинов на юго-востоке Западной Сибири [Текст] / С.Л. Шварцев [и др.] // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. – Тюмень. – 1983. – С. 175-176.

188. Шварцев С.Л. Гидрогеохимические условия формирования давсонитового оруденения на примере Березовоярского участка (Кузбасс) [Текст] / С.Л. Шварцев // Геохимия. – 2004*а*. – № 10. – С.1068-1080.

189. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза [Текст] / С.Л. Шварцев. – М.: Наука. 1978. – 288 с.

190. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза [Текст] / С.Л. Шварцев. – М.: Недра, 1998. – 288 с.

191. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия процессов образования давсонита [Текст] / С.Л. Шварцев // Доклады академии наук. – 2004*б*. – Т.394. – № 6. – С. 818-821.

192. Шварцев С.Л. Есть ли будущее у аддитивных технологий? [Текст] / С.Л. Шварцев // Вестник Российской академии наук. – 2017. – Т. 87. – № 6. – С. 538-547.

193. Шварцев С.Л. Как образуются сложности? [Текст] / С.Л. Шварцев // Вестник Российской академии наук. – 2014. – Т. 84. – № 7. – С. 618-628.

194. Шварцев С.Л. Неизвестные механизмы гранитизации базальтов [Текст] / С.Л. Шварцев // Вестник Российской академии наук. – 2016. – Т. 86. – № 12. – С. 1106-1120.

195. Шварцев С.Л. Общая гидрогеология [Текст] / С.Л. Шварцев. – М.: Недра. – 1996. – 425 с.

196. Шварцев С.Л. Основное противоречие, определившее механизмы и направленность глобальной эволюции [Текст] / С.Л. Шварцев // Вестник Российской академии наук. – 2015. – Т. 8. – №7. – С. 632-642.

197. Шварцев С.Л. Основы гидрогеологии: Гидрогеохимия [Текст] / С. Л. Шварцев и др. – Новосибирск: Наука. – 1982. – 287 с.

198. Шварцев С.Л. Равновесие азотных терм байкальской рифтовой зоны с минералами водовмещающих пород как основа для выявления механизмов их формирования [Текст] / С.Л. Шварцев [и др.]. // Геохимия. – 2015. – № 8. – С. 720-733.

199. Шварцев С.Л. Распределение изотопов углерода в подземных водах низкогорных районов юго-востока Западной Сибири [Текст] / С.Л. Шварцев [и др.]. // Изотопы в гидросфере: тез. докл. 3-го Всесоюз. симпозиума. – Каунас. – 1989. – С. 326-327.

200. Шварцев С.Л. С чего началась глобальная эволюция? [Текст] / С. Л. Шварцев // Вестник РАН. – 2010. – Т. 80. – № 3. – С. 235-244.

201. Шварцев С.Л. Содовые воды как зеркало противоречий в современной гидрогеохимии [Текст] / С.Л. Шварцев // Фундаментальные проблемы современной гидрогеохимии. – Томск: Изд-во НТЛ. – 2004в. – С.70-75.

202. Шварцев С.Л. Уникальные щелочные воды в Чулымском бассейне (Западная Сибирь) [Текст] / С.Л. Шварцев, О.Е. Лепокурова // Доклады академии наук. – 2014. – Т. 459. – № 3. – С. 357-362.

203. Шварцев С.Л. Эволюция в неживой материи: природа, механизмы, усложнение, самоорганизация [Текст] / С. Л. Шварцев // Вестник Российской академии наук. – 2017. – Т. 87. – №12. – С. 1091–1100.

204. Швец В.М. Органические вещества подземных вод [Текст] /В.М. Швец. – М.: Недра. – 1973. – 192 с.

205. Шеин Е.В. Движение воды в почве [Текст] / Е.В. Шеин // Природа. – 2001. – № 10. – С. 2–5.

206. Щукарев С.А. Попытка общего обзора грузинских вод с геохимической точки зрения [Текст] / С.А. Щукарев // Труды Гос. центральн. ин-та курортологии, 1934.

207. Экономическая и социальная география России: Учебник для вузов [Текст]: под ред, проф. А.Т. Хрущева. – Дрофа Москва. – 2001. – 672 с.

208. Юрченко А.Ю. Формирование вторичных карбонатных пород верхнеабалакско-баженовской толщи Салымского, Правдинского и Малобалыкского нефтяных месторождений Западной Сибири [Текст]: дис. … канд. геолог.-минерал. наук: 25.00.07. / Юрченко Анна Юрьевна. – Москва: Изд. МГУ, 2017. – 133 с.

209. Abelson P.H. Carbon Isotope Fractionation in Formation of Amino Acids by Photosynthetic Organisms [Text] / P.H. Abelson, T.C. Hoering // Proceed. of the Nation. Acad. of Scien. of the Uni. Stat. of Amer. – 1961. – V. 47. – Is. 5. – P. 623-632.

210. Appelo C.A.J. Geochemistry, groundwater and pollution [Text] / C.A.J. Appelo, D. Postma // A.A. Balkema Publishers, Rotterdam. – 1994. – 536 p.

211. Arnason B. Hydrogen isotopes in hydrological studies in Iceland [Text] / B. Arnason, Th. Sigurgeirsson // Isotopes in Hydrology. – 1967. – P. 35-47.

212. Barnes I. Global distribution of carbon dioxide discharges, and major zones of seismicity [Text] / I. Barnes, W.P. Irwin, D. E. White // U.S. Geological Survey: Water Resources Investigations. – 1978. – PP. 78-39.

213. Barnes I. Geochemistry of highly basic calcium hydroxide groundwater in Jordan [Text] / I. Barnes [et. al.] // Chemical Geology. – 1982. – V.35. – №1–2. – P.147–154.

214. Bates B.L. Influence of groundwater flow paths, residence times and nutrients on the extent of microbial methanogenesis in coal beds: Powder River Basin, USA [Text] / B.L. Bates [et. al.] // Chemical Geology. – 2011. – V. 284. – P. 45-61.

215. Blake R. The origin of high sodium bicarbonate waters in the Otway Basin, Victoria, Australia / R. Blake // Proceed. of 6$^{th}$ Int. Symp. on Water-Rock. Interaction. Rotterdam: Brookfield. – 1989. – P.83-85.

216. Blavoux B. Caractérisation d’une province à $CO_2$ dans le bassin du Sud-Est de la France [Text] / B. Blavoux, J. Dazy // Hydrogéologie. – 1990. – V. 4. – P. 241-252.

217. Boreham C.J. Reply to comment of Smith and Pallaser on factors controlling the origin of gas in Australian Bowen Basin coals [Text] / C.J. Boreham, S.D. Golding, M. Glikson // Organic Geochemistry – 2001. – V. 32. – P. 207-210.

218. Christian K.M. Methane occurrence is associated with sodium-rich valley waters in domestic wells overlying the Marcellus shale in New York State [Text] / K.M. Christian [et. al.] // Water Resources Research. – 2016. – V. 52. – Is. 1. – P. 206-226.

219. Ciezkowski W. Origin and age of thermal waters in Cieplice Spa, Sudeten, Poland, inferred from isotope, chemical and noble gas data [Text] / W. Ciezkowski [et. al.] // Journal of Hydrology – 1992. – V. 140. – P. 89-117.

220. Cipolli F. Geochemistry of high-pH waters from serpentinites of the Gruppo di Voltri (Genova, Italy) and reaction path modeling of $CO_2$ sequestration in serpentinite aquifers [Text] / F. Cipolli [et. al.] // Applied Geochemistry. – 2004. – 19 (5). – P. 787–802.

221. Clark I. Environmental isotopes in hydrogeology [Text] / I. Clark, P. Fritz // Boca Raton: Lewis Publishers. – 1997. – 328 p.

222. Clark I. Groundwater Geochemistry and Isotopes [Text] / I. Clark // Boca Raton: CRC Press, Taylor & Francis Group. – 2015. – 456 p.

223. Clayton R.N. Oxygen isotope fractionation in the system calcium carbonate-water [Text] / R.N. Clayton // Journal of Chemical Physics. – 1959. – V. 30. – P. 1246-1250.

224. Clayton R.N. Oxygen-isotope fractionations between calcium carbonate and water [Text] / R.N. Clayton // Journal of Chemical Physics. – 1961. – V. 34. – P. 724-726.

225. Clayton R.N. Oxygen-isotope fractionations in systems containing dolomite [Text] / R.N. Clayton // Joural of Geology. – 1966. – V. 74. – P. 174-196.

226. Clayton R.N. The origin of saline formation waters. Isotopic composition [Text] / R.N. Clayton [et. al.] // Journal of Chemical Physics. – 1966. – V. 71. – №16. – P. 3869–3882.

227. Colding S. Stable isotope geochemistry of coal bed and shale gas and related production waters: A review [Text] / S. Colding, C.J. Boreham, J.S. Esterle // International Journal of Coal Geology. – 2013. – V. 120. – P. 24-40.

228. Craig H. Isotopic composition and origin of Red Sea and Salton Sea geothermal brines [Text] / H. Craig // Science. – 1966. – V. 154. – P. 1544-1548.

229. Craig H. Standard for Reporting Concentrations of Deuterium and Oxygen-18 in Natural Waters [Text] / H. Craig // Science. – 1961. – V. 133. – Is. 3467. – P. 1833-1834.

230. Craig H. The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas [Text] / H. Craig // Proc. Spoleto Conference on Nuclear Geology. – 1963. – P. 17-53.

231. Crossey L.J. Dissected hydrologic system at the Grand Canyon: interaction between deeply derived fluids and plateau aquifer waters in modern springs and travertine [Text] / L.J. Crossey [et. al.] // Geology. – 2006. – V. 34. – P. 25-28.

232. D'Alessandro W. Geochemistry and mineralogy of travertine deposits of the SW flank of Mt. Etna (Italy): Relationships with past volcanic and degassing activity [Text] / W.

D'Alessandro [et. al.] // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2007. – V. 165. – Is. 1–2. – P. 64–70.

233. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation [Text] / W. Dansgaard // Tellus. –1964. – V. 16. – Is. 4. –P. 436-468.

234. Drost W. Isotopenmethoden in der Grundwasserkunde [Text] / W. Drost [et. al.] // Informationsheft des Bureau Eurisito, Brussels. – 1972. – V. 61. – 178 p.

235. Edwards T.W.D. Interpreting paleoclimate from 18O and 2H in plant cellulose: comparison with evidence from fossil insects and relict permafrost in southwestern Ontario [Text] / T.W.D. Edwards // Canadian Journal of Earth Sciences. – 1985. – V. 22. – P. 1720-1726.

236. Ferrara G.C. La composizione isotopica della vapore di alcuni soffioni di Larderello e della'acqua di alcune sorgenti e moffete della Toscana [Text] / G.C. Ferrara, R. Gonfiantini, G. Panichi // Atti della Società toscana di scienze naturali. – 1965. – V. 15. – P. 113-140.

237. Feurdean V. Deuterium distribution in crude oil [Text] / V. Feurdean, L. Feurdean, I. Lari // Isotopes in Environmental and Health Studies. – 1997. – V. 33. – P. 1785-1790.

238. Flores R.M. Methanogenic pathways of coal-bed gas in the Powder River Basin, United States: the geologic factor [Text] / R.M. Flores [et. al.] // International Journal of Coal Geology. – 2008. – V. 76. – P. 52-75.

239. Fontes, J.C. Determination of the initial $^{14}$Ca activity of the total dissolved carbon: A review of the existing models and a new approach [Text] / J. C. Fontes, J.M. Garnier // Water Resources Research. – 1979. – V. 15. – P. 399-413.

240. Friedman I. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interesting Date of geochemistry [Text] / I. Friedman, J.R. O'Neil. Sixth edition. United States Geological Survey Professional Paper. – 1977. – 440 p.

241. Golyshev S.I. Stable carbon isotopes in source-bed organic matter of West and East Siberia [Text] / S.I. Golyshev [et. al.] // Organic Geochemistry. – 1991. – V. 17. – Is. 3. – P. 277-291.

242. Gori Y. Carbon, hydrogen and oxygen stable isotope ratios of whole wood, cellulose and lignin methoxyl groups of Picea abies as climate proxies [Text] / Y. Gori [et. al.] // Rapid Communications in Mass Spectrometry. – 2013. – V. 27. – P. 265-275.

243. Grant S. A phylogenetic analysis of Wadi el Natrun soda lake cellulase enrichment cultures and identification of cellulase genes from these cultures [Text] / S. Grant [et. al.] // Extremophiles. – 2004. – V. 8. – Is. 5. – P. 421-429.

244. Harrison S.M. Preliminary hydrogeological assessment of Late Cretaceous–Tertiary Ardley coals in part of the Alberta Basin, Alberta, Canada [Text] / S.M. Harrison [et. al.] // International Journal of Coal Geology. – 2006. – V. 65. – P. 59-78.

245. Head I.M. Biological activity in the deep subsurface and the origin of heavy oil [Text] / I.M. Head, D.M. Jones, S.R. Larter // Nature. – 2003. – V. 426. – Is. 6964. – P. 344-352.

246. Hilgard E.W. Die Bildungsweise der Alkalicarbonate in der Natur [Text] / E.W. Hilgard // Berichte der deutschen chemischen Gesellschaft. – 1892. – V. 25. – S. 3624-3630.

247. Hiscock K. Hydrogeology principles and practice [Text] / K. Hiscock. – Malden, Oxford, Carlton: Blackwell Publishing. – 2005. – 389 p.

248. Hitchon B. Geochemistry and origin of formation waters in the western Canada sedimentary basin-I. Stable isotopes of hydrogen and oxygen [Text] / B. Hitchon, I. Friedman // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1969. – V. 33. – Is. 11. – P. 1321-1349.

249. Hoefs J. Stable isotope geochemistry [Text] / J. Hoefs . – Berlin: Springer. – 2004. – 244 p.

250. Ishikuni M. Alkaline spring waters as a product of water-rock interaction [Text] / M. Ishikuni, R. Suzuki, M. Tsurami // Geochemistry. – 1982. – V.16. – №1. – P. 25-29.

251. Irwin H. Isotopic evidence for the source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments [Text] / H. Irwin, C. Curtis, M.L. Coleman // Nature. – 1977. – V. 269. – P. 209-213.

252. Jankowski J. Origin of sodium-bicarbonate waters in the south-eastern part of the Great Artesian Basin: Influx of magmatic CO2 [Text] / J. Jankowski, B. McLean // Proceed. of 10th Int. Symp. on Water-Rock Interac. – 2001. – V. 1. – P. 541-544.

253. Jeffrey A.W.A. Geochemistry of the Los Angeles Basin oil and gas systems [Text] / A.W.A. Jeffrey, H.M. Alimi, P.D. Jenden // In: Biddle, K.T. (Ed.), Active Margin Basins. AAPG Memoir. – 1991. – V. 52. – P. 197–219 .

254. Karavanov K.P. General hydrogeology [Text] / K.P. Karavanov. – Cambridge University Press. – 1983. – 141 p.

255. Kele S. Stable isotope geochemical study of Pamukkale travertines: New evidences of low-temperature non-equilibrium calcite-water fractionation [Text] / S. Kele [et. al.] // Sedimentary Geology. – 2011. – V. 238. – Is. 1-2. – P. 191-212.

