

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО ОБРАЗОВАНИЮ  
Государственное образовательное учреждение высшего профессионального образования  
**«ТОМСКИЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»**

---

**Дутова Е.М.**

# **РАДИОГИДРОГЕОЛОГИЯ И ГИДРОГЕОХИМИЯ**

(Курс лекций для студентов направления магистерской подготовки  
«Урановая геология»)

Издательство  
Томского политехнического университета  
2009

УДК 550.46

Д

**Дутова Е.М.**

Д Радиогидрогеология и гидрогеохимия (курс лекций) / Е.М. Дутова. – Томск: Изд-во ТПУ, 2008. – 120 с.

В курсе лекций рассматриваются основы радиогидрогеологии, гидрогеохимия и формы миграции урана, теоретические основы и методы применения гидрогеохимических и радиогидрогеологических исследований при поисках месторождений радиоактивных элементов.

Работа подготовлена на кафедре гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии ТПУ и предназначено для студентов направления магистерской подготовки «Урановая геология».

УДК 550.46

*Рецензенты*

Профессор ТГАСУ, доктор геолого-минералогических наук  
*Покровский Д.С.*

© Томский политехнический университет, 2009

© Дутова Е.М., 2009

© Оформление. Издательство Томского  
политехнического университета, 2009

## ВВЕДЕНИЕ

Радиогидрогеология и гидрогеохимия, структурно входящие в гидрогеологию – научную дисциплину геологического цикла, – являются одними из важнейших компонентов магистерской подготовки по инновационной образовательной программе «Геология, поиски и разведка руд редких и радиоактивных элементов» (Урановая геология).

Необходимость введения учебного курса, объединяющего эти очень близкие по смысловому содержанию разделы гидрогеологии, определяется, прежде всего, исключительной ролью природных и, в частности, подземных вод во всех геохимических процессах, которые происходят в земной коре и геологической истории Земли.

Сложность и многообразие вод на Земле привели к тому, что это единственное природное тело изучается целым рядом наук. Кроме гидрогеологии природные воды изучаются океанологией, гидрологией, метеорологией, гляциологией, гидравликой, в меньшей степени минералогией, вулканологией, почвоведением, петрографией, геохимией и многими другими науками, с которыми гидрогеология имеет генетическую связь. Кроме того, являясь геологической наукой, гидрогеология тесно связана с общей геологией, геоморфологией, динамической геологией, тектоникой, структурной геологией, учением о месторождениях полезных ископаемых и многими другими. С этими геологическими науками гидрогеологию объединяет, прежде всего, тесная связь горных пород с подземными водами и общность методики исследований. В свою очередь, внутри гидрогеологии развивается целый ряд самостоятельных научных направлений, оформившихся в самостоятельные научные дисциплины: общая гидрогеология, гидрогеодинамика, гидрогеохимия, палеогидрогеология, региональная гидрогеология.

Гидрогеохимия одна из важнейших дисциплин обеспечивает изучение особенностей миграции атомов химических элементов в подземной гидросфере на базе эволюционного развития системы вода – порода – газ – органическое вещество. Центральным вопросом гидрогеохимии является выявление путей формирования разнообразных геохимических типов подземных вод. Радиогидрогеология, являясь частью гидрогеохимии, занимается особенностями миграции радиоактивных элементов.

Значение подземных вод, как одного из наиболее подвижных тел земной коры, исключительно велико во всех геологических процессах, которые происходят в земной коре, начиная от магматических, пегматитовых, гидротермальных, метаморфических и кончая разнообразными гиперген-

ными и седиментационными процессами, что особенно четко было показано основоположником гидрогеохимии академиком В.И. Вернадским.

Подземные воды, являясь активной составляющей геологической среды, участвуют в преобразовании, миграции и концентрировании вещества и, преобразуясь сами, служат носителями информации, необходимой для принятия тех или иных научных и инженерных решений. С их участием происходит разрушение существующих и формирование новых месторождений полезных ископаемых.

Определяющую роль В.И. Вернадского, в этом отношении роли подземных вод многократно подчеркивали его современники, ученики и последователи А.Е. Ферсман, Б.Б. Польшов, А.П. Виноградов, А.М. Овчинников, А.И. Перельман, С.Л. Шварцев, С.Р. Крайнов, В.А. Кирюхин и многие другие. Именно В.И. Вернадский установил общие законы миграции и дал классическую характеристику геохимии отдельных элементов (кислорода, углерода, кремния, марганца, йода и др.), определил особую роль воды среди природных тел, слагающих зону гипергенеза, впервые научно сформулировал содержание новой отрасли знаний, которую сейчас принято называть гидрогеохимией, обосновал положение о единстве природных вод, определяющемся сложными взаимодействиями в системе «вода – порода – газ – живое вещество», и подчеркнул, что подземные воды надо рассматривать как часть общей системы природных вод Земли, а геохимию подземных вод – как часть химии природных вод. Наконец, именно В.И. Вернадский впервые с геохимических позиций провел обобщения накопленного к тому времени фактического материала и вслед за Ф. Кларком сделал попытку дать количественную характеристику распространения химических элементов в разных типах природных вод.

Основополагающие работы В.И. Вернадского способствовали активизации познания процессов гипергенеза, становлению и развитию разнообразных исследований по изучению процессов почвообразования, выветривания и корообразования, геохимии гипергенных процессов и геохимии ландшафта, биогеохимии (работы Б.Б. Польшова, И.И. Гинзбурга, А.И. Перельмана, Ф.В. Чухрова, М.А. Глазовской, В.В. Добровольского, А.В. Македонова, С.А. Кашика, Ю.Ю. Бугельского и др.), геохимии отдельных типов подземных вод (работы А.М. Овчинникова, Н.И. Толстихина, Е.В. Посохова, В.А. Кирюхина, С.Р. Крайнова, С.Л. Шварцева, В.М. Швеца, В.П. Зверева и др.).

В результате этих исследований были разработаны теоретические положения формирования кор выветривания, зон окисления, почв, установлена зональность составных частей (тел) зоны гипергенеза, подробно рассмотрены процессы осадкообразования, закономерности распространения, вещественный и минеральный состав новообразований

в четвертичных и более древних осадочных породах, в корях выветривания, почвах, осадках океанов, водотоков и водоемов, в подземной гидросфере и при выходе подземных вод на поверхность.

Существенные успехи достигнуты в становлении и развитии гидрогеохимии зоны гипергенеза, основа которой создавалась как гидрогеологами, в том числе зачастую прямо не связанными с изучением гидрогеохимических проблем верхней гидродинамической зоны, так и представителями других наук. Современное состояние изученности этой проблемы освещено в работах С.Л. Шварцева. Как отмечается в этих работах, разнообразные вопросы гидрогеохимии зоны гипергенеза первоначально рассматривались при изучении геохимии питьевых и пресных лечебных вод. В это направление исследований, начатое в свое время В.И. Вернадским и продолженное А.П. Виноградовым, большой вклад внесли Г.Н. Каменский, А.Н. Бунеев, А.М. Овчинников, Н.И. Толстихин, М.И. Врублевский, О.К. Ланге, А.С. Уклонский, А.В. Щербаков, С.Р. Крайнов, В.М. Швец и другие. В познании гидрогеохимии зоны гипергенеза особое значение имели исследования почвенных и болотных вод, позволившие изучить особенности биогенного и испарительного этапов формирования подземных вод (работы К.К. Гедройца, И.Н. Антипова-Каратаева, Н.С. Курнакова, В.А. Ковды, Н.И. Базилевича, М.Г. Валяшко, Г.Н. Каменского, О.К. Ланге, И.Н. Скрынниковой, В.В. Пономаревой, Л.И. Дженс-Литовского и др). Сведения о распространенности в подземных водах зоны активного водообмена большой группы тяжелых металлов и радиоактивных элементов, значительно расширяющие познание процессов формирования состава подземных вод были получены благодаря разработке гидрогеохимического метода поисков рудных месторождений (А.И. Германов, А.В. Щербаков, А.Н. Токарев, А.К. Лисицин, А.М. Овчинников, А.А. Бродский, П.А. Удодов, Е.Е. Белякова, С.П. Албул, Г.А. Голева, С.Р. Крайнов, Н.М. Рассказов, В.А. Кирюхин, Б.А. Колотов, С.Л. Шварцев и многие другие). Огромное значение в познании региональных гидрогеохимических закономерностей имело изучение подземных вод в процессе гидрогеологических и геологических съемок. Результаты обобщения материалов этих исследований, содержащие и данные по химическому составу подземных вод различного генезиса и отражающие научные представления, сформировавшиеся к 70 годам прошлого столетия, были приведены в многотомном издании «Гидрогеология СССР», не потерявшим свое значение и в настоящее время. Вопросы геохимии подземных вод все более широко изучаются при исследовании процессов выветривания и формирования кор выветривания, а также и литогенеза в целом. Это направление научных исследований связано, прежде все-

го, с работами Б.Б. Полынова, которому принадлежат идеи о новообразовании глинистых минералов путем синтеза из растворенных ионов (1956), понятия о подвижности химических элементов и стадийности выщелачивания последних из алюмосиликатных горных пород. Идеи Б.Б. Полынова получили дальнейшее развитие в работах А.И. Перельмана, который, разрабатывая основы геохимии ландшафта, много сделал и в направлении изучения геохимии подземных вод. Широко известны его учение о геохимических барьерах, геохимическая классификация элементов по характеру их подвижности, коэффициент и классы водной миграции и др. Огромный вклад в разработку этой проблемы внесли также И.И. Гинзбург, К.И. Лукашев, Ж. Милло, У.Д. Келлер и др. Проведены работы по экспериментальному моделированию процессов выветривания (И.И. Гинзбург, Ж. Педро, Л.А. Матвеева, В.И. Бгатов, Н.А. Лизалек и др.), выяснению взаимодействия состава воды и характера продуктов выветривания (И. Тарди, И.Д. Хем, Ю.Ю. Бугельский, Дж. Драйвер и др.), получены данные по модулю подземного химического выноса (Ф.П. Саваренский, Ф.А. Макаренко, В.П. Зверев, С.Л. Шварцев и др.). В последние годы активно развивается исследования геохимии подземных вод, связанные с определением скорости химического выветривания горных пород в различных климатических зонах.

Достаточно внимательно рассмотрены развиваемые многими учеными положения о причинно-следственных связях ведущих природных факторов (климата, рельефа и типа горной породы) и параметров химического состава подземных вод. В этом плане выделяются исследования по разработке классификаций природных факторов и изучению их роли в формировании как химического состава вод, так и в формировании твердых гипергенных образований. Установлена определяющая роль климатического фактора, имеющего зональный характер и, соответственно, проявляющегося как в широтной и высотной зональностях химического состава природных вод, а так и в сопряженно формирующихся с ними других гипергенных объектах – почвах, корах выветривания (работы В.В. Докучаева, П.В. Отоцкого, В.С. Ильина, Н.К. Игнатовича, Г.Н. Каменского, О.К. Ланге, И.В. Гармонова и др.). Немало работ посвящено и изучению роли рельефа, выраженного через его производные или отдельные элементы, изучению роли состава пород в формировании вод и других гипергенных образований (работы И.М. Гинзбурга; А.А. Бродского; Ю.Ю. Бугельского; Р.С. Кононовой; А.А. Лукина, 1987 и др.). Разделению и классификации природных факторов, определяющих состав вод, посвящены работы Е.В. Посохова, К.Е. Питевой, Г.Ю. Валукониса и А.Е. Ходькова, Е.В. Пиннекера и др.

Идеи В.И. Вернадского о геосферах и земных оболочках получили дальнейшее развитие в работах С.Л. Шварцева, предложившего схему соподчиненности основных природных факторов, контролирующих характер геохимической среды, направленность выветривания горных пород и условия формирования химического состава подземных вод и подчеркивающего, что факторы действуют опосредованно через их производные.

В последние годы, вероятно, в связи с возникающими экологическими проблемами, внимание исследователей к пресным водам значительно усилилось. Наряду с работами Г.А. Максимовича, К.Е. Питьевой, Н.А. Маринова, И.К. Зайцева, освещающими региональные закономерности геохимии подземных вод, включая зону гипергенеза, стали появляться обобщающие работы, посвященные исключительно водам зоны гипергенеза (работы С.Р. Крайнова и В.М. Швеца, Б.Н. Рыженко, В.А. Кирюхина). Особого внимания заслуживают работы С.Л. Шварцева (1978, 1998), посвященные проблемам геохимии подземных вод зоны гипергенеза всего земного шара. Им впервые в мире проведены обобщения по химическому составу подземных вод зоны гипергенеза в целом, систематизированы данные и получены средние (кларковые) содержания широкого ряда элементов в подземных водах основных ландшафтных зон.

Ситуация в области познания геологии кардинально изменилась с внедрением в геологические исследования методов термодинамики. В настоящее время получены термодинамические константы многих природных соединений и растворенных веществ, разработаны многочисленные программы для моделирования на ЭВМ разнообразных геохимических процессов, исследуются физико-химические равновесия в системах вода-порода, вода-газ, вода-органическое вещество, разнообразные минеральные равновесия и многие другие вопросы. Большой вклад в развитие этого научного направления внесли Д.С. Коржинский, Р.М. Гаррелс, Ч.Л. Крайст, В.А. Жариков, П.Б. Бартон, Х.К. Хелгесон, И.К. Карпов, Г.Б. Наумов, Б.Н. Рыженко, И. Тарди, П. Пачес, Дж. Драйвер, В.Н. Озябкин, М.Б. Букаты и многие другие.

Современные термодинамические методы исследований позволили достичь революционных успехов в исследованиях взаимодействия вод с горными породами. Одним из лидеров этих разработок, а именно теоретического обоснования нового научного направления «Геологическая эволюция системы вода-порода» является профессор С.Л. Шварцев. Развитие теоретических положений о системе позволяет утверждать, что она является базовой для организации всего окружающего мира, обладает многими фундаментальными свойствами и механизмами.

По развиваемым С.Л. Шварцевым представлениям в естественных условиях во всех, без исключения, участках земной коры она является равновесно-неравновесной. Водный раствор всегда не равновесен с отдельными минералами магматического или метаморфического генезиса, но одновременно равновесен с определенной гаммой вторичных минеральных фаз. Это обстоятельство определяет способность воды непрерывно растворять одни минералы и формировать все новые и новые вторичные продукты. По мере увеличения времени взаимодействия воды с горными породами раствор последовательно насыщается новыми и новыми минеральными соединениями, которые строго закономерно сменяются одно другим.

Взаимодействие воды с породой носит этапный характер: каждому этапу соответствуют строго определенная ассоциация вторичных образований и определенный геохимический тип воды. Чем более длительным и глубоким было взаимодействие воды с породой, тем больше сформировано вторичных минеральных фаз и тем значительнее различие между составом исходной породы и воды. В течение эволюции противоречия между водой и растворяющейся породой не только не стираются, но даже усиливаются.

Система вода-порода является обменной, т. е. между водой и первичной породой непрерывно происходит обмен химическими элементами. При этом в растворе содержания ведущих элементов могут и не возрастать, так как они переходят из одной минеральной фазы (исходной) в другую (вторичную) и в растворе не концентрируются. Вторичная фаза может формироваться на месте исходной породы или на большом от нее расстоянии. Вода, непрерывно концентрируя одни элементы и осаждая другие, приводит к их дифференциации и в конечном итоге к осаждению в совершенно иных относительно исходной породы соотношениях. Поэтому вторичные минералы по своему составу далеки от исходных, растворяющихся.

Вода постоянно и непрерывно на всех этапах взаимодействия с породами рассеивает одни элементы и концентрирует другие. Соотношение рассеиваемых и концентрируемых элементов меняется по мере физико-химической эволюции системы.

Система вода-порода способна формировать принципиально новые по составу и структуре минеральные, а совместно с  $\text{CO}_2$  и органические соединения, которые в процессе эволюции все более усложняются. Геологическим результатом эволюционного развития системы является формирование многочисленных минералов, горных пород, геологических тел, формаций, месторождений полезных ископаемых, геохимических типов воды, геологических оболочек, многочисленных процессов и явлений



Приведенный выше краткий обзор свидетельствует о значительных успехах в познании процессов в познании геохимии и формирования химического состава подземных вод. Вместе с тем, современные представления о системе «вода-порода» и методы химической термодинамики, в том числе компьютерного моделирования, создавая новую методологическую основу, способствующую более глубокому пониманию физико-химических процессов, происходящих в подземной гидросфере, открывают огромные перспективы для дальнейших исследований и углубления знаний. Это касается, прежде всего, необходимости изучения гипергенных процессов и формирования гипергенных продуктов (геохимических типов воды и ассоциаций минералов равновесной вторичной твердой фазы) как единого целого, оценки закономерностей распространенности парагенезисов современных гипергенных продуктов в зависимости от конкретных геолого-ландшафтных условий. Сюда относятся и вопросы механизмов, масштабов накопления и форм миграции химических элементов в водах, оценки характера и степени равновесности вод с широким спектром минералов (алюмосиликатов, силикатов, карбонатов, сульфатов, хлоридов, окислов и гидроокислов), разработки теории и практики гидрогеохимического метода поисков. В отношении последнего, особая роль принадлежит кафедре гидрогеологии и Проблемной гидрогеохимической лаборатории Томского политехнического университета, работы которых были начаты еще в 50-е годы (изначально под общим научным руководством П.А. Удодова, а позднее – С.Л. Шварцева) и продолжаются в настоящее время

В основу составления курса лекций положены современные представления по гидрогеохимии и радиогидрогеологии, гидрогеохимическим методам поисков, изложенные в учебниках и монографиях ведущих ученых гидрогеологов и гидрогеохимиков С.Л. Шварцева, В.А. Кирюхина, А.К. Лисицина Е.М. Шмариовича Я.М. Кислякова, В.Н. Щеточкина, а также собственные разработки.

В курсе лекций рассматриваются теоретические основы гидрогеохимии, региональной гидрогеологии, радиогидрогеологии, включая вопросы формирования химического состава подземных вод, закономерностей его пространственно-временного изменения, миграции химических элементов. Особое внимание уделено углубленному изучению вопросов гидрогеохимии уранового рудообразования, теории и практики гидрогеохимические исследований при поисках рудных месторождений полезных ископаемых.

# 1. ОСНОВЫ ГИДРОГЕОХИМИИ

## 1.1. Подземные воды – сложные природные растворы

В понимании современной науки подземные воды представляют собой сложные природные растворы, состоящие из растворителя (воды) и механических взвесей, коллоидных и истинных растворов неорганических и органические веществ. К настоящему времени из 105 химических элементов таблицы Менделеева более 80 обнаружены в подземных водах. Повышение чувствительности аналитических методов, создаваемое активным совершенствованием аналитических приборов и методик, обеспечит обнаружение и всех остальных элементов.

Сложность состава подземных вод определяется не только присутствием в них большего числа химических элементов, но и различным количественным содержанием каждого из них, которое к тому же резко меняется в различных типах вод, а также разнообразием растворенных форм (простых и сложных ионов, комплексных соединений) каждого из элементов. Достаточно сказать, что в подземной воде всегда имеются разнообразные ионы, растворенные и газообразные молекулы, естественные и искусственные изотопы многих элементов, сложные органические соединения, образующие совершенно уникальный класс растворенных веществ, многие живые и мертвые микроорганизмы (бактерии), механические и коллоидные вещества разного состава, сложные органоминеральные и другие комплексы и т. д.

Все химические элементы в зависимости от их содержания в подземных водах принято делить на четыре группы (табл. 1.1).

Макрокомпоненты составляют основу солености воды, которая называется общей минерализацией – суммой ведущих солей (сумма ионов) растворенных в воде.

Общая минерализация подсчитывается по результатам химического анализа отдельных компонентов, определяется экспериментально путем выпаривания одного литра воды. В последнем случае получаемый осадок носит название сухого остатка

При выпаривании воды часть гидрокарбонат – ионов разрушается и улетучивается по реакции



Для сравнения экспериментального сухого остатка и вычисленного сухого остатка в последний включают не всю, а только 0,5 части  $\text{HCO}_3$ ,

Величину общей минерализации, сухой остаток выражаются в единицах массы на объем или массу воды (г/л, мг/л, мкг/л, г/кг и т. д.).

Таблица 1.1

*Подразделение химических элементов подземных вод  
в зависимости от их концентрации*

Группа элементов	Название группы	Массовое содержание элемента, %	Примеры типичных элементов
I	Макрокомпоненты	$>10^{-2}$	Na, Ca, Mg, Cl, S, C,
II	Микрокомпоненты	$10^{-2} \dots 10^{-5}$	Br, Sr, B, F, Li, As, Rb
III	Ультрамикрокомпоненты	$<10^{-5}$	Ce, Au, Bi, Te, Cd, Se
IV	Радиоактивные элементы	–	U, Th, Ra, Rn

Таблица 1.2

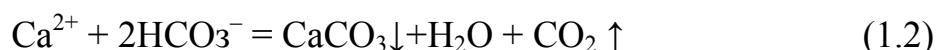
*Классификация подземных вод по величине общей минерализации*

Класс вод	Подкласс вод	Минерализация, г/л	Примеры распространения
Пресные	Ультрапресные	$<0.2$	Зона региональной трещиноватости горно-складчатых структур (высокогорье)
	Умеренно пресные	$0.2 \dots 0.5$	Зона региональной трещиноватости горно-складчатых структур (средне и низкогорье)
	Собственно пресные	$0.5 \dots 1.0$	Зона региональной трещиноватости горно-складчатых структур (низкогорье)
Солоноватые	Слабосоленые	$1 \dots 3$	Грунтовые воды областей континентального засоления
	Умеренно солоноватые	$3 \dots 10$	
Соленые	Слабосоленые	$10 \dots 30$	Артезианские воды бассейнов континентальных формаций
	Сильносоленые	$30 \dots 50$	
Рассолы	Слабые	$50 \dots 100$	Артезианские воды бассейнов соленосных формаций
	Крепкие	$100 \dots 320$	
	Сверхкрепкие	$320 \dots 500$	
	Предельно насыщенные	$>500$	

По величине общей минерализации подземные воды делятся на пресные, солоноватые, соленые и рассолы (табл. 1.2). Наибольшей соленостью характеризуются седиментационные воды соленосных бассейнов,

среди которых известны рассолы с минерализацией до 700 г/л (Ангаро-Ленский артезианский, бассейн), наименьшей – инфильтрационные воды обычно <1,0 г/л (горно-складчатые структуры).

Другой важный параметр воды – жесткость, которая обусловлена суммой ионов кальция и магния, выраженных в миллиграмм-эквивалентах (мг-экв) на 1 л воды. Различают общую, устранимую, или временную, и постоянную жесткость. Общая жесткость обусловлена общим содержанием в воде ионов кальция и магния, устранимая, или временная, – той частью названных ионов, которые выпадают из раствора в осадок при кипячении воды вследствие ее дегазации по реакции



Постоянная жесткость обусловлена той частью ионов кальция и магния, которая остается в растворе после кипячения (равна общей минус устранимая). Жесткость подземных вод колеблется в широких пределах – от десятых долей до сотен мг-экв/л.

Принято подразделять пресные подземные воды по степени общей жесткости (табл. 1.3). Для питья наиболее пригодны воды с общей жесткостью 3...7 мг-экв/л, а для бумажной, сахарной, кожевенной, пивоваренной и других отраслей промышленности – менее 3 мг-экв/л.

Таблица 1.3

*Подразделения вод по величине общей жесткости*

Тип воды	Общая жесткость, мг-экв/л	Характеристика вод
Очень мягкие	<1.5	Ультрапресные или содовые
Мягкие	1.5...3.0	Умеренно пресные
Умеренно жесткие	3.0...6.0	Собственно пресные
Жесткие	6.0...9.0	Собственно пресные
Очень жесткие	>9.0	Солоноватые

### 1.1.1. Ионно-солевой состав подземных вод

Химические особенности подземных вод определяются, прежде всего, их генетическим типом. Так, состав инфильтрационных вод формируется под влиянием геолого-структурных и ландшафтно-климатических условий. Особенно большое влияние оказывают ландшафтно-климатических условия, выражающиеся в количестве выпадающих осадков и величине их испарения. Поэтому признаку Г.Н. Каменский грунтовые воды разделил на два типа: 1) грунтовые воды выщелачивания и 2) грунтовые воды континентального засоления. Первые формируются в условиях гумидного климата, в котором осадки

преобладают над испарением, вторые – в условиях аридного климата, в котором испарение преобладает над осадками. Средний состав тех и других приведен в табл. 1.4.

Таблица 1.4

*Средний состав подземных вод зоны гипергенеза и рек мира (Шварцев, 1996)*

Химические компоненты	Грунтовые воды выщелачивания	Грунтовые воды континентального засоления	Воды зоны гипергенеза	Реки мира
pH	6.7	7.5	6.9	–
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	132	344	174	58.4
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	11.9	328	75.1	11.2
Cl <sup>-</sup>	8.3	202	47.0	7.8
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	1.7	10.4	3.4	1.0
F <sup>-</sup>	0.3	1.0	0.45	0.1
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	0.06	0.5	0.14	–
Na <sup>+</sup>	13.9	172	45	6.3
Ca <sup>2+</sup>	26.1	115	44	15.0
Mg <sup>2+</sup>	8.4	59	18.6	4.1
K <sup>+</sup>	1.9	15.2	4.6	2.3
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0.4	1.1	0.56	–
SiO <sub>2</sub>	15.3	26.0	17.4	13.1
Сумма	220	1273	431	120
CO <sub>2(св)</sub>	25.9	26.3	26.0	–
C <sub>орг(нел)</sub>	6.2	4.3	5.9	6.9

Томский исследователь М.Г. Курлов в 1928 г. предложил удобную формулу для выражения химического состава воды, которая представляет собой дробь, в числителе которой расположены анионы в порядке убывания их содержания в экв.-%, а в знаменателе – катионы. Слева от дроби дается общая минерализация воды в г/л, справа – специфические для данной воды компоненты.

Название воды в этой формуле дается отдельно по анионам и катионам, содержание которых превышает 25 экв.-% в убывающем порядке.

Формула Курлова для вод зоны гипергенеза имеет следующий вид:

$$M_{0,43} \frac{HCO_3 49 SO_4 27 Cl 23 NO_3 1}{Ca 38 Na 34 Mg 26 K 2} pH 6,9. \quad (1.4)$$

Воды зоны гипергенеза. являются умеренно пресными, нейтральными, гидрокарбонатно-сульфатными кальциево-натриево-магниевыми, умеренно жесткими.

