

На правах рукописи

ДОМРОЧЕВА Евгения Витальевна

**ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УГОЛЬНЫХ РАЙОНОВ  
ЮГА КУЗБАССА**

Специальность 25.00.07 - Гидрогеология

**Автореферат**

диссертации на соискание учёной степени  
кандидата геолого-минералогических наук

Томск - 2005

**Работа выполнена** в Томском филиале Института геологии нефти и газа СО РАН

**Научный руководитель:** - доктор геолого-минералогических наук, профессор,  
заслуженный деятель науки РФ С.Л. Шварцев

**Официальные оппоненты:** доктор геолого-минералогических наук,  
профессор Г.М. Рогов  
кандидат геолого-минералогических наук,  
доцент Ю.В. Макушин

**Ведущая организация:** Территориальное агентство по недропользованию по  
Кемеровской области

**Защита диссертации** состоится « 17 » октября 2005 года в 15<sup>00</sup> часов на заседании  
диссертационного совета Д 212.269.03 при Томском Политехническом университете

**Адрес:** 634034, г. Томск, пр. Ленина, 30. 1 корп. 210 ауд.

С диссертацией можно ознакомиться в научной библиотеке Томского политехнического  
университета.

**Автореферат разослан** «     » сентября 2005г.

**Ученый секретарь**  
диссертационного совета,  
кандидат географических наук

**О.Г. Савичев**

## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

**Актуальность.** В настоящее время Кузнецкий угольный бассейн рассматривается как крупнейшая сырьевая база для добычи сорбированного или угольного метана. Это обусловлено тем, что прогнозные ресурсы такого метана в данном бассейне составляют по данным ОАО «Промгаз» более 13 трлн. м<sup>3</sup> на площади в 21 тыс. км<sup>2</sup>, а плотность этих ресурсов достигает 3 млрд м<sup>3</sup>/км<sup>2</sup>. Особенно богаты метаном южные районы Кузбасса, среди которых особое место отводится Ерунаковскому и Томь-Усинскому районам.

Планируемая крупномасштабная добыча угольного метана требует детального изучения не только тектоники, геолого-промысловых характеристик конкретных площадей и угольных пластов, но и газодинамических, фильтрационных, гидродинамических, гидрогеохимических и многих других параметров. Все это невозможно без знания общих гидрогеологических особенностей территории, условий питания и разгрузки подземных вод, их генезиса, зональности и т. д.

**Объектом научного исследования** являются подземные воды юга Кузбасса, а **предметом** – их свойства, состав, процессы и факторы формирования.

Основные массивы сведений о подземных водах Кузбасса накоплены в связи проведением разведочных и эксплуатационных работ по добыче каменного угля и водоснабжению населения. Результаты гидрогеологических работ многократно обобщались различными исследователями, но в основном были сосредоточены в пределах зоны активного водообмена. Материалы о глубинном строении гидрогеологического разреза частично были получены в 50-е - 60-е годы при поисках нефти и газа. Эти работы позволили охарактеризовать геологическое строение региона, выяснить условия распределения в вертикальном разрезе подземных вод различного химического состава на максимальную глубину. В настоящее время активизировались гидрогеологические работы в связи с оценкой газоносности угольных пластов для выявления угольно-газовых месторождений.

Кроме того, актуальность проводимых исследований связана с изучением подземных вод как наиболее динамичного компонента системы вода-порода без которой невозможно объяснить особенности гидрогеохимии этого региона. Именно такое представление, развиваемое С.Л. Шварцевым, явилось теоретической базой наших исследований.

Имеющийся в наличии большой материал по подземным водам, новейшие теоретические представления о формировании состава вод и новое программное обеспечение дают возможность получить достоверные научные результаты в области гидрогеологии и гидрогеохимии этого региона.

**Цель работы.** Установить основные закономерности распространения и особенности формирования состава подземных вод, включая содовые, на основе всестороннего анализа геологических, гидродинамических и гидрогеохимических особенностей юга Кузбасса.

**Основные задачи:** 1) создать базу данных по гидрогеохимическому составу с гидродинамическими и газовыми составляющими; 2) построить серию электронных карт-схем распространения основных гидрогеохимических типов вод; 3) исследовать химический состав подземных вод; 4) установить равновесие подземных вод с основными минералами водовмещающих горных пород; 5) разработать схему формирования состава вод.

**Исходные материалы.** Основу работы составляют материалы, собранные автором в течение последних 5 лет по этому региону в процессе различных гидрогеологических исследований. Кроме этого использованы фондовые материалы: ОАО «Промгаз», ЗАО «Метан Кузбасса», ПГО «ЗапСибгеология», ПГ Южно-Кузбасская ГРЭ, треста «Кузбассуглеразведка» (Томусинская ГРП), частично ФГУП «Красноярская ГГЭ». Всего в процессе наших исследований было изучено 270 анализа подземных вод.

**Методика исследования.** Исследования проводились на основе комплексного изучения геолого-структурных условий, гидрогеохимических и гидродинамических особенностей территории. Изучение химического состава подземных вод проводилось по количественным и качественным показателям, полученным новейшими аналитическими методами, включая масс-спектрометрический анализ на ISP-MS. Расчет равновесия воды с горными породами проводился с использованием программного комплекса HydroGeo (Букаты, 1999). Для хранения и обработки информации использовались средства пакетов программ Excel, Access, Statistica; для картографической обработки информации широко применялись пакеты программ: Surfer, Photoshop, CorelDRAW, ArcView GIS 3.2a.

Для решения поставленных в работе задач применялись сравнительные, комплексные и регионально-гидрогеологические подходы а также научные принципы, выдвинутые С.Л. Шварцевым по равновесно-неравновесному состоянию системы вода-порода.

**Научная новизна.** Полученные новейшие данные по региону обобщены с гидрогеологических и гидрогеохимических позиций, которые позволили уточнить мощности и состав вод зон водообмена: активного (0-150 м), замедленного (150-2000 м) и затрудненного (> 2 км). Впервые с использованием программы гидрогеохимического моделирования «HydroGeo» выполнена количественная оценка равновесия подземных вод с основными породообразующими карбонатными и алюмосиликатными минералами. Показано, что на изученной территории широко развиты содовые воды, которые практически повсеместно занимают зону замедленного водообмена, что позволило с новых позиций подойти к выделению гидрогеохимической зональности в регионе.

#### **Защищаемые положения:**

1. Анализ гидрогеологических данных позволил обосновать наличие в регионе неоднородного по водообильности, но единого водоносного комплекса с едиными областями питания и разгрузки и нормальной гидрогеохимической зональностью.

2. Расчеты равновесий в системе вода-порода показали равновесно-неравновесный характер ее состояния, которое обеспечивает непрерывное растворение первичных алюмосиликатных минералов и образование вторичных карбонатных и глинистых продуктов, устойчивых к растворению в данных гидрогеохимических средах.

3. Широко развитые в регионе содовые воды формируются в условиях замедленного водообмена в результате выветривания алюмосиликатов, но только на стадии когда достигается равновесие подземных вод с кальцитом и монтмориллонитом.

Практическая значимость и реализация работы. По гидрогеохимическим и гидродинамическим показателям приводится оценка возможных дебитов скважин, участков добычи угольного метана. Кроме этого оценено гидрогеохимическое состояние природно-техногенной системы южного Кузбасса, находящегося в сложных экологических условиях в связи с активным развитием промышленности и добывающей отрасли, которое влечет за собой загрязнение не только подземных и поверхностных вод, но и атмосферы, почв, изменение рельефа и т.д. К настоящему времени материалы диссертации использовались в работе ОАО «Промгаз», а также отдельные главы в учебном процессе ТПУ.