256. Kele S. Chemical and stable isotope composition of recent hot-water travertines and associated thermal waters, from Egerszalók, Hungary: Depositional facies and non-equilibrium fractionation [Text] / S. Kele [et. al.] // Sedimentary Geology. – 2008. – V. 211. – Is. 3-4. – P. 53-72.

257. Kharaka Y.F. Stable carbon isotopes in oil field waters and origin of carbon dioxide [Text] / Y.F. Kharaka, W.W. Carothers // American Association of Petroleum Geologists Bulletin. – 1979. – V. 63. – 479 p.

258. Kietäväinen R. Deep Groundwater Evolution at Outokumpu, Eastern Finland: From Meteoric Water to Saline Gas-Rich Fluid [Text]: academic dissertation / R. Kietäväinen. – Geological Survey of Finland: Espoo, 2017. – 37 p.

259. Kimura K. Mechanism of the forming of ground water with high content of sodium bicarbonate onto the plains part of the formation Kobe (Japan) [Text] / K. Kimura // Journal of Ground Water Hydrology. – 1992. – V.32. – Is. 1. – P. 5-16.

260. Kinnon E.C.P. Stable isotope and water quality analysis of coal bed methane production waters and gases from the Bowen Basin, Australia [Text] / E.C.P. Kinnon [et. al.] // International Journal of Coal Geology. – 2010. – V. 82. – P. 219-231.

261. Lepokurova O.E. Geochemistry of iron in organogenic water of Western Siberia, Russia [Text] / O.E. Lepokurova, I.S. Ivanova // Procedia Earth and Planetary Science. – 2014. – V. 10. – P. 297-302.

262. Lepokurova O.E. Water-rock-ore interaction (on example: major Bakchar iron-ore deposit – Western Siberia, Russia) [Text] / O.E. Lepokurova, I.S. Ivanova // Procedia Earth and Planetary Science. – 2017. – V. 17. – P. 690 – 693.

263. Marques J.M. Water–Rock interaction responsible for the origin of high pH mineral waters (Central Portugal ) [Text] / J.M. Marques [et. al.] // Proc. of the 11$^{th}$ inter. symp. on Water–Rock Interaction. Saratoga Springs. – 2004. – P. 293–297.

264. Martini A.M. Genetic and temporal relations between formation waters and biogenic methane: Upper Devonian Antrim Shale, Michigan Basin, USA [Text] / A.M. Martini [et. al.] // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1998. V. 62. – P. 1699-1720.

265. Matthess G. Progress in hydrogeochemistry [Text] / G. Matthess [et. al.]. – Berlin: Springer-Verlag. – 1992. – 544 p.

266. May F. Forward modelling of complex water evolution - Soda waters in Northland, New Zealand [Text] / F. May // Proceed. of 9th Int. Symp. on Water-Rock Interaction. – 1998. - P. 885–888.

267. McCrea M.J. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale [Text] / M.J. McCrea // Chemical Physics. – 1950. – V. 18. – P. 849-857.

268. McIntosh J.C. Pleistocene recharge to mid-continent basins: effects on salinity structure and microbial gas generation [Text] / J.C. McIntosh, L.M. Walter, A.M. Martini // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2002. – V. 66. – P. 1681-1700.

269. Neal C. Hydrogen generation from mantle source rocks in Oman Jordan [Text] / C. Neal, G. Stanger // Earth and Planetary Science Letters. – 1983. – V.66. – P.315–320.

270. Newell D.L. Continental-scale links between the mantle and groundwater systems of the Western United States; evidence from travertine springs and regional He isotope data [Text] / D.L Newell [et. al.] // Geological Society of America Today. – 2005. – P. 4-10.

271. O'Leary M.H. Carbon isotopes in photosynthesis [Text] / M.H. O'Leary // Bioscience. – 1988. – V. 38. – P. 328-336.

272. Pallasser R.J. Recognizing biodegradation in gas/oil accumulations through the $\delta^{13}C$ compositions of gas components [Text] / R.J. Pallasser // Organic Geochemistry. – 2000. – V. 31. – P. 1363–1373.

273. Palmer C. The geochemical interpretation of water analysis [Text] / C. Palmer // Bulletin of the United States Geological survey. – 1911. – 479 p.

274. Parkhurst D.L. Groundwater quality assessment of the Central Oklahoma aquifer, Oklahoma. Geochemical and geohydrologic investigation [Text] / D.L. Parkhurst, S. Christenson, G.N. Breit // U.S. Geological Survey water-supply paper. – 1996. – № 2357. – 101 p.

275. Pearson F.J. Models of mineral controls on the composition of saline groundwaters of the Canadian Shield [Text] / F.J. Pearson // Geological Association of Canada. In: Fritz, P. & Frape, S. K. (eds) Saline water and gases in crystalline rocks. – 1987. – V. 33. – P. 39-51.

276. Pentecost A. Travertine [Text] / A. Pentecost. – Berlin: Springer-Verlag. – 2005. – 446 p.

277. Pinneker E.V. General hydrogeology [Text] / E.V. Pinneker [et. al.]. – Cambridge University Press. – 1983. – 141 p.

278. Reissig H. Stable Isotope Hydrology Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle [Text] / H. Reissig. – Monograph by Working Group, IAEA. – Eds. J. R. Gat, R. Gonfiantini. – 1981. – 340 p.

279. Savin S.M. The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals [Text] / S.M. Savin, S. Epstein // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1970*а*. – V. 34. – P. 25-42.

280. Savin S.M. The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of ocean sediments and shales [Text] / S.M. Savin, S. Epstein // Geochimica et Cosmochimica Acta – 1970*б*. – V. 34. – P. 43-63.

281. Schlegel M.E. Comparison of fluid geochemistry and microbiology of multiple organic-rich reservoirs in the Illinois Basin, USA: evidence for controls on methanogenesis and microbial transport [Text] / M.E. Schlegel [et. al.] // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2011. – V. 75. – P. 1903-1919.

282. Scott A.R. Thermogenic and secondary biogenic gases, SanJuan Basin, Colorado and new Mexico-Implications for coalbed gas producibility [Text] / A.R. Scott, W.R. Kaiser, Jr.W.B. Ayers // American Association of Petroleum Geologists Bulletin. – 1994. – V.78. – P. 1186–1209.

283. Sharma S. An innovative approach for tracing coalbed natural gas produced water using stable isotopes of carbon and hydrogen [Text] / S. Sharma, C.D. Frost // Ground water. – 2008. – V.46. – Iss. 2. – P. 329-334.

284. Sharma S. Application of carbon isotopes to detect seepage out of coalbed natural gas produced water impoundments [Text] / S. Sharma, J.K. Baggett // Applied Geochemistry. – 2011. – V.26. –P. 1423–1432.

285. Shvartsev S.L. Geochemistry of fresh groundwater in the main landscape zones of the earth [Text] / S.L. Shvartsev // Geochemistry International. – 2008. V.46. – Iss. 13. – P. 1285-1398.

286. Sorokin D.Y., Kuenen J.G., Muyzer G. The microbial sulfur cycle at extremely haloalkaline conditions of soda lakes [Text] / D.Y. Sorokin, J.G. Kuenen, G. Muyzer // Frontiers in Microbiology. – 2011. – V. 2. – Iss. 3. – 44 p.

287. Taran Y. Helium and carbon isotopes in thermal waters of the Jalisco block, Mexico [Text] / Y. Taran [et. al.] // Geofisica International. – 2002. – V. 41. – Iss. 4. – P. 459-466.

288. Thode H.G. Carbon-13 isotope effects in systems containing carbon dioxide, bicarbonate, carbonate, and metal ions [Text] / H. G. Thode [et. al.] // Canadian Journal of Chemistry. – 1965. – V. 43. – Iss. 3. – P. 582–595.

289. Valero-Garces B.L. Large $^{13}C$ enrichment in primary carbonates from Andean Altiplano lakes, northwest Argentina [Text] / B.L.Valero-Garces [et. al.] // Earth and Planetary Science Letters. – 1999. – V. 171. – P. 253–266.

290. Vogel J.C. Uber den Isotopengehalt des Kohlenstoffs in Süßwasser-Kalkablagerungen. Geochim [Text] / J.C. Vogel // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1959. – V. 16. – P. 236-242.

291. Wallick E.I. Isotopic and chemical considerations in radiocarbon dating of groundwater within the semi-arid Tucson Basin, Arizona [Text] / E.I. Wallick // In: Interpretation of environmental isotope and hydrochemical data in groundwater hydrology. Int. Atomic Energy Agency, Vienna, Panel Proc. Ser. – 1976. – P. 195-212.

292. Yokoyama T. Helium and carbon isotopic compositions of hot spring gases in the Tibetan Plateau [Text] / T. Yokoyama, S. Nakai H. Wakita // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 1999. – V. 88. – P. 99-107.

293. Yoshimura K. Evaluation of two-dimensional atmospheric water circulation fields in reanalyses by using precipitation isotopes databases [Text] / K. Yoshimura, T. Oki, K. Ichiyanagi // Journal Geophysic Research. – 2004. – V.109. – D20109.

294. Zhu Z. Abnormalpjsitive $\delta^{13}C$ values of carbonate in Lake Caohai, southwest China, and their possible relation to lower temperature [Text] / Z. Zhu, J. Chen, Y. Zeng // Quaternary International. – 2013. – V. 286. – P. 85-93.

295. http://терсинка.рф [Электронный ресурс]

296. www.borjomi.com/ru [Электронный ресурс]

297. http://geologicheskie-pamjatniki-juga-kuzbassa.html [Электронный ресурс]

298. www.kontur-map.ru [Электронный ресурс]

299. https://ru.wikipedia.org [Электронный ресурс]

300. http://sibir-map.ru [Электронный ресурс]

301. http://www.tgm.ru [Электронный ресурс]

302. http://www.gazprom.ru [Электронный ресурс]

# СПИСОК ИЛЛЮСТРАТИВНОГО МАТЕРИАЛА


**Номер и название** **Стр.**

**Рис. 1.1.** Схема расположения участков исследования и пунктов отбора проб... 22

**Рис. 1.2.** Фото полевых работ Среднеобского гидрогеологического экспедиционного отряда ТФ ИНГГ СО РАН в Кузбассе в августе 2003 г: слева – Терсинские минеральные воды; справа – Сибергинский угольный разрез…… 24

**Рис. 1.3.** Вид некоторых из рабочих окон ПК HydroGeo…… 25

**Таблица 1.1.** Виды и объем (кол-во проб) аналитических работ……. 26

**Рис. 2.1.** Административная карта региона (фрагмент из www.kontur-map.ru).... 27

**Рис. 2.2.** Рельеф юга Западной Сибири (фрагмент из www.kontur-map.ru с добавлением (Евсеева, 2001))…… 28

**Рис. 2.3.** Природные зоны юга Западной Сибири, фрагмент из (Давыдова, 1989)…….. 31

**Рис. 2.4.** Карта угольных бассейнов России http://www.gazprom.ru ……. 36

**Рис. 2.5.** Карта распределения ресурсов угольного метана в Кузбассе http://www.gazprom.ru …… 37

**Рис. 2.6.** Гидрогеологическая карта северной части АССО. Составлена по материалам Г.М. Рогова (2000), П.А. Удодова и др. (1971) и О.В. Постниковой (1970)…….. 39

**Рис. 2.7.** Гидрогеологические структуры и водоносные комплексы Кузнецкой водонапорной системы (Рогов, 2000)……. 40

**Рис. 2.8.** Гидрогеологический разрез по линии I-II. Составлен на основе (Гидрогеологии СССР, 1972)……..…… 41

**Таблица 2.1.** Основные типы подземных вод по Г.М. Рогову (2000)…… 42

**Рис. 2.9.** Гидрогеологический разрез по линии IV-V. Составлен на основе геологического разреза, приведенного (Удодова и др., 1971). ……... 45

**Рис. 2.10.** Гидрогеологический разрез по линии II-III. Составлен на основе (Гидрогеологии СССР, 1972)…….…… 46

**Рис. 2.11.** Схематический гидрогеохимический разрез по линии VI-VII. Составлен на основе (Рогов, Попов, 1985, Рогов, 2000)……. 49

**Рис. 2.12.** Схематический гидрохимический профиль Колпашево – Тегульдет. Составлен на основе (Учителева, 1974)……. 54

**Рис. 2.13.** Схематический гидрогеохимический профиль Кедровка – Подгорное. Составлен на основе геологического разреза (Николаева, 1967) с добавлением гидрогеохимических данных (Лепокурова, Иванова, 2011, Lepokurova, Ivanova, 2017)…….. 57

**Рис. 2.14.** Гидрогеологический разрез вдоль р.Чулым на основе (Гидрогеология СССР, т. XVI, 1970)…….. 58

**Рис. 2.15.** Схематичный гидрогеохимический разрез Кузнецкого адартезианского бассейна по линии ВГ (см. рис. 1.1) с выделением области распространения содовых вод на основе собственных и других данных (Гидрогеология СССР, Т. XVII, 1972)…… 64

**Рис. 2.16.** Схематичный гидрогеохимический разрез Чулымо-Енисейского бассейна по линии АБ (см. рис. 1.1) с выделением области распространения содовых вод на основе собственных и др. данных (Гидрогеология СССР, Т. XVII, 1972)…… 67

**Рис. 3.1.** Зависимость солености (*а*) и pH (*б*) содовых вод Чулымо-Енисейского бассейна от глубины…… 70
**Рис. 3.2.** Изменение концентраций (шкала логарифмическая) основных анионов (*а*) и катионов (*б*) подземных вод Чулымо-Енисейского бассейна с глубиной. Здесь приведены также данные по хлоридным натриевым водам (в интервале 2,5–3 км)…….. 71
**Рис. 3.3.** Зависимости минерализации содовых вод Чулымо-Енисейского бассейна от pH (а) и глубины залегания (б) с разделением на возраст вмещающих отложений……... 72
**Рис. 3.4.** Схема распространения содовых вод в разрезе Чулымо-Енисейского бассейна, аналогичная рис. 2.16, но детализированная на геохимические разновидности содовых вод…… 73
**Таблица 3.1.** Химический состав высокощелочных ультрапресных содовых вод……... 74
**Рис. 3.5.** Изменение солености и значений pH высокощелочной содовой воды, вскрытой скв. Чулымской в течение периода наблюдений 1994–2014 гг…… 75
**Рис. 3.6.** Изменения химического состава и pH подземных вод в Чулымской (*ч1*) и Касской (*ч4*) скважинах с глубиной…… 75
**Таблица 3.2.** Микрокомпонентный состав высокощелочной воды «Омега» 76
**Рис. 3.7.** Содержания анионогенных (*а*), катионогенных (*б*) элементов и элементов-комплексообразователей (*в*) в высокощелочной содовой воде «Омега» относительно средних значений для вод зоны гипергенеза……. 77
**Таблица 3.3.** Газовый состав высокощелочных вод в Чулымской скважине (*ч1*) и в Касской скважине (*ч2*)…… 78
**Таблица 3.4.** Содержание органических веществ в высокощелочных содовых водах Чулымской скважины (*ч1*)…… 78
**Таблица 3.5.** Микробиологический состав некоторых подземных вод юго-востока ЗСАБ…… 79
**Рис. 3.8**. Фото гетеротрофных микроорганизмов, культивированных в чашке Петри на мясо-пептонном агаре……. 80
**Рис. 3.9.** Изменение солености (*а*) и pH (*б*) содовых вод Среднеобского бассейна с глубиной…… 81
**Таблица 3.6.** Микрокомпонентный состав содовых вод Среднеобского бассейна…….. 82
**Таблица 3.7.** Содержание в содовых водах некоторых органических веществ и соединений N и P…….. 83
**Таблица 3.8.** Содержание в содовых водах некоторых органических показателей……. 83
**Рис. 3.10.** Изменение солености (*а*) и pH (*б*) содовых вод Кузнецкого бассейна с глубиной……. 84
**Рис. 3.11.** Изменение концентраций сульфат-иона (*а*) и хлор-иона (*б*) (шкалы логарифмические) в содовых водах Кузнецкого бассейна с глубиной…… 85
**Таблица 3.9**. Микрокомпонентный состав содовых подземных вод Кузбасса (Нарыкско-Осташкинская площадь)……... 86
**Таблица 3.10.** Газовый состав некоторых содовых подземных вод Кузбасса….. 87
**Рис. 3.12.** Изменение состава водорастворенного газа в типичных содовых водах Кузбасса с глубиной…….. 87