Воды выщелачивания в среднем выражаются следующей формулой Курлова:

$$M_{0,22} \frac{HCO_3 80 SO_4 9 Cl 9 NO_3 1 F 1}{Ca 49 Mg 26 Na 24 K 1} pH 6,7, \quad (1.5)$$

т. е. эти воды умеренно пресные, нейтральные, гидрокарбонатные кальциево-магниевые, по жесткости мягкие. Содержания всех макрокомпонентов в водах выщелачивания ниже, чем в водах зоны гипергенеза, за исключением  $S_{орг}$ .

Воды континентального засоления в среднем выражаются следующей формулой Курлова:

$$M_{1,27} \frac{SO_4 37,2 Cl 30,9 HCO_3 30,6 NO_3 0,9 F 0,4}{Na 40,3 Ca 31,0 Mg 26,6 K 2,6} pH 7,5. \quad (1.6)$$

Эти воды относятся к слабосоленоватым, слабощелочным, сульфатно-хлоридно – гидрокарбонатным натриево-кальциево-магниевым.

Грунтовые воды не однородны по составу и подчиняются широтной и высотной зональности. Наиболее пресными являются подземные воды провинции с развитием многолетней мерзлоты, тропических и горных областей, наиболее солеными – воды континентального засоления (табл. 1.5).

Таблица 1.5

*Средний состав (мг/л) подземных вод зоны гипергенеза основных гидрогеологических провинций Земли (Шварцев, 1998)*

Компоненты состава	Многолетняя мерзлота	Тропики и субтропики	Горные области	Умеренный климат	Провинции континентального засоления
pH	6,53	6,4	7,23	6,82	7,5
K	0,83	2,25	1,55	2,74	18,4
Na	6,64	10,9	13,8	23,8	260
Ca	16,8	16,6	37,8	38,3	86,4
Mg	5,56	8,07	14,5	16,5	46,2
SiO <sub>2</sub>	8,63	20,9	15,2	13,3	31,3
HCO <sub>3</sub>	82,8	109	169	222	349
CO <sub>2</sub> (св)	12,4	63,1	8,11	20,7	28,8
SO <sub>4</sub>	4,05	7,1	20,3	18,2	304

Компоненты состава	Многолетняя мерзлота	Тропики и субтропики	Горные области	Умеренный климат	Провинции континентального засоления
Cl	4,67	7,35	12,7	15,9	258
F	0,19	0,22	0,25	0,26	1,47
NH <sub>4</sub>	1,09	0,09	0,37	0,52	0,85
NO <sub>2</sub>	0,03	0,07	0,2	0,1	0,53
NO <sub>3</sub>	0,31	1,52	2,26	2,13	5,78
C <sub>орг</sub>	12,3	6,62	3,72	9,86	8,95
Сумма	135	185	288	354	1360

В случае проникновения инфильтрационных вод по зонам разломов на значительные глубины, что особенно характерно для горно-складчатых областей, эти воды нагреваются, более активно взаимодействуют с горными породами, соленость и щелочность их растут. Состав воды приобретает специфические черты, обусловленные повышенным содержанием кремнекислоты, фтора, ряда редких элементов, газов. Формируются так называемые азотные, углекислые, метановые, кремнистые и другие термы. Такие своеобразные термальные воды широко развиты не только в областях активного вулканизма, но и в складчатых, в первую очередь, молодых (области альпийской складчатости) или обновленных новейшими горообразовательными процессами регионах.

В отличие от вод инфильтрационного генезиса седиментационные воды образуют класс соленых и рассольных вод. Являясь изначально морскими и захороняясь в процессе геологического круговорота, эти воды образуют в земной коре обширную ветвь соленых вод, которая, разветвляясь и преобразуясь, формирует целый пояс разнообразных по составу подземных вод с повышенной общей минерализацией. Такие воды широко развиты в низах практически всех осадочных бассейнов и часто проникают в фундамент платформ, щитов, раскрытых структур горно-складчатых сооружений. Типичным примером развития таких вод служит крупнейший в мире Западно-Сибирский артезианский бассейн, центральная часть которого заполнена седиментационными водами.

Рассматриваемый бассейн сложен платформенными песчано-глинистыми отложениями морского и континентального генезиса, образование которых происходило в условиях нормальной или в отдельных случаях пониженной солености вод морского бассейна. Среднее содер-

жание химических элементов для вод нижнего гидрогеологического этажа этого бассейна приведено в табл. 1.6.

Таблица 1.6

*Среднее содержание химических элементов  
в седиментационных водах Западно-Сибирского артезианского бассейна  
(по данным АЗ. Конторовича, В.М. Матусевича, С.Л. Шварцева)*

Химические компоненты	Содержание	Подземные воды	Воды Мирового океана	Степень относительного концентрирования (по хлору)
pH	–	6,9	8,1	–
Cl	г/л	9,4	19,3	1,0
SO	“	0,015	2,7	0,001
HCO	“	0,65	0,16	8,35
Na	“	6,2	10,7	1,19
Ca	“	1,2	0,40	6,20
Mg	“	0,17	1,35	0,26
K	“	0,12	0,38	0,68
SiO <sub>2</sub>	“	0,03	0,006	10,3
Сумма		17,8	35,5	1,03
Sr	мг/л	183	8,0	47,3
Br	“	51	65,0	1,63
Fe	“	17	0,01	3560
NH	“	16	0,5	63,5
B	“	13	4,6	6,0
I	“	12	0,06	423
Li	“	2,7	0,2	27,8
Mn	“	1,1	0,002	1132

Седиментационные воды Западно-Сибирского бассейна отличаются как от пресных инфильтрационных, так и от морских. Это обстоятельство подчеркивает специфичность и уникальность подземной гидросферы, которую нельзя идентифицировать с водами морей и океанов. Различие этих двух типов вод наглядно выступает и при сравнении формул Курлова: подземные воды –

$$M_{17,8} \frac{Cl96HCO_33,6SO_40,4}{Na78Ca17Mg5} pH6,9; \quad (1.7)$$

океаническая вода –

$$M_{35,5} \frac{Cl90SO_49,4HCO_30,6}{Na79Mg19Ca2,0} pH8,1; \quad (1.8)$$



хотя и те и другие являются хлоридными натриевыми.

Кроме рассмотренных соленых вод в земной коре широко распространены концентрированные рассолы, связанные с соленосными формациями платформенных областей. Типичным примером таких рассолов является Ангаро-Ленский бассейн Сибирской платформы (табл. 1.7), наиболее полно химический состав, которых был изучен Е.В. Пиннекером (1996).

Таблица 1.7

*Средний состав рассолов различной степени концентрирования  
Ангаро-Ленского бассейна, г/л*

Типы рассолов	pH	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	Br <sup>-</sup>	I <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Sr <sup>2+</sup>	M
Слабые	7,2	0,14	31,5	0,43	2,85	50,4	0,10	0,001	4,13	0,26	0,03	89,7
Крепкие		3,68	85,4	3,15	21,3	173	1,72	0,003	1,82	0,21	0,89	289
Весьма крепкие	6,4	11,2	35,1	13,2	77,3	238	4,90	0,007	0,36	0,36	3,36	378
Предельно насыщенные	5,3	19,3	8,53	15,0	153	341	6,97	0,004	0,08	1,08	6,04	546
Среднее	6,0	8,58	40,2	7,95	63,3	201	4,42	0,004	1,60	0,48	2,58	330

Эти высокоминерализованные рассолы хлоридного натриево-кальциевого или кальциево-натриевого типов с высоким содержанием большей части химических элементов, включая Вг, Sr, К и многие тяжелые металлы, являются в основном слабокислыми и даже кислыми.

Кроме рассмотренных генетических типов вод в земной коре широко распространены термальные воды областей активного современного вулканизма, новейших тектонических движений, рифтовых зон. Типичным регионом, в котором широко развиты гидротермы, может служить Тихоокеанский сегмент Земли, характеризующийся исключительным разнообразием термальных вод. Геохимия современных гидротерм (табл. 1.8) этой обширной территории была детально изучена Е.А. Басковым и С.Н. Суриковым (1989).

Полученные средние данные основного состава гидротерм Тихоокеанского сегмента в виде формулы Курлова выглядят следующим образом:

$$M_{8,98} \frac{Cl80SO_416HCO_34}{Na64Ca21Mg11K4} pH6,4, \quad (1.9)$$

т. е. они являются слабокислыми, солоноватыми, хлоридными натриевыми с высоким содержанием сульфатов, калия, кремнезема и многих

металлов, в том числе мышьяка, ванадия, германия, железа, алюминия и других.

Таблица 1.8

*Средний состав глубинных вод Тихоокеанского сегмента Земли*

Ведущие компоненты	Содержание, мг/л	Микрокомпоненты	Содержание, мкг/л
pH	6,4	Sr	826
Cl <sup>-</sup>	4462	Ti	777
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	1241	Rb	400
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	374	Cs	378
Na <sup>+</sup>	1813	Ba	347
Ca <sup>2+</sup>	518	Cr	345
K <sup>+</sup>	245	Sb	200
Mg <sup>2+</sup>	159	Pb	98
NH <sup>+</sup>	44	Sc	89
SiO <sub>2</sub>	129	Cu	86
Сумма	8985	Y	80
Fe	28,9	Co	56
B	22,1	Mo	26
Al	19,3	Zr	24
Br	6,8	Ge	22
F	5,1	Sn	21
Li	2,8	Ga	19
As	2,3	Hg	16
V	1,8	Ag	11
Mn	1,7	Ni	9,6
Zn	1,5	Be	6,3

Генетически различные воды и воды в разных геологических условиях концентрируют разнообразные элементы. Крепкие рассолы концентрируют преимущественно Cl, Br, Ca, K, Sr, Ba, Li, Ag, Ti, Pb, соленые воды – Na, S, N, Zn, I, Cs, Ra, Au, гидротермы – Si, Fe, Al, Mn, B, Ti, Cr, Rb, As, V, Sb, Ge, Ga, пресные воды верхней гидродинамической зоны – HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Mg, Cu, U, Ni, Mo и др.

Резкое изменение состава подземных вод происходит и по мере роста общей минерализации. Пресные воды с минерализацией до 1 г/л обычно являются гидрокарбонатными. При минерализации от 1 до 3 г/л воды чаще всего являются сульфатными, а при еще более высокой минерализации – хлоридными. Следовательно, практически все пресные воды на земле являются гидрокарбонатными, а солоноватые, соленые и рассолы – хлоридными. Сульфатные воды имеют ограниченное рас-

пространение, главным образом в районах незначительного континентального засоления, активного вулканизма и рудных месторождений. По катионному составу также наблюдаются строгие закономерности. Ультрапресные и пресные воды с общей минерализацией до 0,4 г/л обычно являются кальциевыми, так как содержание натрия и магния в них значительно ниже. Но натрий более высокими темпами, чем кальций, концентрируется в водах и уже при общей минерализации более 0,4 г/л, как правило, доминирует над кальцием, и воды поэтому становятся натриевыми. Тенденция преимущественного концентрирования натрия сохраняется вплоть до крепких рассолов, и только при общей минерализации более 300 г/л натрий больше в водах не растет и весьма крепкие рассолы становятся кальциевыми. Содержания магния в подземных водах, за редким исключением, ниже, чем натрия и кальция, и магниевые воды поэтому являются экзотическими. Исключение составляют воды морей, океанов и соленых озер, где содержания магния значительно выше, чем кальция. По катионному составу на земле и в земных недрах резко доминируют натриевые воды.

Отмеченные особенности изменения состава подземных вод с ростом общей минерализации, по мнению С.Л. Шварцева, не являются случайными, а обусловлены скрытой глубокой эволюцией их состава по мере взаимодействия с горными породами. Главная особенность такого эволюционного развития состоит в том, что вода, разрушая горную породу, концентрирует только те соединения, степень растворимости которых позволяет такое накопление в соответствии с законом действующих масс. Так, высокоминерализованные воды не могут быть гидрокарбонатными кальциевыми по той простой причине, что растворимость карбонатных соединений кальция низка, и она не позволяет одновременное концентрирование ионов  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{HCO}_3^-$  или  $\text{CO}_3^{2-}$ . В целом, гидросфере концентрируются наиболее охотно те элементы, которые не склонны к образованию устойчивой кристаллической решетки в термодинамических условиях верхней части земной коры. К таким относятся элементы, имеющие либо большой ионный радиус (хлор, бром, калий и др.), либо, наоборот, малый (сера, углерод, азот и др.), но способные к образованию сложных кислородных соединений с большим радиусом ( $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{NO}_3^-$  и др.).

### **1.1.2. Газовый состав подземных вод**

Газы являются одной из ведущих составляющих подземной гидросферы. По В.И. Вернадскому, они определяют всю химию воды и находятся в динамическом равновесии: подземная вода – природный газ. Различают сорбированные, растворенные и свободные газы. Между свободными и растворенными также существует динамическое равно-

весе, определяемое температурой, давлением и соленостью воды. Основными газами подземной гидросферы являются  $O_2$ ,  $N_2$ ,  $CO_2$ ,  $H_2S$ ,  $CH_4$ ,  $C_nH_{2n+2}$ ,  $H_2$ ,  $NH_3$ ,  $He$ ,  $Rn$  и другие.

Содержание газа в воде определяется газонасыщенностью, под которой понимается объем газа, растворенный при  $0\text{ }^\circ\text{C}$  и нормальном давлении в 1 л воды. Газонасыщенность обычно выражается в объемных (мл/л) или весовых (мг/л) единицах. Объем растворенного газа в воде характеризуется также давлением насыщения или упругостью газа, т. е. величиной давления, которая удерживает газ в водорастворенном состоянии. В единицах СИ давление насыщения выражается в мегапаскалях (МПа).

Способность к растворению газов в воде определяется коэффициентом растворимости каждого газа, т. е. количеством газа насыщающего 1 л воды при  $0\text{ }^\circ\text{C}$  и нормальном давлении. С ростом температуры коэффициент растворимости газов, а значит, и их растворимость вначале понижается, но при температуре выше  $80\dots 90\text{ }^\circ\text{C}$  растет. С ростом же давления растворимость газов растет значительно быстрее.

При одновременном увеличении давления и температуры свыше  $100\text{ }^\circ\text{C}$  растворимость газа растет особенно резко. Поэтому на глубине  $2\dots 3$  км воды содержат значительно больше газов, чем у дневной поверхности.

Рост минерализации воды оказывает обратное влияние на растворимость газа, так как сказывается так называемый эффект высаливания. Например, растворимость метана при  $20\text{ }^\circ\text{C}$  и  $P=5$  МПа в водах с минерализацией 20 г/л составляет 1,23, а в воде с минерализацией 200 г/л – только  $0,43\text{ см}^3/\text{л}$ .

По генезису газы в подземных водах в настоящее время делятся на четыре основные группы: 1) газы атмосферного происхождения ( $O_2$ ,  $CO_2$ ,  $N_2$ ,  $Ar$ ,  $Kr$ ,  $Ne$ ), которые проникают в подземную атмосферу из воздуха; 2) газы биохимического происхождения ( $CH_4$ ,  $H_2S$ ,  $CO_2$ ,  $N_2$ , тяжелые углеводороды), образующиеся при разложении микроорганизмами органических и минеральных веществ; 3) газы метаморфического и магматического происхождения ( $CO_2$ ,  $H_2$ ,  $CO$ ,  $N_2$ , реже  $HCl$ ,  $HF$ ,  $SO_2$ ,  $NH_3$ ), образующиеся при повышенных температурах и давлениях в результате преобразования карбонатных и глинистых минералов и воздействия магматических расплавов; 4) газы радиоактивного происхождения ( $He$ ,  $Rn$ ,  $Ar$ ,  $^3H$ ), образующиеся в результате радиоактивного распада.

Газы атмосферного происхождения распространены преимущественно в инфильтрационных водах, развитых в зоне активного водообмена; биохимического генезиса – в седиментационных водах зоны затрудненного водообмена; метаморфического генезиса – в глубинных водах, включая районы древнего и современного магматизма, альпийской складчатости;

магматического генезиса – в зонах спрединга и рифта; радиоактивного генезиса – в породах с наибольшей радиоактивностью.

По данным А.М. Овчинникова, А.В. Щербакова, Л.М. Зорькина и др., с глубиной резко меняется газовый состав и газонасыщенность подземных вод. Если в неглубоких водах зоны активного водообмена преобладают  $O_2$  и  $N_2$  при газонасыщенности не более 100 мл/л, то в глубоких водах зоны затрудненного водообмена преобладающим газом становится метан, а газонасыщенность вод достигает 10 000 мл/л и более. С глубиной уменьшается роль азота и возрастает роль  $CO_2$ ,  $H_2S$  и  $H_2$  (при преобладающем значении  $CH_4 + TУ$ ).

Вертикальная зональность газового состава подземных вод связана в основном с их генезисом в различных гидрогеологических и геохимических условиях. Зональность может нарушаться в связи с проявлением азональных явлений. Так, в зоне развития кислородно-азотных газов могут проявляться наложенные зоны радоновых, углекислых, азотных и других газов.

### 1.1.3. Изотопы в подземных водах

Изотопы – разновидности одного и того же химического элемента, различающиеся массой атома, но имеющие одинаковые химические свойства. Различают стабильные и радиоактивные изотопы химических элементов как самой воды (H и O), так и содержащихся в ней макро- и микрокомпонентов. В настоящее время известно более 260 стабильных изотопов, около 50 естественных радиоактивных (космического и радиогенного происхождения) и более 1000 искусственных радиоактивных изотопов.

Изотопный состав воды оценивается стабильными изотопами водорода (протий и дейтерий) и кислорода ( $^{16}O$ ,  $^{17}O$  и  $^{18}O$ ), распространенность которых различна. В природных водах встречаются также короткоживущие радиогенные изотопы. У водорода их два:  $^3H$  (тритий) с периодом полураспада 12,26 лет и весьма неустойчивый  $^4H$ . Четыре короткоживущих изотопа кислорода обладают следующими периодами полураспада:  $^{14}O$  – 74 с,  $^{15}O$  – 2,1 мин,  $^{19}O$  – 29 с и  $^{20}O$  – менее 10 мин. При гидрогеологических исследованиях используется лишь тритий. Будучи изотопом космического происхождения, естественный тритий вместе с атмосферными осадками проникает в недра Земли и служит индикатором для определения возраста, скорости и направления движения подземных вод (Посохов, 1969).

Равновесное количество трития на Земле, генерируемое космическими лучами, составляет ничтожно малую величину: от 3 до 10 кг. Основная часть (93 %) трития содержится в гидросфере и 7 % – в атмосфере.

Тритий легко окисляется кислородом до молекулы НТО. При взаимодействии с мечеными тритием глинистыми породами происходят обменные реакции между тритием и протием. Этот эффект используется при изучении скорости движения подземных вод в горных породах. Измеряется содержание трития в тритиевых единицах (ТЕ). Тритиевая единица соответствует содержанию одного атома трития на  $10^{18}$  атомов протия.

Использование трития для решения гидрогеологических и гидрологических задач началось в 50-х годах после первых испытаний термоядерного оружия, когда в атмосферу было выброшено большое количество этого изотопа водорода. Вызванное этими испытаниями повышение количества трития в атмосферных водах было принято за точку отсчета, от которой по сдвигу тритиевого максимума можно следить за временем удаления природных вод от исходной точки.

Хорошо изученными являются тяжелые изотопы – дейтерий  $D$  и  $^{18}O$ , которые несут в себе информацию о молекуле воды и отражают ее геологическую историю вследствие процессов фракционирования (разделения) изотопов. Последнее обуславливается многими физическими и физико-химическими процессами: испарением, конденсацией воды, растворением и осаждением вещества, взаимодействием в системе вода – порода – газ – органическое вещество.

Фракционирование изотопов водорода и кислорода происходит главным образом при фазовых переходах в процессе круговорота воды в природе. Концентрация  $^2H$  и  $^{18}O$  контролируется равновесием жидкости и водяного пара. Поскольку молекула воды  $^2H_2^{16}O$  более летуча, при испарении и конденсации жидкая вода обогащается  $^2H$  и  $^{18}O$ , а паробразная – обедняется. Подобное фракционирование происходит и при замерзании воды, вызывая понижение концентрации обоих изотопов в твердой фазе по сравнению с жидкой.

В качестве эталона для оценки концентрации  $^2H$  и  $^{18}O$  используется SMOW – стандарт среднеокеанической воды, который отвечает абсолютному содержанию дейтерия – 0,01985‰ и тяжелого кислорода – 0,1985‰. Концентрации дейтерия и тяжелого кислорода измеряются в виде отклонения от стандарта, приравненного к нулю, и оцениваются как отношение ( $\delta$ ) в ‰ (промилле). Положительные значения  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  показывают «утяжеление», а отрицательные – «облегчение» конкретной воды по отношению к стандарту.

Изотопный состав подземных вод также в значительной степени зависит от атмосферных осадков, но эта зависимость носит более сложный характер. Ближе всего к атмосферным осадкам по изотопному составу воды зоны активного водообмена, для которых наблюдаются определенная широтная и высотная зональности, связанные с изменени-

ем среднегодовых температур. В более глубоких горизонтах изотопный состав вод значительно отличается от атмосферных. Разные генетические типы воды значительно отличаются по изотопному составу. Поэтому количественные определения  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  позволяют различать первоисточники подземной воды (инфильтрационные, седиментационные, ювенильные и т. д.) и оценивать долю каждого генетического типа в изучаемой смеси.

Таблица 1.9

*Некоторые радиоактивные изотопы, представляющие интерес для гидрогеологии (Девис, Уист, 1970)*

Элемент	Массовое число радиоизотопа	Период полураспада	Вид излучения	Предельно допустимые концентрации в воде, мкКи/мл
Бром	82	36 ч	$\beta^-$ , $\gamma$	$3 \cdot 10^{-4}$
Кальций	45	153 сут	$\beta^-$	$9 \cdot 10^{-6}$
Углерод	14	5730 лет	$\beta^-$	$8 \cdot 10^{-4}$
Цезий	135	$2,9 \cdot 10^6$ лет	$\beta^-$	$1 \cdot 10^{-4}$
	137	33 года	$\beta^-$ , $\gamma$	$2 \cdot 10^{-5}$
Хлор	36	$4 \cdot 10^5$ лет	$\beta^-$	$8 \cdot 10^{-5}$
Водород	3	12,43 лет	$\beta^-$	$3 \cdot 10^{-3}$
Йод	129	$1,72 \cdot 10^7$ лет	$\beta^-$ , $\gamma$	$4 \cdot 10^{-7}$
	131	8,04 сут	$\beta^-$ , $\gamma$	$2 \cdot 10^{-6}$
Плутоний	238	92 сут	$\alpha\gamma$	$5 \cdot 10^{-6}$
	239	$2,4 \cdot 10^4$ лет	$\alpha\gamma$	$5 \cdot 10^{-6}$
	240	6580 лет	$\alpha$	$5 \cdot 10^{-6}$
Радий	226	1620 лет	$\alpha\gamma$	$3 \cdot 10^{-9}$
	228	6,7 года	$\beta^-$	$3 \cdot 10^{-8}$
Радон	222	3,83 сут	$\alpha$	Опасен в газообразной форме
Рубидий	86	18,7 сут	$\beta^-$ , $\gamma$	$7 \cdot 10^{-5}$
Натрий	22	2,6 года	$\beta^+$ , $\gamma$	$4 \cdot 10^{-5}$
Стронций	90	29 лет	$\beta^-$	$1 \cdot 10^{-8}$
Уран	235	$7,1 \cdot 10^8$ лет	$\alpha$	$3 \cdot 10^{-5}$
	238	$4,5 \cdot 10^9$ лет	$\alpha\gamma$	$4 \cdot 10^{-5}$

Среди природных радиоизотопов подземных вод многие принадлежат к так называемым первичным, которые в силу своего исключительно длительного периода полураспада находились еще в первозданных породах Земли. Некоторые из этих радиоизотопов распадаются до дочерних продуктов, также радиоактивных. Среди первичных радиоизотопов наиболее распространены  $^{40}K$ ,  $^{87}Rb$ ,  $^{232}Th$ ,  $^{235}U$  и  $^{238}U$ . Из продуктов рас-

пада важнейшими для гидрогеологии являются  $^{222}\text{Rn}$  и  $^{226}\text{Ra}$ , образующиеся из  $^{238}\text{U}$ . Концентрирование их в подземных водах зависит от скорости ядерного распада, масштабов изотопного обмена между водой и твердой фазой и интенсивности водообмена. Например, отношение  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  в речных водах составляет 1,25, грунтовых – 1,5...2,0, глубоких 3...10.

Вторая важная группа природных радиоизотопов возникает при взаимодействии космических лучей на стабильные изотопы  $^{14}\text{N}$ ,  $^{16}\text{O}$ ,  $^{40}\text{Ar}$ . У многих из этих радиоактивных продуктов периоды полураспада менее 1 млн лет и поэтому их распространение ограничено главным образом водой, воздухом, живой материей и отложениями, молодыми в геологическом отношении. Из продуктов, образованных под воздействием космических лучей, наиболее широко в гидрогеологии используются  $^3\text{H}$  и  $^{14}\text{C}$  для определения абсолютного возраста воды.

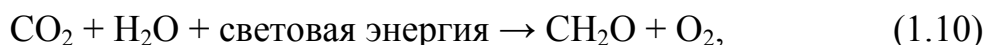
В последние годы все шире используются изотопы гелия ( $^3\text{He}$  и  $^4\text{He}$ ), так как величина их отношения различна в водах разного происхождения. Так, воды, содержащие первичный (космический) гелий, характеризуются  $^3\text{He}/^4\text{He} \approx 10^{-8}$ . Помимо указанных отношений для решения различных задач используются также следующие генетически связанные пары изотопов:  $^{226}\text{Ra}/^{222}\text{Rn}$ ,  $\text{T}/^3\text{He}$ ,  $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ ,  $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ .

В связи с острыми экологическими проблемами проводятся расчеты предельно допустимых концентраций радиоизотопов в воде. В табл. 1.9 приведены эти концентрации для важнейших радиоизотопов, принятые в США.

#### 1.1.4. Растворенное органическое вещество (РОВ)

Все подземные воды содержат РОВ, среди которого доминируют вещества гумусового и нефтяного ряда. Обнаружены в водах и органические соединения, характерные для живых организмов – белки, аминокислоты, углеводы, жиры, эфиры, разнообразные кислоты.

Образование живого вещества на поверхности земли происходит главным образом в результате фотосинтеза зеленых растений по следующей схематизированной реакции:



т. е. из воды и  $\text{CO}_2$  под влиянием хлорофилла, играющего роль катализатора, и солнечной энергии зеленые растения синтезируют углеводы и другие органические соединения, условно изображаемые как  $\text{CH}_2\text{O}$ .