**Апробация работы.** Основные результаты исследований по теме диссертации докладывались на научно-практических семинарах кафедры гидрогеологии и инженерной геологии и гидрогеоэкологии ТПУ (1999-2002) , на 2<sup>ом</sup>, 3<sup>ем</sup>, 4<sup>ом</sup>, 5<sup>ом</sup> и 6<sup>ом</sup> международных Симпозиумах им. академика М.А. Усова «Проблемы геологии и освоения недр» (Томск, 1998 - 2002), I региональной научно-практической конференции «Проблемы региональной экологии» (Томск, ТНЦ СО РАН, 1998), III Межрегиональной экологической студенческой конференции «Экология Сибири» (Новосибирск, 1998), IV международной экологической студенческой конференции «Экология Сибири и сопредельных территории. Экологический катализ» (Новосибирск, 1999), региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-востока России «300 лет горно-геологической службы России» (Томск, 2000), III международном симпозиуме «Контроль и реабилитация окружающей среды» (Томск, ТНЦ СО РАН, 2002), в Томском отделении СНИИГТиМС «30 лет на службе Томской геологии» (Томск, 2002), Всероссийском совещании по подземным водам Востока Сибири (Красноярск, 2003), научной конференции "Проблемы поисковой и экологической геохимии Сибири" (Томск, 2003).

По теме диссертации опубликовано 10 работ.

**Структура и объемы работы.** Диссертация состоит из введения, шести глав и заключения общим объемом 172 страниц, включая 71 рисунка, 34 таблицы и список литературы (более ста наименований).

Автор выражает благодарность научному руководителю работы доктору геолого-минералогических наук, профессору С.Л. Шварцеву за ценные советы и оказанную помощь в работе, а так же д.г.-м. н., профессору Н.М. Рассказову, к.г.-м.н. КИ. Кузеванову и др. За тесное сотрудничество, использование совместного опубликованного материала, за действенную

помощь и предоставленные данные зав. отделом подготовки и освоения метанугольных месторождений ОАО «Промгаз» В.Т Хрюкину, исполнительному директору Новокузнецкого представительства ОАО «Промгаз» М.А. Попову и исполнительному директору Новокузнецкого представительства проектной организации «Лорез» Т.С. Поповой. За предоставленные материалы хочется поблагодарить Красноярскую ГРП в лице А.И. Аникина. За оказание содействия при выполнении работы - отдел геологии Территориального агентства по недропользованию по Кемеровской области в лице В.М. Людвиг, сотрудников кафедры гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии и проблемной гидрогеохимической лаборатории ТПУ в лице Копыловой Ю.Г. Автор также благодарит коллектив ТФ ИГНГ СО РАН.

## **СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ**

### **Глава 1. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД КУЗБАССА**

Изучением гидрогеологических условий Кузбасса занимались известные исследователи: П.И. Бутов (1920-1930), М.И. Кучин, П.А. Удодов, С.Г. Бейром и др. (1930-1961), И.В. Гармонов и др. (1961), С.В. Егоров (1960, 1963, 1964), А.А. Ростовцев (1958), А.И. Кравцов, Г.М. Рогов, М.А. Кузнецова, О.В. Постникова, В.С. Кусковский, Н.М. Рассказов, В.М. Людвиг, А.И. Аникин, Д.С. Покровский и др.

Изучение подземных вод в Кузбассе часто связывалось в первую очередь с разработкой угольных месторождений и необходимостью получения воды для водоснабжения населения. Одним из первых крупных обобщений многочисленных материалов явился XVII том Гидрогеологии СССР «Кемеровская область и Алтайский край», вышедший в 1972г. под редакцией М.А. Кузнецовой и О.В. Постниковой. В нем изложена история развития гидрогеологии региона, подробно описаны подземные воды всех стратиграфических толщ и магматических комплексов, приведены основные закономерности формирования подземных вод выделенных гидрогеологических районов и территории в целом. Впервые сделана попытка восстановить палеогидрогеологические условия, а также составлены классификационные схемы месторождений подземных вод. Даны рекомендации по использованию минеральных вод, рассмотрены вопросы охраны подземных вод и намечены задачи их изучения.

С 60-х годов на территории Кемеровской области ведет исследования Г.М. Рогов (2000). Одной из основной его целей было изучение формирования подземных вод и гидрогеологических закономерностей развития процессов катагенеза осадочных отложений применительно к управлению и использованию водных ресурсов Кузбасса в народном хозяйстве. Позднее им совместно с В.К. Поповым вышло в свет обширное обобщение по гидрогеохимии и гидродинамике подземных вод Кузбасса (1985).

Также с 60-х годов в изучаемом районе проводились исследования проблемной гидрогеохимической лабораторией Томского политехнического университета под руководством П.А. Удодова. С 1981 г. эти работы возглавил С.Л. Шварцев. В исследованиях принимали

участие многие сотрудники ТПУ – Д.С. Покровский, Г.А. Плевако, Е.В., Н.М. Рассказов, В.Г. Иванов, А.Д. Фатеев, позже Е.М. Дутова, и многие другие.

В 70-х годах геологов привлек к себе внимание Березовоярский участок повышенным содержанием давсонита во вмещающих отложениях. Поэтому в 1989-1993 гг. в его пределах проведены опытно-методические работы, сопровождающиеся гидрогеологическими исследованиями.

С начала 90<sup>х</sup> г.г. в этом регионе проводятся большие исследования Томским филиалом Института геологии нефти и газа (ТФ ИГНГ) СО РАН. Это, например, работы на территории проектируемого Крапивинского водохранилища, в процессе которых была разработана классификация подземных вод по условиям залегания, охарактеризованы закономерности изменения состава вод в зависимости от глубины их залегания, характер их взаимодействия с вмещающими породами, дана оценка загрязнения подземных вод и величины подземного стока в пределах района, рассчитан подземный химический вынос. В этих работах принимали участие многие исследователи, среди которых: В.С. Кусковский, Н.М. Рассказов, С.Л.Шварцев. С 1997 года ТФ ИГНГ СО РАН в рамках федерально-целевой программы "Интеграция" проводит эколого-геохимические исследования подземных вод на этой территории под руководством С.Л. Шварцева. Продолжаются исследования и Красноярской гидрогеологической партией (В.А. Мальшев, А.И. Аникин, В.М. Людвиг и др.).

С 2002 ТФ ИГНГ СО РАН совместно с ОАО «Промгаз» проводит работы в рамках хоз. договорной темы «Разработка гидрогеологических моделей и создание баз данных на площадях первоочередных для подготовки к освоению газовым промыслом в Кузнецком угольном бассейне».

## **Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КУЗБАССА**

Кузнецкий осадочный бассейн представляет собой межгорный прогиб, расположенный на юге Сибири и ограниченный с юго-запада Салаирским кряжем, с северо-запада – Томь-Колываньской складчатой зоной, с востока – Кузнецким Алатау и с юга – Горной Шорией. Максимальная мощность пород бассейна до 9-11 км. Основное накопление осадков в бассейне происходило в позднем палеозое с образованием мощных угленосных отложений (Полянский и др., 2004).

Кузнецкая впадина на протяжении длительного периода от девонского до мезозоя включительно, представляла собой область интенсивного прогибания и накопления осадков, располагающуюся в переходной зоне от геосинклинальной области к платформе. В связи с этим отложения несут на себе черты как геосинклинальных, так и платформенных образований (Геол. строение..., 1959).

В геологическом отношении в разрезе выделяются следующие комплексы:

- *Верхний*, включающий породы кайнозоя, представлен песчано-глинистыми образованиями, которые имеют широкое распространение в регионе.