**Таблица 3.11.** Содержание органических веществ в подземных водах замедленного водообмена юга Кузбасса (Осиновское месторождение) по (Рогов, Попов, 1985)…….. 88
**Таблица 3.12.** Содержание фульво- и гуминовых веществ в содовых водах Нарыкско-Осташкинской площади……. 88
**Рис. 3.13.** Схематичный гидрогеохимический разрез Нарыкско-Осташкинской площади на основе собственных данных и геологических данных ОАО «Газпром» с выделением типичных и высокоминерализованных содовых вод… 89
**Рис. 3.14.** Литологические колонки по некоторым скважинам (данные ОАО «Газпром промгаз») с нанесением на них интервалов опробования проб воды (голубым цветом)……... 90
**Таблица 3.13.** Химический состав некоторых соленых содовых вод……. 91
**Рис. 3.15.** Зависимость pH от солености (*а*) и концентраций $HCO_3^-$ от парциального давления $CO_2$ (*б*) высокоминерализованных содовых вод…….. 92
**Таблица 3.14.** Газовый состав соленых содовых вод…… 92
**Таблица 3.15**. Микрокомпонентный состав некоторых соленых содовых подземных вод……... 93
**Таблица 3.16.** Содержание органических веществ в некоторых содовых высокоминерализованных подземных водах……. 94
**Рис. 3.16.** Изменение величины ХПК, Сорг, ПО и концентраций ФК в содовых высокоминерализованных водах с глубиной (*а*) и соленостью (*б*)……. 94
**Таблица 3.17.** Химический состав углекислых вод Терсинского месторождения 96
**Таблица 3.18.** Газовый состав углекислых вод Терсинского месторождения….. 96
**Таблица 3.19.** Микрокомпонентный состав Терсинских минеральных вод……. 97
**Рис. 3.17.** Содержания анионогенных (*а*), катионогенных (*б*) элементов и элементов-комплексообразователей (*в*) в углекислых содовых Терсинских водах относительно средних значений для вод зоны гипергенеза…… 98
**Таблица 3.20.** Содержание органических веществ в Терсинских водах…… 99
**Таблица 3.21.** Органические микропримеси в Терсинских минеральных водах... 99
**Таблица 3.22.** Общий состав микрофлоры Терсинских минеральных вод…… 99
**Рис. 3.18.** Зависимость содержаний основных ионов вод, отлагающих травертины, от их солености…… 100
**Таблица 3.23.** Химический состав подземных вод палеозойского фундамента Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны…… 101
**Таблица 3.24.** Состав водорастворенного газа подземных вод Колывань-Томской складчатой зоны, отлагающих травертины…… 102
**Таблица 3.25.** Микрокомпонентный состав некоторых подземных вод Колывань-Томской зоны, отлагающих травертины…….. 102
**Таблица 3.26.** Геохимическая характеристика содовых вод отдельных объектов региона…… 104
**Таблица 3.27.** Геохимическая характеристика содовых подземных вод региона. 107
**Рис. 3.19.** Зависимость значений pH от солености разных типов (*I*–*V*) содовых вод…… 108
**Рис. 3.20.** Распределение солености (*а*) и pH (*б*) содовых вод разных типов (*I*–*V*) по глубине…….. 109
**Рис. 4.1.** Интервалы осредненных значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ в различных типах природных вод (Ферронский, Поляков, 1983, 2009)…… 111

**Рис. 4.2.** Распределение изотопов водорода и кислорода метеорных вод и основные процессы изотопного обмена в подземных водах с изменением изотопного состава (по данным Savin, Epstein, 1970*а,б*, Graig, 1963, Clayton et al., 1966, Feurdean et al., 1997, Clark, Fritz, 1997, Pearson, 1987, Edwards et al., 1985, Gori et al., 2013, Clark, 2015)…….. 113
**Рис. 4.3.** Распределение изотопов H и O в содовых водах разного типа (*I-V*) с нанесением данных по Cl-Na водам (Голышев, Иванов, 1983), генетическим типам вод (Kietäväinen, 2017, Clark, Fritz, 1997, Hoefs, 2004) и $\delta^{18}O$ вмещающих пород (Голышев, Черепнин, Рожнев, 1981)…… 114
**Таблица 4.1.** Изотопный состав содовых вод юго-востока Западной Сибири….. 115
**Таблица 4.2.** Некоторые имеющиеся данные по $\delta^{18}O$ отложений региона…… 116
**Рис. 4.4.** Связь $\delta^{18}O$ с соленостью разных типов (*I–V*) содовых вод…… 117
**Рис. 4.5.** Изменение $\delta^{18}O$ (*а*) и δD (*б*) содовых вод разных типов (*I–V*) с глубиной……. 117
**Рис. 4.6.** Распределение стабильных изотопов углерода в природных объектах (Галимов, 1968, 1982) с добавлениями данных (Голышев, 1979, 2010, O'Leary, 1988, Blavoux, Dazy, 1990, Ciezkowski et al., 1992, Hoefs, 2004, Hiscock, 2005, Clark, 2015)……. 118
**Рис. 4.7.** Изотопный состав углерода гидрокарбонат-иона природных вод по некоторым усредненным данным (Галимов, 1968, Гуцало, 1997, Clark, 2015)….. 120
**Таблица 4.3.** Изотопный состав водорастворенного углерода содовых вод и травертинов юго-востока Западной Сибири……. 122
**Рис. 4.8.** Соотношение концентрации $HCO_3^-$ и $\delta^{13}C(HCO_3^-)$ в содовых водах разного типа (*I–V*)……. 124
**Рис. 4.9.** Соотношения $\delta^{13}C$ травертинов с $HCO_3$ вод I типа…….. 124
**Рис. 4.10.** Карта изученности положительного тяжелого изотопного состава водорастворенного углерода ($CO_2$ и $HCO_3^-$)…….. 127
**Рис. 4.11.** Соотношение в содовых водах $\delta^{13}C(CO_2)$ и $\delta^{13}C(CH_4)$ (*а*) и их зависимости от pH (*б*)…… 129
**Рис. 4.12.** Связь $\delta^{13}C(HCO_3^-)$ содовых вод разного типа (*I–V*) с $\delta^{13}C(CO_2)$ (*а*) и с $\delta^{18}O$ (*б*)…… 131
**Таблица 4.4.** Некоторые имеющиеся данные по $\delta^{13}C$ отложений региона…… 131
**Таблица 4.5.** Пределы значений изотопного состава воды и водорастворенного углерода разных типов содовых вод юго-востока Западной Сибири (в числителе – пределы содержаний, в знаменателе – среднее)…….. 132
**Таблица 5.1.** Интервалы значений параметров насыщенности (*L*) разных типов (*I-V*) содовых вод с ведущими минералами…… 134
**Рис. 5.1.** Равновесие подземных вод с кальцитом (*а*), сидеритом (*б*), доломитом (*в*) и магнезитом (*г*) при 25ºС…… 136
**Рис. 5.2.** Диаграмма равновесия кальциевых (*а*), магниевых (*б*), натриевых (*в*), калиевых (*г*), железосодержащих (*д*) и кальциево-натриевых (при $lg[H_4SiO_4] = -3,5$) (*е*) минералов при 25°С с нанесением данных по составу содовых подземных вод региона разного типа…….. 137
**Рис. 5.3.** Вмещающие осадочные породы с процессами вторичного преобразования (вторичные карбонаты и глины)……... 141
**Рис. 5.4.** Некоторые проявления травертинообразования (самые крупные) в регионе («Таловские чаши», «Дызвездный ключ»)…… 142

**Рис. 5.5.** Микрофотография травертина: карбонатно-глинистый материал, лимонит, бернессит…… 143
**Рис. 5.6.** Обнажения долины реки Басандайка (Томская область): *а*) дерново-подзолистая почва с горизонтом иллювиального накопления карбонатов по магистральным трещинам (Лойко, Герасько, 2010) и *б*) крупная почвенная пора, заполненная карбонатом кальция (Шеин, 2011)……. 144
**Рис. 5.7.** Зависимости значений параметра насыщенности с кальцитом от концентраций $HCO_3^-$ (*а*), минерализации (*б*), pH (*в*) и концентраций $Ca^{2+}$ (*г*) в содовых водах разного типа (*I–V)*…… 145
**Рис. 5.8.** Зависимости значений параметров насыщенности: с доломитом от концентраций $HCO_3^-$ (*а*), $Mg^{2+}$+$Ca^{2+}$ (*б*), pH (*в*) и с магнезитом от $HCO_3^-$ (*г*), $Mg^{2+}$ (*д*), pH (*е*) в содовых водах разного типа (*I–V)*…… 146
**Рис. 5.9.** Зависимости значений параметра насыщенности с Са-монтмориллонитом от солености (*а*), pH (*б*), $SiO_2$ (*в*) и $Ca^{2+}$ (*г*) в содовых водах разного типа (*I–V)*…….. 147
**Рис. 5.10.** Зависимости значений параметра насыщенности с альбитом от минерализации (*а*), pH (*б*) и концентраций $SiO_2$ (*в*) и $Na^+$ (*г*)……. 148
**Рис. 5.11.** Зависимости значений параметра насыщенности с хлоритом от минерализации (*а*), pH (*б*) и концентраций $Mg^{2+}$ (*в*) и $SiO_2$ (*г*)…….. 148
**Таблица 5.2.** Необходимые геохимические параметры содовых вод для достижения равновесия с вторичными минералами……. 149
**Таблица 5.3.** Контролирующие показатели формирования разных типов (геохимических подтипов) содовых вод……. 151
**Рис. 6.1.** Зависимость содержаний основных ионов подземных вод на начальном этапе содообразования (I тип) в регионе от солености (*а*) и pH (*б*)….. 157
**Рис. 6.2.** Степень насыщения содовых вод разной минерализации (I–V типы) относительно некоторых первичных и вторичных минералов……. 158
**Рис. 6.3.** Схема формирования изотопного состава углерода гидрокарбонат-иона содовых вод региона……. 163
**Таблица 6.1.** Условия формирования разных типов содовых вод…….. 167
**Рис. 6.4.** Блок-схематическая модель формирования содовых вод в регионе (сверху) и зависимости показателей (внизу) солености (*а*), pH (*б*), $\delta^{18}O$ (*в*), $\delta^{13}C$ ($HCO_3^-$) (*г*) вод от времени взаимодействия системы вода-порода-(уголь) 168

**ПРИЛОЖЕНИЕ 1.** Химический состав содовых подземных вод юго-востока Западной Сибири

| Шифр скв. | Интервал опробования, м | pH | М[3], г/л | Содержание главных ионов, мг/л | | | | | | | | | $SiO_2$ | ПО[4] | ФК[5] | ГК[6] |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | $CO_3^{2-}$ | $HCO_3^-$ | $SO_4^{2-}$ | $Cl^-$ | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | $Na^+$ | $K^+$ | $Fe_{общ}$ | мг/л | | | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
| **1.Юго-восточная часть ЗСАБ** | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1.1.Чулымо-Енисейский бассейн | | | | | | | | | | | | | | | | |
| I тип пресных содовых вод | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *ч6* | 300 | 8,0 | 0,32 | 17,0 | 215 | 2,0 | 3,0 | 13,0 | 10,0 | 75 | 0,2 | 0,1 | 18,4 | | | |
| *ч7* | 500-800 | 8,1 | 0,35 | 8,0 | 260 | 5,0 | 3,0 | 4,0 | 0,5 | 100 | 0,1 | 0,1 | 21,5 | | | |
| *ч8* | 200-500 | 8,3 | 0,57 | 4,0 | 400 | 2,0 | 0,3 | 1,4 | 0,5 | 143 | 0,1 | 0,3 | 17,7 | | | |
| *ч10* | 398 | 8,4 | 0,34 | 3,7 | 230 | 4,0 | 5,5 | 5,0 | 0,5 | 83 | 0,1 | | 14,5 | | | |
| *ч11* | 382 | 8,3 | 0,32 | 7,1 | 220 | 10,0 | 2,0 | 10,0 | 0,1 | 80 | 1,0 | | 13,7 | | | |
| *ч12* | 632 | 8,2 | 0,34 | 0,3 | 250 | 0,1 | 0,5 | 6,0 | 0,1 | 85 | 1,0 | | 10,1 | | | |
| *ч13* | 300 | 7,4 | 0,40 | 0,1 | 294 | 4,8 | 2,7 | 50,0 | 17,1 | 22 | 5,0 | 1,0 | 29,9 | 0,6 | 5,5 | 0,3 |
| *ч14* | 150-160 | 8,0 | 0,37 | 3,8 | 270 | 7,0 | 3,0 | 35,0 | 12,0 | 45 | | 0,2 | 16,7 | | | |
| *ч15* | 3-101 | 8,1 | 0,70 | 15,0 | 510 | 0,1 | 1,0 | 45,0 | 26,0 | 98 | | | 12,1 | | | |
| *ч16* | 50-54 | 8,3 | 0,23 | 1,6 | 150 | 10,0 | 1,0 | 14,0 | 12,0 | 41 | | | 14,3 | | | |
| *ч17* | 63-66 | 8,2 | 0,45 | 2,2 | 250 | 45,0 | 16,0 | 66,0 | 6,6 | 61 | | | 9,8 | | | |
| II тип солоноватых содовых вод | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *ч1* | 2172-2181 | 8,6 | 3,60 | 6,5 | 2165 | 3,5 | 398,5 | 15,3 | 3,7 | 1052 | | 0,1 | | | | |
| | 2287-2292 | 8,5 | 4,10 | 2,5 | 1659 | 33,0 | 1086,0 | 17,0 | 7,5 | 1312 | | | | | | |
| | 2318-2322 | 8,2 | 4,30 | 0,9 | 1476 | 69,0 | 1340,0 | 19,8 | 4,1 | 1428 | | | | | | |
| *ч4* | 1175-1200 | 8,8 | 1,10 | 78,2 | 598 | 6,0 | 78,0 | 11,0 | 5,0 | 341 | | 0,2 | 8,6 | | | |
| | 1300-1370 | 8,5 | 1,70 | 90,3 | 549 | 4,5 | 506,0 | 13,0 | 6,0 | 577 | | 0,1 | 23,1 | 1,8 | 0 | 0,8 |
| | 1500-1530 | 8,4 | 2,40 | 48,1 | 561 | 7,2 | 1018,0 | 18,0 | 9,0 | 871 | | | 20,2 | | | |
| | 1585-1630 | 8,3 | 2,70 | 78,3 | 683 | 0,1 | 993,0 | 17,0 | 4,0 | 872 | | | 19,3 | | | |