В подземных водах, где солнечный свет отсутствует, происходит микробиологическое разложение растительных и животных остатков, которые в основном растворяются в воде. При разложении органического вещества в присутствии свободного кислорода большая их часть ми-



нерализуется, т. е. окисляется с образованием исходных минеральных продуктов  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ . Следовательно, минерализация – это процесс противоположный фотосинтезу.

Вместе с тем далеко не все разлагающееся органическое вещество минерализуется, так как значительная его часть трансформируется в новые соединения. В почвах и илах чаще всего синтезируются специфические высокомолекулярные соединения темного цвета – гумусовые вещества, играющие важную роль в подземных водах. Среди них выделяются соединения сложного строения – гуминовые кислоты и фульвокислоты, участвующие в комплексообразовании многих металлов.

Разнообразие широкой гаммы органических соединений, компонентами которых являются представители всех химических групп (углеводы, белки, липиды) и классов (карбоновые кислоты, углеводороды, спирты, альдегиды, кетоны, амины и эфиры) показано на рис. 1.1).

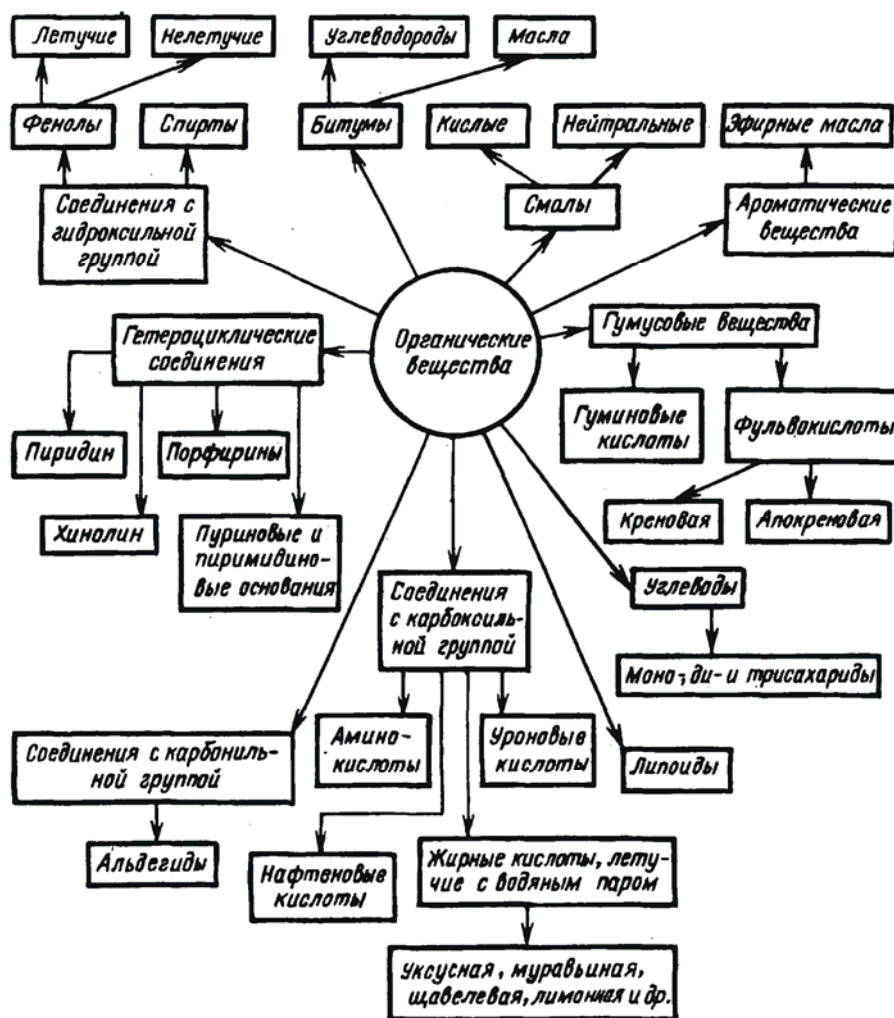


Рис. 1.1. Состав органических веществ, растворенных в подземных водах (по В.М. Швецу)

В связи с трудностью анализа всех форм органических соединений на практике используют интегрированный показатель  $C_{орг}$ , характеризующий суммарное содержание всех водорастворенных органических соединений в 1 л воды. Численно  $C_{орг}$  составляет ~50 % всех содержащихся в воде органических веществ в пересчете на их полную форму, хотя может достигать в отдельных случаях 80 %. Для характеристики индивидуальных органических веществ используют также интегрированные показатели  $N_{орг}$ ,  $P_{орг}$  и др. Содержание  $C_{орг}$  в подземных водах колеблется в весьма широких пределах: от не скольких единиц до 1000 мг/л.

Реки и озера влажного климата содержат до 100 мг/л РОВ гумусового типа. Воды в этом случае приобретают цвет крепкого чая (некоторые реки Западной Сибири и тропических областей). В них содержание РОВ может преобладать над минеральными соединениями и составлять до 70 % растворенных веществ (Перельман, 1966). Это же характерно для многих болотных и грунтовых ультрапресных вод северных районов. В последних особенно широко развиты фульвокислоты (например, в Северной Якутии).

По данным В.М. Швеца, среднее содержание  $C_{орг}$  в грунтовых водах влажного климата составляет 35 мг/л, в степях и пустынях – 20 мг/л. Значительно больше органических соединений в глубоких подземных водах: в нефтегазоносных провинциях оно составляет 55 мг/л, в районах нефтяных и газовых месторождений – многие сотни мг. В провинциях, где нефть и газ отсутствуют, глубокие подземные воды в среднем содержат 40 мг/л  $C_{орг}$ . В седиментационных водах преимущественно развито РОВ нефтяного ряда – различные углеводороды и их производные, в частности жирные и нафтеновые кислоты, битумы, фенолы, бензол, толуол и др.

Основными источниками поступления органических веществ в подземную воду являются горные породы, почвы, морские илы, нефтяные залежи. Часть органических веществ поступает в подземную воду в готовом виде. Это в основном химически и биологически стойкие соединения типа гумусовых веществ, фенолов, углеводов и др. Другая часть является продуктом сложных физико-химических и биохимических превращений, протекающих в процессе круговорота воды.

### **1.1.5. Микрофлора подземных вод**

Одним из главных факторов преобразования органического вещества выступает микрофлора, представляющая собой мельчайшие живые организмы – простейшие, водоросли, бактерии, дрожжи и плесени. В подземных водах изучены главным образом бактериальные микроорганизмы, имеющие размер от десятых долей до нескольких микрометров, которые находятся в подземных водах, как правило, в живом состо-

янии и в процессе своей жизнедеятельности выполняют огромную геологическую работу.

В процессе своего развития бактерии используют питательные вещества, которые, с одной стороны, служат источником энергии, а с другой – дают материал для построения клетки. Питательными веществами могут быть практически все органические соединения (жиры, протеины, углеводы, липиды, целлюлоза, хитин, углеводороды и др.), а также минеральные вещества, вода и газы.

По отношению к кислороду различают аэробные и анаэробные бактерии. Аэробы развиваются только при наличии свободного кислорода, анаэробы – при его отсутствии или ограниченном доступе. Последние используют сульфаты, нитраты, углекислоту и органические вещества в качестве источника кислорода.

По характеру обмена бактерии подразделяются на автотрофные и гетеротрофные. Автотрофы для своего развития используют исключительно минеральные вещества. Углерод, необходимый для построения своего тела, они получают из  $\text{CO}_2$ , а водород – из воды,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{NH}_3$  или  $\text{H}_2$  газообразного. Гетеротрофы для построения своих клеток используют готовые органические соединения. В подземных водах распространены обе группы бактерий, но преобладают вторые.

Содержание бактерий в подземных водах, изученных до глубины 3...4 км, составляет от 10 до 500 тыс. клеток в 1 мл воды, достигая в особо благоприятных условиях несколько миллионов клеток в 1 мл. При этом число живых клеток составляет 95...99 %. Число бактерий в воде зависит главным образом от наличия в ней питательных веществ, в первую очередь органических соединений. По данным С.И. Кузнецова и др. (1962), развитие бактерий происходит уже при концентрации органических веществ более 0,1 мг/л. При прочих равных условиях, чем выше содержание  $\text{C}_{\text{орг}}$  в воде, тем активнее развивается микрофлора.

Важным лимитирующим фактором для развития бактерий ранее считалась температура, верхний предел которой ограничивался 100 °С. Однако в 1977–1979 гг. американские исследователи на дне Тихого океана в местах выхода гидротерм открыли принципиально новый вид бактерий, так называемые хемосинтетики, живущие при температуре 300 °С. Это открытие, потрясшее биологов, значительно расширяет пределы жизни, по-новому ставит вопрос о роли бактерий в гидротермальных процессах.

Соленость подземных вод влияет на жизнедеятельность бактерий лишь при очень большом ее значении. Многие микроорганизмы способны развиваться при концентрации солей до 250...300 г/л. Отмечено угнетающее влияние на рост бактерий некоторых металлов, среди которых в первую очередь следует назвать серебро, ртуть, медь, свинец и др.

Давление, по имеющимся данным, способствует развитию бактерий. Об этом, в частности, свидетельствуют опыты по образованию  $H_2S$  при сульфатредукции в условиях разных давлений. Пределом давлений, при которых возможна деятельность бактерий, считается  $12 \cdot 10^8$  Па. Большинство бактерий лучше всего развивается при рН в пределах 6...7,5, однако известны и такие, которые хорошо размножаются в кислых и щелочных средах.

Состав бактериальной микрофлоры подземных вод чрезвычайно широк и разнообразен. Можно назвать следующие физиологические группы бактерий, обнаруженные в подземных водах: сапрофиты и гнилостные бактерии, разлагающие вещества белкового характера, окисляющие нафталин и газообразные углеводороды, разрушающие органические кислоты, углеводороды, вещества углеводного характера. Хорошо изучены в подземных водах железобактерии, серобактерии, азотфикаторы, нитрификаторы, денитрификаторы, аммонификаторы, тионовые и десульфирующие бактерии. Важным достижением последних лет является открытие бактерий в физически связанных водах глинистых отложений, что значительно расширяет область развития микроорганизмов в подземных водах. Приоритет этого открытия принадлежит томским гидрогеохимикам, возглавляемым в тот период профессором П.А. Удодовым.

## **1.2. Водная миграция химических элементов**

Основоположники геохимии В.И. Вернадский, А.Е. Ферсман, В.М. Гольдшмидт и др. придавали огромное значение миграции химических элементов в земной коре, полагая, что законы ее определяющие являются важнейшими в геохимии. Водную миграцию элементов наиболее полно изучали Б.Б. Польшов, А.И. Перельман, А.М. Овчинников, П.А. Удодов и многие другие. Эта проблема наиболее полно разработана А.И. Перельманом, который установил основные факторы подвижности, оценил интенсивность водной миграции, предложил методы ее определения, разработал гидрогеохимическую классификацию элементов, классификацию классов водной миграции, геохимических барьеров и т. д.

Новые подходы к оценке геохимической подвижности химических элементов в зоне гипергенеза изложены С.Л. Шварцевым.

Водная миграция химических элементов – важнейшая часть переноса и перераспределения атомов в земных недрах. Вода – самая универсальная и самая распространенная среда миграции в земной коре.

Водная миграция – это непрерывный обменный процесс, результаты которого особенно ярко проявляются за геологически длительное время.

Академик А.Е. Ферсман предложил различать внутренние и внешние факторы миграции. К внутренним факторам он относил свойства

химических элементов образовывать летучие или растворимые соединения, осаждаться из растворов и расплавов, сорбироваться и т. д. Все эти свойства определяются строением атомов. К внешним факторам относятся параметры обстановки миграции – температура  $T$ , давление  $P$ , кислотно-щелочные  $pH$  и окислительно-восстановительные  $Eh$  характеристики растворов и т. д. При этом параметры среды ( $pH$ ,  $Eh$  и сумма солей) имеют особо важное значение в миграции элементов.

Важной характеристикой состояния подземных вод и гидрогеохимической среды миграции являются кислотно-щелочные условия, определяемые величиной водородного показателя  $pH$ , выражающей отрицательный логарифм активности ионов водорода в воде. Некоторое количество воды всегда диссоциирует на ионы по реакции



В соответствии с законом действующих масс произведение активностей продуктов данной реакции при температуре  $25\text{ }^\circ\text{C}$  (активность воды равна единице), называемое константой реакции, равно  $10^{-14}$ , т. е.

$$[H^+] \cdot [OH^-] = 10^{-14} \quad (1.12)$$

При условии, что  $[H^+] = [OH^-]$  значение  $[H^+] = 10^{-7}$ . Отсюда отрицательный логарифм активности  $[H^+]$  равен 7 или  $pH=7$ . При увеличении ионов  $H^+$  в растворе обязательно уменьшается содержание  $OH^-$  и воды становятся более кислыми и, наоборот, при уменьшении концентрации  $H^+$  и увеличении  $OH^-$  – щелочными (табл. 1.10).

Таблица 1.10

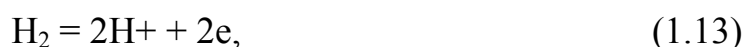
*Подразделения вод по величине pH*

Тип воды	pH	Примеры распространения
Сильнокислые	<3.0	Рудничные воды, воды районов современной вулканической деятельности
Кислые	3.0...5.0	
Слабокислые	5.0...6.5	
Нейтральные	6,5...7,5	Широко распространенные пресные воды
Слабощелочные	7,5...8,5	
Щелочные	8,5...10	Воды щелочных горных пород
Сильнощелочные	>10	

В земных недрах широко представлены разные типы вод по величине  $pH$  – от сильнокислых до сильнощелочных. Однако наиболее широко распространены воды околонеитральные, т. е. нейтральные, слабокислые и слабощелочные. Практически все пресные воды земли относятся к этому типу.

Другим важным показателем гидрогеохимической среды выступает окислительно-восстановительный потенциал подземных вод (Eh) – показатель степени окисленности или восстановленности переменного-валентных элементов состава подземных вод. Окислительно-восстановительные (или редокс-) реакции в природных условиях протекают широко.

В любой окислительно-восстановительной системе всякое окисление сопровождается восстановлением. Окислительно-восстановительные реакции сопровождаются переносом электронов, который в свою очередь свидетельствует о наличии разности потенциалов E между восстановленным и окисленным элементами. Для того, чтобы можно было измерить этот потенциал нужен какой-то стандарт. За такой стандарт по международной конвенции был принят потенциал реакции



равный в стандартных условиях нулю, т. е. при активности  $H^+$  и  $H_2$ , равной единице. Замеряя электрический потенциал окислительно-восстановительной реакции, получаем потенциал электрода в полужелателе относительно стандартного водородного электрода (СВЭ). Этот измеренный потенциал и есть величина Eh раствора.

Значения Eh могут быть положительными или отрицательными в зависимости от того, будет ли активность электронов в измеренном растворе выше или ниже их активности в СВЭ. По международной конвенции Eh считается положительным, если активность электронов в измеренной жидкости меньше, чем в СВЭ. Таким образом, активность электронов в растворе при наличии окислительно-восстановительных процессов может быть выражена как в вольтах (В), так и единицах активности электронов [e]. Последнее удобнее выразить в форме отрицательного логарифма p

$$pe = -\lg[e] \quad (1.14)$$

по аналогии с  $pH = -\lg[H^+]$ .

Значения Eh и pe связаны уравнением

$$pe = (F/2,303RT)Eh, \quad (1.15)$$

где F – постоянная Фарадея; R – газовая постоянная; T – абсолютная температура. При 25 °C

$$pe = 16,9 Eh \text{ или } Eh = 0,059 pe. \quad (1.16)$$

Значения Eh природных вод по данным  $E^0$  могут быть рассчитаны по уравнению Нернста, которое при 25 °C имеет следующий вид:

$$Eh = E^0 + \frac{0,059}{n} \lg \frac{[N_{ок}]}{N_{восст}} - 0,059 \frac{m}{n} pH, \quad (1.17)$$

где  $N$  – любой химический элемент с переменной валентностью;  $m$ ,  $n$  – соответственно число электронов и протонов, участвующих в реакции.

В настоящее время электродные потенциалы отдельных полуреакций ( $E^0$ ) в стандартных условиях, т. е. когда активности окисленных и восстановленных форм химического элемента, а также ионов водорода равны 1, измерены и приводятся в различных справочниках по химии и геохимии. Такие измеренные величины получили название нормальных или стандартных потенциалов.

В природных водах  $Eh$  колеблется от +0,7 до –0,5 В. Поверхностные и грунтовые воды, содержащие свободный кислород, чаще всего характеризуются более узким интервалом  $Eh$  (от +0,15 до +0,70 В). Трещинно-грунтовые воды изверженных пород даже на глубине 350...300 м имеют  $Eh$  более 0. Для подземных вод, связанных с битуминозными породами и нефтяными залежами, величина  $Eh$  значительно ниже 0 (местами до –0,5 В), в этих условиях развиваются процессы восстановления  $SO_4^{2-}$ ,  $Fe^{3+}$  и других ионов.

Окислительно-восстановительные обстановки подземных вод в основном определяются содержанием в воде свободного кислорода, сероводорода и других газов. Важную роль играют и некоторые ионы:  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $S^{2-}$ ,  $HS^-$ ,  $H^+$ ,  $OH^-$ , а также молекулы органических веществ.

Все окислительные обстановки характеризуются присутствием в водах свободного кислорода или других сильных окислителей. Железо, марганец, медь, ванадий, сера и ряд других элементов находятся в высоких степенях окисления ( $Fe^{3+}$ ,  $Mn^{4+}$ ,  $Cu^{2+}$ ,  $S^{6+}$  и др.).

Главным критерием восстановительных обстановок служит двухвалентное состояние железа, отсутствие свободного кислорода, наличие  $H_2S$  и его производных. Если в водах имеется  $HS^-$ ,  $S^{2-}$ , то большая группа халькофильных (Си, Pb, Zn, Ag и т. д.) и сидерофильных (Fe, Ni, CO и т. д.) элементов может осаждаться с образованием нерастворимых сульфидов. Наоборот, при отсутствии  $H_2S$  и его производных ( $HS^-$ ,  $S^{2-}$ ) многие из названных элементов в кислой среде легко мигрируют. Поэтому выделяют два основных типа восстановительных обстановок: сероводородную и бессероводородную.

Рассмотренные закономерности в распределении рН и  $Eh$  подземных вод позволили А.И. Перельману выделить основные геохимические классы подземных вод. Каждая подземная вода характеризуется определенным сочетанием окислительно-восстановительных и щелочно-кислотных условий. Для каждого из 12 классов вод характерны ассоци-

ации подвижных и «запрещенных» элементов. Так, например, в сильнощелочных кислородных водах зоны гипергенеза легко мигрируют Na, Li, F, Mo, V, Y, Be, B, но эти воды «запрещены» для Fe, Ca, Mg, Ba, Sr. Такие примеры можно было бы продолжить. Показатели pH и Eh, как важнейшие параметры геохимической среды, широко используются для построения диаграмм pH – Eh, на которых наглядно видны поля устойчивости отдельных минералов, форм миграции элементов, соотношение твердых и растворенных фаз. Наиболее полно методика построения таких диаграмм изложена в книге американских исследователей Р.М. Гаррелса и Ч.Л. Крайста.

**Интенсивность водной миграции элементов.** Для оценки водной миграции элементов А.И. Перельман предложил использовать коэффициент водной миграции  $K_x$ , который равен отношению содержания химического элемента в минеральном остатке воды к его содержанию в водовмещающих породах или к кларку литосферы

$$K_x = (M_x \cdot 100) / (a \cdot n_x), \quad (5.34)$$

где  $M_x$  – содержание элемента  $x$  в воде;  $a$  – минерализация воды;  $n_x$  – содержание элемента  $x$  в водовмещающих породах или в литосфере.

Использование  $K_x$  позволяет сравнивать интенсивность миграции и концентрации распространенных и редких элементов (рис. 1.2).

Окислительная обстановка					Контрастность миграции		Резко восстановительная обстановка (с H <sub>2</sub> S)				
Интенсивность миграции	K <sub>x</sub>				← слабая	→ сильная	K <sub>x</sub>				
	100	10	1	0,1	0,01		100	10	1	0,1	0,01
Очень сильная	S, Cl, B, Br, J				← Cl, Br, J →		Cl, B, Br, J				
Сильная	Ca, Na, Mg, F, U, Sr, Zn, Mo, Se				← Ca, Na, Mg, F, Sr → ← Zn, U →		Ca, Na, Mg, F, Sr				
Средняя	Si, K, Mn, P, Ba, Rb, Ni, Cu, Li, Co, Cs, As, Tl, Ra				← Si, K, P → ← Ni, Cu, Co →		Si, K, P, Rb, Li, Cs, Tl, Ra				
Слабая и очень слабая	Al, Fe, Ti, Zr, Y, Nb, TR, Th, Be, Ta, Sn, Hf, Pd, Ru, Rh, Os, Pt				← Al, Ti, Zr, Nb, Ta, Sn, Hf, Pt →		Al, Ti, Zr, V, Zn, Ni, Cu, TR, Nb, Co, Sc, Be, Ta, Sn, U, Mo, Hf, Se, Ru, Rh, Os, Pt				

Рис. 1.2. Ряды миграции элементов в окислительной и восстановительной сероводородной обстановках зоны гипергенеза

**Формы миграции химических элементов.** Способность химических элементов к миграции зависит также от формы их нахождения



в водной среде. В природных водах они могут мигрировать в коллоидной, взвешенной и истинно растворенных формах. В коллоидной форме миграция химических элементов происходит при значительных скоростях течения в поверхностных водах и высоких скоростях фильтрации в подземных водах. Размеры коллоидных частиц изменяются от  $10^{-6}$  до  $10^{-9}$  м. В отличие от взвешенных частиц, размер которых превышает  $10^{-6}$  м, коллоидные частицы в легкоподвижной водной среде участвуют в интенсивном броуновском движении и поэтому противостоят процессам седиментации в поле сил земного притяжения. Коагуляция (слипание частиц) их обычно происходит при сильном увеличении солености воды и появлении различно заряженных частиц. В форме коллоидов могут мигрировать в той или иной мере практически все химические элементы.

Так, в районах с влажным климатом большая часть железа, алюминия, марганца, мышьяка, циркония, молибдена, титана, ванадия, хрома, по данным А.И. Перельмана, мигрирует в коллоидной форме. Медь, свинец, цинк, никель, кобальт, олово также частично мигрируют в коллоидной форме. Из коллоидных растворов (золей) эти элементы осаждаются, входя в состав богатых водой студенистых осадков – гелей. Гели образуются и при осаждении элементов из истинных растворов.

Во взвешенной (механической) форме в природных водах чаще всего мигрируют элементы, образующие устойчивые минеральные формы. Входя в состав минералов, элемент как бы теряет свои индивидуальные свойства и его дальнейшая миграция определяется податливостью к разрушению кристаллической решетки. Поэтому форма миграции элемента в данной системе часто зависит не от его химических свойств, а от степени разрушаемости кристаллической решетки минералов, в состав которых он входит. Это же касается и вторичных минеральных фаз, образуемых при взаимодействии воды с горными породами.

Среди истинно растворенных форм элементов различают нейтральные молекулы, простые и комплексные ионы. Размер их менее  $10^{-9}$  м (по другим оценкам меньше  $0,45 \cdot 10^{-9}$  м). В виде простых ионов мигрируют подавляющая часть макрокомпонентов ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Br}^-$  и др.), а также многие микрокомпоненты ( $\text{Cu}^{2+}$ ,  $\text{Zn}^{2+}$ ,  $\text{Ni}^{2+}$ ,  $\text{Li}^+$ ,  $\text{Rb}^+$ ,  $\text{Cs}^+$  и др.)

Комплексные ионы образуются в результате взаимодействия простых ионов разного заряда. При этом важную роль играют ионы комплексообразователи, обычно называемые лигандами. В качестве последних в природных водах чаще всего выступают отрицательно заряженные ионы:  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{OH}^-$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{F}^-$ , а также органические соединения. Широко распространены в подземных водах и нейтральные молекулы типа  $\text{ZnSO}_4^0$ ,  $\text{CuCl}_2^0$ ,  $\text{CuSO}_4^0$ ,  $\text{NaOH}^0$  и др.

Как установлено в последние годы, большинство металлов в водах находится в виде гидроксокомплексов, полимерных ионов и комплексных соединений с анионами. Например, шестивалентный уран в растворах образует сложный катион уранил  $UO_2^{2+}$ , который нередко дает гидроксокомплексы или входит в состав комплексных анионов. Поэтому в водах в зависимости от их свойств могут присутствовать  $UO_2^{2+}$ ,  $UO_2(CO_3)_2(H_2O)_2^{2-}$ ,  $UO_2(CO_3)_4^{4-}$  и другие ионы, а также недиссоциированные молекулы  $U(OH)_4^0$  и др. Соотношение различных форм металлов в водах изменяется в зависимости от конкретных геохимических условий среды их миграции, а также наличия соответствующих ионов – комплексообразователей (лигандов). В обычных подземных водах часто в значительных количествах присутствуют фосфатные, фторидные, сульфатные ионы и органические соединения, которые и выступают ведущими комплексообразователями.

### 1.3. Геохимические барьеры

Основы учения о геохимических барьерах созданы известным геохимиком А.И. Перельманом (1975, 1989). Геохимические барьеры в понимании А.И. Перельмана это участки земной коры, в которых на коротком расстоянии происходит резкое уменьшение интенсивности миграции химических элементов, и как следствие, их концентрации. Геохимические барьеры возникают в водоносных горизонтах артезианских бассейнов, гидротермальных системах, почвах, корах выветривания и других местах. Поэтому геологическая среда формирования барьеров весьма разнообразна, но их геохимическая сущность в самых различных частях земной коры нередко одинакова. Так, восстановительный сероводородный барьер известен в морской воде (например, в Черном море), в илах морей, океанов, соленых озер, в солончаковых почвах, подземных водах на участках разрушающихся нефтяных месторождений, в зоне цементации сульфидных руд и т. д.

Размеры барьеров различны и рационально говорить о макро-, мезо-, и микробарьерах. Следовательно, главное значение имеют не абсолютные, а относительные размеры барьеров. Барьер – это граница, переходная область, где одна устойчивая обстановка на сравнительно коротком расстоянии сменяется другой. Например, зона встречи пресных речных вод с морскими в устьях рек представляет собой геохимический барьер шириной в сотни и тысячи метров, что составляет ничтожную величину по сравнению с пространствами океана и длиной рек (тысячи километров).