- *Комплекс континентальных отложений (Т-Ж-К)* представлен конгломератами (до 60 %), песчаниками (до 30%) и редко пластами бурых углей.
- *Комплекс угленосных палеозойских отложений* подразделяется на подкомплексы - верхний, сложенный породами кольчугинской серии ( $P_2$ ), и нижний, объединяющий угленосные отложения балахонской серии ( $C_1 - P_1$ ).
- *Подкомплекс осадков кольчугинской серии ( $P_2$ )* широко развитый в регионе, сложен песчаниками, алевролитами, аргиллитами с включением до 50 угольных пластов. Его мощность составляет 3600 – 5000 м.
- *Подкомплекс лагунно-континентальных отложений балахонской серии ( $C_1 - P_1$ )* сложен песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами, углями общей мощностью от 1100 до 3600 м.
- Морские отложения от протерозоя до нижнего карбона, представленные карбонатными образованиями нижнего кембрия, силура, девона, нижнего карбона, а также эффузивно-осадочными породами нижнего и среднего кембрия, образуют *нижний структурный этаж Кузнецкого бассейна*. Среди них преобладают песчано-глинистые красноцветные отложения с прослоями мергелей, известняков и эффузивы – фиолетовые порфириты и альбитофиры.

### **Глава 3. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ КУЗБАССА**

В главе рассмотрены гидрогеологические условия и выявлена гидродинамическая зональность региона. Для его подземных вод характерен преимущественно трещинный тип движения и приуроченность к верхней зоне трещиноватости.

В гидрогеологическом разрезе единого водоносного комплекса различаются следующие водоносные горизонты (ВГ):

- *Верхний ВГ* обладает весьма изменчивыми коллекторскими свойствами, максимум которых приурочен к террасовым осадкам. Величины удельных дебитов от 1 до 15 л/с. Суглинистые образования обводнены меньше.
- *ВГ континентальных отложений (Т-Ж-К)* характеризуется повышенной пористостью и проницаемостью. Обводненность ВГ неравномерна, удельные дебиты скважин 0,01-0,5 л/с, в долинах до 10 л/с.
- *ВГ угленосных палеозойских отложений*, содержащий трещинно-пластовые и трещинные подземные воды, подразделяется на:

*Зону кольчугинской серии ( $P_2$ )*. Лучшими коллекторскими свойствами обладают песчаники ерунаковской подсерии. С глубиной происходит затухание экзогенной трещиноватости и поэтому, в общем, обводненность пород невысока. Она возрастает лишь на отдельных локальных участках, приуроченных к зонам разломов. Мощность наиболее обводнённой трещиноватой зоны от 60 до 100 м в долинах рек и до 100 – 150 м на водоразделах.

*Зону лагунно-континентальных отложений балахонской серии ( $C_1 - P_1$ )*. Эти отложения, в отличие от пород кольчугинской серии, обладают пониженной водообильностью. В этой зоне

выделяются лишь отложения мазуровской толщи с пористостью до 15 %. Удельные дебиты скважин находятся в пределах от 0,1 – 0,5 до 1,5 – 2,5 л/с. В долинах рек в скважинах, пройденных в трещиноватых песчаниках - до 2,5 л/с. С глубиной обводненность пород уменьшается и удельные дебиты скважин на глубинах более 80 – 120 м снижаются до 0,1 – 0,01 л/с.

- *ВГ морских отложений (Pz-C<sub>1</sub>)*. Для этого горизонта характерна низкая пористость отложений (до 5 реже 8 – 10 %) за исключением туфов девонского возраста (до 15 %). Эти особенности, наряду с другими факторами, обуславливают значительные различия в обводненности горных пород. Наиболее водообильны известняки кембрийского, карбонового и девонского возрастов, где удельные дебиты скважин достигают 1 – 3, иногда 5 – 10 л/с. Расходы источников составляют 2 – 4 л/с, редко увеличиваясь до 100 л/с. Эффузивно-осадочные породы обводнены слабо, в связи, с чем расходы вытекающих из них источников не превышают 0,2 л/с.

По условиям питания и водообмена на изучаемой территории, вслед за Г.М. Роговым, нами выделены три гидродинамические зоны: интенсивного, замедленного и весьма замедленного водообмена.

*Зона активного водообмена.* В Кузнецком прогибе, где долины основных рек врезаются на небольшую глубину и повышенная трещиноватость горных пород установлена до глубины порядка 160 м, мощность зоны интенсивного водообмена составляет 80 – 100 м, а в долинах рек снижается до нескольких десятков метров, а на водоразделах приалатаусской части бассейна увеличивается до 300 м. Если выделять зону активного водообмена, опираясь на повышенные значения коэффициентов фильтрации на уровне не ниже десятых долей м/сут, то в некоторых случаях ее следует увеличить до глубины 400 м.

Условия движения подземных вод в границах этой зоны определяются прямым влиянием гидростатических напоров. Формирование фильтрационных потоков происходит под влиянием климатического круговорота воды. Области питания подземных вод расположены на возвышенных водораздельных пространствах. Области разгрузки приурочены к руслам рек и отрицательным формам рельефа, часто имеющим эрозионное происхождение.

*Зона замедленного водообмена* располагается ниже зоны активного водообмена, охватывая разрез угленосных отложений, и характеризуется особыми гидродинамическими условиями. На границе перехода из одной зоны в другую отмечается резкое падение проницаемости пород, что создает условия, при которых затрудняется передача гидростатических напоров. Движение подземных вод практически изолируется от верхней зоны, теряется гидравлическая связь с поверхностными водами, их областями питания и разгрузки. Возникают условия, характерные для изолированных водоносных горизонтов. Время движения воды резко возрастает и может измеряться геологической шкалой. Преобладают геологические формы движения воды, о чем свидетельствуют геохимические показатели ее состава, которые могут быть положены в основу гидрогеологической стратификации.

Движение подземных вод осуществляется по ослабленным зонам тектонических нарушений, способных создавать своеобразные каналы перетоков и области разгрузки. Зона замедленного водообмена характеризуется низкой степенью изученности. Подземные воды этой части гидрогеологического разреза вскрыты и опробованы по редкой сети отдельными глубокими структурно-поисковыми скважинами на нефть и газ, а также более мелкими скважинами. Граница этой зоны прослежена до глубины порядка 2000 м. Мощность её изменяется в широких пределах: от 100 до 1800 м (Ленинская синклиналь, Борисовская антиклиналь, Абашевский купол) и более.

Зона *весьма замедленного водообмена* может быть выделена предположительно на глубинах более 2000 м. Практически она изучена только в Абашевской скважине. Вероятное распределение обводненных зон может быть связано с положением наиболее крупных структурных тектонических нарушений глубокого заложения. Эти же структурные элементы геологического разреза могут определять основные гидродинамические характеристики фильтрационных потоков, предположительно восходящей направленности.

Таким образом, на изученной территории выделяется единый водоносный горизонт, который состоит из серии микропластов разной водопроницаемости.

#### Глава 4. ГЕОХИМИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В главе рассмотрен химический и газовый состав, описана зональность подземных вод. В гидрогеохимическом разрезе выделяются типы подземных вод в соответствии с зонами водообмена: активного, замедленного и весьма замедленного. Гидрогеохимические особенности подземных вод также определяют характер этих зон.