[3] минерализация вод;
[4] перманганатная окисляемость;
[5] фульвокислоты;
[6] гуминовые кислоты

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *ч5* | 1139-1146 | 8,7 | 0,80 | 16,7 | 540 | 32,0 | 23,0 | 39,0 | 1,0 | 190 | | | | | | |
| | 1840-1853 | 8,5 | 0,70 | 14,5 | 480 | 45,0 | 20,0 | 15,0 | 1,0 | 185 | | | | | | |
| *ч6* | 816-829 | 8,6 | 2,12 | 17,0 | 1300 | 5,0 | 97,0 | 10,0 | 5,0 | 540 | | 0,2 | 22,5 | | | |
| *ч9* | 800-900 | 8,7 | 0,81 | 15,2 | 570 | 2,0 | 20 | 24 | 6,0 | 175 | 0,2 | 0,3 | 25,2 | | | |
| III тип пресных высокощелочных содовых вод | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | Дата отбора | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 3 | $C_{орг}$ | 15 | 16 |
| *ч1*, 1266–1277м | 26.12.1994 | 9,5 | 0,36 | 28 | 162 | – | 7,1 | 2,0 | – | 85,0 | | 0,01 | 26,6 | | | |
| | 28.04.1995 | 9,5 | 0,36 | 28 | 161 | 4,4 | 7,1 | 2,0 | – | 87,0 | | 0,01 | 26,4 | | | |
| | 29.09.1995 | 9,6 | 0,37 | 33 | 150 | 20,4 | 7,1 | 2,0 | – | 94,5 | | 0,01 | 20,6 | | | |
| | 21.11.1995 | 9,8 | 0,39 | 46 | 130 | 14,8 | 10,6 | 3,0 | – | 95,4 | | 0,01 | 26,4 | | | |
| | 24.02.2000 | 10,3 | 0,28 | 82 | 73 | 2,0 | 4,9 | 4,0 | 2,0 | 89,0 | | 0,18 | – | | | |
| | 28.06.2000 | 9,8 | 0,26 | 50 | 141 | 2,5 | 4,2 | 2,0 | 1,0 | 92,0 | | 0,05 | – | | | |
| | 23.08.2000 | 9,5 | 0,27 | 30 | 169 | 8,8 | 4,2 | 2,0 | 2,0 | 87,8 | | 0,10 | – | | | |
| | 07.10.2000 | 9,0 | 0,40 | 12 | 209 | 13,2 | 17,7 | 5,0 | 0,2 | 99,3 | | 0,27 | 26,2 | | | |
| | 28.09.2006 | 9,6 | 0,31 | 36 | 162 | 9,6 | 1,5 | 0,4 | 0,1 | 94,0 | | 0,10 | 16,1 | | | |
| | 11.08.2010 | 9,3 | 0,32 | 19 | 178 | 8,3 | 1,8 | 1,2 | 0,5 | 85,0 | 0,10 | 0,02 | 22,1 | 1,6 | | |
| | 06.04.2011 | 10,1 | 0,30 | 65 | 102 | 7,7 | 1,7 | 0,7 | 0,1 | 94,1 | 0,27 | 0,05 | 31,0 | 1,9 | 4,0 | 0,3 |
| | 12.07.2013 | 9,1 | 0,32 | 30 | 180 | 11,4 | 1,8 | 3,0 | 0,1 | 91 | 0,05 | 0,03 | 23,8 | 1,3 | 0,9 | 1,9 |
| | 05.07.2014 | 9,5 | 0,32 | 36 | 170 | 8,0 | 1,8 | 2,2 | 0,1 | 88 | 0,2 | 0,01 | 23,8 | 1,4 | | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 1 |
| *ч4* | 640-710 | 9,9 | 0,20 | 18 | 104 | – | 8,0 | 7,0 | 6,0 | 35 | | | 45 | | | |
| | 815-835 | 9,2 | 0,30 | 18 | 214 | 0,1 | 32,0 | 6,0 | 4,0 | 100 | | | 24 | | | |
| | 870-910 | 9,4 | 0,40 | 24 | 250 | 2,0 | 28,0 | 6,0 | 5,0 | 115 | | | 31 | | | |
| | 1030-1040 | 9,5 | 0,60 | 37 | 323 | 3,0 | 38,0 | 5,0 | 3,5 | 162 | | | 25 | | | |
| 1.2. Среднеобской бассейн | | | | | | | | | | | | | | | | |
| I тип пресных содовых вод | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *со1* | 180 | 7,1 | 0,93 | 0 | 598 | 0,1 | 42,6 | 84,0 | 18,3 | 120 | 2,1 | 1,92 | 29,6 | | | |
| | 215-312 | 7,4 | 1,15 | 0 | 531 | 4,0 | 46,2 | | | 120 | 2,3 | 2,60 | 10,0 | | | |
| *со2* | 210 | 8,1 | 0,63 | 48 | 378 | 6,0 | 23,4 | 4,0 | 1,2 | 170 | 1,0 | 0,23 | 13,3 | | | |
| | | 8,3 | 0,41 | 0 | 378 | 9,8 | 39,0 | 4,0 | 1,2 | 164 | 0,8 | | 12,2 | 2,2 | | |
| | | 8,0 | 0,47 | 18 | 378 | 6,6 | 44,0 | 6,0 | 13,4 | 165,6 | 1,9 | | 12,2 | 3,3 | | |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *co2* | 210 | 8,3 | 0,42 | 24 | 354 | 6,0 | 36,4 | 1,0 | 1,8 | 173 | 0,9 | | | 2,5 | | |
| | | 8,2 | 0,63 | 24 | 366 | 24,7 | 28,4 | 12,5 | 31,8 | 80 | 0,3 | | 11,2 | | | |
| | | 8,3 | 0,46 | 0 | 415 | 0,0 | 45,7 | 4,0 | 7,3 | 174 | 2,3 | | 12,2 | 3,0 | | |
| | | 8,2 | 0,64 | 48 | 366 | 0,0 | 31,9 | 2,0 | 1,2 | 190 | 1,5 | | 2,3 | | | |
| | | 8,1 | 0,68 | 18 | 464 | 30,0 | 26,6 | 2,0 | | 165 | 1,4 | | 2,6 | 0,8 | | |
| | | 8,2 | 0,63 | 0 | 403 | 2,0 | 32,5 | 2,0 | 2,4 | 165 | 1,0 | | 3,1 | 2,9 | | |
| *co3* | 160 | 8,2 | 0,73 | 36 | 390 | 9,7 | 59,3 | 2,0 | 2,4 | 225 | 1,4 | 0,33 | 8,5 | 1,0 | 6,0 | нпо |
| *co4* | 160 | 7,9 | 0,42 | 0 | 231 | 8,4 | 58,0 | 7,0 | 3,7 | 105 | 2,5 | 0,32 | 14,1 | | 6,2 | 0,2 |
| *co5* | 156 | 6,9 | 1,16 | 0 | 817 | 0,1 | 12,8 | 138,0 | 31,7 | 95 | 2,5 | 1,30 | 25,7 | | | |
| *co6* | 130 | 7,0 | 0,87 | 0 | 503 | 1,0 | 138,5 | 116,0 | 31,7 | 78 | 1,8 | 10,31 | 30,6 | 5,3 | 25,3 | 1,3 |
| *co7* | 200 | 7,2 | 1,05 | 0 | 647 | 1,0 | 117,2 | 86,4 | 23,4 | 175 | 1,1 | 2,45 | 36,4 | 2,5 | 13,3 | 1,0 |
| *co8* | 130 | 7,0 | 0,86 | 0 | 537 | 1,0 | 94,0 | 134,0 | 22,0 | 68 | 1,4 | 5,34 | 43,4 | 5,0 | 17,7 | 0,5 |
| *co9* | 200 | 7,4 | 0,97 | 0,1 | 695 | 0,2 | 36,2 | 105,0 | 32,8 | 102 | 2,8 | | | | 10,6 | 1,4 |
| *co10* | 500 | 7,7 | 0,84 | 24 | 488 | <2 | 74,6 | 2,4 | 1,0 | 245 | 0,6 | 0,17 | 13,2 | 1,0 | нпо | нпо |
| | | 8,5 | 0,87 | 36 | 506 | <2 | 69,2 | 3,7 | 0,2 | 258 | 0,8 | 0,07 | 14,9 | 0,2 | 5,0 | 0,7 |
| *co11* | 360 | 8,0 | 0,98 | 0 | 592 | 0,8 | 152,4 | 10,0 | 3,6 | 500 | | 0,40 | 7,5 | | | |
| | | 8,3 | 0,79 | 6 | 567 | 0,0 | 148,9 | 6,0 | 2,4 | 320 | 3,7 | 0,50 | 12,2 | 2,4 | | |
| | | 7,9 | 1,13 | 0 | 659 | 0,0 | 134,9 | 10,0 | | 325 | 2,1 | 0,15 | 7,9 | | | |
| | | 8,1 | 1,19 | 12 | 659 | 5,2 | 133,1 | | | 302 | 2,0 | 0,02 | 9,3 | 0,7 | | |
| | | 7,8 | 1,09 | 0 | 598 | 3,0 | 132,0 | 6,0 | 3,7 | 310 | 2,1 | 0,12 | 8,8 | 0,7 | | |
| II тип солоноватых содовых вод | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *co12* | 620-1400 | 8,3 | 0,91 | 0 | 458 | 0,0 | 309,0 | 8,0 | 2,4 | 361 | | | 3,0 | 2,8 | | |
| | | 8,8 | 0,91 | 12 | 415 | 0,0 | 329,7 | 8,0 | 2,4 | 364 | 3,4 | | 27,0 | | | |
| | | 8,8 | 0,93 | 3 | 479 | 0,0 | 287,2 | 6,0 | 2,4 | 371 | 3,2 | | 15,2 | 0,6 | | |
| | | 8,6 | 0,99 | 18 | 391 | 0,0 | 354,5 | 8,0 | 2,4 | 373 | 3,4 | | 19,3 | 0,6 | | |
| | | 7,9 | 0,82 | 0 | 464 | 0,0 | 106,5 | 6,0 | 1,2 | 236 | 1,7 | | 9,4 | 1,0 | 45,0 | 1,5 |
| | | 8,7 | 1,11 | 12 | 568 | 2,5 | 140,2 | | | 380 | 1,4 | | 6,0 | | нпо | нпо |
| | | 7,5 | 1,00 | 9 | 476 | 0,0 | 136,0 | 6,0 | 0,0 | 380 | 1,4 | | 6,0 | | | |
| *co13* | 740 | 7,8 | 1,45 | 22 | 409 | 3,5 | 515,0 | 7,0 | 3,1 | 495 | 0,3 | 0,10 | 12,0 | 2,8 | | |
| | | 8,1 | 1,41 | 7 | 405 | 0,4 | 514,8 | 20,0 | 6,1 | 454 | 1,1 | 0,14 | 9,2 | | | |
| | | 8,1 | 1,02 | 12 | 433 | 0,5 | 220,1 | 11,0 | 3,0 | | | | 33,2 | 0,6 | | |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *со13* | 740 | 8,0 | 1,00 | 0 | 452 | 38,3 | 214,5 | 10,2 | 4,9 | 306 | 5,1 | | 25,5 | 3,2 | | |
| | | 8,0 | 1,12 | 63 | 403 | 0,5 | 255,6 | 6,0 | 2,4 | | | | 13,7 | | | |
| | | 8,2 | 1,02 | 12 | 464 | 2,0 | 214,4 | 8,0 | 3,8 | 318 | 3,0 | | | 4,2 | | |
| | | 8,1 | 1,07 | 21 | 449 | 2,5 | 258,8 | 7,0 | 7,9 | 316 | 6,2 | | 11,3 | 2,8 | | |
| | | 8,0 | 1,05 | 24 | 482 | 0,5 | 204,1 | 3,0 | 1,8 | | | | 9,8 | 1,3 | | |
| | | 8,1 | 1,00 | 24 | 464 | 0,5 | 177,5 | 6,0 | 3,6 | | | | 18,2 | 1,6 | | |
| | | 8,0 | 1,09 | 8 | 476 | 0,5 | 252,1 | 7,0 | 3,0 | | | | 15,1 | 2,0 | | |
| | | 8,2 | 1,21 | 48 | 561 | 0,0 | 213,0 | 12,0 | 1,2 | 370 | 2,3 | | 5,0 | | | |
| | | 8,0 | 1,16 | 18 | 622 | 3,5 | 175,7 | | | 330 | 2,0 | | 3,9 | 0,8 | | |
| | | 7,9 | 1,10 | 0 | 512 | 0,0 | 227,2 | 4,0 | 3,7 | 330 | 2,2 | | 3,8 | 0,6 | | |
| **2. Северная часть АССО** | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 2.1. Кузнецкий адартезианский бассейн | | | | | | | | | | | | | | | | |
| I тип пресных содовых вод | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *к1* | 30 | 7,5 | 0,98 | 1,1 | 683 | 7,3 | 3,1 | 34,0 | 16,5 | 190 | 0,6 | 0,3 | | 1,2 | 14,7 | 1,2 |
| | 169 | 8,1 | 0,78 | | 570 | | | | | | | | | | | |
| *к3* | 110 | 8,8 | 0,44 | 6,5 | 258 | 13,4 | 13,4 | 17,0 | 1,8 | 90 | 0,7 | 5,1 | | 0,5 | 7,3 | 0,9 |
| | 110 | 8,6 | 0,52 | 5,5 | 340 | 7,7 | 5,3 | 26,0 | 1,2 | 100 | 0,6 | 8,1 | | 1,2 | 6,8 | 0,6 |
| | 110 | 8,9 | 0,50 | 10,5 | 330 | 7,9 | 1,5 | 16,0 | 1,2 | 111 | 0,3 | 6,2 | | | 3,6 | 0,3 |
| *к4* | 110 | 8,6 | 0,54 | 5,8 | 352 | 5,1 | 12,8 | 48,0 | 8,5 | 75 | 0,9 | 0,6 | | 1,4 | 11,2 | 0,6 |
| *к5* | 110 | 8,8 | 0,47 | 7,4 | 294 | 2,4 | 16,8 | 22,0 | 2,4 | 98 | 0,8 | 0,4 | | 2,4 | 6,8 | 2,0 |
| | 110 | 8,6 | 0,74 | 8,5 | 486 | 8,7 | 15,7 | 76,0 | 12,2 | 88 | 0,7 | 7,1 | | 3,6 | 14,8 | 1,9 |
| | 110 | 8,7 | 0,48 | 6,2 | 308 | 11,2 | 7,8 | 28,0 | 3,7 | 85 | 0,6 | 8,0 | | | 2,9 | 0,0 |
| *к6* | 110 | 8,6 | 0,46 | 4,6 | 290 | 10,3 | 9,2 | 32,0 | 3,7 | 79 | 1,5 | 0,8 | | 0,4 | 6,8 | 0,6 |
| *к12* | 150 | 7,9 | 0,52 | 1,2 | 371 | 0,2 | 1,5 | 20,0 | 3,1 | 107 | 1,0 | 6,4 | | 0,2 | 3,1 | 0,3 |
| *к24* | 169 | 7,2 | 0,73 | 0,3 | 493 | 0,4 | 24,0 | 64,0 | 12,8 | 84 | 4,0 | 13,4 | 30,4 | | | |
| | 100 | 7,6 | 0,61 | 0,7 | 368 | 4,1 | 50,0 | 56,0 | 10,9 | 80 | 4,0 | 6,5 | 16,4 | | | |
| | 107 | 7,7 | 0,79 | 1,2 | 534 | 1,7 | 20,0 | 84,0 | 15,8 | 84 | 3,0 | 7,9 | 26,7 | | | |
| | 108 | 7,2 | 0,77 | 0,4 | 525 | 3,3 | 16,0 | 88,0 | 17,0 | 76 | 3,0 | 1,3 | 26,5 | | | |
| | 154 | 7,3 | 0,69 | 0,4 | 471 | 1,2 | 10,0 | 86,0 | 7,9 | 68 | 4,0 | 1,3 | 26,6 | | | |
| | 138 | 7,6 | 0,72 | 1,0 | 503 | 1,7 | 12,0 | 76,0 | 15,8 | 80 | 2,0 | 1,7 | 24,5 | | | |
| | 122 | 7,6 | 0,58 | 0,8 | 408 | 2,5 | 7,0 | 73,0 | 15,8 | 44 | 2,0 | 1,0 | 22,6 | | | |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 92 | 7,6 | 0,76 | 1,0 | 515 | 2,5 | 25,0 | 80,0 | 15,8 | 84 | 2,0 | 5,1 | 28,1 | | | |
| | 102 | 7,7 | 0,78 | 1,2 | 534 | 0,4 | 20,0 | 64,0 | 15,8 | 108 | 3,0 | 1,0 | 28,0 | | | |
| *к24* | 168 | 7,2 | 0,73 | 0,3 | 483 | 0,4 | 24,0 | 64,0 | 12,8 | 84 | 4,0 | 13,4 | 30,4 | | | |
| | 160 | 7,3 | 0,84 | 0,6 | 540 | 60,1 | 4,0 | 40,0 | 34,1 | 110 | 1,5 | 10,3 | 25,1 | | | |
| | 139 | 7,7 | 0,98 | 1,7 | 675 | 4,1 | 18,0 | 50,0 | 19,5 | 160 | 5,0 | 7,7 | 26,7 | | | |
| | 222 | 7,6 | 0,84 | 1,1 | 579 | 4,5 | 10,0 | 37,0 | 11,6 | 150 | 4,0 | 12,0 | 26,9 | | | |
| | 108 | 7,6 | 0,94 | 1,1 | 644 | 5,4 | 9,0 | 38,0 | 9,7 | 170 | 3,0 | 21,0 | 29,5 | | | |
| | 173 | 7,7 | 0,92 | 1,4 | 561 | 30,2 | 54,0 | 44,0 | 12,2 | 180 | 3,0 | 7,9 | 15,7 | | | |
| *к25* | 126 | 7,7 | 0,66 | 0,9 | 419 | 35,4 | 18,0 | 50,0 | 25,5 | 70 | 0,9 | 5,1 | 26,5 | | | |
| | 240 | 8,0 | 0,86 | 2,1 | 400 | 185,6 | 6,0 | 8,0 | 9,7 | 180 | 4,0 | 42,8 | 19,1 | | | |
| | 189 | 8,2 | 0,88 | 4,2 | 515 | 13,6 | 78,0 | 32,0 | 6,1 | 186 | 3,0 | 20,5 | 19,5 | | | |
| | 185 | 8,4 | 0,90 | 6,9 | 590 | 13,6 | 20,0 | 8,0 | 4,9 | 220 | 6,0 | 3,1 | 19,5 | | | |
| | 195 | 8,1 | 0,53 | 2,2 | 356 | 0,4 | 8,0 | 28,0 | 9,7 | 85 | 3,0 | 3,6 | 30,1 | | | |
| | 171 | 8,5 | 0,90 | 9,9 | 593 | 7,0 | 20,0 | 12,0 | 1,2 | 220 | 8,0 | 7,5 | 15,1 | | | |
| | 223 | 8,5 | 0,56 | 5,9 | 377 | 2,1 | 8,0 | 36,0 | 4,9 | 100 | 4,0 | 0,0 | 17,0 | | | |
| *к27* | 160 | 8,5 | 0,54 | 4,6 | 366 | 2,1 | 10,0 | 40,2 | 5,0 | 90 | 4,0 | | 20,5 | | | |
| *к28* | 200 | 7,9 | 0,85 | 2,0 | 460 | 110,0 | 18,0 | 34,0 | 4,9 | 175 | 2,0 | 12,7 | 26,9 | | | |
| | 209 | 8,3 | 0,65 | 4,2 | 414 | 22,2 | 8,0 | 32,0 | 2,4 | 120 | 1,0 | 15,2 | 33,5 | | | |
| | 180 | 8,2 | 0,80 | 3,6 | 516 | 28,6 | 11,0 | 32,0 | 12,0 | 140 | 1,5 | 18,2 | 28,7 | | | |
| | 232 | 8,2 | 0,52 | 2,4 | 366 | 10,3 | 4,0 | 15,0 | 1,8 | 100 | 2,0 | 13,9 | 30,0 | | | |
| *к30* | 246 | 8,1 | 0,86 | 29,9 | 550 | 9,1 | 4,0 | 18,0 | 2,4 | 184 | 2,0 | 24,7 | 30,0 | | | |
| | 187 | 7,8 | 0,63 | 1,3 | 403 | 32,1 | 4,0 | 14,0 | 3,7 | 140 | 7,0 | 2,8 | 15,8 | | | |
| *к32* | 187 | 7,7 | 0,68 | 1,1 | 438 | 34,6 | 6,0 | 20,0 | 2,4 | 150 | 2,5 | 7,0 | 15,3 | | | |
| *к52* | 200 | 8,9 | 0,96 | | 622 | 305,0 | 11,0 | 4,0 | 1,2 | 291 | | | 12,4 | | | |
| *к58* | 59 | 8,4 | 0,39 | | 277 | 9,9 | 3,0 | 12,0 | 17,0 | 70 | | | | | | |
| *к59* | 105 | 8,6 | 0,37 | | 238 | 1,2 | 26,0 | 22,2 | 4,9 | 81 | | | 25,0 | | | |
| *к61* | 265 | 7,0 | 0,22 | | 158 | 158,0 | 2,8 | 27,2 | 6,1 | 22 | | | 6,0 | | | |
| *к75* | 130 | 8,0 | 0,88 | | 640 | 1,6 | 16,0 | 48,1 | 34,0 | 92 | | | 12,0 | | | |
| *к76* | 232 | 8,0 | 0,62 | | 439 | 6,6 | 4,3 | 30,1 | 58,0 | 64 | 0,5 | | 15,0 | | | |
| *к77* | 220 | 7,5 | 0,62 | | 462 | 0,8 | 6,9 | 57,9 | 15,4 | 84 | 0,7 | | 14,5 | | | |
| *к78* | 83 | 7,7 | 0,77 | | 571 | 0,8 | 5,0 | 64,5 | 19,8 | 109 | 0,4 | | 16,5 | | | |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *к79* | 254 | 7,4 | 0,90 | | 654 | | 7,5 | 27,7 | 7,3 | 202 | | | 12,0 | | | |
| *к81* | 166 | 7,6 | 0,82 | | 610 | | 5,5 | 54,1 | 20,7 | 130 | | | 12,0 | | | |
| *к82* | 130 | 7,2 | 0,76 | | 547 | 6,2 | 4,8 | 60,9 | 21,0 | 120 | | | 15,5 | | | |
| *к83* | 268 | | 0,86 | | 640 | 1,7 | 4,3 | 70,4 | 22,6 | 125 | | | | | | |
| *к85* | 110 | | 0,39 | | 265 | 1,2 | 3,0 | 14,2 | 3,8 | 101 | 0,9 | | 9,0 | | | |
| *к86* | 126 | 8,0 | 0,59 | | 414 | 1,7 | 5,0 | 23,9 | 5,7 | 137 | | | 10,5 | 2,6 | | |
| *к89* | 41 | 8,2 | 0,99 | 42,0 | 645 | 0,4 | 1,5 | 3,0 | 0,6 | 279 | 0,7 | | 10,7 | 7,1 | | |
| *к105* | | 8,3 | 0,78 | 5,1 | 552 | 2,0 | 18,0 | 68,0 | 25,0 | 106 | 1,3 | 0,2 | 13,8 | 3,4 | | |
| *к106* | | 8,1 | 0,88 | 3,8 | 482 | 87,0 | 64,0 | 60,0 | 25,0 | 156 | 2,3 | 0,3 | 17,0 | | | |
| *к111* | | | 0,70 | | 523 | | - | 52,0 | 12,0 | 102 | | | | | | |
| *к116* | 140 | | 0,60 | | 430 | 16,0 | 21,0 | 57,2 | 29,0 | 63 | | | | | | |
| II тип солоноватых содовых вод | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *к2* | 695 | 7,9 | 1,31 | 3,7 | 863 | 4,6 | 53,3 | 2,8 | 0,8 | 357 | 0,9 | 2,2 | | 1,0 | 7,3 | 0,4 |
| *к13* | 200 | 7,5 | 1,72 | 0,0 | 1232 | 22,3 | 2,0 | 49,0 | 16,5 | 394 | 2,3 | 1,2 | 11,8 | 0,3 | | |
| | 490 | 7,3 | 1,95 | 0,0 | 1370 | 31,5 | 17,3 | 19,5 | 9,2 | 501 | 3,9 | 7,3 | 13,2 | 2,3 | | |
| *к23* | 682 | 8,3 | 1,50 | 24,0 | 950 | 2,0 | 88,0 | 0,2 | 1,2 | 426 | 9,6 | | 12,1 | 0,5 | | |
| *к24* | 573 | 7,6 | 1,73 | 2,4 | 1009 | 2,9 | 182,0 | 26,0 | 14,6 | 440 | 4,5 | 2,3 | 28,8 | | | |
| | 673 | 7,3 | 2,68 | 2,4 | 1785 | 5,8 | 102,0 | 56,0 | 17,0 | 640 | 6,0 | 3,8 | 32,2 | | | |
| *к25* | 304 | 8,3 | 1,24 | 9,3 | 838 | 23,5 | 8,0 | 10,0 | 1,2 | 315 | 3,0 | 10,2 | 17,8 | | | |
| | 271 | 8,2 | 1,25 | 7,1 | 872 | 5,0 | 4,0 | 10,0 | 1,2 | 320 | 2,0 | 2,9 | 20,2 | | | |
| | 391 | 7,7 | 1,51 | 3,1 | 1072 | 2,1 | 9,0 | 22,0 | 18,2 | 340 | 8,0 | 5,8 | 21,7 | | | |
| | 419 | 7,7 | 1,34 | 2,2 | 945 | 5,8 | 11,0 | 22,0 | 19,5 | 290 | 0,9 | 9,0 | 19,6 | | | |
| | 492 | 8,2 | 1,46 | 9,3 | 1016 | 7,4 | 8,0 | 5,5 | 0,4 | 385 | 2,0 | 2,1 | 18,0 | | | |
| | 522 | 8,2 | 1,60 | 10,6 | 1130 | | 6,0 | 8,0 | 2,4 | 420 | 1,5 | 1,2 | 18,0 | | | |
| | 544 | 7,4 | 1,67 | 1,6 | 1195 | | 8,0 | 16,5 | 7,3 | 420 | 2,5 | 0,3 | 8,4 | | | |
| | 678 | 7,4 | 2,57 | 3,0 | 1814 | 4,9 | 20,0 | 44,0 | 15,8 | 600 | 3,5 | 12,0 | 34,0 | | | |
| | 624 | 8,4 | 1,50 | 12,5 | 1049 | 9,9 | 4,0 | 4,0 | 4,9 | 390 | 2,5 | 3,8 | 14,2 | | | |
| | 776 | 8,0 | 3,05 | 17,7 | 2160 | 4,5 | 14,0 | 34,0 | 19,5 | 750 | 5,0 | 3,7 | 35,2 | | | |
| | 885 | 7,9 | 1,05 | 2,8 | 709 | 4,9 | 24,0 | 32,0 | 6,1 | 230 | 6,0 | 2,7 | 22,6 | | | |
| | 952 | 8,0 | 1,11 | 3,2 | 603 | 19,3 | 128,0 | 20,0 | | 280 | 2,0 | 9,1 | 13,2 | | | |
| *к26* | 211 | 8,2 | 1,71 | 11,4 | 1191 | 2,1 | 14,0 | 8,0 | 2,4 | 440 | 2,5 | 12,9 | 16,4 | | | |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *к26* | 211 | 8,2 | 1,72 | 9,5 | 1197 | 8,6 | 12,0 | 6,0 | 1,2 | 450 | 4,5 | 7,9 | 18,5 | | | |
| *к27* | 480 | 8,9 | 1,37 | 30,2 | 913 | 7,8 | 8,0 | 7,0 | 3,0 | 340 | 1,0 | 17,2 | 30,8 | | | |
| | 738 | 8,3 | 1,02 | 6,1 | 589 | 99,6 | 22,0 | 16,0 | 4,9 | 240 | 2,3 | 12,7 | 17,4 | | | |
| *к29* | 408 | 8,3 | 1,87 | 15,6 | 1310 | 10,3 | 10,0 | 42,0 | 20,7 | 422 | 5,0 | 2,0 | 23,5 | | | |
| | 543 | 8,4 | 1,60 | 14,6 | 1126 | 1,7 | 12,0 | 34,0 | 48,6 | 306 | 7,0 | 1,4 | 42,5 | | | |
| | 618 | 8,2 | 2,05 | 13,1 | 1414 | 10,7 | 34,0 | 34,0 | 17,0 | 480 | 1,4 | 7,7 | 20,6 | | | |
| | 661 | 9,5 | 2,86 | 332,1 | 1488 | 98,4 | 42,6 | 10,0 | 10,9 | 850 | 1,1 | 0,4 | 11,8 | | | |
| | 734 | 9,7 | 3,07 | 483,1 | 1434 | 26,8 | 106,5 | 4,0 | 7,3 | 960 | 1,4 | 5,7 | 25,4 | | | |
| | 863 | 9,3 | 3,72 | 274,9 | 2078 | 101,6 | 103,0 | 4,0 | 9,1 | 920 | 6,0 | | 26,0 | | | |
| *к30* | 503 | 8,2 | 1,07 | 5,7 | 701 | 38,7 | 12,0 | 48,0 | 19,5 | 180 | 1,0 | 23,2 | 37,3 | | | |
| *к31* | 678 | 8,0 | 4,36 | 21,3 | 3111 | 1,7 | 14,0 | 42,0 | 24,3 | 1097 | 7,0 | 1,4 | 27,0 | | | |
| | 746 | 7,9 | 3,61 | 14,6 | 2562 | 6,6 | 16,0 | 34,0 | 13,4 | 920 | 5,0 | 1,1 | 28,9 | | | |
| | 865 | 8,4 | 1,35 | 12,6 | 934 | 0,8 | 16,0 | 18,0 | 13,4 | 310 | 1,5 | 12,8 | 17,9 | | | |
| | 1012 | 9,8 | 3,59 | 742,8 | 1556 | 65,4 | 12,0 | 8,0 | 3,7 | 1150 | 2,0 | 21,3 | 20,0 | | | |
| *к32* | 742 | 7,9 | 1,93 | 6,0 | 1357 | 4,5 | 14,0 | 14,0 | 2,4 | 480 | 1,5 | 19,2 | 17,5 | | | |
| | 349 | 7,9 | 1,44 | 4,2 | 1019 | 2,5 | 6,0 | 3,0 | 3,0 | 380 | 1,0 | 0,2 | 15,7 | | | |