А.И. Перельман выделял два основных типа геохимических барьеров – природные и техногенные. Природные, в свою очередь, разделяются на три класса: механические барьеры-участки резкого уменьшения

интенсивности механической миграции; физико-химические барьеры – участки резкого уменьшения интенсивности физико-химической миграции и биохимические барьеры – участки резкого уменьшения интенсивности биогенной миграции химических элементов.

Техногенные геохимические барьеры – результат техногенной миграции. Они также разделяются на три класса – механические, физико-химические и биохимические. Изучение техногенных барьеров приобретает важное значение в связи с охраной подземных вод от загрязнения, добычей полезных ископаемых методом подземного выщелачивания и другими практическими проблемами.

А.И. Перельман разработал подробную классификацию физико-химических барьеров. По агенту или процессу, приводящему к концентрации элементов, им выделено 8 классов геохимических барьеров: кислородный (А), сульфидный (В), глеевый (С), щелочный (D), кислый (Е), испарительный (F), сорбционный (G) и термодинамический (H). Далее, используя систематику геохимических классов вод биосферы, он выделил 87 типов геохимических барьеров.

Кислородный барьер (А) возникает при резкой смене восстановительных условий на окислительные. Этот барьер формируется и при смене резкоокислительных условий слабоокислительными или слабоокислительных- резкоокислительными, т. е. при резком повышении Eh вод. Наоборот, при резком понижении Eh возникают восстановительные барьеры, которые могут быть сульфидными – В (сероводородными) и глеевыми – С (бессероводородными).

В результате смены кислых условий щелочными и наоборот в земной коре возникает кислотно-щелочная зональность, а в местах резкого повышения рН формируется щелочной барьер (D). Он имеет особенно большое значение для концентрации катионогенных элементов, так как интенсивность их миграции в кислой области значительно выше, чем в щелочной. Щелочной барьер может возникнуть и там, где слабощелочная среда сменяется резкощелочной, а также в местах, где сильноокислая среда сменяется слабокислой.

Реже в земной коре при движении вод щелочная среда сменяется кислой. При резком уменьшении рН возникает кислый барьер (Е), на котором концентрируются анионогенные элементы Si, Ge, Mo, V и др. Роль этого барьера в рудообразовании и возникновении аномалий меньше, чем щелочного. Кислый барьер также может проявляться в щелочных и кислых условиях – лишь бы понижался рН. Кислые и щелочные барьеры характерны для гипергенных и гидротермальных систем.

Участки концентрации элементов в горных породах и почвах, обязанные испарению, называются испарительным барьером (F). Из макро-

элементов на нем концентрируются Na, K, Mg, Ca, Cl, S, F, а из микроэлементов – Br, I, Se, U, Mo, Sr и др. В степях и пустынях при испарении сернокислых вод вблизи зон окисления сульфидных руд в кислых солончаках накапливаются Cu, Zn и другие металлы сульфидных руд, при испарении содовых вод в содовых солончаках – анионогенные элементы «содовой миграции». Накопление катионов, напротив, ослаблено (Ca, Mg и другие «запрещены»).

В степях и пустынях подземные воды нередко разгружаются по разломам, которые отмечены выходами источников, влаголюбивой растительностью, а часто и выцветами солей («разломное засоление»). Если с такими разломами связаны сульфидные месторождения, то их зона окисления («железная шляпа») также подвергается засолению. В результате в железной шляпе накапливаются гипс, легкорастворимые сульфаты и хлориды Sr, Mo, Ag и других микроэлементов. На первых этапах галогенеза осаждаются в основном четные и более высоковалентные ионы ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ), а в растворе накапливаются нечетные и маловалентные ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Br}^-$ , I и т. д.).

Сорбционные барьеры (G) возникают на контакте вод с сорбентами. В этом случае могут сорбироваться и концентрироваться в глинах и других сорбентах Ca, K, Mg, P, S, Rb, V, Cr, Zn, Ni, Cu, Co, Pb, U, As, Mo, Hg, Ra и другие элементы. Сорбционные барьеры очень характерны для контакта глин и песков в водоносных горизонтах и корах выветривания. В гидротермальных системах сорбционные барьеры имеют также важное значение однако изучены слабее, чем в зоне гипергенеза.

Термодинамические барьеры (H) возникают в результате изменения основных термодинамических параметров – давления и температуры. Такие барьеры широко распространены в гидротермальных и гипергенных системах. Термодинамический барьер, например, формируется в местах резкого понижения давления  $\text{CO}_2$  в подземных водах, на нем осаждаются кальцит и другие карбонаты. Так образуются кальцитовые гидротермальные жилы, травертины в местах выхода на земную поверхность углекислых источников, кальцитовые горизонты в почвах и осадочных породах и т. д. Понижение давления  $\text{CO}_2$  обусловлено различными причинами – тектоническими подвижками и раскрытием полостей на глубине, разгрузкой вод на поверхности и т. д., но геохимическая сущность явления остается одной и той же.

В соответствии с развиваемым А.И. Перельманом учением геохимические барьеры пользуются широким распространением на всех участках земной коры. Но особенно велико их разнообразие в зонах гипергенеза и гидротермальной деятельности.

Геохимические барьеры гидротермальных систем. В гидротермальных системах барьеры образуются в результате действия различ-

ных факторов. Так, среди причин образования гидротермальных руд отмечают важную роль процессов смешения глубинных восходящих гидротермальных растворов с подземными водами верхних структурных этажей. Установлено и много фактов влияния вмещающих пород на рудоотложение.

Гидротермальные процессы развиваются в широком интервале температур (в сотни градусов) и давлений, в связи с чем в гидротермальных системах большую роль играют термодинамические барьеры (Н). Во многих концепциях гидротермального рудообразования ведущее значение придается понижению температуры (А.И. Ферсман и др.). И хотя некоторые авторы это положение оспаривают, но все же оно остается доминирующим. Также велика роль и изменения давления в условиях гидротермальных систем.

По мнению многих исследователей большую роль в миграции химических элементов в гидротермальных системах играет «режим серы» и изменение щелочно-кислотных условий. Это позволило А.И. Перельману все геохимическое разнообразие гидротермальных обстановок объединить в два больших типа: гидротермальная среда без активного сероводорода и его аналогов, благоприятная для миграции большинства тяжелых металлов; гидротермальная среда с активным сероводородом, благоприятная для осаждения большинства тяжелых металлов.

Наряду с  $T$ ,  $P$ ,  $Eh$ ,  $pH$  в формировании барьеров большую роль играют факторы смешения разных химических типов вод, их дегазации в приповерхностных условиях, взаимодействия с горными породами, сорбции химических элементов, восстановления сульфатов, наличие органического вещества и т. д.

Осаждение элементов в зоне барьера по А.И. Перельману происходит в соответствии с принципом торможения реакций. Особенно ярко это проявляется в случае концентрации металлов на восстановительном сероводородном барьере. Если содержание  $H_2S$  в зоне барьера равно тому количеству, которое необходимо для осаждения всех металлов, содержащихся в потоке, поступающем к барьеру, то образуются труднорастворимые сульфиды этих металлов ( $Fe$ ,  $Cu$ ,  $Zn$ ,  $Pb$ ,  $Ag$  и т. д.) и формируются полиметаллические руды. При дефиците сероводорода формируются монометалльные руды или руды, содержащие небольшое количество металлов. Последовательность осаждения металлов при этом зависит от величины изобарного потенциала реакции образования сульфидов или от их произведения растворимости.

Исходя из принципа глубокой связи миграции химических элементов с геохимическими барьерами, А.И. Перельман рассчитал ряды интенсивности миграции большого числа химических элементов в различ-

ных водах и увязал их с типами геохимических барьеров. Все это создаст хорошую научную основу для более глубокого понимания механизмов формирования разнообразных типов месторождений.

Как утверждает С.Л. Шварцев, учение о геохимических барьерах А.И. Перельмана получило широкое развитие и признание. Показано, что геохимические барьеры играют огромную роль в формировании многих месторождений полезных ископаемых, миграции химических элементов в разных геологических системах, устойчивости функционирования природных систем, кор выветривания, почвообразования, процессах седиментации, включая зону океана, последующем преобразовании осадков и т. д.

## **2. ОСОБЕННОСТИ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР КОНТИНЕНТОВ И ИХ УРАНОНОСНОСТЬ**

### **2.1. Основные типы гидрогеологических структур континентов**

Под гидрогеологической структурой понимается более или менее обособленное геологическое тело, в пределах которого в процессе развития земной коры остаются более или менее одинаковыми условия формирования, залегания, накопления, движения и разгрузки подземных вод.

Основными гидрогеологическими структурами континентов являются гидрогеологические массивы, артезианские бассейны и вулканогенные бассейны. Более подробно охарактеризуем гидрогеологические массивы и артезианские бассейны, как структуры наиболее значимые с точки зрения рассматриваемых вопросов.

#### **2.1.1. Гидрогеологические массивы**

Гидрогеологический массив представляет собой выход складчатого фундамента на земную поверхность, в отдельных местах прикрытый покровом четвертичных отложений. В его сложении принимают участие магматические, метаморфические и интенсивно литифицированные осадочные породы. Главными типами скоплений подземных вод гидрогеологических массивов являются трещинные воды зон выветривания и региональной тектонической или литогенетической трещиноватости, карстовые воды и воды зон тектонических нарушений. По структурно-геологическим условиям гидрогеологические массивы могут быть подразделены на пять типов (рис. 2.1):

- образованные интрузивными породами;
- образованные метаморфическими породами (гнейсами, сланцами, кварцитами);
- образованные метаморфизованными осадочными и вулканогенными породами, слагающими антиклинальные структуры и занимающими положительные формы рельефа (гидрогеологические адмассивы);
- образованные метаморфизованными осадочными и вулканогенными породами, слагающими синклинальные складки и занимающие положительные формы рельефа (гидрогеологические интермассивы);
- образованные сильно литифицированными осадочными породами, слагающими синклинальные складки, и занимающие отрицательные формы рельефа (адартезианские бассейны).

Коренные терригенные, вулканогенные, метаморфогенные и интрузивные образования, слагающие горные массивы, как правило обладают сравнительно невысокой водообильностью и лишь их карбонатные разности отличаются от окружающих пород более высокой проницаемостью и значительными ресурсами подземных вод. Эти свойства карбонатных пород обусловлены процессами карстообразования, которые усиливают тектоническую, литогенетическую и другие формы трещиноватости и пустотности. Карстовые пустоты имеют различную форму и размеры, и с ними зачастую связаны крупные источники подземных вод, дебиты которых нередко достигает 1...5, а иногда 20 и более кубических метров в секунду. С глубиной интенсивность карстования пород быстро затухает, но в отдельных горных массивах карстовые полости прослеживаются на глубину 1,7 км и более. Ресурсы подземных вод в большинстве хотя и значительны, но их распределение сложно и трудно предсказуемо.

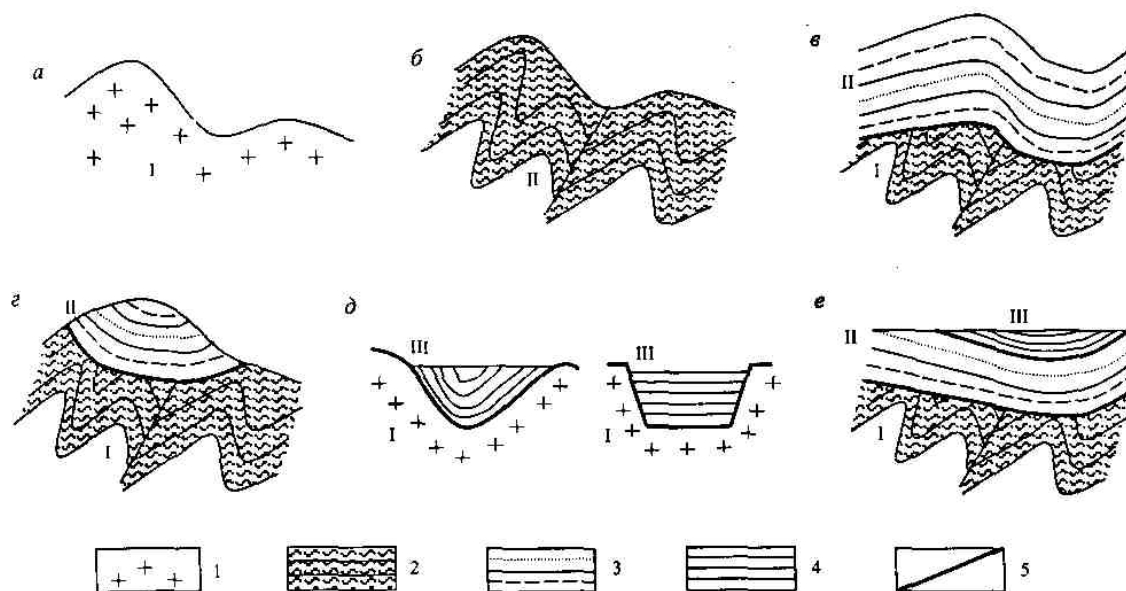


Рис. 2.1. Структурно-геологическая типизация гидрогеологических массивов:  
*a – ГМ<sub>Н</sub>; б – ГМ<sub>Н</sub>; в – ГАМ; г – ГИМ; д, е – ААБ.*

*1 – интрузивные породы; 2 – метаморфические породы;*

*3 и 4 – осадочные породы соответственно сильно- и среднелитифицированные;*

*5 – граница между ярусами фундамента;*

*I, II и III: – нижний, средний и верхний ярусы фундамента соответственно*

На территории гидрогеологических массивов широко развиты четвертичные образования, среди которых в качестве аккумуляторов подземных вод наибольшее значение имеют аллювиальные, водноледниковые и пролювиально-делювиальные отложения. В долинах рек могут формироваться мощные потоки грунтовых вод, а также малые артезианские бассейны долинного типа.



Широкое распространение в пределах гидрогеологических массивов имеют и покровные ледниковые отложения, а у подножия крупных горных сооружений образуются конусы выноса делювиального, пролювиального, аллювиального и другого материала со склонов гор.

Мощность покровных отложений обычно колеблется в пределах 3...10 м, может достигать нескольких десятков метров, а у подножия крупных горных систем даже 500 м. Отложения зачастую характеризуются высокими фильтрационными свойствами и содержат крупные ресурсы пресных подземных вод.

В гидрогеологических массивах в складчатых областях с абсолютными отметкам рельефа более 2...3 км встречается горный тип оледенения. Собственно водоносность отложений в этих условиях обычно не имеет практического значения, но снеговые и ледяные «шапки» обеспечивают питание грунтовых и речных потоков в теплый период года, а таяние льда в подошве ледяного покрова и при отрицательных температурах может питать трещинно-жильные воды. Особо следует упомянуть ледяные покровы в высоких широтах нашей планеты – Антарктиде, Гренландии, Исландии, Шпицбергене и других местах. В Антарктиде, например, обнаружены подледные озера на глубине более 3,6 км.

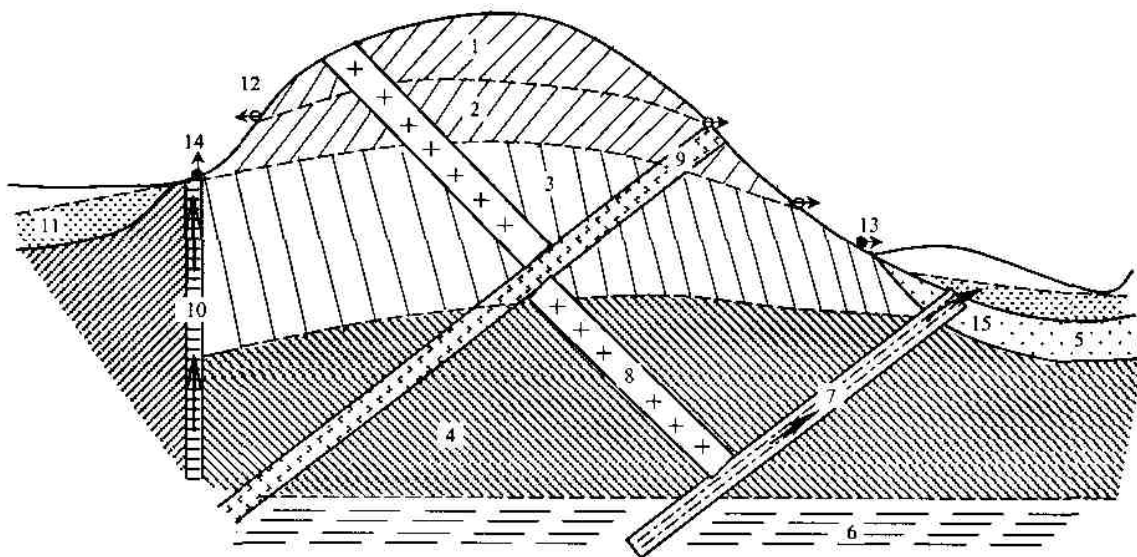
Для гидрогеодинамических условий большинства гидрогеологических массивов типичен центробежный характер стока и лишь в адартезианских бассейнах и на отдельных участках гидрогеологических интермассивов – центростремительный.

Наиболее высокой динамичностью и объемом вод обладает приповерхностный сток, функционирующий ограниченное время после обильного питания. Трещинно-грунтовые воды в условиях горного рельефа функционируют постоянно, а амплитуда колебаний их уровня в течение года достигает нескольких метров. Режим трещинно-напорных вод стабилен, а ресурсы невелики, за исключением зон тектонических нарушений.

Распределение подземных вод имеет сложный характер (рис. 2.2). Хорошо выражена мощная зона интенсивного водообмена. Трещины выветривания преобладают до глубин 30...50 м, иногда достигают глубин 100...150 м. Региональная трещиноватость литогенетического и тектонического происхождения концентрируется до глубин 800...1000 м, хотя отмечена и на глубинах 5...9 км и более. Локальные трещины зон тектонических нарушений уходят еще глубже.

**Гидрогеохимические особенности гидрогеологических массивов.** Минерализация подземных вод увеличивается с глубиной, а также по ходу движения подземных вод по мере снижения гипсометрических отметок. Состав вод преимущественно гидрокарбонатный, магниевый-кальциевый, с глубиной повышается содержание натрия. Минерализа-

цию до 50...100 мг/л имеют воды приповерхностного стока. В трещинно-грунтовых водах она возрастает до 200...300 мг/л, в водах трещинно-напорного стока на глубинах до 200...300 м обычно не превышает 500...700 мг/л. В условиях аридного климата наряду с гидрокарбонатами появляются сульфаты и хлориды, а среди катионов натрий становится ведущим. Минерализация трещинно-грунтовых вод может возрасти до 10...20 г/л.



*Рис. 2.2. Схема распространения подземных вод в гидрогеологическом массиве.*

*1-4 – зоны: 1 – аэрации и нисходящего сезонного движения подземных вод; 2 – сезонных колебаний уровня грунтовых вод; 3 – трещинно-грунтовых вод; 4 – трещинно-напорных вод; 5-7 – трещинно-напорные воды погребенной зоны трещин выветривания, зоны затухания трещин и зоны тектонических разломов; 8 – дайковые воды; 9 – воды рудных и нерудных жил; 10 – воды контактов; 11 – грунтовые воды аллювиальных отложений; 12, 13 и 14 – источники, нисходящие сезонные, постоянные и постоянные восходящие*

### **2.1.2. Артезианские бассейны**

Артезианские бассейны – это структуры, состоящие из чехла, сложенного осадочными породами, и складчатого фундамента, образованного интрузивными, метаморфическими и другими интенсивно литифицированными породами. В чехле распространены преимущественно пластовые, а в фундаменте – трещинно-жильные воды.

По структурно-геологическим условиям различают три типа артезианских бассейнов: платформенный, краевых прогибов и орогенный.

Платформенные артезианские бассейны занимают плитную часть платформы, имеют значительные, более 1 млн км<sup>2</sup>, размеры и изометрическую форму. От краевых частей к их центральной части мощность

осадочного чехла возрастает до нескольких километров. При концентрации в пределах платформы нескольких артезианских бассейнов они совместно образуют артезианскую область (в современной терминологии, «сложный артезианский бассейн»).

Артезианские бассейны краевых прогибов отличаются от платформенных тем, что вытянуты согласно простиранию смежных горных систем, а их наиболее глубокие части сдвинуты в сторону краевых прогибов.

Артезианские бассейны орогенного типа имеют небольшие размеры (десятки тысяч, реже сотни тысяч квадратных километров). По положению в горных системах их подразделяют на срединные, межгорные, предгорные, медиальные, латеральные, склоновые, внутригорные, нагорные, приводораздельные.

Возраст артезианского бассейна определяется началом образования его чехла, т. е. заложения самого нижнего водоносного комплекса или горизонта. По этому признаку выделяют древние артезианские бассейны, заложение которых произошло в верхнем протерозое – палеозое, и молодые, которые начали образовываться в мезозое. Известны палеогеновые, неогеновые и даже четвертичные артезианские бассейны.

Осадки, испарение и сток на территории артезианских бассейнов подчиняются климатической широтной зональности и орографической высотной поясности. В северных широтах модуль стока достигает  $11 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$  и снижаются практически до нуля на юге, а высотная поясность особенно отчетливо проявляется в горных артезианских бассейнах.

Поверхностный сток на территории АБ направлен от его периферии к внутренним частям, малые реки сливаются в крупные, которые выносят всю массу воды за пределы АБ или во внутренние бассейны (оз. Балхаш, Аральское море и др.), где вода расходуется на испарение, и накапливаются соли, приносимые водами. В связи с этим замечена тенденция к центростремительному направлению стока, а среди АБ и их частей различают сточные и бессточные. В пределах артезианского бассейна поверхностные и подземные воды составляют единую водную систему как сточных, так и бессточных АБ.

Фундамент артезианских бассейнов содержит разнообразные типы напорных преимущественно трещинно-жильных вод.

В строении чехла, располагающегося на фундаменте, выделяют водоносные горизонты из одного (простые) или нескольких (сложные) водоносных пластов. Наряду с осадочными отложениями здесь принимают участие разнообразные изверженные породы, имеющие подчиненное значение, но вносящие в гидрогеологию бассейна свою специфику. По форме залегания среди них выделяются покровы, потоки, силлы, дайки, лакколиты и диатремы (трубки взрыва).

Толщи, содержащие водоносные горизонты и разделяющие их (горизонты) водоупорных пород, объединяются в водоносные комплексы.

Водоносные комплексы образуют структурные ярусы – наиболее крупные подразделения чехла, подобные ярусам фундамента. В основу выделения ярусов положены геологические особенности разреза чехла: перерывы, несогласия, мощные водоупорные разделяющие толщи и т. п.

Питание подземных вод артезианские бассейны получают из внешних и внутренних областей. Внешние области находятся за границей артезианского бассейна и расположены в пределах структур, составляющих его обрамление (рис. 2.3).

Внутренние области питания совпадают с территорией распространения артезианского бассейна. Атмосферные осадки, выпавшие в его пределах, питают грунтовые воды бассейна, а через них и артезианские воды.

Во внутренней области питания выделяют зону поглощения – ту часть артезианского бассейна, где происходит инфильтрация или инфлюация поверхностных вод и атмосферных осадков непосредственно в водоносный горизонт. К этой зоне относят выходы водоносных пластов на поверхность земли, не прикрытые водоупорными породами.

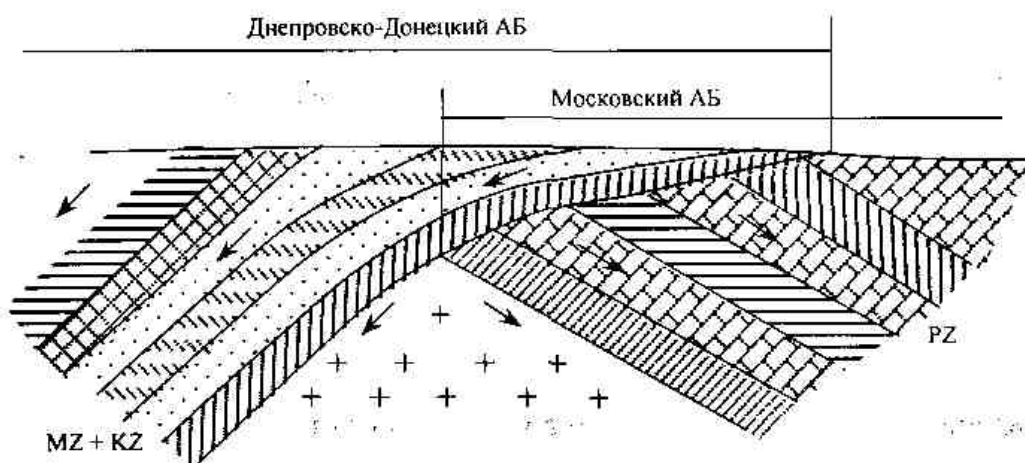


Рис. 2.3. Артезианский свод. Налегание окраины Днепроовско-Донецкого АБ на крыло Московского АБ (по ММ. Васильевскому с дополнениями).

Стрелками показано направление движения подземных вод

Питание водоносных горизонтов артезианских бассейнов происходит путем не только поглощения, но и перелива. Областью перелива называется область, в пределах которой подземные воды из одной гидрогеологической структуры перетекают в другую, а очагом перелива – гидрогеологическое «окно», которое связывает водоносные горизонты.

Различают краевые и внутренние области перелива. Краевые области перелива располагаются на границе артезианских бассейнов и ха-

рактически характеризуются переливом из гидрогеологического массива в артезианский бассейн, т. е. артезианский бассейн питается за счет вод ГМ.

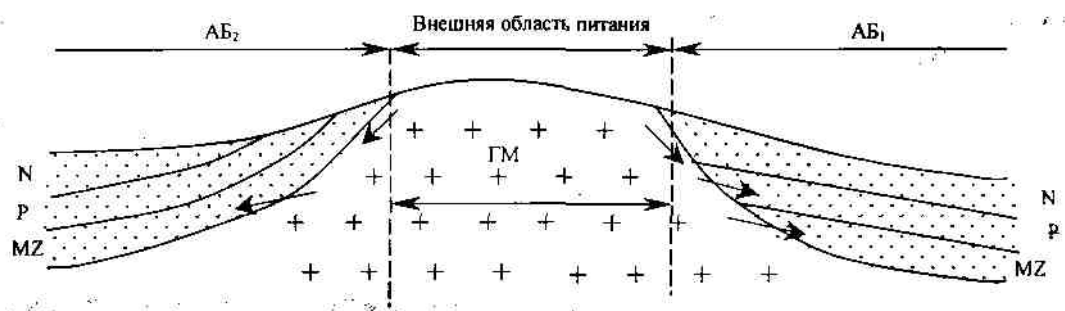


Рис. 2.4. Положение внешней области питания АБ (стрелками показано направление движения подземных вод)

К внутренней области перелива подземных вод относят область перелива из одного артезианского бассейна в другой, реализуемого в пределах одной артезианской области или смежных артезианских бассейнов.