Для подземных вод зоны *активного водообмена* характерно развитие  $\text{HCO}_3^-$  - Ca, Ca-Na, Na-Ca типов вод. Это повсеместно пресные воды с минерализацией до 0,6, реже 1 г/л, чаще нейтральные со средним значением pH - 7,5 (табл. 1). Содержание  $\text{HCO}_3^-$  - 0,4, реже до 0,9 г/л, Ca

**Таблица 1.** Средний химический состав подземных вод разных зон водообмена Ерунаковского и Томь-Усинского районов, мг/л

Водо-обмен	Район	Глубина нахождения, м	pH	Na <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Общая минерализация
Активный	Ерунаковский	35-<460	<u>7,30-8,0</u> 7,62	<u>7,6-202</u> 70,2	<u>14,2-117</u> 65,2	<u>3,8-58,0</u> 23,3	<u>2,1-17</u> 6,1	<u>0,1-16,5</u> 4,2	<u>265-701</u> 484	<u>389 - 944</u> 659
	Томь-Усинский	50-<550	<u>6,0-8,0</u> 7,29	<u>11,7-54,7</u> 28,3	<u>0,14-65,3</u> 35,2	<u>8,5-27,9</u> 18,3	<u>2,8-9,1</u> 5,1	<u>6-178</u> 27	<u>42,7-409</u> 230	<u>76 - 554</u> 317
	Среднее для районов		7,5	49,3	50,2	20,8	5,6	15,6	357	488
Замедленный	Ерунаковский	> 35->1200	<u>7,3-10,4</u> 8,5	<u>179-2441</u> 1153,4	<u>1,-63,1</u> 16,47	<u>0-37,1</u> 8,23	<u>7-460</u> 108	<u>0,8-2034</u> 201,69	<u>671-6462</u> 2398	<u>1006 - 8848</u> 3906
	Томь-Усинский	>50-2000	<u>8,30-9,50</u> 8,75	<u>69,6-3381</u> 1550,3	<u>3,6-42,1</u> 19,47	<u>0,6-29,8</u> 9,64	<u>3-4200</u> 1352	<u>1,-2380</u> 203,3	<u>238-3842</u> 1385	<u>373 - 9480</u> 4485
	Среднее для районов		8,63	1351,9	17,97	8,94	730	202,5	1891,5	4195,5
Весьма замедленный	Абашевское поднятие	>2000	-	12020	35	16,7	10982	1748	10956	35700

Примечание: в числителе минимальное значение через тире максимальное, в знаменателе – среднее

до 0,05 г/л, Na в среднем – 0,05г/л, а Cl – 0,006 г/л (табл. 1). Мощность этой зоны различна для разных районов юга Кузбасса, в целом составляя 150-200 м, однако она может увеличиваться, например, до 460м в Ерунаковском районе и до 550 м в Томь-Усинском.

Следует отметить, что на участках континентального засоления минерализация подземных вод может возрастать до 2-3 г/л и воды тогда становятся  $\text{SO}_4\text{-HCO}_3$  Na, реже  $\text{SO}_4$  -Cl состава, что является исключением. Таким же исключением являются и зоны загрязнения связанные с техногенной деятельностью. Примером такого загрязнения являются воды района Форштадт в г. Новокузнецке, где вследствие многолетнего загрязнения поверхностных и подземных вод отходами алюминиевого производстве их минерализация увеличивается до 21 г/л. Это воды с высокими концентрациями хлоридов и сульфатов, по составу они щелочные (рН до 11),  $\text{HCO}_3$ -Na типа, содержание F в подземных водах до 40,2 мг/л и в поверхностных до 750 мг/л, Al до 7 мг/л и 61 мг/л соответственно (Дегтярев и др., 2003; Людвиг, 1999, 2003).

Другим объектом, который загрязняет воды, является эксплуатация шахт. В опробованных нами точках на территории углераза отмечены повышенные концентрации Li (0,056 мг/л), Hg (до 8,7 мкг/л), F (1,85 мг/л), Fe (до 8,6 мг/л), а по другим данным и Zn, Cu, Ba, Bг, были идентифицированы разновидности органических соединений и микропримесей, определено содержание нефтепродуктов от 0, 25 до 1,108 мг/л.

Жизнедеятельность человека и сельское хозяйство также изменяют состав вод. Например, в г. Междуреченске отмечается повышение содержание нитратов и слабощелочная и щелочная реакция. Городские стоки имеют  $\text{HCO}_3$  Ca состав с околонеutralной реакцией. В составе стоков с города присутствует  $\text{NH}_4^+$  до 15 мг/л и органическое вещество (Языков и др., 2003).

Все эти различия в химическом составе вод зоны активного водообмена на площадях развития различных водоносных подразделений выражаются в пестроте их химического состава. Основные факторы, определяющие такой тип вод, это большое количество атмосферных осадков, маломощность четвертичных отложений, значительная густота и глубина вреза гидрографической сети и др. С глубиной роль этих факторов уменьшается, что ведет к увеличению минерализации и изменению химического состава подземных вод.

В региональном плане прослеживается высотная гидрогеохимическая зональность подземных вод этой зоны. Она заключается в изменении химического состава воды, обусловленного постепенным переходом от одного ландшафта к другому, т. е. по мере понижения отметок в рельефе. На построенной нами карте наблюдается увеличение минерализации от 0,2-0,3 до 0,6 г/л с востока (от Кузнецкого Алатау) на запад (рис. 1), т.е. в сторону уменьшения отметок рельефа. Подобная зависимость наблюдается и с распределением рН.

Газовый состав вод этой зоны характеризуется наличием газов воздушного происхождения, т.е.  $\text{N}_2$ ,  $\text{CO}_2$  и  $\text{O}_2$ . При этом в водорастворенном газе резко преобладает  $\text{N}_2$  (60-80%), в меньших количествах присутствует  $\text{O}_2$  (10-20%) и еще меньше  $\text{CO}_2$  (доли %). В небольших количествах иногда встречается  $\text{CH}_4$ .



**Рис. 1.** Изменение минерализации (г/л) подземных вод в зоне активного водообмена на территории юга Кузбасса

Для зоны замедленного водообмена характерны достаточно сложные гидрогеохимические условия. В основном она заполнена гидрокарбонатными натриевыми (содовыми) водами, что подтверждает вывод сделанный Г.М. Роговым и В.К Поповым (1985). Они отмечали развитие содовых вод до глубины ~ 1 км, но по нашим данным они развиты

шире, чем представлялось ранее, и мы находим их на глубинах до 2 км. Это воды с минерализацией от 1 (реже от 0,6) до 5-6 г/л, щелочные с рН = 8,3-10, 4 (табл. 1). Химический состав вод этой зоны в первую очередь определяется стадией взаимодействия воды с горными породами. Именно поэтому в этой зоне увеличивается содержания  $\text{HCO}_3^-$  от 0,2 до 6,5 г/л, Na до 2,5 г/л и незначительно увеличивается Cl до 0,4 (для содовых) и до 4,2 г/л для вод хлоридного состава, а Ca уменьшается до 0,02 г/л (табл. 1).

Именно содовые воды в Кузбассе пользуются большим распространением. Нами они описаны в Ерунаковском и Томь-Усинском районах в нижнекаменноугольных и пермских отложениях. По данным А.И. Аникина и др. (2001) на территории Березовоярского участка, приуроченного к балахонской серии, содовые воды развиты на небольшой глубине (40-150 м). Опробование  $\text{HCO}_3^-$  Na вод в различных районах Кузнецкого бассейна, в структурах фундамента и среднего этажа свидетельствует о широком их развитии в пределах всей водонапорной системы.

Кроме этого в отдельных случаях распространены сульфатные натриевые воды, минерализация которых достигает 7,1 г/л. Подобные воды отмечаются, например, на территории Талдинского участка (Ерунаковский район) (табл. 2). Исключением являются и хлоридные воды.