| *к34* | 324 | 8,0 | 1,18 | | 838 | 18,0 | 8,3 | 18,0 | 1,2 | 296 | 3,6 | 0,1 | 4,2 | | | |
| *к35* | 100 | 7,8 | 1,12 | 15,0 | 833 | 3,7 | 9,0 | 63,0 | 37,0 | 260 | 2,8 | | 14,0 | | | |
| *к36* | 670 | 10,4 | 4,73 | | 2110 | 1235,0 | 340,0 | 6,2 | 4,9 | 2000 | 1,2 | | 74,6 | | | |
| | 1197 | 8,9 | 2,00 | 90,0 | 1264 | 9,5 | 35,0 | 18,0 | 8,5 | 477 | 1,2 | 8,0 | 41,7 | | | |
| *к37* | | | 1,80 | | | | | | | | | | | | | |
| *к38* | 482 | 9,2 | 2,35 | | 1062 | 384,0 | 76,0 | 4,8 | 0,0 | 755 | 5,0 | | 43,0 | | | |
| *к41* | 787 | 7,8 | 4,27 | 8,8 | 1476 | 1,6 | 130,0 | 60,0 | 24,0 | 1100 | 1,4 | | | | | |
| *к42* | 70 | 8,3 | 1,40 | | 994 | 6,6 | 7,1 | 8,5 | 0,9 | 377 | 4,5 | 6,0 | 7,5 | | | |
| | 112 | 8,8 | 1,54 | 24,0 | 1023 | 11,0 | 7,0 | 6,0 | 0,9 | 413 | 3,5 | 5,4 | 8,4 | | | |
| | 341 | 8,6 | 1,65 | | 1170 | 12,0 | 7,0 | 4,6 | 0,9 | 440 | 3,2 | 3,0 | 8,9 | | | |
| | 432 | 8,9 | 1,58 | | 1179 | 1,9 | 11,4 | 1,8 | 0,4 | 450 | 0,1 | 1,5 | 9,3 | | | |
| | 70 | 8,0 | 1,43 | 144,0 | 1013 | 18,0 | 7,0 | 8,0 | 1,0 | 377 | 4,0 | 6,0 | 7,5 | | | |
| | 112 | 8,0 | 1,54 | 216,0 | 1098 | 10,0 | 7,0 | 6,0 | 1,0 | 413 | 3,5 | 5,4 | 8,4 | | | |
| | 341 | 8,0 | 1,66 | 360,0 | 1196 | 9,0 | 7,0 | 4,0 | 1,0 | 440 | 3,2 | 3,0 | 9,0 | | | |
| | 432 | 8,1 | 1,60 | 360,0 | 1049 | 2,0 | 11,0 | 2,0 | 0,4 | 450 | 0,1 | 1,5 | 9,3 | | | |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *к43* | 628 | 8,6 | 1,01 | 36,0 | 671 | 23,0 | 12,0 | 12,0 | 4,8 | 267 | 4,6 | | 5,6 | 4,4 | | |
| *к44* | 264 | 9,1 | 1,93 | 71,0 | 1257 | 5,4 | 248,0 | 5,0 | 0,0 | 575 | 0,9 | 4,8 | 5,8 | 3,9 | | |
| | 69 | 9,2 | | | 3270 | 5,4 | 1714,0 | 14,0 | 0,9 | 2400 | 4,4 | 6,0 | 16,7 | | | |
| *к45* | 160 | 8,1 | 3,47 | 44,0 | 1196 | 3,5 | 1109,0 | 12,0 | 4,8 | 980 | 1,8 | 6,0 | 12,9 | | | |
| | 240 | 8,7 | 2,05 | | 1586 | 0,1 | 61,3 | 2,0 | 2,4 | 370 | 2,0 | 3,7 | 7,3 | | | |
| | 510 | 8,9 | 1,99 | 36,0 | 1200 | 1,0 | 36,2 | 6,0 | 2,4 | 484 | 1,4 | 4,8 | 10,5 | 4,6 | | |
| | 374 | 8,9 | 3,05 | 144,0 | 1070 | 1,0 | 23,4 | 4,0 | 2,4 | 460 | 1,0 | 13,0 | 10,1 | 2,6 | | |
| | 509 | 9,0 | 1,82 | 26,4 | 1220 | 0,9 | 65,9 | 4,0 | 0,0 | 448 | 0,5 | | | | | |
| | 640 | 9,1 | 1,77 | 13,2 | 1196 | 0,9 | 55,5 | 3,0 | 0,6 | 434 | 0,8 | | | | | |
| | 640 | 8,7 | 1,12 | 26,4 | 700 | 2,0 | 53,3 | 4,0 | 2,4 | 350 | 0,5 | 1,4 | 11,1 | | | |
| | 591 | 9,3 | | | | | | | | | | | | | | |
| | 580 | 9,2 | | | | | | | | | | | | | | |
| *к46* | 57 | 8,3 | 2,79 | 13,2 | 1130 | 1,0 | 80,0 | 22,0 | 11,0 | 425 | 2,2 | 1,0 | 14,5 | 1,4 | | |
| | 150 | 8,8 | 2,36 | 88,0 | 1440 | 2,2 | 436,6 | 30,0 | 13,0 | 715 | 2,0 | 4,8 | 14,3 | | | |
| *к48* | 147 | 8,6 | 4,63 | 90,0 | 3289 | 1,1 | 61,0 | 9,7 | 5,2 | 1200 | | | 24,8 | 1,9 | | |
| *к49* | 203 | 8,9 | 4,33 | | 3044 | 3,3 | 42,0 | 6,8 | 1,7 | 1228 | | 0,2 | 15,3 | | | |
| *к50* | 293 | 9,5 | 3,16 | 69,0 | 2236 | 3,7 | 18,0 | 12,7 | 2,9 | 885 | | 0,1 | 12,6 | 2,6 | | |
| *к51* | 331 | 8,6 | 1,01 | 55,0 | 695 | 6,2 | 5,0 | 3,6 | 4,7 | 298 | | 0,2 | 13,8 | 3,2 | | |
| *к53* | 419 | 8,7 | 0,74 | 25,0 | 500 | 9,9 | 9,0 | 5,0 | 0,6 | 213 | | 0,3 | 7,6 | | | |
| *к55* | 472 | 9,0 | 2,06 | | 1421 | 60,0 | 24,0 | 5,9 | 1,2 | 593 | | 0,2 | 12,5 | | | |
| *к56* | 555 | 8,6 | 1,76 | | 1119 | 0,5 | 108,0 | 5,0 | 0,5 | 527 | | 0,3 | 8,0 | | | |
| *к57* | 1020 | 9,1 | 0,74 | | 586 | 15,9 | 56,0 | 8,0 | 1,2 | 276 | | | 16,5 | | | |
| | 1380 | 8,9 | 2,27 | | 952 | 28,4 | 654,0 | 14,0 | | 807 | | | 12,5 | | | |
| | 1100 | 8,0 | 3,05 | 180,0 | 1586 | 0,1 | 355,0 | 2,0 | 0,1 | 934 | 0,3 | 2,0 | 16,5 | | | |
| | 1200 | 8,3 | 2,58 | 24,0 | 1403 | 0,2 | 355,0 | 2,0 | 2,4 | 760 | 1,2 | 6,6 | 17,1 | | | |
| | | 9,0 | | | | | | | | | | | | | | |
| *к60* | 305 | 8,0 | 2,96 | 108,0 | 1830 | 0,1 | 129,0 | 4,0 | 3,7 | 926 | 0,2 | 10,2 | 7,7 | | | |
| *к62* | 125 | 8,4 | 2,88 | 54,0 | 2013 | 1,3 | 92,3 | 2,0 | 0,6 | 862 | 1,3 | 1,7 | 7,7 | | | |
| | 184 | 8,5 | 3,30 | 250,0 | | | | | | | | | 7,5 | | | |
| *к87* | 56 | 7,9 | 1,36 | | 988 | 0,8 | 0,5 | 42,0 | 8,5 | 307 | 0,6 | | 15,0 | 2,3 | | |
| *к87* | 150 | 8,8 | 2,61 | | 1690 | 120,0 | 31,0 | 3,0 | 1,2 | 742 | 2,0 | | 10,7 | 1,7 | | |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *к87* | 190 | 9,0 | 3,47 | | 3472 | 216,0 | 105,0 | 3,0 | 2,4 | 1529 | 4,3 | 0,8 | 13,3 | 2,1 | | |
| *к88* | 42 | 8,0 | 1,16 | | 812 | 3,3 | 6,5 | 38,0 | 6,3 | 269 | 1,1 | | 17,1 | 2,6 | | |
| *к89* | 145 | 8,8 | 2,41 | | 1586 | 4,1 | 56,0 | 3,0 | 1,1 | 677 | 1,5 | | 17,1 | 2,8 | | |
| *к90* | 113 | 8,5 | 2,06 | | 1385 | 7,4 | 30,0 | 4,0 | 32,0 | 557 | 1,2 | 0,2 | 11,7 | 2,7 | | |
| *к90* | 113 | 8,8 | 2,17 | | 1452 | 0,4 | 13,0 | 1,0 | 1,8 | 610 | 1,7 | | 10,1 | 3,0 | | |
| *к91* | 80 | 8,1 | 1,61 | | 1153 | 2,0 | 15,0 | 16,0 | 11,0 | 403 | 1,1 | | 8,0 | 3,0 | | |
| *к92* | 150 | 8,7 | 2,67 | | 1788 | 1,2 | 17,0 | 3,0 | 1,8 | 749 | 2,4 | 0,1 | 10,4 | 2,1 | | |
| *к92* | 190 | 8,9 | 3,50 | | 2258 | 4,5 | 39,0 | 3,0 | 1,8 | 1000 | 2,5 | | 13,3 | 3,1 | | |
| *к93* | 108 | 8,8 | 1,34 | | 879 | 3,3 | 4,0 | 3,0 | 0,7 | 376 | 1,0 | | 12,8 | 0,7 | | |
| *к94* | 88 | 8,5 | 1,22 | | 799 | 7,0 | 9,0 | 11,0 | 6,7 | 328 | 0,7 | | 5,4 | 2,5 | | |
| *к94* | 88 | 8,9 | 1,09 | | 702 | 12,0 | 2,5 | 2,0 | 0,9 | 305 | 0,8 | 0,3 | 11,2 | 2,7 | | |
| *к94* | 138 | 8,6 | 2,00 | | 1336 | 2,5 | 16,0 | 5,0 | 6,1 | 550 | 1,1 | 0,8 | 5,6 | 6,4 | | |
| *к95* | 80 | 8,9 | 1,48 | | 934 | 12,0 | 1,5 | 3,0 | 1,2 | 424 | 1,2 | | 9,4 | 1,4 | | |
| *к95* | 113 | 9,0 | 2,24 | | 1410 | 114,0 | 48,0 | 4,0 | 0,6 | 639 | 6,4 | | 12,0 | 1,9 | | |
| *к96* | 113 | 8,9 | 2,31 | | 1403 | 4,1 | 41,0 | 3,0 | 0,4 | 676 | 6,8 | 0,1 | 2,7 | 2,5 | | |
| *к97* | 57 | 8,5 | 1,83 | | 1245 | 4,9 | 12,0 | 9,0 | 9,1 | 488 | 1,3 | | 8,6 | 2,6 | | |
| *к97* | 110 | 8,7 | 2,12 | | 1422 | 7,4 | 18,0 | 3,0 | 2,4 | 589 | 1,4 | | 9,4 | 2,6 | | |
| *к97* | 190 | 8,9 | 2,32 | | 1538 | 0,4 | 15,0 | 5,0 | 2,4 | 651 | 1,7 | | 12,0 | 3,3 | | |
| *к98* | 190 | 8,8 | 4,98 | 120,0 | 630 | 14,0 | 658,0 | 8,0 | 9,1 | 1506 | 4,2 | | 10,5 | 4,9 | | |
| *к98* | 190 | 8,8 | 1,87 | | 1263 | 0,8 | 21,0 | 3,0 | 2,1 | 521 | 1,3 | | 12,1 | 2,5 | | |
| *к99* | 56 | 8,5 | 1,26 | | 879 | 1,2 | 12,0 | 11,0 | 10,0 | 323 | 0,9 | 0,1 | 5,7 | 1,8 | | |
| *к99* | 108 | 8,7 | 1,54 | | 1049 | 2,1 | 13,0 | 8,0 | 6,1 | 410 | 1,3 | | 14,7 | 1,9 | | |
| *к99* | 190 | 9,1 | 5,76 | 72,0 | 2648 | 13,0 | 1167,0 | 8,0 | 1,2 | 1812 | 4,4 | | 8,9 | 4,1 | | |
| *к100* | 190 | 8,7 | 2,15 | | 1422 | 4,1 | 45,0 | 7,0 | 1,2 | 596 | 6,0 | | 5,6 | 2,0 | | |
| *к101* | 108 | 8,9 | 3,55 | | 2197 | 5,3 | 104,0 | 1,0 | 4,3 | 1031 | 2,9 | | 5,7 | 4,4 | | |
| *к101* | 150 | 8,8 | 4,98 | 162,0 | 3026 | 4,1 | 308,0 | 5,0 | 1,8 | 1452 | 6,0 | 0,1 | 9,8 | 4,8 | | |
| *к101* | 190 | 8,7 | | 138,0 | 3637 | 4,1 | 1170,0 | 3,0 | 3,0 | 2217 | 6,2 | | 5,9 | 1,4 | | |
| *к101* | 238 | 8,9 | 4,60 | | 2795 | 4,5 | 342,0 | 7,0 | 3,0 | 1331 | 4,3 | | 16,5 | 3,0 | | |
| *к101* | 288 | 9,3 | 4,87 | 156,0 | 2709 | 7,8 | 511,0 | 8,0 | 12,0 | 1440 | 3,5 | | 19,7 | 4,6 | | |
| *к102* | 108 | 8,5 | 2,41 | | 1477 | 102,0 | 108,0 | 7,0 | 0,2 | 694 | 1,9 | | 12,0 | | | |
| *к102* | 150 | 8,9 | 5,93 | | 3196 | 2,1 | 873,0 | 6,0 | 1,8 | 1789 | 5,2 | | 19,3 | 4,8 | | |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *к103* | 88 | 9,2 | 1,62 | 192,0 | 915 | 2,1 | 7,0 | 1,0 | 0,6 | 493 | 1,1 | | 4,1 | 2,9 | | |
| *к104* | 108 | 8,3 | 1,30 | | 793 | 0,6 | 38,0 | 5,0 | 1,8 | 369 | 0,7 | | 17,1 | 2,2 | | |
| *к104* | 180 | 8,6 | 3,18 | | 1477 | 0,4 | 590,0 | 2,0 | 1,2 | 991 | 2,7 | 0,3 | 28,0 | 3,8 | | |
| *к107* | | 7,8 | 1,08 | 2,3 | 534 | 138,0 | 105,0 | 92,0 | 41,0 | 158 | 2,0 | 0,4 | 16,0 | | | |
| *к108* | | 7,5 | 1,36 | 0,6 | 458 | 311,0 | 192,0 | 122,0 | 56,0 | 208 | 2,6 | 1,1 | 19,3 | 2,9 | | |
| *к111* | 805 | | 1,30 | 19,2 | 880 | | 66,0 | 12,0 | 3,1 | 352 | | | | | | |
| *к111* | 880 | | 5,80 | | 3172 | | 845,0 | 16,0 | 13,2 | 1800 | | | | | | |
| *к116* | 290 | | 2,30 | | 1232 | 30,0 | 332,0 | 15,0 | 6,0 | 665 | | | | | | |
| IV тип соленых содовых вод | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *к7* | 965 | 8,2 | 19,08 | 347,6 | 12503 | 9,6 | 585,8 | 11,6 | 5325 | 7,9 | 9,8 | 11,3 | 23,6 | 2,3 | 31,2 | 0,5 |
| *к7* | 959 | 7,2 | 7,90 | 0 | 4599 | 2,0 | 966,0 | 28,0 | 2210 | 53,7 | 36,0 | | 29,5 | 6,1 | | |
| *к8* | 1120 | 8,4 | 10,91 | 199,8 | 7203 | 9,5 | 337,3 | 18,2 | 3032 | 8,6 | 8,7 | 19,0 | 37,5 | 3,6 | 27,9 | 0,2 |
| *к9* | 850 | 8,0 | 16,46 | 2,5 | 9406 | 2,8 | 2136,0 | 4,0 | 4820 | 51,2 | 35,0 | | 32,1 | 19,2 | | |
| *к10* | 1215 | 8,2 | 12,68 | 2,6 | 8820 | 2,0 | 333,0 | 12,0 | 3461 | 26,2 | 27,5 | | 35,7 | 3,5 | | |
| *к11* | 1117 | 7,8 | 21,69 | 0 | 15250 | 0,2 | 430,0 | 16,0 | 5942 | 28,6 | 25,8 | | 44,6 | 3,3 | | |
| *к14* | 1050 | 8,2 | 11,28 | 134,8 | 7601 | 5,5 | 298,0 | 8,1 | 3120 | 10,3 | 10,4 | 10,5 | 29,0 | 3,1 | 37,4 | 0,9 |
| *к14* | 1040 | 8,7 | 10,85 | 276,0 | 7170 | 2,0 | 306,0 | 6,0 | 3054 | 23,8 | 8,9 | | 33,1 | 2,3 | | |
| *к15* | 565 | 7,8 | 10,03 | 43,1 | 6447 | 4,6 | 710,0 | 12,0 | 2833 | 4,9 | 8,0 | 6,9 | 12,7 | 2,6 | 78,4 | 1,1 |
| *к15* | 548 | 8,0 | 9,44 | 2,1 | 6149 | 2,0 | 586,0 | 12,0 | 2670 | 9,8 | 9,1 | | 16,9 | 2,8 | | |
| *к16* | 870 | 7,8 | 17,68 | 117,7 | 12258 | 4,8 | 301,8 | 21,0 | 4839 | 12,2 | 13,0 | 17,2 | 22,0 | 1,6 | 36,2 | 0,8 |
| *к17* | 1200 | 8,3 | 11,69 | 234,1 | 7825 | 6,7 | 266,3 | 16,5 | 3000 | 9,8 | 11,0 | 10,4 | 28,3 | 2,5 | 29,2 | 0,9 |
| *к18* | 1170 | 8,1 | 12,02 | 1,8 | 6930 | 2,0 | 1494,0 | 21,0 | 3522 | 6,1 | 40,0 | | 27,9 | 6,9 | | |
| *к19* | 437 | 8,5 | 17,06 | 96,8 | 5734 | 2,0 | 5494,0 | 10,0 | 5630 | 79,3 | 17,6 | | 5,9 | 16,2 | | |
| *к19* | 455 | 8,5 | 16,09 | 358,1 | 7682 | 4,7 | 2893,0 | 60,5 | 4912 | 27,9 | 14,6 | 5,5 | 12,9 | 6,2 | 115,0 | 0,9 |
| *к20* | 690 | 8,2 | 19,89 | 312,6 | 12454 | 6,9 | 1242,0 | 33,0 | 5662 | 12,2 | 19,2 | 7,9 | 21,7 | 2,6 | 99,7 | 0,5 |
| *к21* | 750 | 7,7 | 6,53 | 0 | 2873 | 8,4 | 1557,0 | 34,0 | 2000 | 21,9 | 38,0 | | 17,7 | 5,5 | | |
| *к22* | 1070 | 7,7 | 25,14 | 0 | 15494 | 8,8 | 2331,0 | 4,0 | 7230 | 47,8 | 41,0 | | 38,9 | 6,1 | | |
| *к31* | 539 | 8,0 | 14,07 | 118,3 | 9917 | 1,2 | 100,0 | 26,0 | 3800 | 17,0 | 11,0 | 29,5 | 17,6 | | | |
| | 613 | 7,6 | 7,42 | 18,5 | 5302 | 2,1 | 30,0 | 44,0 | 1932 | 24,3 | 6,0 | 0,1 | 17,2 | | | |
| *к33* | 736 | 9,0 | 5,69 | 273,0 | 3420 | 56,4 | 94,0 | 16,0 | 1600 | 15,8 | 11,0 | 0,3 | 5,8 | | | |
| | 693 | 10,0 | 4,00 | 980,9 | 1400 | 69,5 | 124,0 | 19,0 | 1357 | 5,5 | 10,0 | 4,3 | 7,1 | | | |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *к33* | 398 | 9,6 | 5,23 | 817,4 | 2549 | 75,7 | 92,0 | 8,0 | 1633 | 20,7 | 1,0 | 0,2 | 13,3 | | | |
| | 501 | 9,6 | 7,18 | 1285,7 | 3293 | 48,2 | 170,0 | 54,0 | 2250 | 20,7 | 13,0 | 0,2 | 21,8 | | | |
| | 620 | 9,5 | 4,01 | 468,6 | 2116 | 60,5 | 96,0 | 14,0 | 1196 | 11,0 | 10,0 | 15,3 | 8,1 | | | |
| *к36* | 630 | 10,0 | 6,46 | 457,0 | 4109 | 284,0 | 350,0 | 8,0 | 2200 | 4,9 | 1,3 | | 65,3 | | | |
| *к38* | 1068 | 8,7 | 8,85 | 90,0 | 6462 | 7,8 | 245,0 | 15,0 | 2441 | 12,0 | 1,4 | 5,0 | | | | |
| *к39* | 496 | 8,2 | 6,07 | 8,4 | 4422 | 4,5 | 100,0 | 20,0 | 1700 | 6,1 | 6,2 | 0,5 | | | | |
| | 500 | 8,0 | 5,67 | 5,6 | 4201 | 0,8 | 60,0 | 8,3 | 1600 | 7,3 | 6,4 | 6,0 | | | | |
| | 530 | 8,0 | 5,97 | 3,2 | 4557 | 204,0 | 79,0 | 9,1 | 1750 | 4,9 | 5,8 | 0,5 | | | | |
| | 710 | 8,3 | 6,84 | 17,9 | 5031 | 15,0 | 8,0 | 34,0 | 1820 | 30,0 | 4,4 | 0,1 | | | | |
| *к44* | 815 | 8,4 | 5,16 | 58,1 | 3405 | 1,0 | 751,2 | 18,0 | 1700 | 2,4 | 1,2 | 9,8 | 10,4 | 3,9 | | |
| | 354 | 8,9 | 5,52 | 144,0 | 3800 | 1,0 | 255,6 | 18,0 | 1575 | 1,2 | 1,5 | 1,0 | 12,3 | 5,1 | | |
| | 736 | 8,6 | 4,80 | | 2599 | 0,9 | 480,0 | 270,0 | 1214 | 4,9 | 2,3 | | | | | |
| | 950 | 9,1 | 5,57 | 125,0 | 3450 | 0,9 | 363,5 | 280,0 | 1131 | 2,4 | 2,1 | | | | | |
| *к47* | 423 | 9,0 | 5,38 | 63,0 | 3842 | 4,1 | 21,0 | 15,3 | 1432 | 2,5 | | 0,8 | 9,6 | 4,0 | | |
| *к54* | 423 | 9,0 | 5,32 | 59,0 | 3842 | 0,6 | 21,0 | 15,0 | 1432 | 2,5 | | 0,8 | 9,6 | | | |
| *к112* | 2270-2320 | | 32,00 | - | 12548 | 6467,0 | 4440,0 | 123,0 | 7838 | 71,7 | | | | | | |
| V тип углекислых содовых вод | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | $CO_2$ | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | $C_{орг}$ | 16 | 17 |
| *к63* | 210-227 | 6,5 | 4,67 | 90 | 3343 | 0,1 | 126,4 | 290 | 800 | 91,5 | 16,2 | 10,8 | 79,2 | 3,2 | 2,3 | 0,5 |
| | | 6,5 | 4,56 | 211 | 3386 | 1,3 | 140,6 | 270 | 905 | 75,0 | 10,9 | 11,0 | 79,2 | 4,1 | 2,2 | 0,2 |
| | | 6,6 | 4,80 | 453 | 3404 | 0,5 | 134,0 | 277 | 876 | 66,5 | 12,4 | 11,0 | 64,3 | 3,5 | 2,1 | 0,9 |
| *к63а* | 316 | 6,3 | 2,10 | 176 | 1464 | 1,0 | 72,8 | 96 | 400 | 29,0 | 6,5 | 30,9 | 51,4 | 7,6 | | |
| *к110* | 156-276 | 6,7 | 5,20 | 352 | 3690 | 0,5 | 147,0 | 240 | 1025 | 69,0 | 13,5 | 4,2 | 79,3 | 2,4 | | |
| 2.2. Салаир | | | | | | | | | | | | | | | | |
| I тип пресных содовых вод | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
| *с1* | 52 | 7,8 | 0,76 | | 474 | 76,5 | 19,1 | 67,3 | 34,1 | 86,9 | 0,1 | 0,1 | 12,4 | | | |
| *с2* | 70 | 8,1 | 1,04 | | 440 | 197,6 | 126,4 | 99,0 | 41,2 | 132,7 | 0,5 | | | | | |
| *с3* | 165 | 7,9 | 0,72 | | 390 | 140,0 | | 40,0 | 30,0 | 120,0 | | | | | | |
| *с4* | 85 | 8,0 | 0,87 | | 655 | 7,0 | 2,9 | 97,0 | 29,2 | 80,9 | | | | | | |
| *с5* | 42 | 7,6 | 1,09 | | 632 | 38,5 | 90,8 | 76,9 | 24,9 | 231,5 | | | | | | |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *с6* | 72 | 7,8 | 1,37 | | 748 | 208,9 | 63,9 | 160,0 | 51,5 | 142,3 | | | | | | |
| *с7* | 80 | 7,7 | 0,80 | | 389 | 168,0 | 32,0 | 88,0 | 24,0 | 100,0 | | | | | | |
| № родника | | 3 | 4 | $CO_2$ | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
| *2135* | | 7,2 | 0,63 | 40,4 | 475,0 | 8,0 | 0,0 | 90,0 | 20,6 | 40,6 | | 0,1 | | | | |
| *2345* | | 7,6 | 0,60 | 18,5 | 415,0 | 18,0 | 14,2 | 66,0 | 33,0 | 57,5 | | 0,0 | | | | |
| *2346* | | 7,0 | 0,79 | 37,0 | 538,0 | 30,4 | 14,2 | 70,0 | 1,2 | 131,0 | 9,7 | 0,5 | 8,0 | | | |
| *2348* | | 7,0 | 0,80 | 37,0 | 261,0 | 40,0 | 14,2 | 50,0 | 8,6 | 167,0 | 12,6 | 0,5 | 9,0 | | | |
| *2367* | | 8,4 | 0,65 | 25,9 | 476,0 | 0,0 | 14,2 | 66,0 | 13,3 | 83,0 | | 0,3 | | | | |
| *2380* | | 8,4 | 0,51 | 7,4 | 378,0 | 4,0 | 7,1 | 90,0 | 13,8 | 18,4 | | 0,5 | | | | |
| *2471* | | 8,0 | 0,52 | 7,4 | 354,0 | 4,0 | 21,5 | 72,0 | 17,1 | 27,6 | | 0,3 | | | | |
| *2508* | | 8,2 | 0,42 | 11,1 | 292,8 | 8,0 | 7,1 | 90,0 | 2,4 | 9,2 | | 0,3 | | | | |
| *2515* | | 7,1 | 0,48 | 7,4 | 353,8 | 8,0 | 7,1 | 75,0 | 24,0 | 6,9 | | 0,3 | | | | |
| *2543* | | 7,2 | 0,60 | 29,6 | 440,0 | 4,0 | 14,2 | 115,0 | 24,0 | 16,8 | | 0,5 | | | | |
| *3069* | | 7,2 | | | | | | | 14,3 | 20,0 | 3,0 | | 4,7 | | | |
| *4030* | | 7,4 | 0,75 | 39,6 | 574,0 | 0,0 | 8,5 | 132,0 | 29,3 | 14,0 | 1,0 | 0,0 | 5,0 | | | |
| *4039* | | 7,0 | 0,46 | 21,1 | 342,0 | 0,0 | 5,7 | 73,0 | 12,2 | 21,0 | 4,3 | 0,3 | 4,6 | | | |
| *4830* | | 7,0 | 0,43 | 8,8 | 329,0 | 0,0 | 3,6 | 40,0 | 28,0 | 24,0 | 2,9 | 0,5 | 8,2 | | | |
| *4839* | | 7,3 | 0,60 | 30,8 | 452,0 | 0,0 | 6,4 | 120,0 | 21,9 | 1,0 | 0,2 | 0,3 | 7,5 | | | |
| *4933* | | 7,6 | 0,63 | 63,4 | 464,0 | 0,0 | 8,5 | 112,0 | 28,0 | 13,0 | 1,2 | 6,0 | 6,3 | | | |
| *4968* | | 7,0 | 0,58 | 10,6 | 439,0 | 4,0 | 7,1 | 118,0 | 1,2 | 14,7 | | 0,3 | | | | |
| *4969* | | 7,0 | 0,58 | 52,8 | 408,0 | 6,0 | 3,6 | 134,0 | 14,7 | 5,0 | 0,9 | <0,3 | 4,6 | | | |
| *4980* | | 7,0 | 0,58 | 22,0 | 427,0 | 0,0 | 7,1 | 114,0 | 15,1 | 7,0 | 0,7 | 0,5 | 9,3 | | | |
| *4981* | | 7,0 | 0,58 | 4,1 | 427,0 | 8,0 | 7,1 | 110,0 | 17,7 | 8,0 | 0,2 | <0,3 | 5,8 | | | |
| *4998* | | 7,0 | 0,45 | 13,2 | 317,0 | 4,0 | 10,7 | 86,0 | 11,6 | 10,1 | | 1,0 | | | | |
| *5015* | | 7,7 | 0,60 | 26,4 | 451,4 | 6,0 | 3,6 | 116,0 | 20,7 | 1,0 | 0,4 | 0,4 | 6,3 | | | |
| *5016* | | 7,3 | 0,61 | 26,4 | 457,5 | 4,0 | 7,1 | 116,0 | 20,7 | 5,0 | 0,5 | 0,4 | 5,2 | | | |
| *5017* | | 7,2 | 0,63 | 31,7 | 476,0 | 4,0 | 7,1 | 118,0 | 24,4 | 3,0 | 0,3 | 0,4 | 9,6 | | | |
| *5021* | | 7,0 | 0,62 | 21,1 | 464,0 | 4,0 | 7,1 | 120,0 | 20,7 | 3,2 | | 0,6 | | | | |
| *5022* | | 7,4 | 0,60 | 21,1 | 445,0 | 0,0 | 7,1 | 120,0 | 16,4 | 4,0 | 0,6 | 0,3 | 7,1 | | | |
| *5027* | | 7,2 | 0,46 | 13,2 | 329,0 | 6,0 | 10,7 | 100,0 | 1,2 | 15,2 | | 0,3 | | | | |
| *5049* | | 7,5 | 0,62 | 26,4 | 464,0 | 0,0 | 10,7 | 120,0 | 17,7 | 11,0 | 0,8 | 0,5 | 5,3 | | | |