Очаги перелива из одного водоносного горизонта в другой наблюдаются во многих артезианских бассейнах. Широко распространен перелив грунтовых вод в артезианские в областях питания и из артезианских водоносных горизонтов в грунтовые – в очагах разгрузки артезианских вод.

**Происхождение и динамика подземных вод АБ.** В артезианских бассейнах выделяют два гидрогеологических этажа, различающихся условиями формирования подземных вод: верхний, в котором распространены преимущественно инфильтрационные воды, и нижний, к которому приурочены собственно седиментационные и литогенные (элизионные и возрожденные) воды.

Верхний гидрогеологический этаж прослеживается на глубинах до 1 км. Нижней его границей обычно служит региональный водоупор. Движение подземных вод в верхнем этаже подчиняется законам гидростатики и направлено от областей поглощения и создания напора к областям разгрузки (рис. 2.5).

Гидродинамический режим в нижнем гидрогеологическом этаже связан с процессами литификации пород, отжатием вод и переходом их в свободное состояние (элизионные процессы) и дегидратацией монтмориллонитовых глин, гипсов и других отложений (образование возрожденных вод).

Нижний этаж разделяется на два яруса: верхний, в основном элизионных вод и нижний, где наблюдается активное проявление процессов дегидратация. Граница между ярусами проходит примерно на глубине 3...4 км.

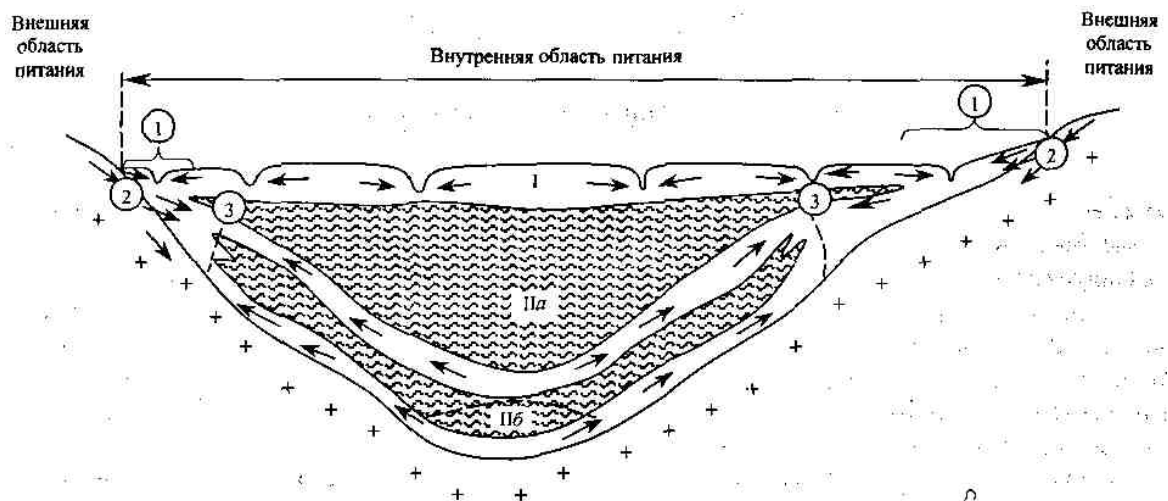


Рис. 2.5. Условия питания и динамики вод в АБ

(стрелками дано направление движения подземных вод)

1, 2 и 3 – зоны соответственно поглощения для артезианских вод, перелива вод складчатого фундамента в артезианский водоносный горизонт и перелива из артезианского водоносного горизонта в грунтовые воды; I – верхний гидрогеологический этаж; IIa и IIб – верхний и нижний ярусы нижнего гидрогеологического этажа

Исходя из сказанного, можно выделить артезианские бассейны с водами только инфильтрационного происхождения. Инфильтрационные режимы длительное время существовали над уровнем моря, и все водоносные горизонты до фундамента промывались инфильтрационными водами. К таким АБ относятся и те бассейны, формирование маломощного чехла которых происходило в условиях континентального накопления (например, АБ Забайкалья и Дальнего Востока). К артезианским бассейнам с только литогенным режимом относятся структуры, находящиеся ниже уровня моря.

Большинство артезианских бассейнов платформ характеризуется инфильтрационным режимом выше регионального водоупора и литогенным ниже него. Граница между ними обычно находится на глубине 0,7...1,5 км. В наиболее глубоких частях разреза (более 4 км) при благоприятных условиях может возникать и термоупругий режим, вызванный различиями коэффициентов объемного термического расширения воды и пород.

**Роль физико-географических факторов в формировании артезианских вод.** Несмотря на то, что артезианские водоносные горизонты подходят близко к поверхности лишь на отдельных участках, физико-географические факторы существенно влияют на их режим и особенности. В частности, условия гумидного климата благоприятны для формирования значительных ресурсов пресных артезианских вод (каменноугольный водоносный комплекс Московского АБ). В аридном климате

питание горизонтов весьма слабое и интенсивно развиваются процессы засоления. Эти явления отчетливо видны в неоген-четвертичных комплексах Прикаспийского, Тургайского и других АБ.

С физико-географическими факторами (главным образом, с рельефом) связано и распределение напоров в верхней части гидрогеологического разреза АБ. На водоразделах, в областях питания, напоры снижаются от верхних горизонтов к нижним. В этом случае возможен переток вод от дневной поверхности вниз и питание водоносных горизонтов за счет выпадающих на водоразделе атмосферных осадков. В областях разгрузки по долинам рек соотношение напоров обратное, т. е. повышение напоров происходит от верхних горизонтов к нижним, что обуславливает возможность перетока вод из нижних горизонтов в верхние, а при положительной пьезометрической поверхности и излива вод в виде источников на поверхность. Долины крупных рек являются дренами не только для грунтовых, но и артезианских вод, причем дренирующее влияние прослеживается в водоносных горизонтах, залегающих на глубинах до 700 м (иногда более).

Вековое промерзание АБ сопровождается преобразованием их гидрогеологических особенностей; чем более мощной становится мерзлая зона, тем существеннее изменения гидрогеологических условий АБ. Можно выделить три главных типа АБ в зависимости от условий их промерзания.

В бассейнах первого типа мощность мерзлой зоны меньше мощности пояса пресных вод и чехла осадочных пород бассейна. В таких АБ воды верхних подмерзлотных артезианских горизонтов пресные (например, в центральной части Якутского АБ).

В бассейнах второго типа мощность мерзлой зоны превышает мощность пояса пресных вод, но меньше мощности осадочных пород чехла АБ. Пресные артезианские воды в чехле таких бассейнов заморожены; ниже мерзлой зоны распространены только соленые воды или рассолы, обычно имеющие отрицательную температуру, – криопеги. Мощность пояса отрицательных температур этих АБ больше мощности мерзлой зоны. Отдельные линзы криопегов могут находиться и непосредственно в пределах мерзлой зоны, а пресные воды – в подрусловых и подозерных таликах. Роль мерзлой зоны как регионального водоупора в таких АБ усиливается. Все это позволяет выделить такие структуры, как криоартезианские бассейны (Оленекский и Хатангский АБ).

Осадочный чехол АБ третьего типа полностью заморожен и не содержит подземных вод в жидкой фазе, за исключением вод в надмерзлотных и межмерзлотных таликах. Подземные воды в этих АБ могут быть вскрыты лишь ниже осадочного чехла в зонах трещин фун-

дамента. Такие условия характерны для небольших межгорных АБ, не обладающих достаточно мощным чехлом.

**Гидрогеодинамическая зональность АБ.** Изучение интенсивности и характера водообмена водоносных систем позволило выделить три зоны: свободного, затрудненного и весьма затрудненного водообмена. Для зоны свободного водообмена характерна открытая гидравлическая связь водоносных горизонтов с современной поверхностью АБ. В зону свободного водообмена входят зона аэрации, горизонт грунтовых вод, межпластовые нисходящие воды, верхние артезианские водоносные горизонты и трещинные воды зоны выветривания фундамента АБ в тех случаях, когда эти водоносные горизонты и зоны дренируются долинами речной сети. Подземные воды зоны свободного водообмена тесно связаны с водами наземной гидросферы и атмосферы. За условную нижнюю границу зоны свободного водообмена часто принимают дно речных долин.

С увеличением глубины залегания водоносных горизонтов и мощности перекрывающих водоупоров условия водообмена ухудшаются. На этом основании в средней и нижней частях чехла АБ могут быть выделены гидрогеодинамические зоны затрудненного и весьма затрудненного водообмена. Границы между ними обычно проводятся условно по региональным водоупорам. Количественные методы для разделения этих зон используют данные о расходе пластового потока, длительности сроков водообмена, о соотношении напоров, положении пьезометрических уровней, а также косвенные показатели гидрогеодинамической обстановки.

Рассмотренные ранее инфильтрационный, литогенный и термоупругий режимы движения могут встречаться в разных гидрогеодинамических зонах. Так, инфильтрационный режим может встречаться во всех зонах, литогенный режим характерен для зон затрудненного и весьма затрудненного водообмена, а термоупругий режим может быть встречен только в зоне весьма затрудненного водообмена.

**Гидрогеохимическая зональность АБ.** Гидрогеохимическая зональность наиболее четко проявляется в АБ в двух видах: вертикальной (сверху вниз по разрезу) и горизонтальной, или площадной (по ходу движения подземных вод от области питания к области разгрузки или наибольшего погружения водоносных систем).

В гидрогеохимическом разрезе выделяют три зоны: пресных вод (до 1 г/л), соленых вод (1...35 г/л) и рассолов (более 35 г/л). Каждая из названных зон характеризуется определенными условиями формирования и может быть подразделена на подзоны. Так, обычно залегающая в верхней части разреза зона пресных вод испытывает, прежде всего, воздействие климатических факторов, как современных, так и действовавших в прошлом, зависит от состава водовмещающих пород и их фильтрационных



свойств, а также от условий, управляющих режимом подземных вод и контролирующих направленность физико-химических процессов. Наибольшая мощность (до 300...500 м, реже более) и наиболее широкое распространение зоны пресных вод наблюдаются в областях гумидного климата.

В поясе недостаточного увлажнения грунтовые воды отличаются разнообразной минерализацией и сложным составом с преобладанием сульфатов и хлоридов натрия. Часто выделяют как особую зону вод континентального засоления, пестрых по минерализации и составу. Непосредственно подстилающие их артезианские водоносные горизонты характеризуются наличием вод повышенной минерализации, большей частью соленых. Пресные воды встречаются здесь в виде линз, иногда крупных размеров, плавающих на соленых водах. Такие линзы обнаружены во многих местах Аму-дарьинского АБ. Мощность центральных частей линз здесь достигает десятков метров.

Минерализация подземных вод средней гидрохимической зоны более высока. Различают слабосоленоватые (с минерализацией 1...3 г/л), сильносоленоватые (3...10 г/л) и соленые (10...35 г/л) воды. С этой зоной связаны сероводородные воды. Среди соленоватых вод встречаются гидрокарбонатные, сульфатные и хлоридные, а также смешанного анионного состава, преимущественно натриевые. Среди соленых вод преобладают хлоридные натриевые.

Зона соленых вод очень широко распространена в артезианских бассейнах России. Наибольшей мощности (до 4 км) она достигает в Западно-Сибирской АО.

Поведение отдельных компонентов химического состава вод чаще всего закономерно. Повышение концентрации хлор-иона, кальция и натрия происходит одновременно с повышением минерализации, сульфат-ион в процессе катагенеза исчезает, а концентрация магния сначала падает, а потом растет. Гидрокарбонат-ион сначала выпадает из растворов, а затем на этапе среднего катагенеза его содержание вновь увеличивается. Концентрации брома, аммония, йода, калия и стронция в процессе катагенеза обычно растут. В растворе накапливаются также многие микрокомпоненты (Pb, Zn, Cu, Ba, V, Mn, Fe и др.), наблюдается эволюция органического вещества. Содержание растворенного в воде органического вещества максимально вблизи нефтяных залежей. Гидрослюдизация монтмориллонитовых глин, сопровождающаяся их дегидратацией, способствует опреснению вод разреза и формированию гидрохимических инверсий.

Рассолы нижней гидрохимической зоны сосредотачиваются преимущественно во внутренних, наиболее глубоких частях артезианских бассейнов, где встречены соленосные формации (например, Европей-

ская и Восточно-Сибирская АО, Амударьинский АБ). В этих условиях преобразование состава рассолов идет по пути увеличения концентрации хлоридов магния и кальция, брома, калия, стронция, рубидия, цезия, железа и других компонентов, а также насыщения рассолов метаном. В составе рассолов при минерализации до 294 г/л преобладают хлориды натрия, а при более высоких – хлориды кальция и магния. В условиях высоких давлений (более 60 МПа) и температур (свыше 200 °С) рассолы обогащаются металлами и различными трудно растворимыми в обычных условиях соединениями.

В бассейнах, лишенных соленосных формаций, крепкие рассолы не встречаются, но в основании, в глубоких частях, при миграции из соленосных пород фундамента образуются слабые рассолы (Западно-Сибирская АО).

Процесс замещения древних соленых вод инфильтрационными водами малой минерализации, наблюдающийся во многих артезианских бассейнах, приводит к закономерному распределению вод различной минерализации и состава, т. е. к формированию характерной горизонтальной или площадной гидрогеохимической зональности. В некоторых АБ инфильтрационные воды проникают лишь в краевую зону (в область питания), что ведет к соответствующему опреснению бассейна (бассейны Причерноморской впадины, Предкавказья, Западной Сибири).

Развитие описанных выше процессов определяет зональное распределение вод различного состава в пределах артезианских бассейнов. В краевой части бассейна, начиная непосредственно от области поглощения, располагаются зоны слабоминерализованных вод, обычно гидрокарбонатно-кальциевых. Далее следует зона пресных и солоноватых гидрокарбонатных натриевых или гидрокарбонатных сульфатных натриево-кальциевых вод. За ней идет переходная зона смешанных хлоридно-гидрокарбонатных натриевых или сульфатно-хлоридных вод и, наконец, зона хлоридных вод, представляющая собой область глубоких древних сильноминерализованных вод бассейна. В этой зоне иногда выделяют подзоны вод хлоридного натриевого, хлоридного кальциево-натриевого, хлоридного натриево-кальциевого и хлоридного кальциевого состава с высоким содержанием брома и с преобладанием кальция над натрием.

Гидрогеохимический пояс – это определенный тип гидрогеохимического разреза, в котором наблюдается закономерное переслаивание гидрогеохимических зон сверху вниз. Самый простой гидрогеохимический пояс – это пояс, содержащий только одну зону, например зону пресных вод. Разрезы такого типа встречаются на окраинах артезианских бассейнов, там, где глубина их невелика, и имеет место питание артезианских пластов, а не их разгрузка.

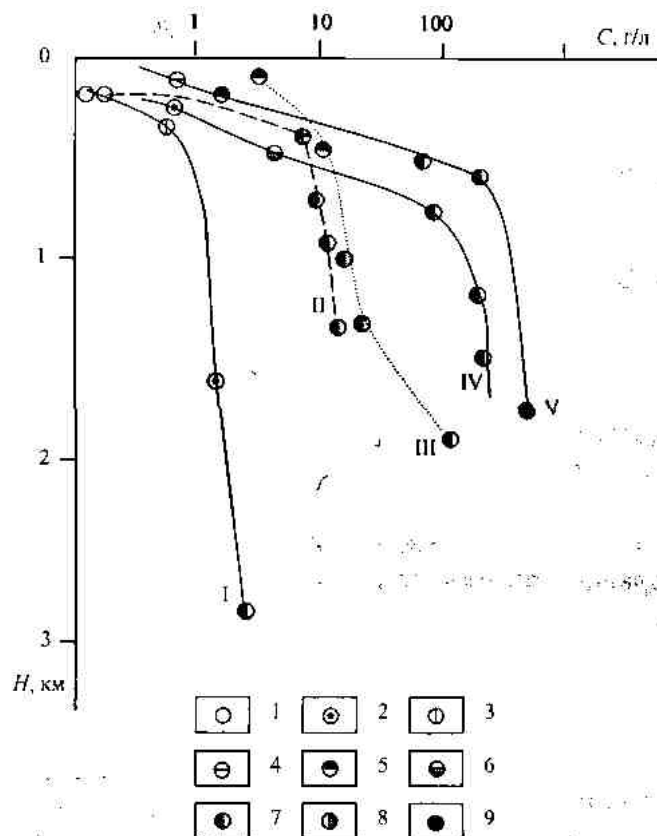
Другой тип гидрогеохимического пояса состоит из двух зон: пресных вод (сверху) и соленых вод (снизу). Такие разрезы обычно встречаются на некотором расстоянии от границ бассейнов, в более глубоких их частях. В центральных частях артезианских бассейнов с наибольшей мощностью осадочного чехла встречается трехзональный тип гидрогеохимического пояса: с глубиной зона пресных вод сменяется зоной соленых вод, а затем зоной рассолов.

Кроме перечисленных типов гидрохимических разрезов, более характерных для бассейнов, расположенных во влажном климатическом поясе, встречаются и другие типы разрезов, отличающиеся, во-первых, снижением минерализации от дневной поверхности до фундамента (например, такое явление наблюдается на глубинах до 2 км в Большом артезианском бассейне Австралии), во-вторых, уменьшением минерализации с глубиной, которое сменяется ростом ее к фундаменту, в-третьих, увеличением минерализации с глубиной, а затем уменьшением ее к фундаменту. Возможны более сложные гидрохимические соотношения в вертикальном разрезе АБ. Такие гидрохимические разрезы обычно формировались в специфических условиях, и при их изучении необходимо учитывать гидрогеологические, в особенности гидродинамические, условия аномальных частей АБ.

В связи с изучением гидрогеохимической зональности интересно проследить изменение минерализации подземных вод с глубиной (рис. 2.6). Среди таких зависимостей наиболее типичны следующие: 1) кривая изменения минерализации вогнутая – фильтрационные воды глубоко проникают внутрь и оттесняют соленые седиментационные воды; 2) линейная зависимость – постепенное погружение водоносного пласта и постепенное нарастание минерализации вод с глубиной; 3) выпуклая кривая – оттеснение пресных вод солеными водами и рассолами, поднимающимися с глубины (в большинстве случаев это объясняется присутствием галогенных пород в разрезе). Перегибы на кривых свидетельствуют об изменении обстановки формирования подземных вод. Особый интерес представляет изучение так называемых гидрогеохимических инверсий. В этих случаях рост минерализации сменяется резким ее уменьшением вплоть до образования пресных или слабоминерализованных вод. Эти инверсии могут быть объяснены разными причинами: гидродинамическими, криогенными, литогенными, фациальными, палеогидрогеологическими и др.

**Газовая зональность артезианских бассейнов.** Можно выделить два основных направления, по которым идет изменение газового состава вод с глубиной: 1)  $O_2 + N_2 - CO_2 + N_2 - N_2$ ; 2)  $O_2 + N_2 - N_2 + CH_4 - CH_4 +$  тяжелые углеводороды. Первое характерно для краевых частей АБ и для

таких разрезов, в которых на глубине отсутствуют битуминозные породы и скопления горючих флюидов. Газы воздушного происхождения (кислород, азот) наблюдаются в приповерхностных частях АБ. С глубиной содержание кислорода снижается из-за его участия в процессах окисления и в составе газов, наряду с инертным азотом, появляется углекислый газ. Еще глубже углекислый газ расходуется на образование гидрокарбонатов и в самых глубоких частях бассейна, перекрытых водоупорными породами, обогащается гелием.



*Рис. 2.6. Изменение минерализации С и состава артезианских вод с глубиной Н (по Кирюхину В.А.)*  
 1–9 – состав артезианских вод: 1 –  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ ; 2 –  $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$ ; 3 –  $\text{HCO}_3\text{-Na}$ ; 4 –  $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca-Na}$ ; 5 –  $\text{SO}_4\text{-Cl-Na}$ ; 6 –  $\text{SO}_5\text{-Ca-Na}$ ; 7 –  $\text{Cl-Na}$ ; 8 –  $\text{Cl-Ca-Na}$ ; 9 –  $\text{Cl-Na-Ca}$   
 I – Байкальский АБ; II – Западно-Сибирский АБ; III – Каракумский АБ; IV – Московский АБ; V – Ангаро-Ленский АБ

Второй тип изменений фиксируется в разрезах, в состав которых входят битуминозные породы, горючие сланцы, скопления нефти и газа. В этом случае азотные газы с глубиной замещаются метаном и тяжелыми углеводородами. На определенной глубине могут появиться скопления горючих газов (метан и тяжелые углеводороды), глубже – скопле-

ния газа и нефти и на еще большей глубине – нефти. В отдельных случаях обнаруживаются скопления свободного азота и еще реже, в приповерхностных слоях, – углекислоты. При благоприятных условиях в глубоких недрах АБ происходит обогащение вод и газов водородом, гелием, иногда в количествах, имеющих практическое значение.

**Микробиологическая зональность АБ.** Еще В.И. Вернадский в своих трудах о биосфере обращал внимание на огромное значение организмов в жизни природных вод. В дальнейшем М.С. Гуревич, Б.В. Перфильев, Л.Е. Крамаренко и др. установили, что микроорганизмы нуждаются в воде, органическом веществе, благоприятных температурах, химических, физико-химических и других условиях. Зональным изменениям этих условий соответствует зональное размещение микроорганизмов, что не исключает и азонального их распространения.

В разрезе земной коры довольно ясно выделяются три микробиологические сферы, различные по составу, численности и специфике жизнедеятельности микробиоты. Верхняя сфера, охватывающая почвенные отложения, наиболее богата по числу и разнообразию бактерий. Для нее характерно развитие биохимических процессов разложения содержащихся в почве органических веществ. Глубина распространения верхней сферы от 0,5 до 3 м. Ниже залегает средняя сфера, в которой активно развиваются процессы выветривания и аэрации. Бактериальное население ее довольно велико и разнообразно. Наряду с аэробными здесь существуют и анаэробные бактерии. Мощность сферы измеряется единицами, десятками, а иногда и сотнями метров. Под средней микробиологической сферой залегает нижняя, которая отличается сравнительной бедностью микроорганизмов, с преимущественным распространением анаэробных форм. Наличие той или иной физиологической группы бактерий определяется составом органических соединений, присутствием необходимых минеральных веществ, минерализацией и температурой воды, а также другими условиями среды. Глубина этой зоны зависит от минерализации подземных вод и температуры (на глубинах с температурами свыше 100 °С микробиологическая жизнь замирает). В последние годы в Галапагосских термах на дне Тихого океана обнаружены бактерии, способные жить и размножаться при температурах значительно выше 100 °С. В холодных подмерзлотных водах Восточно-Сибирской АО выделены криофильные бактерии, интенсивно развивающиеся при температурах 5...7 °С и слабо при более высоких.

Под воздействием бактерий состав артезианских вод преобразуется: из воды удаляется сульфат-ион и появляется сероводород. В карбонатных толщах содержание сероводорода в артезианских водах может достигать очень больших величин: например, в Восточно-Сибирской

АО до 2 г/л, в Душанбинском АБ до 1,9 г/л. В песчано-глинистых отложениях, наоборот, сероводород связывается с железом и в воде практически отсутствует.

Отмечена связь между химическим составом подземных вод и наличием определенных групп и видов бактерий. Так, в азотных гидрокарбонатных натриевых водах Западно-Сибирской АО метанокисляющие бактерии не были обнаружены, тогда как в подземных водах, содержащих метан, эти бактерии обычно встречаются. Денитрифицирующие бактерии, продуцирующие молекулярный азот, часто фиксируются в подземных водах с наличием биогенного (безаргонного) азота. В результате жизнедеятельности бактерий, кроме сероводорода, появляются ионы аммония, гидрокарбоната и углекислого газа, снижается содержание ионов  $SO_4$ .

**Температурная зональность.** Температура подземных вод АБ чрезвычайно разнообразна. В приповерхностных частях АБ Арктики и некоторых бассейнах бореального пояса широко развиты отрицательно-температурные подземные воды (до  $-14\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). Под зоной отрицательно-температурных вод и к югу от нее располагаются зоны холодных (с температурой от 0 до  $25\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), теплых ( $20\text{...}35\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), горячих ( $35\text{...}100\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) и сверхгорячих вскипающих ( $100\text{...}500\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) вод. В глубоких частях бассейнов Западной Сибири были вскрыты воды с температурой свыше  $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Есть все основания полагать, что глубокие части фундамента АБ могут содержать воды с температурой, значительно превышающей  $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а еще более глубокие части земной коры – горячие пары воды с температурами  $500\text{...}1200\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Наконец, на еще больших глубинах и при наиболее высоких температурах предполагается существование диссоциатов воды: водорода и гидроксила.

В направлении от полярных стран к экватору отмечается общее потепление артезианских вод. В начале исчезают отрицательно-температурные воды, распространение которых ограничено арктическими и бореальными поясами. Затем постепенно исчезают холодные воды. И, наконец, в экваториальных АБ в приповерхностных слоях бассейнов преобладают теплые воды, а на большой глубине – горячие.

Итак, в артезианских бассейнах Земли отмечается существование широтной и глубинной зональностей (рис. 2.7). С севера на юг можно выделить АБ весьма холодные (полярные страны, Арктика и Субарктика), умеренно холодные (бореальный пояс), теплые (средиземноморский пояс) и, наконец, горячие и очень теплые (экваториальный пояс). Как исключение, наблюдаются температурные аномалии, когда поверх холодных вод располагаются теплые. Природа таких аномалий разнообразна и требует специальных исследований.