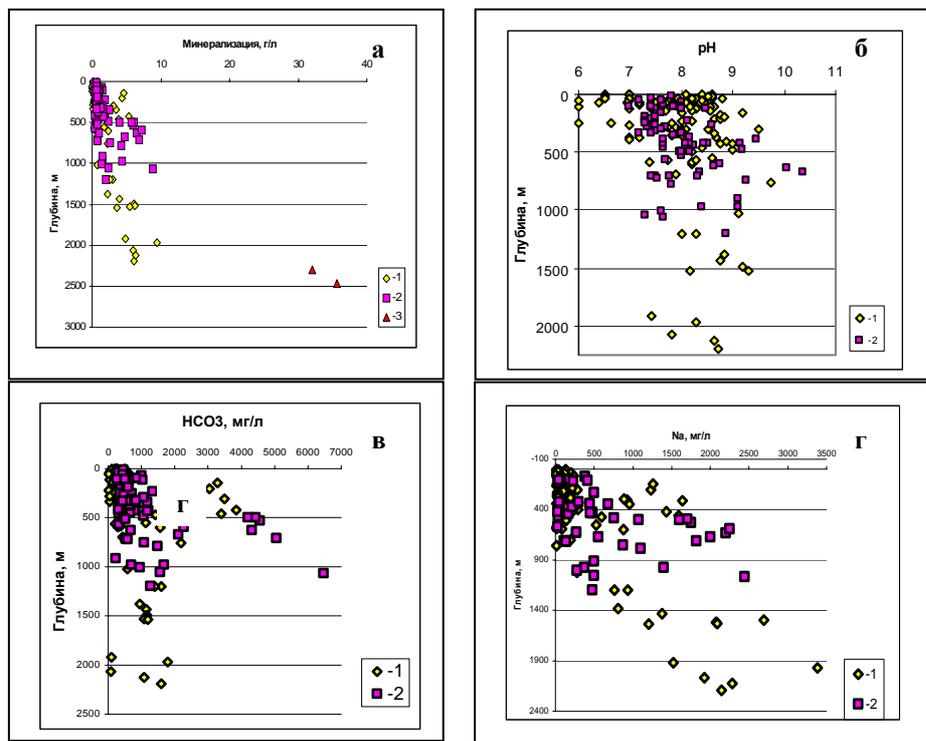
**Таблица 2.** Химический состав подземных вод с высокими содержаниями  $\text{SO}_4^{2-}$  и Cl, мг/л

№ п/п	Глубина, м	Na <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Общая минерализация	рН
1	310	1640,0	2,4	3,4	3489	127,8	<2	3046	8,10
2	600	880,6	3,0	3,0	1562	378,6	3,3	2350	8,20
3	1379,5	806,5	14	—	951,9	654,0	28,4	2272	8,85
4	1434,5	1377,1	18	3,6	1147	47,7	1434	4010	8,75
5	1495	2692,2	40	24,9	1159	28,8	2370	6130	9,20
6	1920,5	1522,0	225	11,5	91,5	511,9	2300	4837	7,40
7	2124,5	2284,0	28	7,0	1074	2800	109,0	6302	8,65
8	1970,0	3381,0	42	23,1	1794	4200	42,8	9482	8,30
9	595,0	2250,0	6	5	2272	100	2034	7150	8,77

Подземные воды зоны весьма замедленного водообмена это воды хлоридного, хлоридно-гидрокарбонатного типа (содержание Cl<sup>-</sup> до 11 г/л, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> до 10,9 г/л) с преобладающим

катионом – натрием (до 12 г/л) (табл. 1). Именно по переходу гидрокарбонатных натриевых вод в типичные минерализованные хлоридно- натриевые и устанавливается граница между зонами замедленного и весьма замедленного водообмена. Эта зона выделяется нами условно по результатам опробования Абашевской скважины, в которой вскрыты рассолы с минерализацией до 35 г/л (табл. 1). Стоит отметить, что подземные воды этой зоны в Кузнецком бассейне почти не изучены.

В основном на исследуемой территории распространена прямая гидрогеохимическая зональность, но на локальных участках она нарушается глубинной разгрузкой. Тогда на



**Рис. 2.** Изменение состава подземных вод в Томь-Усинском и Ерунаковском районах а – минерализация, г/л; б – значение рН; в –  $\text{HCO}_3^-$ , мг/л; г –  $\text{Na}^+$ , мг/л; 1 – Томь-Усинский район; 2 – Ерунаковский район; 3 – Абашевская структура.

глубинах 50-100 м мы встречаем минерализованные щелочные метановые воды, например, в Ерунаковском и Томь-Усинском районах, а также на территории Грамотеинского участка. Кроме этого, имеются данные о вскрытии термальных воды на глубине 600-700 м в д. Уроп (Центральный район) (Рогов, 1966). В целом в

водах юга Кузбасса преобладает  $\text{HCO}_3^-$  ион, реже  $\text{Cl}^-$  и  $\text{SO}_4^{2-}$ . Среди катионов преобладает  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Na}^+$ . Воды от ультра пресных до умеренно солоноватых, с минерализацией до 9,5 г/л (рис. 2 а). По величине рН от нейтральных до щелочных (рис. 2 б). С глубиной наблюдается увеличение минерализации и рН. Это происходит в первую очередь за счет  $\text{HCO}_3^-$  (до 3,8 г/л в Томь - Усинском и до 6,5 г/л в Ерунаковском) и  $\text{Na}^+$  (до 3,4 г/л в Томь-Усинском и до 2,4 г/л в Ерунаковском) (рис. 2 в, г).

## Глава 5. РАВНОВЕСИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД С ГОРНЫМИ ПОРОДАМИ

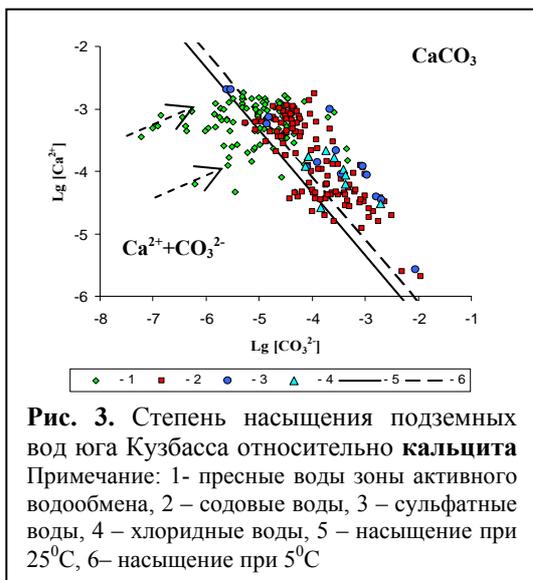
Формирование состава подземных вод нельзя понять, не рассматривая равновесия в системе вода-порода. В работе анализируется равновесие подземных вод с карбонатными и алюмосиликатными минералами, наиболее широко распространенными в геологическом разрезе юга Кузбасса. Взаимодействие подземных вод с карбонатными минералами (кальцитом и доломитом) происходит по реакции конгруэнтного растворения и описывается уравнением:

$$\text{MeCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \leftrightarrow \text{Me}^{2+} + 2\text{HCO}_3^-$$

Инконгруэнтное растворение алюмосиликатов протекает, в основном, по механизму гидролиза (по У.Д. Келлеру):  $MeAlSiO_n + H_2O = Me^{n+} + OH + [Si(OH)_{o-4}] + [Al^0(OH)_t]^{3-n}$  или  $Al(OH)_3 + (Me,H)Al^0Si^tO_n$ , где  $n$  относится к неопределенным атомным соотношениям,  $o$  и  $t$  – соответственно к октаэдрическим и тетраэдрическим координатам;  $Me$  – катионы металлов. Удаленность системы вода-порода от состояния термодинамического равновесия оценивается через индекс неравновесности (А):  $A = \lg \frac{K}{Q}$ , где,  $K$ -константа реакции при соответствующей температуре,  $Q$  - квонтант реакции.

Расчет равновесия воды с горными породами проводился по методике, изложенной в работе Р.М. Гаррелса и Ч.Л. Крайста (1968) для температур 5 (имитирующих пластовые условия) и 25 °С (стандартные условия). Расчеты необходимых для вычисления квонтанта реакции активных концентраций компонентов определялись с использованием программного комплекса HydroGeo (Букаты, 1999). Решение вопроса о направлении преобразования минерального вещества в сложившихся гидрогеохимических условиях проводилось с использованием полей устойчивости минералов, построенных в различных координатах.