| № родника | 3 | 4 | $CO_2$ | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *5100* | 7,3 | 0,36 | 4,4 | 256,0 | 2,0 | 10,0 | 74,0 | 7,3 | 5,0 | | 0,8 | | | | |
| *5115* | 7,0 | | 10,6 | 183,0 | 4,0 | 4,3 | 48,0 | 9,8 | 0,5 | | <0,3 | | | | |
| *5116* | 7,5 | 0,50 | 15,8 | 378,0 | 2,0 | 6,4 | 98,0 | 5,5 | 6,0 | | <0,3 | | | | |
| *5125* | 7,4 | 0,57 | 21,1 | 421,0 | 8,0 | 7,1 | 124,0 | 4,9 | 11,0 | 1,5 | <0,3 | 4,1 | | | |
| *5139* | 7,0 | 0,79 | 26,4 | 598,0 | 2,0 | 5,3 | 150,0 | 0,1 | 31,7 | | 0,3 | | | | |
| *5141* | 7,6 | 0,80 | 47,5 | 598,0 | 8,0 | 5,3 | 140,0 | 13,0 | 29,3 | 1,3 | <0,3 | 7,2 | | | |
| *5142* | 7,0 | 0,75 | 47,5 | 573,4 | 2,0 | 5,3 | 142,0 | 0,5 | 30,5 | | <0,3 | | | | |
| *5143* | 7,3 | 0,71 | 21,1 | 537,0 | 2,0 | 7,1 | 112,0 | 29,3 | 22,0 | 2,0 | 2,4 | 3,9 | | | |
| *5145* | 7,0 | 0,80 | 15,8 | 610,0 | 0,0 | 7,1 | 128,0 | 6,9 | 42,7 | | 0,3 | | | | |
| *5190* | 7,0 | 0,64 | 13,2 | 475,0 | 0,0 | 14,2 | 114,0 | 25,6 | 9,6 | | 1,0 | | | | |
| *5194* | 7,0 | 0,72 | 26,4 | 537,0 | 0,0 | 12,8 | 128,0 | 15,2 | 25,6 | | 0,5 | | | | |
| *5197* | 7,5 | 0,71 | 47,5 | 500,0 | 2,0 | 34,0 | 122,0 | 24,2 | 24,0 | 0,8 | 0,3 | 4,4 | | | |
| *5198* | 7,0 | 0,68 | | 512,0 | 4,0 | 10,7 | 114,0 | 5,5 | 31,9 | | <0,3 | | | | |
| *5442* | 7,4 | 0,60 | 15,8 | 445,0 | 2,0 | 10,7 | 114,0 | 18,3 | 8,0 | 1,7 | 0,0 | 7,6 | | | |
| *5607* | 7,5 | 0,74 | 93,2 | 537,0 | 16,0 | 7,1 | 152,0 | 14,6 | 11,0 | 0,5 | | 8,1 | | | |
| *5615* | 7,6 | 0,65 | 44,0 | 488,0 | 16,0 | 3,6 | 116,0 | 25,8 | 8,5 | 0,5 | <0,3 | 3,1 | | | |
| *5744* | 7,1 | 0,37 | 8,8 | 268,0 | 8,0 | 3,5 | 78,0 | 0,0 | 7,4 | | <0,3 | | | | |
| *6131* | 7,7 | 0,69 | 84,0 | 512,0 | 0,0 | 11,4 | 128,0 | 15,8 | 23,0 | 0,7 | 2,0 | 6,0 | | | |
| *6207* | 7,0 | 0,45 | 28,7 | 317,2 | 0,0 | 21,3 | 98,0 | 7,3 | 6,9 | | 0,5 | | | | |
| *6227* | 7,0 | 0,62 | 37,0 | 451,4 | 0,0 | 21,3 | 106,0 | 18,3 | 27,6 | | 1,8 | | | | |
| *6301* | 7,0 | 0,61 | 40,0 | 445,0 | 0,0 | 12,8 | 134,0 | 6,1 | 8,3 | | 0,7 | | | | |
| *6306* | 7,4 | 0,53 | 35,0 | 391,0 | | 12,8 | 104,0 | 12,2 | 8,0 | 0,5 | 1,8 | 9,7 | | | |
| *6611* | 7,4 | 0,72 | 31,7 | 549,0 | | 8,5 | 114,0 | 3,4 | 17,0 | 0,5 | 0,3 | 5,3 | | | |
| *7366* | 7,5 | 0,57 | 4,4 | 414,8 | 0,0 | 14,0 | 96,0 | 17,1 | 22,0 | 1,2 | 0,8 | 4,9 | | | |
| *7402* | 7,0 | 0,53 | 4,4 | 390,0 | 1,0 | 9,9 | 102,0 | 10,9 | 15,5 | 0,6 | 0,8 | 5,4 | | | |
| *7414* | 7,3 | 0,63 | 4,4 | 475,8 | | 5,3 | 118,0 | 19,5 | 9,0 | 1,4 | 0,8 | 5,0 | | | |
| *7451* | 7,0 | 0,52 | 4,4 | 390,0 | 2,0 | 7,1 | 100,0 | 13,4 | 12,0 | 0,4 | 0,5 | 7,1 | | | |
| *7799* | 7,0 | 0,55 | 14,1 | 414,8 | | 3,6 | 102,0 | 18,3 | 6,0 | 0,9 | 0,3 | 1,7 | | | |
| *7892* | 7,0 | 0,53 | 17,6 | 402,6 | | 2,5 | 108,0 | 12,2 | 5,7 | 1,5 | 0,8 | 7,0 | | | |