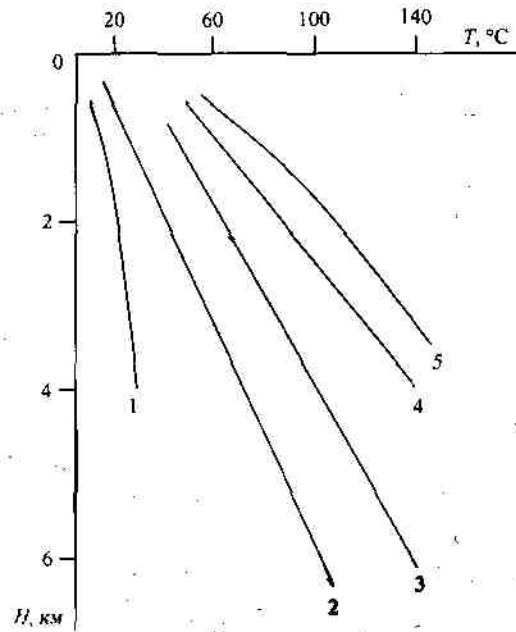


Рис. 2.7. Изменение температуры  $T$  недр с глубиной  $H$  в артезианских областях (по Г.А. Юдину)

1–5 – артезианские области: Восточно-Сибирская (1), Восточно-Европейская (2), Северо-Американская (3), Северо-Африканская (4), Австралийская (5)

## 2.2. Распределение основных типов гидрогеологических структур и их ураноносность

Уже упоминалось, что гидрогеологические структуры первого порядка могут объединяться в области, области группироваться в пояса, а пояса образовывать системы поясов. Так, например, система ГМ представляет собой области ГМ, пояса ГМ и системы поясов ГМ. Вместе с тем, поскольку ГМ встречаются в сочетании с другими типами гидрогеологических структур, то чаще всего используется термин гидрогеологические складчатые области (ГСО) или просто складчатые области (СО). Для группировки АБ чаще всего используется термин артезианские области (АО).

ГСО или СО, в которых ГМ является основной гидрогеологической структурой, подразделяются на четыре группы в зависимости от времени проявления главной складчатости: древнейшие, или допалеозойские, древние, или палеозойские, омоложенные палеозойские и молодые, или мезозойско-кайнозойские.

Допалеозойские ГСО занимают на нашей планете весьма значительные территории: Финно-Скандинавский, Канадский, Анабарский, Алданский, Украинский, Бразильский щиты и практически вся Антарктида.

Площади распространения палеозойских ГСО значительно меньше, это Уральская, Центрально-Казахская, Донецкая, Таймырская и Аппалачская.

Мезозойско-кайнозойские ГСО находятся в пределах Средиземно-морского и Тихоокеанского геосинклинальных поясов, к ним относятся Кордильерский и Андский складчатые пояса, Пиренейская, Альпийская, Аппенинская, Карпатская, Крымская, Кавказская, Ко-петдагская, Памирская, Курило-Камчатская и другие ГСО.

Омоложденные палеозойские ГСО – это особая группа структур. Они сформировались в палеозое, но в мезозое и кайнозое претерпели этап тектономагматической активизации, которая способствовала резкому горообразованию, подъему геоблоков, проявлению магматизма, разломной тектоники, оживлению газогидротермальной деятельности, т. е. по многим своим параметрам стали похожими на молодые складчатые структуры. К омоложенным ГСО относятся Тянь-Шаньская, Саяно-Алтайская, Монголо-Охотская и др.

Старение ГСО приводит к выколаживанию рельефа, превращению высокогорных систем в средне-, низкогорные и даже денудированные территории. Тем самым пропадает резкая гидрогеологическая контрастность, связанная с проявлением высотной поясности. Постепенно угасает газогидротермальная деятельность, исчезают углекислые источники и азотные термы. Старение гидрогеологических структур сопровождается также ухудшением фильтрационных свойств пород, снижением динамической активности подземных вод, изменением химических процессов и усилением метаморфогенной их составляющей, постепенным ослаблением эндогенных тепловых потоков.

Из сказанного следует, что по сравнению с древними и древнейшими ГСО молодые и в какой-то степени омоложенные складчатые структуры обладают рядом специфических особенностей:

- в них распространены разнообразные типы ГМ, орогенных АБ и молодых ВБ;
- для них характерны высокая динамичность стока, благоприятные условия для формирования значительных ресурсов подземных вод;
- большее разнообразие химических типов подземных вод обусловлено широким распространением минеральных и термальных вод и сложным строением гидрогеохимических зон, слагающих высотно-ландшафтные пояса и глубинные разрезы молодых и омоложенных ГСО.

Площади распространения АБ составляют десятки и сотни тысяч квадратных километров, АО занимают территории площадью в миллионы квадратных километров. Это крупнейшие гидрогеологические мегаструктуры нашей планеты, которые вследствие своих огромных размеров являются инерционными и в какой-то мере консервативными. Дело в том, что современные экзогенные явления воздействуют только



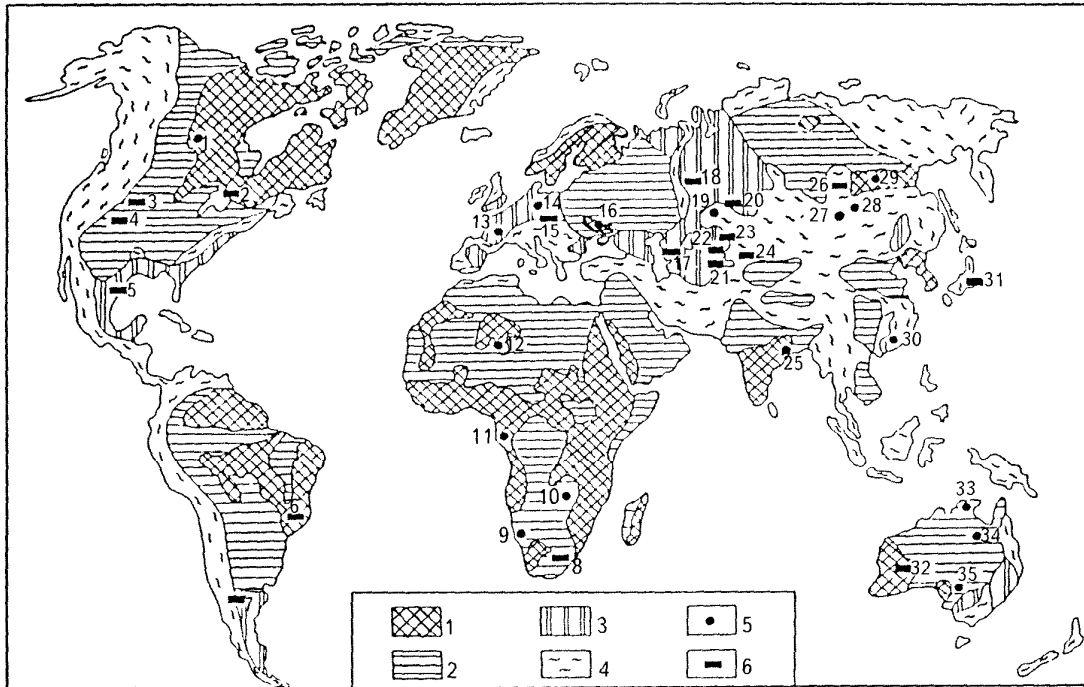
на самую верхнюю часть гидрогеологического разреза, до глубины в несколько десятков метров, и с глубиной их влияние быстро затухает. Роль литогенных и тектонических процессов с погружением, напротив, растет. Водоносные системы, которые зародились в предыдущие геологические эпохи, изменяясь под их влиянием, сохраняют тем не менее многие свои характеристики длительное время.

В условиях затрудненного и весьма затрудненного водообмена подземные воды малоподвижны. Их свойства и состав зависят от физико-химических и термодинамических обстановок, в которые они попадают. При этом важное значение имеет не только направленность и интенсивность такого рода обработки, но и продолжительность нахождения водоносных систем в недрах. С учетом времени заложения АО подразделяются на древние и молодые. Древние начали формироваться в верхнепротерозойское-палеозойское время, а молодые – в кайнозой и мезозой. Сравнение особенностей гидрогеологии древних и молодых АО позволяет утверждать следующее:

В палеозойских, а тем более верхнепротерозойских комплексах породы прошли более высокие стадии катагенеза, чем в мезозойско-кайнозойских отложениях, поэтому в первых наблюдается более высокая стадия метаморфизма углей, большая плотность пород, преобладание трещинно-жильных вод над порово-пластовыми.

Элизионные процессы водоносных комплексов палеозойского и более древнего возраста давно завершены; наиболее интенсивно они продолжаются в водоносных комплексах кайнозоя, в меловых толщах они в значительной степени угасают, а в юрских отложениях практически отсутствуют. Это означает, что высоконапорные системы и положительные гидродинамические аномалии элизионного происхождения могут быть встречены только в молодых АО.

Эпохи галогенеза в древних АО захватывали огромные территории, продолжались многие миллионы лет и образовывали мощные соленосные толщи: кембрий, верхний девон – Сибирская платформа; девон, пермь – Восточно-Европейская платформа. В молодых АО, которые по возрасту относятся к средне-верхнеюрскому времени, эвапоритовые толщи занимают значительно меньшие территории, их мощность не превышает 100...200 м (Приаральская и Каспийско-Черноморская АО). Это означает, что объем и площадь распространения крепких и сверхкрепких рассолов древних АО значительно больше, чем молодых. Кроме того, седиментационные рассолы древних АО претерпели более высокие стадии метаморфизации, чем молодые, и отличаются хлоридным, магниевым-кальциевым составом и очень большими концентрациями брома, лития, рубидия, стронция, аммония и других компонентов.



*Рис. 2.8. Основные районы распространения экзогенных и эндогенных урановых месторождений*

- 1 – древнейшие допалеозойские ГСО (щиты древних платформ);  
 2 – древние АО (чехол древних платформ); 3 – молодые АО (чехол молодых платформ);  
 4 – древние палеозойские ГСО и молодые мезозойские и кайнозойские ГСО (складчатые пояса); 5, 6 – районы урановых месторождений: 5 – эндогенных;  
 6 – экзогенных (1 – Атабаска, 2 – Блайнд-Ривер, 3 – Вайоминг, 4 – плато Колорадо, 5 – Техас, 6 – Сьера-де-Жакобина, 7 – Сьрра-Пишпада-Маларгуэ, 8 – Витватерсранд, 9 – Россинг, 10 – Замбкйско-Заирский, 11 – Габон, 12 – Агадес, 13 – Центрально-Французский, 14 – Рудногорский, 15 – Лабский, 16 – Центрально-Украинский, 17 – Прикаспийский, 18 – Зауральский, 19 – Северо-Казахстанский, 20 – Семизбайский, 21 – Центрально-Кызылкумский, 22 – Сырдарышский, 23 – Чу-Сарысуьский, 24 – Верхнеилийский, 25 – Сингбум, 26 – Витимский, 27 – До-рнотский, 28 – Стрельцовский, 29 – Центрально-Алданский, 30 – Юго-Восточного Китая, 31 – Хонсю, 32 – Йилирри, 33 – Алигейтор-Риверс. 34 – Маунт-Айза, 35 – Олимпик-Дам)

Участие климатического фактора при формировании подземных вод зависит от того, в какой географической зоне находится изучаемая территория. Охлаждение нашей планеты, которое произошло в плиоцен-четвертичное время, привело к образованию мощных толщ многолетней мерзлоты, которые сохранились и в настоящее время. Большой мощности она достигает на севере Восточно-Сибирской АО (до 1...1,5 км вместе с подстилающими снизу криопегами – переохлажденными рассолами). Для районов распространения многолетней мерзлоты характерны криогенный режим надмерзлотных вод, связанный с их сезонными промерзанием и оттаиванием; образование наледи в результате разгрузки подзем-

ных вод на поверхности земли; формирование специфических химических типов подземных вод; проявление в подмерзлотных горизонтах гидрогеохимических инверсий и отрицательных гидрогеодинамических аномалий (установление статического уровня подземных вод ниже нулевой отметки – уровня Мирового океана).

В областях отсутствия многолетней мерзлоты и гумидного климата условия для формирования подземных вод наиболее благоприятные. Здесь наблюдается наибольшая мощность зоны пресных вод и наиболее крупные их месторождения. В области аридного климата крупные скопления пресных подземных вод приурочены к участкам предгорных шлейфов, встречаются пресные воды, захороненные в межледниковые эпохи, химический состав этих вод довольно пестрый, что объясняется процессами континентального соленакопления.

Системы вулканогенных бассейнов (ВБ), вулканогенных областей (ВО) получили широкое развитие в областях современного вулканизма, в Средиземноморской и Тихоокеанской геосинклиналях. Это Камчатка, Сихотэ-Алинь, Малый Кавказ, Карпаты, Кордильеры, Анды и другие молодые складчатые области, а также островные дуги вулканического происхождения. В процессе старения ВО постепенно теряют свои специфические гидрогеологические признаки. Поэтому ВО, сложенные вулканогенными породами мелового возраста, лишь сохраняют подобие вулканических структур и постепенно превращаются в ГМ. Вулканогенные структуры юрского и более древнего возраста обладают свойствами и параметрами, характерными для ГМ.

Эндогенные месторождения урана распространены, главным образом, в гидрогеологических массивах ГСО, а экзогенные – в структурах артезианского типа платформ и ГСО. Пластово-инфильтрационные месторождения (гидрогенные) среди последних имеют первостепенное значение.

Выявленные на территории России и ближнего зарубежья инфильтрационные и близкие к ним урановые месторождения Г.А. Машковцев с соавторами рекомендуют сгруппировать в несколько геолого-промышленных типов, характеризующих три главнейшие геотектонические обстановки рудообразования, а по нашему мнению точнее гидрогеологические, гидродинамические обстановки:

- молодые платформы, подвергшиеся новейшей синорогенной тектонической активизации, которым свойственны месторождения чусарысуйского и кызылкумского типов, развитых в Притяньшанье;
- эпиплатформенные орогенные пояса кайнозойского и мезозойского возраста, где в межгорных впадинах локализованы месторождения ферганского, кольджатского, амалатского, оловского и харатского типов;

- слабодифференцированные сводовые поднятия на древних щитах и в областях завершённой складчатости с эрозионными палеодолинами, вмещающими месторождения девладовского, санарского, витимского и семизбайского типов.

От первой группы к третьей примерно на порядок снижаются масштабы месторождений (запасы урана), что напрямую коррелируется с уменьшением их протяженности (табл. 2.1).

Таблица 2.1

*Некоторые количественные характеристики инфильтрационных уран-полиэлементных месторождений различных геолого-промышленных групп в СНГ и МНР (по Я.М. Кислякову и В.Н. Щеточкину)*

Характеристика	Группы месторождений		
	активизированных молодых платформ (в синеклизах и грабен-синклиналях)	эпиплатформенных орогенных поясов (в межгорных впадинах)	слабодифференцированных поднятий (в эрозионных палеодолинах)
Геолого-промышленные типы (примеры)	Чу-сарысуйский (Инкай, Канжуган, Карамурун) Кызылкумский (Учкудук, Сугралы, Букинай)	Ферганский (Майлису) Кольджатский (Кольджат, Нижнеилийское, Туракавак) Амалатский (Имское) Харатский (Харат)	Девладовский (Девладовское, Братское) Санарский (Санарка) Витимский (Хиагда, Коретконда) Семизбайский (Семизбай, Далматовское, Малиновское)
Масштабы месторождений	Крупные и очень крупные	Средние	Средние и мелкие
Площади вмещающих депрессионных структур, км <sup>2</sup>	100 000n-10 000n	100n-10n	10n-n
Параметры рудоконтролирующих зон окисления:			
площадь, км <sup>2</sup>	1000n-10n	10n	n-0,1n
протяженность фронтов выклинивания, км	100n-10n	10n-n	n
Протяженность месторождений, км	100n-10n	10n-n	n

Характеристика	Группы месторождений		
	активизированных молодых платформ (в синеклизах и грабен-синклиналях)	эпиплатформенных орогенных поясов (в межгорных впадинах)	слабо дифференцированных поднятий (в эрозионных палеодолинах)
Размеры рудных залежей:			
протяженность, км	10n-n	n-0,1n	n-0,01n
ширина, м	100n-10n	100n-10n	100n-10n
Удельная продуктивность месторождений: $Q^* = M/Lh$ (кг/м <sup>2</sup> )	20...50	10...30	10...50

Рудовмещающие структуры платформенных депрессий по площади на 3–4 порядка больше, чем межгорные впадины и эрозионные палеодолины. Так, крупнейшие ураноносные периферические синеклизы Туранской плиты-Чу-Сарысуйская и Сырдарьинская – имеют площади около 150 тыс. км<sup>2</sup> каждая, в то время как размеры межгорных впадин с урановым оруденением не больше нескольких сотен, а палеодолин – нескольких десятков квадратных километров.

При всем разнообразии условий формирования выделенные геолого-промышленные типы могут быть объединены общей рудогенетической моделью с двумя группами факторов рудообразования: региональными, отражающими предпосылки образования рудоконтролирующих зон окисления, и локальными, непосредственно определяющими накопление рудной минерализации. Среди региональных факторов важную роль играет климат, существенно влияющий на возможность проникновения кислорода в подземные воды и соответственно на их ураноносность. Тектоно-геоморфологические условия являются определяющими в становлении инфильтрационного гидродинамического режима в сфере затрудненного водообмена артезианских бассейнов. Существенные различия гипсометрических отметок областей питания и очагов разгрузки обуславливают высокие величины пьезометрического уклона, что способствует «подавлению» эксфильтрационных (прежде всего элизионных) процессов. Литолого-формационная обстановка предполагает наличие благоприятных для инфильтрационного рудогенезиса анизотропно про-

нищаемых осадочных толщ. Важнейшим гидрогеологическим фактором, непосредственно влияющим на образование зон пластового и грунтового окисления, является устойчивый инфильтрационный динамический режим в артезианских бассейнах платформенного типа, в межгорных впадинах и депрессионных палеодолиньных структурах, обеспечивающий поступление на глубину метеогенных кислородных вод.

Из локальных факторов рудообразования, имеют четкое количественное выражение существенную роль играют пьезометрический уклон и фильтрационные свойства водоносных горизонтов. Совокупностью этих параметров определяются скорости движения инфильтрационных потоков и, соответственно, интенсивность привноса полезного компонента в зону рудоосаждения. Важнейшая предпосылка рудообразования – повышенная ураноносность кислородных вод, возникающая при окислительном выщелачивании урана из пород в областях питания и транзита. Главной причиной рудоосаждения являются реакции восстановления элементов переменной валентности, обусловленные в конечном счете содержащимися в осадочных породах эффективными восстановителями – углистым веществом, битумами, сульфидами железа, сероводородом и водородом. Рудоконтролирующая окислительная зональность может быть латеральной или вертикальной в зависимости от условий развития пластовых и грунтовых процессов. И, наконец, последний весьма существенный фактор рудогенеза – его длительность, которая для рассмотренной совокупности месторождений может варьировать от сотен тысяч до десятков миллионов лет.

## 3. ОСНОВЫ РАДИОГИДРОГЕОЛОГИИ

### 3.1. Подземные воды, формирующиеся на участках месторождений урана

На участках распространения рудных тел в понимании А.А. Бродского формируются три типа подземных вод (рудные, ореольные и фоновые).

1. Рудные воды, т. е. воды, обогащенные продуктами разрушения рудных тел. Эти воды приурочены к рудным телам и к первичным ореолам рассеяния в породах. К рудным водам очень близки так называемые «рудничные воды», формирующиеся на месторождениях под воздействием горных выработок и искусственного водообмена.

В результате взаимодействия с рудными телами и окружающими породами подземные воды обогащаются продуктами их химического выветривания, и, кроме того, их агрессивность резко увеличивается за счет свободной  $H_2SO_4$ , образующейся при окислении сульфидов.

Для большинства подземных вод характерны небольшие скорости фильтрации и передвижения по мелким порам и трещинам пород. Такие подземные воды обогащаются продуктами химического выветривания преимущественно в ионной форме, в то время как воды, движущиеся по крупным тектоническим трещинам большой протяженности и в карстовых пустотах, способны переносить также механические и коллоидные продукты разрушения пород и рудных тел.

2. Ореольные воды, т. е. воды, формирующиеся вокруг рудных тел при дальнейшем миграции рудных вод по направлению движения общего потока подземных вод. Выходя за пределы рудных тел, а также первичных и вторичных ореолов рассеяния ореольные воды взаимодействуют с окружающими рудный участок породами и водами, состав которых не изменен под влиянием рудных тел. Ореольные воды теряют свою агрессивность. Количество химических продуктов разрушения рудных тел в них уменьшается как за счет разбавления окружающими водами. Содержания в ореольных водах продуктов разрушения рудных тел постоянно уменьшается.

3. Фоновые воды, т. е. воды, характеризующиеся отсутствием в их составе продуктов разрушения рудных тел, а также их первичных и вторичных ореолов рассеяния. Формирование химического состава фоновых вод определяется общими региональными закономерностями.

Рудные, ореольные и фоновые воды могут быть грунтовыми и напорными, поровыми, пластовыми, трещинными и карстовыми и раз-

виваться при определенных условиях в любом месте водоносного горизонта (области питания, транзита и разгрузки).

Взаимодействие растекающихся вод с водоносными породами выражается прежде всего в выщелачивании и растворении этих пород. Такие процессы бывают очень энергичными вследствие повышенной агрессивности вод, омывающих оруденение. В результате этого увеличивается минерализация растекающихся вод и повышается их рН. Кроме того, иногда протекают обменные реакции между водой и породами, происходит выпадение радиоактивных элементов из вод за счет сорбционных процессов и взаимодействия с органическим веществом пород.

Следовательно, концентрация радиоактивных элементов в водах ореолов рассеяния значительно меньше, чем в водах рудных залежей, но они превышают фоновые содержания этих элементов в подземных водах иногда в десятки и сотни раз.

Поскольку различные радиоактивные элементы обладают разной устойчивостью в подземных водах, их повышенные содержания прослеживаются на различное расстояние от рудных тел. Величина расстояния зависит от характера вод рудных залежей и вод за их пределами, от водообмена этих вод, литологического состава пород, расчлененности рельефа, геохимической обстановки и т. д.

В связи с широким развитием первичных ореолов в породах общая площадь распространения водных ореолов рассеяния может быть весьма значительной. В этом случае водные ореолы рассеяния располагаются от рудных тел и вверх и вниз по направлению современного подземного и поверхностного стока, так как образование первичных ореолов не связано с деятельностью современных подземных и поверхностных вод.

Форма, размеры, контрастность, химический состав водных ореолов рассеяния, связанных со вторичными ореолами рассеяния в породах урановых рудных тел, зависят от характера последних.

Основными факторами, определяющими контрастность, размер, форму и другие особенности водных ореолов рассеяния, являются: характер рудных тел (минеральный состав, форма, размеры), литологический состав водоносных пород; структурные особенности участка уранового оруденения; характер пустот, по которым передвигается вода; степень расчлененности рельефа; климатические особенности района; интенсивность водообмена; химический состав вод и их геохимические особенности.

Анализ имеющихся материалов по водным ореолам рассеяния урановых рудопроявлений в различных природных условиях позволяет отметить следующие общие закономерности.



1. Форма ореолов рассеяния радиоактивных элементов в природных водах обуславливается геолого-структурными условиями рудного участка и направлением движения подземных вод. Обычной формой водных ореолов рассеяния является неправильно-эллипсоидная, вытянутая по направлению движения подземных вод. Если направление движения подземных вод определяется зонами тектонических нарушений, ореолы приобретают форму, вытянутую вдоль этих зон. При движении подземных вод вкрест простирания тектонических нарушений ореолы рассеяния имеют также вытянутость в основном вдоль тектонических зон и в меньшей степени по направлению движения подземных вод. В тех случаях, когда движение подземных вод происходит в нескольких направлениях, водный ореол рассеяния имеет сложные очертания.

2. Интенсивность (контрастность) ореолов рассеяния, определяющаяся отношением максимального содержания элементов в водном ореоле рассеяния к фоновым его содержаниям в подземных водах, зависит главным образом от вещественного состава руд и их состояния, от степени расчлененности рельефа и геохимической обстановки.

На гидротермальных месторождениях или рудопроявлениях урана наиболее интенсивные ореолы рассеяния радиоактивных элементов образуются вокруг контрастных руд, а на месторождениях или рудопроявлениях урана в осадочных породах – вокруг черниевых руд. В большинстве случаев ореолы рассеяния радиоактивных элементов на гидротермальных месторождениях характеризуются большей контрастностью, чем на месторождениях урана в осадочных породах.

Контрастность ореолов рассеяния урана в подземных водах уменьшается со снижением содержания кислорода в них. В сероводородной (восстановительной) обстановке ореолы рассеяния урана практически не образуются. Наоборот, с увеличением минерализации воды и изменением окислительного характера среды на восстановительный интенсивность ореолов рассеяния урана увеличивается.

Контрастность водных ореолов рассеяния урана и радона увеличивается с возрастанием интенсивности водообмена, особенно при искусственном вскрытии месторождений.

3. Протяженность ореолов рассеяния урана в подземных водах зависит от степени интенсивности водообмена, определяемой расчлененностью рельефа, водопроницаемостью и тектонической нарушенностью пород, характером геохимической обстановки. Наибольшая протяженность распространения урана в водах характерна для горно-складчатых областей, где она в условиях сильно окислительной обстановки достигает для содержания урана  $n \cdot 10^{-4}$  г/л 300–600 м и для содержания урана  $10^{-5}$  г/л – 700–900 м. В равнинных областях контур вод с содержанием

урана  $n - 10^{-4}$  г/л прослеживается на расстояние до 20–50 м и с содержанием урана  $n - 10^{-5}$  на расстояние 70–120 м.

4. Длина пути миграции радона в подземных водах зависит в основном от интенсивности водообмена. В горно-складчатых областях воды с содержанием радона более 1000 эман прослеживаются на расстояние до 100 м, более 500 эман на расстояние до 200 м и более 100 эман на расстояние до 300 м, в то же время в равнинных областях с замедленным движением подземных вод воды с содержанием радона более 1000 эман прослеживаются только в пределах рудного тела, с содержанием более 500 эман – на расстояние до, 100 м и с содержанием более 100 эман на расстояние до 150–180 м.

5. Длина пути миграции радия в подземных водах зависит в основном от величины их минерализации, определяемой интенсивностью водообмена. В зоне интенсивного водообмена контур вод с содержанием радия более  $5 \cdot 10^{-12}$  г/л обычно не выходит за пределы рудного тела, что объясняется наличием большого количества сорбентов, образующихся в результате процессов окисления пород и руд, и только в зоне весьма затрудненного водообмена, где эти процессы затухают, воды с содержанием радия  $n - 10^{-11}$  г/л мигрируют на расстояние нескольких сотен метров от рудного тела.