**Равновесие подземных вод с карбонатными минералами.** Степень насыщения подземных вод по отношению к кальциту определяется по произведению растворимости его ионов в соответствии с реакцией:  $CaCO_3 = Ca^{2+} + CO_3^{2-}$  (1), константа которой для температур 5 и 25 °С равна  $10^{-8,09}$  и  $10^{-8,34}$  соответственно (Гаррелс, Крайст, 1968). На диаграмме насыщения вод равновесие с кальцитом при этих температурах показано линиями. Если точки, характеризующие состав конкретной пробы воды выше линии, то подземные воды насыщены к карбонату кальция, а ниже – не насыщены (рис. 3,4).



Анализ диаграмм показал, что пресные подземные воды в большинстве случаев не насыщены к кальциту. Содовые воды, развитые в зоне замедленного водообмена, наоборот, все насыщены по отношению к кальциту (рис. 3). Подобная картина наблюдается и при насыщении подземных вод относительно доломита (рис. 4). Из диаграммы видно, что только подземные воды пресной зоны в основном не насыщены к доломиту, в то время как остальные типы способны высаживать доломит из раствора при стандартной температуре. Конкуренцию этой реакции

составляет реакция образования кальцита, поэтому в данных условиях более вероятно образование магниального кальцита, чем доломита.

В результате проведенных термодинамических расчетов установлено, что в отложениях юга Кузнецкого бассейна все содовые воды насыщены относительно кальцита и доломита, и

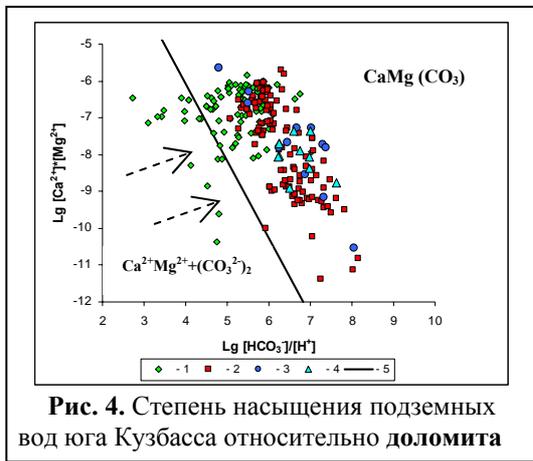


Рис. 4. Степень насыщения подземных вод юга Кузбасса относительно доломита

способны высаживать его в виде вторичных минералов. Формирование на протяжении всего времени карбонатных минералов носит закономерный характер, который определяется такими параметрами гидрогеологической среды как рН, температура и минерализация подземных вод. Все эти параметры закономерно изменяются с глубиной. При этом важно отметить, что одним из ведущих факторов непрерывного вторичного

карбонатообразования является неравновесное состояние вод с первичными алюмосиликатными минералами (Шварцев, 1996).

**Равновесие подземных вод с алюмосиликатными минералами.** Степень насыщения подземных вод относительно основных породообразующих минералов алюмосиликатных

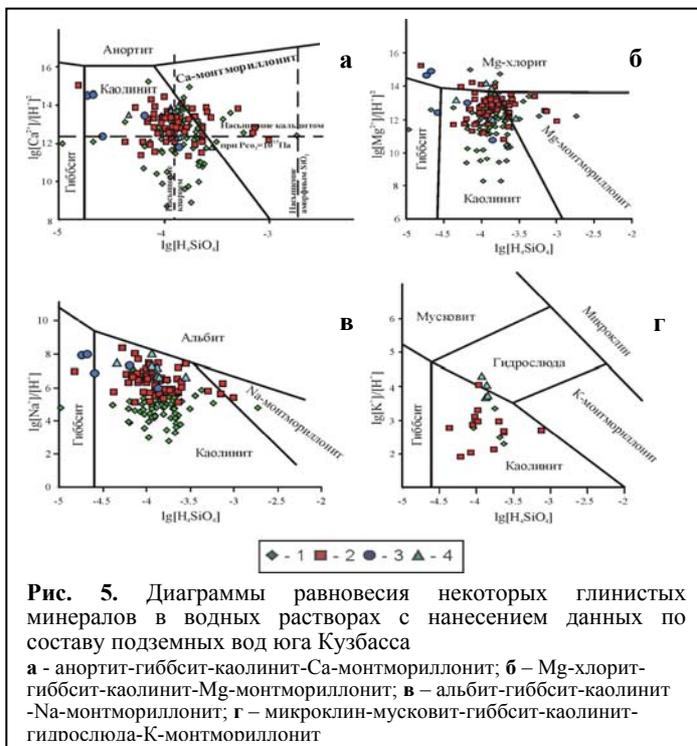


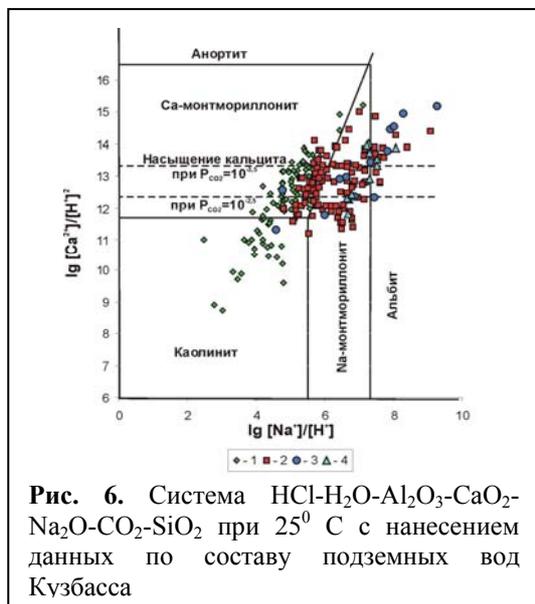
Рис. 5. Диаграммы равновесия некоторых глинистых минералов в водных растворах с нанесением данных по составу подземных вод юга Кузбасса  
 а - анортит-гибсит-каолинит-Са-монтмориллонит; б - Mg-хлорит-гибсит-каолинит-Mg-монтмориллонит; в - альбит-гибсит-каолинит-Na-монтмориллонит; г - микроклин-мусковит-гибсит-каолинит-гидрослюда-К-монтмориллонит

пород можно выяснить посредством нанесения данных по составу вод на диаграммы полей устойчивости алюмосиликатов.

Анализ полученного при построении материала (рис.5) показал, что все подземные воды недонасыщены к первичным минералам. Так в системе  $HCl-H_2O-Al_2O_3-CaO-CO_2-SiO_2$  (рис. 5а) изученные нами воды достаточно разнородны по содержанию Ca и  $H_4SiO_4$ , поэтому область нанесенных в виде точек данных достаточно обширна. Содовые воды оказались сосредоточены в области устойчивости каолинита, и только

несколько точек близки к равновесию или равновесны к Са-монтмориллониту. Также основная масса содовых вод пересыщена относительно кварца. Такое поведение точек объясняется тем, что при высоких значениях рН растворимость кремнекислоты тоже повышается, что и способствует перемещению точек содового типа в сторону насыщения монтмориллонитом, который является более затратным при процессе минералообразования в отношении кремния. На рис. 5б приведена диаграмма полей устойчивости минералов в зависимости от активностей в воде ионов магния, кремнекислоты и рН. Содовые воды имеют более высокие активности этих ионов по сравнению с пресными водами, поэтому точки располагаются выше, хотя основная масса их все же находится в области устойчивости с каолинитом. Большой объем анализов вод с

содовым составом находится в равновесном состоянии по отношению, как к каолиниту, так и к Mg-монтмориллониту (точки, характеризующие эти анализы, находятся на границе полей устойчивости этих минералов), что может указывать на образование смешаннослойных глин. Несколько точек также равновесны относительно Mg-хлорита. В минералогии глин известны случаи образования каолинит-монтмориллонитовых смешанных глин с хлоритовыми слоями. В