| 2.3. Колывань-Томская складчатая зона | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| I тип пресных содовых вод | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
| *кт1* | 175 | | 0,25 | | 146,4 | | 3,0 | 16,0 | 10,0 | 36,0 | | | | | | |
| *кт2* | 185 | | 0,45 | | 402,6 | 36,2 | 9,0 | 54,2 | 25,2 | 146,4 | | | | | | |
| *кт3* | 195 | | 0,67 | | 482,0 | 14,4 | 3,0 | 85,0 | 27,0 | 58,6 | | | | | | |
| № родника | | 3 | 4 | $CO_2$ | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
| *2027* | | 7,0 | 0,31 | | 244,0 | | | 30,0 | 23,0 | 13,7 | | | | | | |
| *2227* | | 7,4 | 0,57 | 22,2 | 414,8 | 0,0 | 9,4 | 102,0 | 19,0 | 27,0 | | 0,2 | | | | |
| *2231* | | 7,7 | 0,56 | 37,0 | 414,8 | | 4,7 | 100,0 | 30,0 | 9,0 | | 0,0 | | | | |
| *2235* | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *2239* | | 7,0 | 0,58 | 33,3 | 427,0 | | 4,7 | 72,0 | 60,0 | 11,0 | | 0,0 | | | | |
| *2265* | | 7,4 | 0,87 | 33,3 | 634,6 | 12,0 | 14,1 | 60,0 | 32,8 | 112,0 | 7,2 | | 6,4 | | | |
| *2288* | | 7,3 | 0,66 | 22,2 | 488,0 | 8,0 | 4,7 | 67,5 | 30,0 | 39,0 | | 0,3 | | | | |
| *2327* | | 7,2 | 0,76 | 18,5 | 549,0 | 20,0 | 14,1 | 68,0 | 43,7 | 62,0 | | 4,0 | | | | |
| *2344* | | 7,2 | 0,57 | 11,1 | 439,2 | | 4,7 | 44,9 | 30,0 | 48,0 | | 0,3 | | | | |
| *2440* | | 7,6 | 0,78 | 3,7 | 573,4 | 4,0 | 4,7 | 88,1 | 70,0 | 34,0 | 2,3 | | 5,2 | | | |
| *2442* | | 8,0 | 0,35 | 3,7 | 244,0 | 12,0 | 4,7 | 186,0 | | | | | | | | |
| *2465* | | 7,6 | 0,36 | 11,1 | 280,6 | 4,0 | 4,7 | 36,0 | 37,0 | | | | | | | |
| *2490* | | 7,2 | 0,72 | 22,2 | 524,6 | 16,0 | 4,7 | 175,0 | 3,7 | 45,0 | | 0,3 | | | | |
| *2665* | | 7,4 | 0,60 | 11,1 | 475,8 | 1,0 | 4,7 | 60,0 | 60,0 | 24,0 | | 0,2 | | | | |
| *2823* | | 7,0 | 0,60 | 14,8 | 463,6 | | 4,7 | 60,0 | 41,5 | 30,0 | | | | | | |
| *2875* | | 8,0 | 0,44 | 7,4 | 329,0 | | 4,7 | 110,0 | | | | 0,3 | | | | |
| *2990* | | 8,0 | 1,11 | 3,7 | 744,4 | 40,0 | 14,1 | 75,0 | 30,0 | 98,5 | 5,4 | | 11,6 | | | |
| *3021* | | 7,4 | | 11,1 | | | 4,7 | | | | | | | | | |
| *3034* | | 8,1 | | 13,7 | | 8,0 | 4,7 | | | | | | | | | |
| *3103* | | 8,8 | | 3,5 | | | | | | | | 1,0 | | | | |
| *3230* | | 8,4 | | | | 8,0 | 4,7 | | | | | | | | | |
| *3250* | | 8,4 | | | | | 4,7 | | | | | | | | | |
| *3329* | | 7,7 | | 3,7 | | 8,0 | 4,7 | | | | | | | | | |
| *3363* | | 7,0 | 0,58 | 39,6 | 427,0 | 4,0 | 4,7 | 60,0 | 48,8 | 20,7 | | 0,1 | | | | |
| *3401* | | 8,0 | 0,54 | 3,7 | 402,6 | | 4,7 | 134,0 | | | | 0,5 | | | | |