6. Величина миграции элементов-спутников урана (Mo, P, As, V, Cu, Pb, Zn, Ag, Mn, Fe, Te) зависит от содержания этих элементов в рудах и их миграционной способности. Как правило, миграционная способность таких элементов, как Zn, P, As, Fe, Mn, выше, чем миграционная способность урана, и водные ореолы их рассеяния протяженнее, чем урана. Наоборот, миграционная способность Cu, Pb, Ag, Mo, Te ниже, чем миграционная способность урана, и водные ореолы их рассеяния менее протяженны, чем водные ореолы рассеяния урана.

### **3.2. Гидрогеохимические условия и механизмы формирования инфильтрационных месторождений урана**

Российской (советской) школой гидрогеохимиков и геохимиков. А.И. Германовым, А.И. Перельманом, С.Г. Батулиной, А.К. Лисицыным, Н.П. Лаверовым, А.В. Щербаковым, М.Ф. Максимовой, Е.М. Шмариовичем, А.А. Черниковым, И.А. Кондратьевой, В.И. Величкиным, Г.М. Шором и т. д., были разработаны гидрогеохимические методы поисков месторождений урана и созданы основы принципиально новой теории формирования одного из важнейших его генетических типов инфильтрационного. К выводу о рудоконтролирующей роли зон пластового окисления на ряде урановых месторождений США пришли американские геологи Финч и Харшман. Факт глубокого проникнове-

ния кислорода в водоносные горизонты, установленный А.И. Германовым с сотрудниками и защищенный ими в качестве открытия, расширил рамки возможных условий эпигенетического рудообразования и тем самым увеличил возможности поисков месторождений, не имеющих выхода на дневную поверхность.

За прошедший период разносторонней характеристике экзогенных эпигенетических месторождений урана, а также условиям их образования, посвящено огромное количество работ. Первой обобщающей работой в этой области явилась монография «Экзогенные эпигенетические месторождения урана. Условия образования», изданная под редакцией А.И. Перельмана (1965). В названии монографии отразилось главное на тот период стремление – утвердить эпигенетический генезис урановых месторождений, доказать возможность уранового рудообразования при участии вадозных вод. Вторая монография, также под редакцией А.И. Перельмана, вышла под названием «Гидрогенные месторождения урана. Основы теории образования» (1980 г.). В ней отмечалось, что сам термин «гидрогенные», в широком толковании, может объединять практически все месторождения – от осадочно-сингенетических до гидротермальных (т. е. не является достаточно информативным). В монографии М.Ф. Максимовой и Е.М. Шмариовича «Пластово-инфильтрационное рудообразование» (1993 г.), экзогенно-эпигенетические (инфильтрационные) месторождения подразделены на три генетических типа: грунтово-инфильтрационные, пластово-инфильтрационные, трещинно-инфильтрационные. В монографии рассмотрены только пластово-инфильтрационные месторождения, часто обладающие крупными и весьма крупными масштабами.

В последней, весьма обширной монографии Я.М. Кислякова и В.М. Щеточкина («Гидрогенное рудообразование», 2000) под термином «Гидрогенные» понимается совокупность рудных процессов, «обусловленных деятельностью подземных вод, характеризующихся наиболее широким (региональным) распространением в континентальных блоках земной коры и в явном виде не связанных с магматизмом». Среди них выделен класс инфильтрационных процессов (месторождений), противопоставленный классу эксфильтрационных процессов (месторождений). Инфильтрационные месторождения подразделены на пластово-, грунтово-, трещинно-, а также осадочно-инфильтрационные, т. е. трактуются более расширенно и менее определенно, чем в упомянутых выше работах. Исследования показали, что между грунтово-инфильтрационными и пластово-инфильтрационными урановыми месторождениями нельзя провести резкую границу; на многих из них рудные залежи контролируются переходными, грунтово-пластовыми, зона-

ми окисления и с точки зрения процессов рудообразования месторождения весьма близки.

В последней, весьма обширной монографии С.Л. Шварцева с соавторами («Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода-порода» т.2) проведен анализ ранее проведенных исследований, а также показаны наиболее общие закономерности уранового рудообразования, протекающего под воздействием кислородсодержащих инфильтрационных (грунтовых, пластовых, трещинных) вод. Отмечено, что подземные воды, достигшие равновесия с урановыми минералами независимо от валентности U и осаждающие урановые руды по своей природе являются уранформирующими и занимают строгое место в эволюционном развитии системы вода-порода, которое в зоне гипергенеза ассоциирует с содовыми водами, но требует дополнительных ограничений по параметрам окислительно-восстановительной обстановки и гидрогеологическим условиям формирования руд. Поэтому уранформирующие воды – это только небольшая часть содовых вод, которые имеют незначительный ареал распространения.

Материалы последней сводки легли в основу данного раздела лекционного материала.

### **3.2.1. Гидрогеологические условия инфильтрационного уранового рудообразования**

Инфильтрационное рудообразование всех типов (пластового, грунтового и др.) может осуществляться только в артезианских бассейнах, обладающих инфильтрационным гидродинамическим режимом и имеющих наибольшие отметки уровней вод в их прибортовых частях. На общей площади стран СНГ такие бассейны характерны для обширной территории, примыкающей к Тянь-Шаньской горной системе. Это артезианские бассейны Центральных Кызылкумов, Сырдарьинский, Чусарысуйский, Илийский, Иссык-Кульский, Прибалхашский и некоторые другие. В бассейнах с противоположным – эксфильтрационным режимом, характеризующихся наличием пьезомаксимума и региональным восходящим движением пластовых растворов, формирование рудоконтролирующих зон окисления полностью исключено.

В артезианских бассейнах промежуточного, гетерогенного, типа, при сочетании в разрезе или на площади областей с эксфильтрационным и инфильтрационным гидродинамическими режимами, развитие рудоконтролирующих зон окисления в приподнятых бортах в принципе возможно, но может быть затруднено проникновением из эксфильтрационных областей газообразных восстановительных компонентов, которые могут препятствовать развитию окислительной обстановки в во-

доносных горизонтах. Такие бассейны имеют широкое распространение; к ним относятся бассейны Предкавказья, Устюрт-Мангышлакской области, Днепровско-Донецкий, Припятский, Причерноморский, Бухаро-Хивинский, Ферганский, а также гигантский Западно-Сибирский с инфильтрационными бассейнами второго порядка – Бийско-Барнаульским и Чулымо-Енисейским, а также малые артезианские бассейны Забайкалья и Дальнего Востока.

Артезианские бассейны с ярко выраженным инфильтрационным гидродинамическим режимом характерны для областей умеренной тектонической активизации платформ и располагаются главным образом в пределах области малоамплитудного постплатформенного орогена («суборогена»), с амплитудой дифференцированных тектонических движений порядка 300...1500 м. Кроме того, инфильтрационный режим может существовать в собственно орогенных областях, в пределах межгорных высокоподнятых впадин.

По характеру артезианских бассейнов с инфильтрационным режимом подземных вод, Е.М. Шмариовичем предложена типизация инфильтрационных месторождений, которые по этому признаку подразделяются на три основных типа: (1) связанные с крупными артезианскими бассейнами типа синеклиз; (2) связанные с малыми артезианскими бассейнами грабен-синклинального типа; (3) связанные с малыми артезианскими бассейнами палеодолинного типа.

Артезианские бассейны первого типа имеют площади, измеряемые многими десятками и первыми сотнями тысяч км<sup>2</sup>. Они отвечают длительно развивающимся конседиментационным отрицательным платформенным структурам – синеклизам, претерпевшим на неоген-четвертичном этапе тектоническую активизацию. Приподнятые борта, являющиеся зонами инфильтрации и создания напора пластовых вод, непосредственно примыкают к областям высокоамплитудного орогена и частично с ними совпадают. Противоположные борта впадин, с региональными очагами разгрузки пластовых вод, располагаются в слабо активизированной части платформ.

Вследствие крупных размеров таких артезианских бассейнов длительность инфильтрационного водообмена и, соответственно, формирования зон пластового окисления и уранового рудообразования, также значительна (15...30 млн). Вместе с тем, такие гидрогеологические структуры обладают малым пьезометрическим уклоном и небольшой скоростью движения потоков (доли мм – мм в сутки).

Крупные размеры таких бассейнов определяют региональный характер зон пластового окисления: протяженность их фронтов составляет сотни км, удаленность от областей питания подземных вод – десятки и

первые сотни км. В связи с тем, что платформенные структуры находятся на начальной стадии орогенизации, степень литификации водоносных пород низкая. Это определяет высокую проницаемость песчаных пород, что имеет важное значение для процессов инфильтрационного рудообразования.

Модельным примером такого типа артезианских бассейнов является Чу-Сарысуйская впадина, расположенная на территории Казахстана; по ее наименованию выделен Чу-Сарысуйский тип урановых месторождений.

Продуктивные платформенные отложения здесь представлены двумя стратиграфическими и гидрогеологическими комплексами: верхнемеловым и палеогеновым, в каждом из которых выделяется по несколько водо- и рудоносных горизонтов. Рудные залежи в них образуют весьма протяженные, практически непрерывные, рудные пояса, отдельные участки которых рассматриваются в качестве самостоятельных месторождений.

Артезианские бассейны второго (грабен-синклинального) типа приурочены к системам гидрогеологически связанных впадин, либо к небольшим обособленным депрессиям. При смене платформенного режима суборогены впадины оформляются как автономные малые артезианские бассейны. В ядрах положительных структур обнажаются водопитающие массивы пород фундамента, в центральных частях бассейнов или на их противоположных бортах оформляются очаги разгрузки пластовых вод.

По направлению движения пластовых вод развиваются зоны пластового окисления, протяженность границ которых здесь обычно составляет десятки км. Продолжительность процесса пластово-инфильтрационного рудообразования составляет первые млн лет, что связано с относительной кратковременностью рудного суборогенового этапа. Месторождения этого типа могут быть как современными, плиоцен-четвертичными, так и более древними.

Недостаток длительности рудоформирующих процессов компенсируется скоростью фильтрации пластовых вод (мм – первые см в сутки), что определяется большим пьезометрическим уклоном.

Широко известным примером региона с артезианскими бассейнами такого типа является Кызылкумский рудный район, охватывающий территорию Центрально-Кызылкумского поднятия. Последнее представляет собой мозаично-блоковое сооружение, характеризующееся сочетанием малых артезианских бассейнов и разделяющих их горст-антиклинальных выступов домезозойского фундамента, играющих роль водопитающих массивов. Артезианские бассейны отличаются активным инфильтрационным водообменом с разгрузкой напорных пластовых

вод по разломам и через эрозионные окна в локальных куполах, а также путем перелива в соседние, более крупные впадины.

Зоны пластового окисления в водоносных горизонтах мела и палеогена обрамляют выступы палеозойского фундамента. Ширина их обычно не превосходит первых десятков км, что и определяет локализацию урановых месторождений вблизи вскрытых эрозией купольных структур. Рудовмещающими являются существенно песчаные отложения крупных рек, подводных дельт, морского побережья и мелководья.

Малые артезианские бассейны третьего (палеодолинного) типа отвечают линейно-вытянутым или сложно – ветвящимся эрозионно-тектоническим депрессиям. В их пределах водоносные породы осадочного чехла залегают на породах фундамента (так называемые базальные палеодолины) и перекрыты водоупорами, развитыми на более широкой площади, что определяет погребенный характер палеодолин.

Подобные структуры обычно располагаются в периферических частях крупных суборогенных сводовых поднятий, где длительное время сохранялась тенденция к воздыманию. При этом они, как правило, развиваются по долгоживущим тектоническим нарушениям фундамента.

Известны инфильтрационные месторождения, приуроченные к базальным палеодолинам юрского, мелового и неогенового возраста. При этом временные интервалы формирования вмещающих руду отложений и инфильтрационного уранового оруденения сближены, разделяются промежутком в первые млн, или менее, лет. Сравнительная кратковременность рудообразующего инфильтрационного процесса сближает его с грунтовым, обуславливая в целом невыдержанный характер оруденения. При этом, недостаточная длительность инфильтрационного процесса может быть компенсирована высокой скоростью подземных водных потоков (см в сутки), практическим отсутствием литификации пород водоносных горизонтов, их обогащенностью органическим веществом.

Инфильтрационный режим ранней стадии осадко- и рудообразования может смениться эксфильтрационным и более поздним инфильтрационным, что находит отражение в многостадийной истории эпигенетических преобразований рудоносных и рудовмещающих отложений.

Модельным примером урановых месторождений, связанных с палеодолинными инфильтрационными бассейнами могут служить месторождения, расположенные по юго-западной, южной и юго-восточной периферии Западно-Сибирской депрессии.

Все месторождения этого пояса, по совокупности признаков, относятся к инфильтрационным, сформированным процессами грунтово-пластового окисления в аллювиальных сероцветных отложениях мезозойских ( $J_{2-3}$ - $K_1$ ) речных палеодолин. Для них характерно практическое

совпадение времени рудообразования с геологическим возрастом рудовмещающих отложений.

В то же время, месторождения этого пояса образуют две группы, различающиеся между собой литолого-фациальным строением рудоносных толщ, минеральным составом руд, морфологией оруденения, что связано как с климатическими условиями формирования отложений, так и, особенно, с геологической историей пострудных (постинфильтрационных) процессов. Так, для Зауральского района характерно то, что речные палеодолины перекрыты толщей морских и континентальных платформенных отложений; рудовмещающие толщи оказались практически изолированными от воздействия как поверхностных, так и вод вышележащих водоносных горизонтов. В условиях установившегося эксфильтрационного режима происходило восстановление рудоконтролирующих зон окисления. На Далматовском месторождении показано, что инфильтрационное урановое оруденение оказалось практически законсервированным.

Месторождения Западно-Сибирского рудного района в пострудный этап оказались в существенно иной ситуации, т. к. практически не были перекрыты платформенными отложениями. Обе структуры (Семизбайская и Малиновская) испытали воздействие термальных вод, внедрявшихся в осадочные рудоносные отложения из фундаментов депрессий по зонам тектонических нарушений. Помимо этого, обе структуры в настоящее время находятся в условиях инфильтрационного режима, но при этом, благодаря замедленному водообмену, в рудоносных отложениях не развиваются зоны окисления, а имеет место восстановительная, сульфидно-глеевая, гидрогеохимическая обстановка.

### **3.2.2. Литолого-геохимические условия инфильтрационного уранового рудообразования**

Для осуществления процесса инфильтрационного рудообразования благоприятная гидрогеологическая обстановка является обязательной, но недостаточной; вторым, не менее значимым, фактором служит литолого-фациальная и литолого-геохимическая среда рудовмещающих отложений.

Сочетание благоприятных гидрогеохимических и литолого-геохимических природных обстановок рудообразования основана систематизация инфильтрационных месторождений урана по характеру восстановителей, создающих необходимые условия для рудообразования, выделены два подтипа месторождений (табл. 3.1).

По взаимоотношению с вмещающими породами восстановители урана подразделены на сингенетичные и эпигенетичные. К первым относятся достаточно разнообразные органические вещества угольного



ряда, ко вторым – сложный ряд углеводородов, генетически связанных с нефтью (битумы), а также газы (H<sub>2</sub>S, H<sub>2</sub>). Для месторождений, образующихся при участии сингенетических восстановителей (углистого органического вещества) необходимым условием формирования является определенный формационный и литолого-фациальный состав рудовмещающих толщ. В группу благоприятных для рудообразования входят все сероцветные (в том числе и угленосные) формации, образованные в областях гумидного климата, в субплатформенный и суборогенный периоды развития регионов. Благоприятна также смена во времени сероцветных рудовмещающих формаций – красноцветными, характерными для эпох аридного литогенеза. Руды таких месторождений полифациальны, т. е. существует широкий набор потенциально рудоносных фаций, общим для которых является присутствие углистого органического вещества (min количество C<sub>орг</sub>, обеспечивающее создание восстановительного барьера для урана – 0,06 %).

Таблица 3.1

*Обстановки инфильтрационного уранового рудообразования*

Рудоносные растворы		Восстановители урана			
		Сингенетические		Эпигенетические	
		Компактные	Рассеянные	Компактные	Рассеянные
Подземные воды окислительной (для урана) обстановки	Грунтовые	В торфяных залежах, в кровлях угольных пластов.	В сероцветных отложениях на контактах с красноцветными		
	Пластовые	В кровлях (подошвах) угольных пластов на контактах с водоносными горизонтами	В сероцветных терригенных отложениях	В карбонатных и терригенных нефтеносных породах	В различных водоносных породах (при поступлении газосодержащих восстановителей)
	Трещинно-жильные	В трещиноватых массивах углесодержащих пород.			

В понятие благоприятных литолого-фациальных условий входит также определенное строение рудоносных толщ, обеспечивающее фильтрацию кислородных вод. Этим условиям в наибольшей степени

отвечают аллювиальные отложения, в которых чередуются хорошо проницаемые русловые пески и водоупорные алеврито-глинистые пойменные отложения.

Урановые месторождения второго подтипа, руды которых образуются при участии эпигенетических восстановителей (битумы, газы) могут формироваться в осадочных толщах любого состава, вплоть до красноцветных формаций. Главным фактором рудообразования для них являются структурные условия, обеспечивающие присутствие восстановителей в рудоносных горизонтах.

Это могут быть скопления нефтяных углеводородов в структурных ловушках, но не в условиях их сохранности, а попадающие в зону интенсивного водообмена. Это могут быть потоки восстановительных растворов или газов, поднимающиеся из других горизонтов осадочного чехла или фундамента. Взаимодействие ураноносных кислородных вод и восстановителей происходит в проницаемых горизонтах, при оптимальном соотношении гидродинамики двух агентов. Интенсивное проявление восстановительных агентов в некоторых случаях приводит к захоронению ранее образованных руд; прекращение их поступления в проницаемые горизонты приводит к разрушению урановых руд окислительными процессами.

### **3.2.3. Гидрогеохимические условия инфильтрационного уранового рудообразования**

Вопрос ураноносности подземных вод осадочного чехла неоднократно затрагивался в трудах А.И. Германова, А.В. Щербакова, А.И. Перельмана, С.Г. Батулина и многих других исследователей. Наиболее полно он освещен А.К. Лисициным, данные которого в основном и приводят в настоящем разделе.

В целом, содержания U в подземных водах изменяются от величин  $< 1 \cdot 10^{-7}$  г/л до  $> 1 \cdot 10^{-2}$  г/л. Самые высокие концентрации U (до 2 г/л) определены в сернокислых капезах в подземных горных выработках из урановых руд, богатых сульфидами. Максимальные содержания U в близнеитральных водах из рудоносных пород достигают  $10^{-2}$  г/л; за пределами рудных залежей содержание U обычно не превышает  $10^{-5}$  г/л.

На рис. 3.1 и 3.2 показаны весьма широкие вариации ураноносности подземных вод как в районах изученных к середине 80-х годов инфильтрационных месторождений, так и некоторых других, привлеченных для сравнения, регионов.

Для грунтовых вод видна тенденция к увеличению содержаний U с ростом их общей минерализации, тогда как в пластовых водах это соотношение более сложное. После повышения общей минерализации вод

до нескольких г/л наблюдается резкий спад содержаний в них урана: в соленых водах и рассолах максимальное количество элемента не превышает начала  $10^{-6}$  г/л.

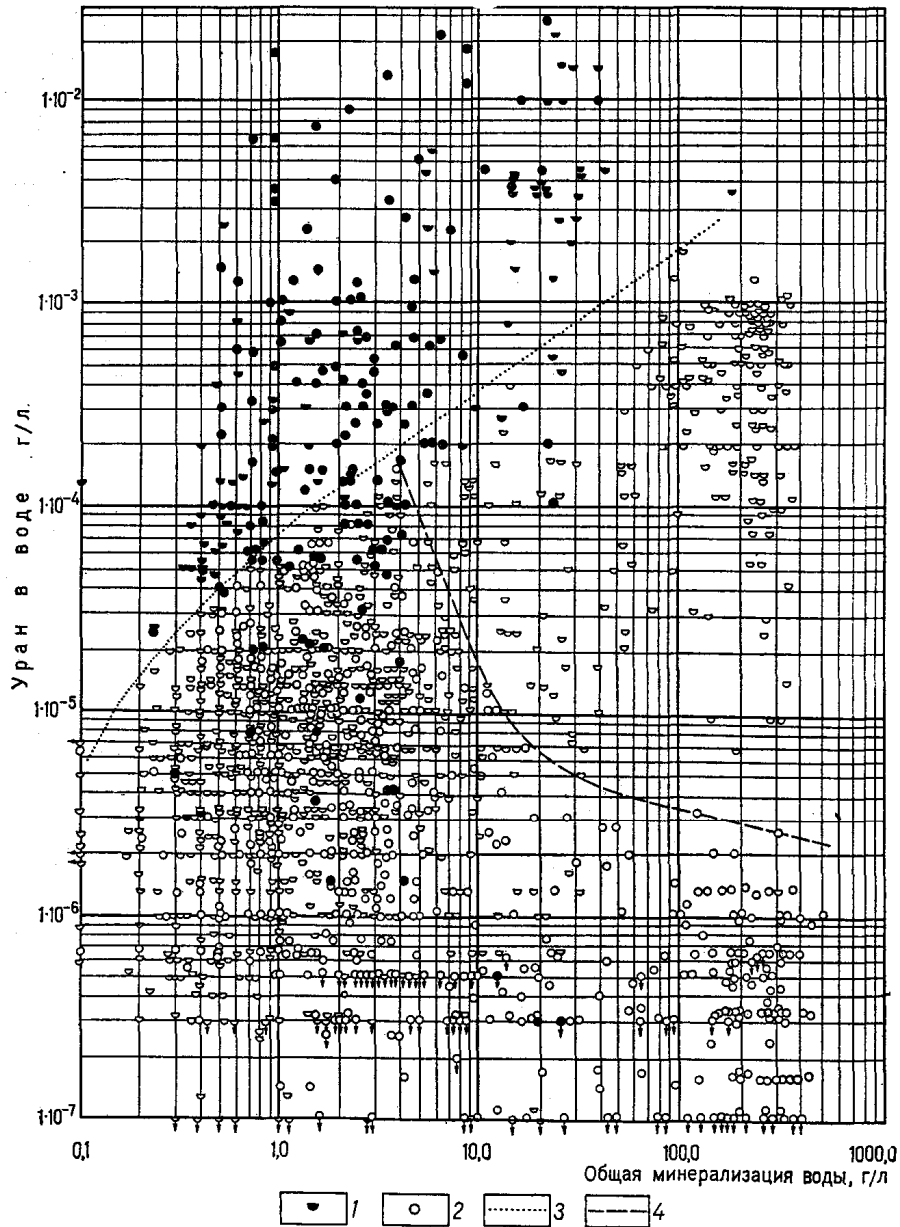


Рис. 3.1. Зависимость содержаний урана в подземных водах от их общей минерализации (Лисицин, 1975).

1 – грунтовые воды; 2 – пластовые воды;

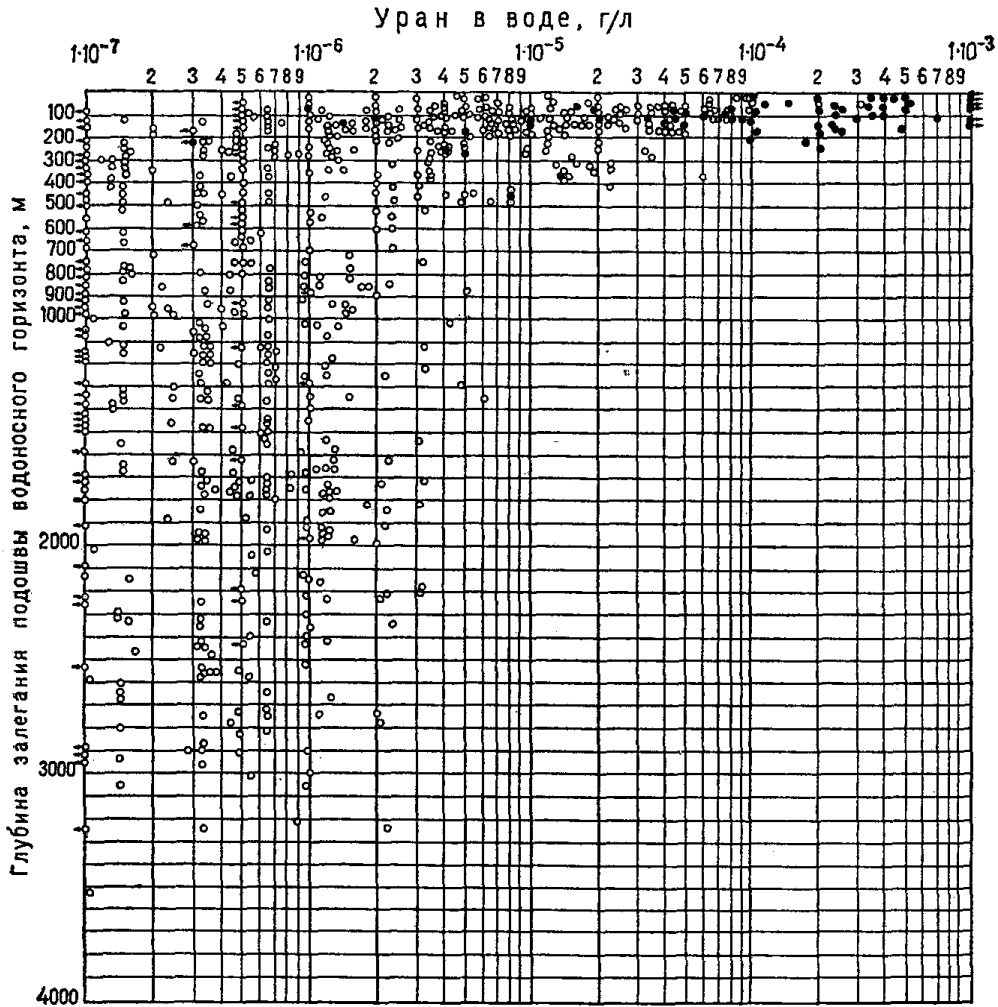
3 – максимальные содержания урана в грунтовых водах безрудных пород;

4 – максимальные содержания урана в пластовых водах безрудных пород.

Стрелка у результата анализа обозначает концентрацию меньше показанной.