**Рис. 6.** Система  $\text{HCl-H}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO}_2\text{-Na}_2\text{O-CO}_2\text{-SiO}_2$  при  $25^\circ\text{C}$  с нанесением данных по составу подземных вод Кузбасса

системе  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  (рис. 5в и б) степень насыщения подземных вод относительно натриевых минералов устанавливается по равновесиям между альбитом, каолинитом, гиббситом и Na-монтмориллонитом. Разброс точек достаточно большой, однако основная их масса располагается в области равновесия с каолинитом, несколько точек у границы и в области Na-монтмориллонита, а также у границы каолинита и альбита. Однако ни одна точка не попадает в область равновесия с альбитом. Ряд точек оказываются в поле устойчивости гиббсита, но формирование этого минерала в данных геохимических

условиях маловероятно. Скорее всего, речь идет о формировании каолинита и смектитов с низким содержанием катионов в составе, так называемых  $\text{H}^+$ -глин. Положение точек в системе  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  (рис. 5г) свидетельствует, что в данных гидрогеохимических условиях содовые воды формируют преимущественно каолинит, а хлоридные вероятнее всего еще и гидрослюда. Гидрослюда устойчива в более щелочных или в более богатых калием растворах. Образованию K-монтмориллонита здесь препятствует низкая активность  $\text{H}_4\text{SiO}_4$ , а относительно первичных алюмосиликатов (мусковита и микроклина) воды сильно недонасыщены.

Во всех выше рассмотренных случаях содовые воды неравновесны с первичными алюмосиликатами (анортит, альбит, мусковит, калиевые полевые шпаты) и равновесны по отношению ко вновь образующимся продуктам выветривания первичных алюмосиликатов – глинам (каолинит, монтмориллониты, гидрослюды). Первичные алюмосиликаты инконгруэнтно растворяются с образованием карбонатов и глин группы каолинита и монтмориллонита. При этом значительная часть элементов переходит в раствор.

## Глава 6. ФОРМИРОВАНИЕ СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЮГА КУЗБАССА

Формированию состава подземных вод посвящены многие работы В.И. Вернадского, Н.И. Толстихина, О.А. Алекина, А.М. Овчинникова, Е.В. Посохова, В.А. Кирюхина, Е.В. Пиннекера, С.Р. Крайнова, В.М. Швеца, К.Е. Питъевой, С.Л. Шварцева и многих других. Одним из важных и спорных вопросов является вопрос формирования содовых вод, неразрывно связанный с решением проблемы содообразования в природе в целом. Основные теоретические положения

по образованию соды рассмотрены в работах В.А. Ковды, У.П. Келлея, И.Н. Антипова-Каратаева, Н.И. Базилевич, Е.В. Посохова, Ю.В. Баталина, Б.С. Касимова, Е.Ф. Станкевича, В.Г. Попова, К.К. Гедройца, С.Л. Шварцева и многих других, но споры вокруг проблемы формирования этих уникальных природных образований актуальны до сих пор. Нами этот вопрос рассматривается с теоретических позиций изложенных С.Л. Шварцевым (1978, 1998).

**Формирование состава подземных вод зоны активного водообмена.** Основным источником химических элементов в подземных водах зоны активного водообмена являются в первую очередь - почвенно-растительный слой и атмосферные осадки. Сложившиеся гидрогеологические условия на территории юга Кузбасса: чередование разнопроницаемых и моноклинально залегающих отложений, равнинный рельеф, а также распространение на большей территории верхнего хорошо проницаемого горизонта, который способствует быстрому проникновению атмосферных осадков на такую глубину, при которой исключается испарение и, следовательно, развитие процессов континентального засоления, все это способствует формированию пресных подземных вод.

Атмосферные осадки помимо ионно-солевой составляющей несут в себе газы атмосферного происхождения – кислород, азот и углекислоту. Попадая в землю под действием таких факторов как рельеф, климат, водообмен, количество выпадающих осадков, степени их испарения и т.п. кислород и углекислый газ определяют окислительную среду подземных вод. Именно она начинает преобразовывать состав подземных вод создавая обстановку для окисления, растворения и выщелачивания вмещающих отложений, в том числе и угленосных. В почве и зоне аэрации они начинают концентрировать в своем составе  $\text{Ca}^{2+}$ , растворяя почвенные конкреции, минералы цемента и водовмещающие отложения. В связи с тем, что растворимость карбонатов значительно выше, чем у большинства алюмосиликатов, их растворение происходит быстрее. Однако, параллельно идет процесс инкогруэнтного растворения нестойких в зоне гипергенеза алюмосиликатов типа анортита, роговой обманки, пироксенов, содержащих этот металл, и поэтому на первых этапах вода быстрее концентрирует именно  $\text{Ca}^{2+}$ . Подземные воды становятся гидрокарбонатными кальциевыми. Наряду с карбонатными породами идет растворение и алюмосиликатов. Поскольку состав их разный, то и состав воды тоже разнообразен:  $\text{HCO}_3$  Ca-Mg, Ca-Na.

При относительно медленном проникновении подземных вод через верхнюю зону возможно развитие континентального засоления на локальных участках обусловленное процессами испарительной концентрации. Это приводит к формированию  $\text{HCO}_3$ -Cl или  $\text{SO}_4$  вод Na-Ca типа.

В настоящее время кроме природных факторов на состав подземных вод оказывает большое влияние и техногенные. Основными в Кузбассе являются: добыча угля, химическое и металлургическое производство, сельское хозяйство, жизнедеятельность человека, городские агломерации, транспорт. На локальных участках техногенное влияние оказывается

доминирующим так, например, в районе Форштадт г. Новокузнецка, как показано в предыдущей главе, катастрофическое изменения состава питьевых вод вызвано влиянием алюминиевого производства. Техногенные отходы производства, сваленные в отвалах, приводят к резкому изменению характера среды, накоплению подвижных в этих условиях элементов (F, Al и др.), что коренным образом меняет геохимический тип воды.

Другим источником загрязняющих веществ служат: шахты, горные выработки, карьеры. В процессе эксплуатации, которых повышается содержание нефтепродуктов, органических соединений. Кроме этого, развитый в углях пирит при отработке горных выработок получает доступ  $O_2$ , который окисляет его с образованием вод сульфатного состава. Все это приводит к формированию более кислых вод, способных концентрировать тяжелые металлы (Ni, Mg, Fe и т.д.), меняющие геохимический тип вод, но в другом направлении.

Присутствие в водах повышенных содержаний нитратов,  $NH_4^-$  и присутствие органики, как, например, в рассмотренном выше г. Междуреченске, является хорошим индикатором, прежде всего бытового загрязнения. Это, стоки с города, несанкционированные хозяйственно-бытовые свалки, скотомогильники и т.д.

Более подробно эти и другие примеры загрязняющих веществ, а также процессы, которые к ним приводят, описаны в работе.

Таким образом, в зоне активного водообмена распространены инфильтрационные воды, преимущественно гидрокарбонатного кальциевого состава, формирующиеся в условиях инконгруэнтного растворения алюмосиликатов и с образованием вторичных минералов. Хозяйственная деятельность способна изменить геохимический тип вод, но пока только на локальных участках.

**Формирование состава содовых вод зоны замедленного водообмена.** Зона замедленного водообмена характеризуется сложными гидрогеохимическими условиями. Здесь развиты преимущественно гидрокарбонатные натриевые (содовые) воды с  $pH > 7,6$  и минерализацией  $> 0,6$  г/л.