| № родника | 3 | 4 | $CO_2$ | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *3404* | 8,0 | | | | | | | | | | 0,0 | | | | |
| *3456* | | 0,53 | 18,5 | 402,6 | | 4,7 | 90,0 | 18,3 | 16,0 | | 0,3 | | | | |
| *5071* | 7,0 | 0,98 | 18,5 | 716,8 | | 9,4 | 80,0 | 9,7 | 135,0 | 9,8 | | 9,7 | | | |
| *5125* | | | | | | | | | | | | | | | |
| *5315* | | 0,50 | | 414,8 | | 4,7 | 80,4 | | | | | | | | |
| *5453* | 7,4 | 0,00 | | | | 4,7 | | | | | | | | | |
| *5640* | 7,6 | 0,00 | 22,0 | | нет | 4,7 | | | | | | | | | |
| *5722* | 7,8 | 0,57 | | 440,0 | | 4,7 | 76,0 | 38,7 | 6,9 | | 0,3 | | | | |
| *5759* | 7,9 | | 22,2 | | | 4,7 | | | | | | | | | |
| *5891* | 7,0 | | 11,1 | | | 9,4 | | | | | | | | | |
| *6299* | 7,6 | | 33,3 | | | 9,4 | | | | | 0,5 | | | | |
| *6300* | 6,7 | | 40,7 | | | 9,4 | | | | | 0,3 | | | | |
| *6379* | 6,8 | 0,88 | 55,5 | 585,5 | 20,0 | 14,4 | 85,0 | 48,6 | 120,0 | 6,9 | 0,3 | 8,3 | | | |
| *6887* | 8,0 | | 7,4 | | 16,0 | 9,4 | | | | | 0,3 | | | | |
| *6909* | 8,0 | | 14,8 | | | 9,4 | | | | | | | | | |
| *6956* | 7,8 | | 37,0 | 164,7 | | 9,4 | 70,0 | | 3,7 | | 0,3 | | | | |
| *6994* | 7,0 | | 22,2 | | | 4,7 | | | | | 0,3 | | | | |
| *348* | 7,4 | 0,60 | 4,0 | 451,0 | 0,5 | 7,1 | 112,0 | 16,0 | 15,9 | 0,5 | 0,5 | 7,2 | | | |
| *584* | 6,9 | 0,37 | 38,7 | 280,6 | 1,0 | 3,6 | 56,0 | 18,3 | 11,2 | 2,4 | 0,0 | 5,5 | | | |
| *916* | 7,8 | 0,59 | 7,0 | 439,0 | 0,0 | 7,1 | 104,0 | 20,7 | 10,8 | 1,7 | 0,9 | 2,6 | | | |
| *1197* | 8,4 | 0,45 | | 329,0 | 4,5 | 2,0 | 86,0 | 11,0 | 7,0 | 0,8 | 0,6 | 6,6 | | | |
| *1198* | 7,6 | 0,45 | | 329,4 | 7,0 | 2,0 | 86,0 | 9,8 | 7,5 | 1,0 | 0,4 | 5,7 | | | |
| *1510* | 7,3 | 0,61 | 17,6 | 475,0 | | 3,6 | 110,0 | 20,7 | 15,0 | 1,3 | 0,4 | 6,3 | | | |
| *1527* | 7,8 | 0,57 | 0,0 | 404,0 | 5,9 | 2,1 | 98,0 | 17,1 | 11,5 | 2,6 | 0,1 | 8,1 | | | |
| *2п* | 7,4 | 0,30 | 19,8 | 225,0 | 4,3 | 0,6 | 53,1 | 10,5 | 6,2 | 0,7 | 0,1 | 6,9 | | | |
| *4п* | 7,2 | 0,39 | 39,0 | 289,0 | 3,6 | 1,0 | 74,9 | 9,8 | 6,7 | 0,7 | 0,1 | 6,9 | | | |
| *5п* | 6,8 | 0,46 | 114,0 | 345,0 | 4,0 | 0,6 | 88,5 | 12,8 | 6,2 | 0,7 | 0,2 | 7,4 | | | |
| *6п* | 7,0 | 0,46 | 68,7 | 358,0 | 2,4 | 0,5 | 67,2 | 19,7 | 14,7 | 0,7 | 1,3 | 6,4 | | | |
| *7п* | 7,4 | 0,37 | 23,1 | 274,0 | 9,4 | 0,5 | 73,1 | 9,1 | 6,6 | 0,9 | 0,1 | 6,8 | | | |
| *9п* | 6,8 | 0,61 | 117,7 | 470,6 | 10,6 | 0,6 | 89,0 | 26,5 | 14,0 | 0,6 | 0,1 | 9,1 | | | |