Подобное изменение химического состава начинается с увеличения времени взаимодействия воды с вмещающими отложениями, вызванное уменьшением их проницаемости. Движение воды становится относительно медленным. При этом происходит насыщение вод  $Ca^{2+}$ , а при связывании его с ионом  $CO_3^{2-}$  он переходит из растворенного состояния ( $Ca^{2+} + CO_3^{2-}$ ) в твердое - карбонаты (например, кальцит  $CaCO_3$ ) и частично монтмориллонит, т.е. по мере накопления  $Ca^{2+}$  достигается насыщение подземных вод относительно карбонатов, которые выпадают в осадок на образующемся карбонатном геохимическом барьере, и только после этого доминирующим в растворе становится ион Na, который в этих геохимических условиях не находит особых барьеров и концентрируется в водном растворе, лишь в незначительных количествах связываясь формирующимися минеральными фазами. Накопление  $Ca^{2+}$  в таких условиях сильно затрудняется, катионы Mg и

К, также переходящие в водный раствор за счет гидролиза алюмосиликатов, связываются в виде глинистых минералов (каолинит, гидрослюда, монтмориллонит и др.) поэтому воды переходят из  $\text{HCO}_3 \text{ Ca}$  в  $\text{HCO}_3 \text{ Na-Ca}$  и  $\text{Ca-Na}$  тип, а затем и в содовый. Ион  $\text{HCO}_3^-$  формируется за счет  $\text{CO}_2$ , источником которого служит органическое вещество, включая уголь, глубинная разгрузка и  $\text{OH}^-$ , образующийся при гидролизе алюмосиликатов.

Содовые воды, которые занимают большую часть геологического разреза, формируются в условиях замедленного водообмена в результате выветривания алюмосиликатов, но только в том случае, когда они насыщены кальцитом и монтмориллонитом. Именно замедленный водообмен способствует относительно длительному взаимодействию воды с горными породами и установлению равновесия воды с кальцитом. Тем самым на изученной территории бассейна создаются благоприятные условия для накопления в подземных водах  $\text{Na}^+$  и  $\text{HCO}_3^-$  за счет растворения первичных алюмосиликатов, с которыми все подземные воды неравновесны. Карбонаты  $\text{Na}$  в этой геохимической среде не встречают геохимических барьеров и формируют содовые воды, являющиеся результатом строго определенного этапа взаимодействия воды с горными породами, вполне закономерно заполняя нижнюю часть разреза. И именно на их фоне в отдельных частных случаях появляются сульфатные воды с минерализацией до 9,5 г/л и имеющие локальное распространение. Эти воды связаны с формированием алюмосиликатных пород и насыщены к карбонатным образованиям. Источником  $\text{SO}_4^{2-}$  служит пирит (сульфиды), окисление которых и приводит к появлению в водах этого иона, что подтверждается, в частности, более низкими значениями pH вод в интервалах с наиболее высокими содержаниями  $\text{SO}_4^{2-}$  относительно вод других интервалов одной и той же скважины (Талдинский участок Ерунаковского района). Следует отметить, что подземные воды такого состава обогащены еще и  $\text{Cl}^-$ . Такое возможно, если наряду с окислением сульфидов происходит частичное испарение воды, а это, в свою очередь, возможно только в случае подземного пожара. Это подтверждается и развитием здесь метановых газов, т.е. имеет место восстановительная геохимическая обстановка, в которой окисление пирита невозможно.

Стоит отметить, что в отличие от подземных вод двух верхних зон, имеющих инфильтрационное происхождение, зона весьма замедленного водообмена приурочена к остаткам древних седиментационных вод, нередко смешанных с инфильтрационными.

Таким образом, водообмен - важнейший фактор содообразования. Среди других факторов этого процесса следует назвать тип горной породы, поскольку, при прочих равных условиях, чем больше порода содержит  $\text{Na}^+$ , тем при относительно более активном водообмене вероятнее образование содовых вод. Но поскольку все без исключения породы содержат то или иное количество  $\text{Na}^+$ , содообразование возможно в любых горных породах, независимо от их состава.

Следовательно, сода – это продукт растворения водой алюмосиликатов на определенной стадии их взаимодействия с подземными водами в условиях относительно невысокого концентрирования солей и замедленного водообмена.

## **Заключение**

В результате геологических, гидрогеологических, гидрогеохимических и гидродинамических исследований установлены гидрогеохимические особенности юга Кузбасса, которые определяются низкой проницаемостью, единым водоносным горизонтом и областями питания, степенью взаимодействия подземных вод с горными породами. Подземные воды изученной территории подчиняются нормальной вертикальной гидродинамической и гидрогеохимической зональности. По характеру проницаемости выделяется 3 зоны: активного, замедленного и весьма замедленного водообмена. Тесно увязываются с гидродинамическими зонами и выделенные гидрогеохимические зоны: пресных и солоноватых вод.

На основе нового материала в работе выделена зона содовых вод.

В работе рассмотрены и выявлены основные факторы формирования состава подземных вод зоны активного и замедленного водообмена, подробно описано распространение содовых вод и механизмы их образования. Установлено, что в зоне активного водообмена распространены инфильтрационные воды, преимущественно гидрокарбонатного кальциевого состава формирующиеся в условиях инконгруэнтного растворения алюмосиликатов и образованием вторичных карбонатных разностей. Содовые воды зоны замедленного водообмена формируются в результате выветривания алюмосиликатов, но только в том случае, когда они насыщены кальцитом и монтмориллонитом.

## **Список работ опубликованных по теме диссертации**

1. Закономерности изменчивости минерализации подземных вод центральной части Саяно-Алтайской складчатой области. // Труды Четвертого Международного научного симпозиума студентов, аспирантов и молодых ученых им. Академика М. А. Усова. Томск, 2000, С.193-194.
2. Пространственные закономерности изменения минерализации подземных вод зоны активного водообмена в бассейне р.Томи. // Материалы Региональной конференции геологов Сибири Дальнего Востока и северо-востока России. Томск, 2000, С.368-369 (соавторы Рассказов Н.М., Савичев О.Г., Дутова Е.М.).
3. Гидрогеохимическая зональность зоны активного водообмена центральной части Алтае - Саянской складчатой области. // Труды V Международного научного симпозиума студентов, аспирантов и молодых ученых им. Академика М. А. Усова. Томск, 2001, С. 141-144.
4. Органические микропримеси в подземных водах питьевого назначения на территории Кемеровской области. // Труды VI Международного научного симпозиума студентов, аспирантов и молодых ученых им. Академика М. А. Усова. Томск, 2002, С.178-180.

5. Содержание органических микропримесей в подземных водах активной зоны водообмена на территории Кемеровской области. // Материалы докладов III Международного симпозиума «Контроль и реабилитация окружающей среды». Томск, 2002. С.100-102.
6. Геохимия подземных вод Ерунаковского района Кемеровской области. // Труды научной конференции "Проблемы поисковой и экологической геохимии Сибири". Томск, 2003. С.62-65.
7. Гидрогеохимические условия юга Кузбасса (на примере Ерунаковского и Томь-Усинского районов). //Труды IX Международного научного симпозиума студентов, аспирантов и молодых ученых им. Академика М. А. Усова. Томск, 2005.
8. Гидрогеохимическая зональность подземных вод Кузбасса (на примере Ерунаковского и Томь-Усинского районов). // Материалы третьей интеграционной междисциплинарной конференции молодых ученых СО РАН и Высшей школы. Иркутск, 2005.
9. Гидрогеология Ерунаковского района Кузбасса в связи с проблемой добычи угольного метана. // Геология и геофизика. 2005. (соавторы Шварцев С.Л., Хрюкин В. Т., Кузеванов К. И., Попова Т.С. и др.).
10. Базовые пункты гидрогеохимических наблюдений в бассейне верхней Оби в 1999г. // Труды научной конференции "Проблемы поисковой и экологической геохимии Сибири". Томск, 2003. С.289-294. (соавторы Шварцев С.Л., Савичев О.Г.).