Залито – воды из рудоносных пород

(к водам из рудоносных пород здесь и далее отнесены пробы, для которых связь с рудной минерализацией не вызывала сомнения)



*Рис. 3.2. Зависимость содержаний урана в подземных водах от глубины залегания водоносного горизонта (Лисицин, 1975).*

*Залито – воды из рудоносных пород. Направления стрелок соответствуют концентрациям меньше или больше показанных*

Анализ содержаний U в подземных водах в зависимости от глубины залегания водоносного горизонта, с учетом данных по Русской платформе, Предкавказью, Средней Азии и некоторых других районов, показал, что ураноносность вод отчетливо уменьшается с глубиной залегания водоносных горизонтов. Так, фоновые содержания урана порядка  $10^{-5}$  г/л установлены до глубин 200...300 м; на этом интервале воды в некоторых случаях могут быть обогащены ураном до величин  $10^{-3}$  г/л. На глубинах  $> 1$  км содержание урана нигде не превышает  $10^{-6}$  г/л, при увеличении глубин наблюдается тенденция к дальнейшему уменьшению его содержаний.

Другим фактором, влияющим на содержание урана в подземных водах являются ландшафтно-геохимические условия, выражающиеся в изменении содержания урана в подземных грунтовых водах разных климатических зон. В трещинно-грунтовых водах в районах северной и

средней тайги содержание урана не превышает  $3 \cdot 10^{-6}$  г/л, тогда как в грунтовых водах сухих степей и пустынь обычны содержания порядка  $10^{-5}$  г/л, а во многих случаях достигают  $10^{-4}$  г/л. Основной причиной, порождающей высокие содержания урана в водах зоны аэрации и грунтовых водах аридного климата называются процессы испарительного концентрирования.

Помимо ландшафтно-климатических условий на формирование гидрогеохимического фона оказывают влияние радиохимические особенности пород областей питания инфильтрационных вод. Чаще всего в качестве основного источника повышенных содержаний урана рассматриваются гранитоиды и кислые эффузивы, присутствующие в обрамлении или фундаменте рудоносных депрессий – областях питания или транзита подземных вод.

В природных условиях устойчивы соединения только четырех- и шестивалентного урана. При этом, очень малое значение произведения растворимости гидрата и безводного окисла  $U^{4+}$  и меньшая прочность его комплексных ионов по сравнению с  $U^{6+}$  позволяют считать, что условия, существующие в природных водах зоны гипергенеза не благоприятны для его миграции в  $4^x$  валентной форме.

Для  $U^{6+}$  характерно образование комплексных ионов уранила ( $UO_2^{2+}$ ) со многими несвязанными аддендами; наиболее прочные комплексы образуются в присутствии карбонатов. Особое значение в миграции урана могут иметь воднорастворимые уранорганические соединения, которые являются конкурентами самых сильных минеральных аддендов, в том числе и карбонат-иона. Коллоидная форма миграции урана для подземных вод осадочного чехла не характерна.

В наиболее распространенных подземных водах уран, оставшийся в них после экстракции органическими растворителями, представлен в виде следующих сосуществующих форм\*:



а при  $C_{CO_2} > 500$  мг/л в виде  $UO_2CO_3^0 + UO_2(CO_3)_2^{2-} + UO_2(CO_3)_3^{4-}$ .

Таким образом, опыт изучения форм нахождения урана показал, что в наиболее распространенных подземных водах районов инфильтрационных месторождений уран присутствует в истинно растворенном состоянии, преимущественно в виде уранилкарбонатных комплексов. Эти же формы преобладают в водах из рудных залежей. В зонах биохимического окисления органического вещества значительная часть урана может находиться в виде воднорастворимых уранорганических соединений.

Вывод об определяющем влиянии окислительно-восстановительных условий на миграцию урана в подземных водах был сделан в самом

начале гидрогеохимических исследований. Это послужило основанием для утверждения, что при резкой смене окислительно-восстановительных условий происходит переотложение урана и дополнительное его осаждение из вод с фоновыми содержаниями. Этот вывод в дальнейшем неоднократно получал полное подтверждение.

Расчеты, проведенные А.К. Лисициным на основе согласованных и уточненных констант химических равновесий, принципиально не изменили отмеченную закономерность, позволив сделать следующие общие выводы: 1) изменение формы нахождения U от катионной к анионной сопровождается понижением стандартного потенциала его осаждения более чем на 600...800 мВ; 2) изменение концентрации U в растворе в 10 раз изменяет потенциал равновесия на 30...40 мВ; 3) изменение кислотности раствора оказывает влияние на Eh равновесия уранилкарбонатных комплексов с осадком окислов U в такой же степени, как изменение активности бикарбоната. В условиях осаждения  $UO_2$  влияние рН и  $a_{HCO_3^-}$  строго эквивалентно; в условиях осаждения  $UO_{2,25}$  влияние рН несколько сильнее, чем активности бикарбоната; 4) уранорганические соединения в водах влияют на Eh начала осаждения окислов урана подобно изменению его концентраций. В случае, когда 90 % растворенного U связано с органическим веществом, Eh равновесия с  $UO_2$ - $UO_{2,25}$  уменьшается на 30...40 мВ по сравнению с водой без уранорганических соединений.

Результаты расчетов, выполненные для пластовых вод районов инфильтрационных месторождений, позволили установить границы поля осаждения урана из пластовых вод при его восстановлении в форме окислов  $UO_2$ - $UO_{2,25}$ , которые определяются формулами:

$$Eh_{max} = 0,40 - 0,059 \text{ рН} \text{ и } Eh_{min} = 0,045 - 0,03 \text{ рН.}$$

На рис. 3.3 видно хорошее соответствие данных гидрогеохимического опробования и расчетных результатов. Повышенные концентрации U характерны для вод с положительными значениями Eh, что отражает лучшую растворимость соединений  $U^{6+}$ . Содержания U порядка  $10^{-4}$  г/л и более встречаются лишь при  $Eh \geq -75$  мВ. Содержания U порядка  $10^{-5}$  г/л отмечено в водах до  $Eh = -100$  мВ, содержание U  $10^{-6}$  г/л обнаруживается в водах до  $-150$  мВ.

Кислородные воды отличаются в целом повышенным содержанием урана, сероводородные – практически его не содержат. В водах, не содержащих ни кислорода, ни сероводорода («глеевых») уран может находиться в количествах до  $10^{-4}$  г/л, или отсутствовать ( $< 10^{-6}$  г/л).

Сопоставление ураноносности вод с расчетным полем осаждения урана показало, что ни в одном случае в пробах, расположенных ниже

расчетного интервала, уран не обнаружен. Лишь в трех случаях встречены воды с содержаниями  $10^{-6}$  г/л, Eh которых ниже значений Eh равновесия с  $UO_2$ , по выше нижней границы осаждения  $UO_{2,25}$ .

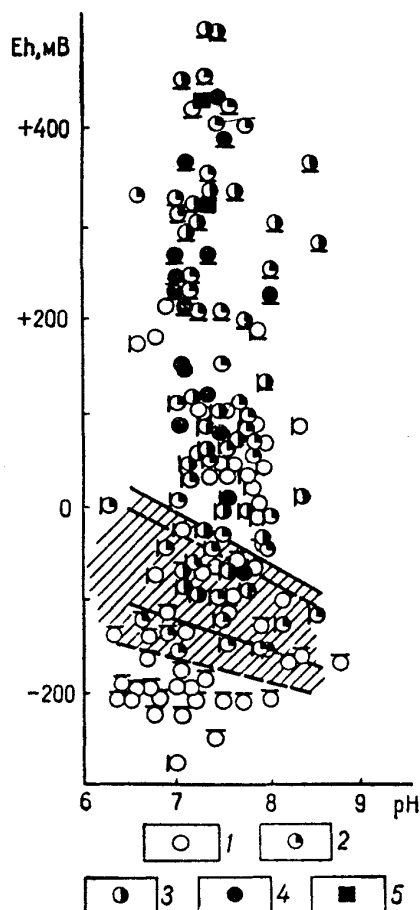


Рис. 3.3 Зависимость содержаний урана в пластовых водах от величины Eh, pH и наличия характерных газов (Лисицын, 1975).

1–5 – содержания урана в воде (г/л): 1 –  $< 1 \cdot 10^{-6}$ ; 2 –  $10^{-6}$ ; 3 –  $10^{-5}$ ; 4 –  $10^{-4}$ ; 5 –  $> 1 \cdot 10^{-3}$ .

Характерные газы, растворенные в воде, обозначены черточками возле условных знаков: снизу – кислород ( $O_{2\text{св.}} > 0,02$  мг/л); сверху – сероводород ( $\Sigma H_2S > 0,05$  мг/л); слева – нет кислорода и сероводорода.

Заштрихована расчетная полоса осаждения урана из пластовых вод при его восстановлении. Сплошными линиями ограничен интервал осаждения урана в виде  $UO_2$ , пунктирными –  $UO_{2,25}$

То, что ниже расчетной полосы уран не обнаружен ни в одном случае, свидетельствует об определяющем влиянии восстановительной обстановки на миграцию этого элемента. В то же время, безурановые воды с низкими значениями Eh могут быть как сероводородными, так и глеевыми, что служат указанием на независимость осаждения урана при восстановлении от природы потенциалпонижающих веществ.

Таким образом, наиболее общей причиной, необходимой и достаточной для осаждения урана из пластовых вод является понижение их окислительно-восстановительного потенциала до Eh равновесия с окислами ряда  $UO_2-UO_{2,25}$ . Чем прочнее комплексные соединения урана и чем ниже его содержание в растворе, тем ниже значения Eh, необходимые и достаточные для осаждения элемента.

Восстановители, необходимые для создания соответствующих условий для восстановления и осаждения урана в принципе могут быть как компонентами пород водоносных горизонтов, так и находиться в подземных водах в растворенном или газообразном состоянии.

Для оценки влияния различных компонентов пород на необходимое понижение окислительно-восстановительного потенциала (Eh) инфильтрационных вод А.К. Лисициным был усовершенствован и широко применялся метод определения величин Eh и pH химического равновесия воды с горными породами, их минеральными и органическими компонентами, в герметически упакованных нестерильных водонасыщенных образцах.

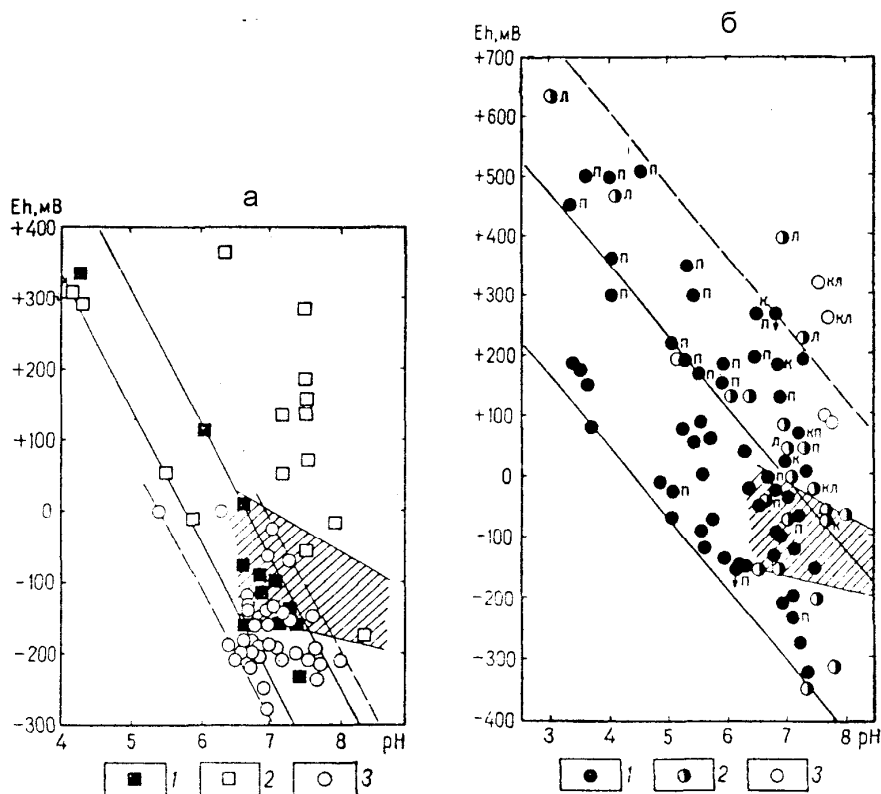
Результаты замеров приведены на диаграммах (рис. 3.4 и 3.5), где они сравниваются с полосой осаждения урана из подземных вод, что позволяет судить о восстановительной способности изученных сред.

Проведенные измерения Eh-pH равновесия пластовых вод с различными типами битумов и битуминозных пород, показали, что разнообразные битуминозные вещества определяют величины Eh, интервал которых может быть описан уравнением:  $Eh = (1,02 \div 1,18) - 0,18$  pH. Из сравнения этих данных с интервалом Eh осаждения урана из пластовых вод следует, что почти все твердые битуминозные вещества обеспечивают условия для восстановления и осаждения урана; способностью восстанавливать уран.

Битуминозные породы в целом обладают меньшей восстановительной способностью по сравнению с битумами, хотя отдельные их разновидности не отличаются в этом отношении от последних.

Угли и угленосные породы характеризуются весьма широким диапазоном значений Eh-pH равновесий с водным раствором, что говорит о больших различиях в их восстановительной способности. Полоса равновесия раствора с неминерализованными углями выражается уравнением  $Eh = (0,52 - 0,84) - 0,12$  pH; для всех разновидностей углей и угленосных пород интервал расширяется и уравнение имеет вид  $Eh = (0,54 - 1,1) - 0,12$  pH. Сильно минерализованные угли (пиритизированные, карбонатизированные, ураноносные) отличаются относительно высокими значениями Eh, что отражает частичную потерю ими восстановительной способности в процессе их минерализации.





*Рис. 3.4. Величины Eh-pH химического равновесия водного раствора с органическими компонентами: а – с битуминозными веществами, б – с углями и угленосными породами (Лисицин, 1975).*

*а. 1 – битумы; 2 – битуминозные породы; 3 – воды из битуминозных пород.*

*Сплошные линии ограничивают интервал Eh-pH битумов; прерывистые – интервал Eh-pH вод из битуминозных пород.*

*Заштриховано поле равновесия пластовых вод с окислами урана ряда  $UO_2-UO_{2,25}$ .*

*б. 1 – уголь; 2 – обломочные породы с углефицированными растительными остатками; сероцветные обломочные породы без видимых растительных остатков. Аутигенные минералы в породах:*

*П – пирит, К – карбонаты, Л – лимонит.*

*Сплошные линии ограничивают интервал Eh-pH неминерализованных углей; прерывистая линия – верхний предел Eh-pH минерализованных углей*

Породы с растительным детритом или более крупными углистыми остатками, в целом, мало отличаются по восстановительной способности от неминерализованных углей.

Помимо роли органических веществ в создании условий для восстановления и осаждения U из пластовых вод этим же методом решался вопрос о значении разных минеральных компонентов пород водоносных горизонтов. На диаграмме, отражающей химическое равновесие водного раствора с железосодержащими минералами виден весьма широкий диапазон значений их Eh-pH.

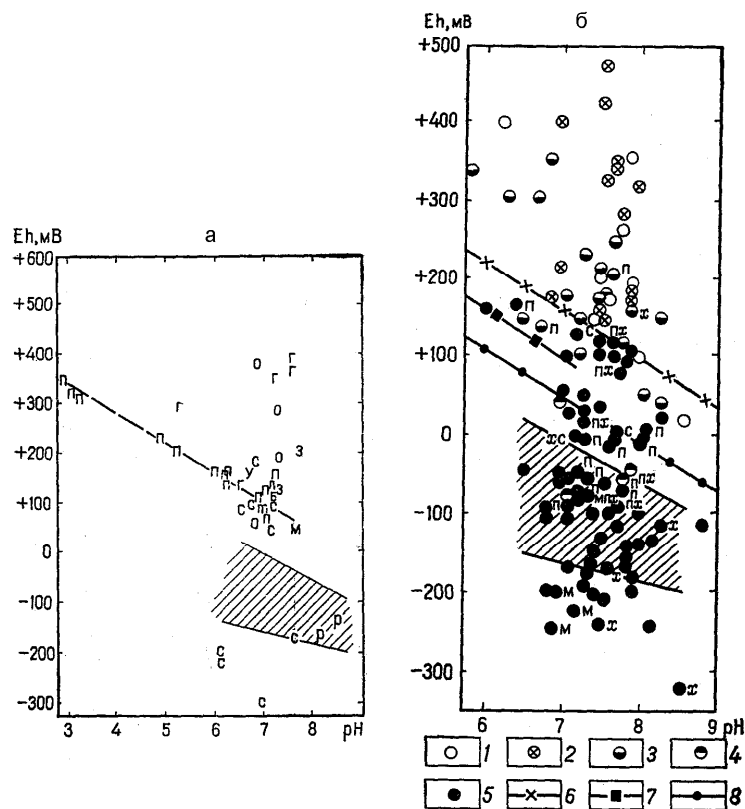


Рис. 3.5. Величины Eh-pH химического равновесия водного раствора с железосодержащими минералами (а) и с образцами пород, не содержащих органических веществ (б) (Лисицин, 1975).

Условные обозначения: а, г – гематит; л – лимонит; м – магнетит; п – пирит; с – сидерит; э – эпидот; р – роговая обманка; б – биотит; у – мусковит; о – глауконит. Прерывистая линия – равновесие пиритов с водным раствором. Заштриховано – то же, что на рис. 3.32б.

- 1 – первично-красноцветные породы; 2 – полностью лимонитизированные породы; 3 – не полностью лимонитизированные породы; 4 – эпигенетически восстановленные породы с реликтами красноцветности или лимонитизации ранней стадии; 5 – сероцветные породы без признаков лимонитизации; 6 – равновесие  $FeS_2$  с  $Fe(OH)_3$ ; 7 – экспериментальное равновесие пиритов с водным раствором; 8 – равновесие  $FeS_2$  с  $Fe_2O_3$ . Характерные минералы закисного железа в породах: п – пирит, м – мельниковит (черный магнитный сульфид), с – сидерит, х – хлорит. Заштриховано – то же, что на рис. 3.4

Естественно, что наиболее высокие значения Eh обуславливают минералы, содержащие  $Fe^{3+}$  – гематит, лимонит, глауконит; самые низкие значения Eh создает сидерит, но при этом он может обуславливать и высокие значения Eh, вероятно, отражающие его частичную окисленность.

Наибольшее внимание при этом уделено состоянию химического равновесия водного раствора с пиритом, так как именно этот минерал, наряду с другими сульфидами, наиболее распространен как в рудах, так и в зарудных породах инфильтрационных месторождений.

Помимо восстановителей урана, находящихся в составе рудоносных пород, низкие отрицательные значения Eh подземных вод обеспечивают и газы – сероводород и водород. Присутствие этих газов в рудоносных горизонтах установлено как прямыми газовыми анализами, так и микробиологическими методами. Роль сероводорода в осаждении урана затрагивалась выше. Водород в водоносных горизонтах выступает более сильным восстановителем, чем сероводород: для полного осаждения урана из пластовых вод достаточно появления его следовых количеств.

Необходимые для осаждения урана концентрации этих газов в водоносных горизонтах могут возникать как за счет анаэробного биохимического окисления органических веществ, так и поступать извне, в результате латеральной миграции, или по тектоническим нарушениям из других горизонтов осадочного чехла, либо из кристаллического фундамента. В последнем случае газы могут иметь как биогенное, так и абиогенное происхождение. В итоге, распределение газов в водоносных горизонтах определяется как литолого-фациальными особенностями отложений, контролирующими распределение исходного органического вещества, так и постседиментационной тектоникой, контролирующей пути миграции и места скопления газов – восстановителей урана.

В целом С.Л. Шварцев подчеркивает, что все стороны процесса эпигенетического рудообразования являются следствием взаимодействия подземных вод с горными породами и их различными компонентами – минеральными, органическими, газообразными. При этом и подземные воды, и водоносные породы испытывают определенные изменения, зафиксированные как в гидрогеохимической зональности инфильтрационных вод, так и в эпигенетической зональности водоносных горизонтов.

#### 3.2.4. Гидрогеохимия урана

Накопленные к настоящему времени многочисленные данные однозначно показывают, что низкие содержания U характерны для восстановительной геохимической обстановки, а высокие – для окислительной. Об этом же свидетельствуют и зависимости содержаний U от глубины залегания анализируемых подземных вод. Такое распределение урана в подземных водах объясняется разной растворимостью соединений его 4<sup>x</sup> и 6<sup>-ти</sup> валентных форм, в которых этот элемент в основном мигрирует. Образуемые этими формами соединения резко различаются по миграционной способности, поэтому распределение содержаний U в подземных водах целиком определяется окислительно-восстановительными условиями среды (рис. 3.6).

Нетрудно видеть, что в околонеутральной среде U<sup>6+</sup> переходит в U<sup>4+</sup> и наоборот при Eh от 0 до + 0,1В. Но поскольку гидроксид U<sup>4+</sup> является труднорастворимым соединением, т. к. константа реакции



равна всего  $10^{-46,1}$ , то при активности  $U^{4+}$  более  $10^{-18}$  он выпадает из раствора. При этом комплексообразование этому процессу противостоять не может, так как устойчивость комплексных соединений с анионами подземных вод невелика.

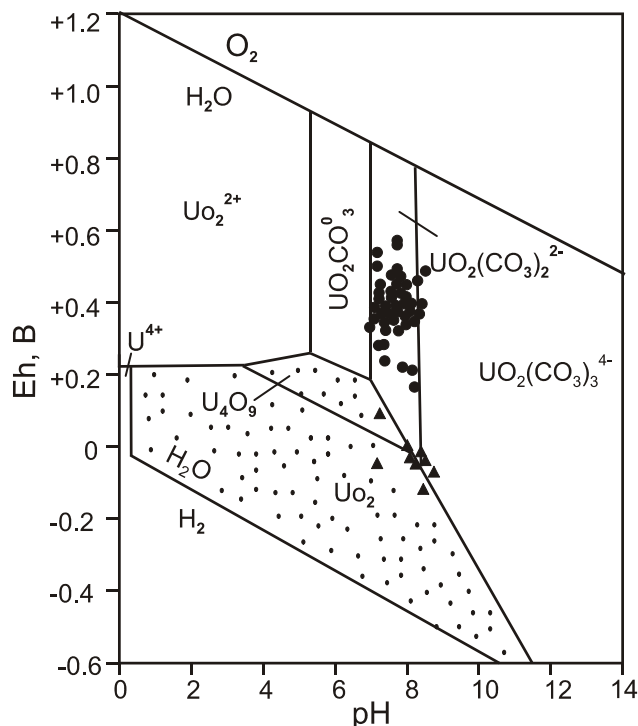


Рис. 3.6. Eh-pH диаграмма системы  $UO_2 - CO_2 - H_2O$  при 25 °C,  $P_{CO_2} = 10^{-2,33}$  атм и активности  $UO_2^{2+} = 10^{-6}$  мол/л и расположением данных по подземным водам уранового месторождения Крауфорд, штат Неброска (Spalding et al., 1984)  
Поле с точками – твердая фаза

Иное дело  $U^{6+}$ , который при  $pH < 6,0$  мигрирует в форме  $UO_2^{2+}$  (уранил), а при  $pH > 6,0$  в форме уранилкарбонатных комплексов. Судя по результатам термодинамических расчетов, при содержании  $HCO_3^- + CO_3^{2-} > 100$  мг/л преобладающей формой урана в подземных водах являются его карбонатные комплексы. Наиболее вероятны среди них  $UO_2(CO_3)_3^{4-}$ ,  $UO_2(CO_3)_2^{2-}$ ,  $UO_2CO_3^0$  (рис. 3.36). Эти комплексные анионы с большинством катионов подземных вод образуют хорошо растворимые соединения, что обеспечивает возможное накопления высоких концентраций урана в природных водах. Кроме того,  $UO_2^{2+}$  может формировать комплексные соединения с фульвокислотами, ионами,  $SO_4^{2-}$ ,  $F^-$ ,  $NO_3^-$  и др. Все это определяет высокую геохимическую подвижность  $U^{6+}$  в окислительной и глеевой геохимических обстановках.

### Константы реакции



равна  $10^{-21,73}$ . Поэтому в окислительной среде активность  $\text{UO}_2^{2+}$  без комплексообразования в околонеutralной среде может достигать  $10^{-7}$  мол/л. Естественно, что при образовании комплексов содержания  $\text{UO}_2^{2+}$  могут быть значительно выше и достигать  $10^{-5}$  мол/л.

Восстановление и осаждение  $\text{UO}_2^{2+}$  в восстановительных геохимических условиях происходит по реакции



стандартный окислительно-восстановительный потенциал ( $E^0$ ) которой равен 0,221В. Образующийся в этом случае уранинит  $(\text{UO})_2$  составляет основу ведущих минералов U. Окислительно-восстановительный потенциал начала осаждения урана из подземных вод зависит от его концентрации и форм в воде. Чем прочнее комплексные соединения, образуемые ураном в воде и чем меньше ураноносность этой воды, тем более низкие значения окислительно-восстановительного потенциала необходимы для его осаждения при восстановлении. А.К. Лисицин (1975) установил следующие интервалы начала осаждения урана при его восстановлении в зависимости от pH: при pH 6,5 Eh колеблется от 20 до – 150 мВ, при pH 8,5 Eh уменьшается до –90 – (–200) мВ.

Ураноносные отложения весьма часто образуют ассоциации с V, Mo, Se, Nb, Y и др. элементами. Поэтому Р.М. Гаррелс и Ч.Л. Крайст (1968) построили pH-Eh диаграммы устойчивости урановых минералов совместно с ванадиевыми и некоторыми другими (рис. 3.7). Нетрудно видеть, что изображенные на рисунке минералы, за исключением скупита и карнотита формируются в восстановительной геохимической среде, но монтрозеит относительно уранинита формируется в более восстановительных условиях. Поэтому уранинит может сосуществовать с окислами V, содержащими этот элемент в  $3^x$  или  $4^x$  валентном состоянии. В окислительных средах могут формироваться скупит и карнотит, но первый из них только в ультращелочных условиях, второй – в широком диапазоне pH. Фергусонит занимает промежуточное положение. В кислой среде (pH <4,0) U наиболее подвижен.

Следовательно, для U основным геохимическим барьером выступает восстановительный. При инфильтрации подземных вод от областей питания к областям разгрузки в окислительной среде они хотя и медленно, но аккумулируют U в  $6^{\text{th}}$  валентной форме с образованием различных комплексных соединений, среди которых доминируют уранил-

карбонатные. При постепенном расходовании растворенного  $O_2$  и переходе окислительной обстановки в глеевую, а затем и восстановительную накопленный в подземных водах  $(UO)_2^{2+}$  восстанавливается до  $U^{4+}$  и садится в форме различных минералов, среди которых доминирует уранинит.

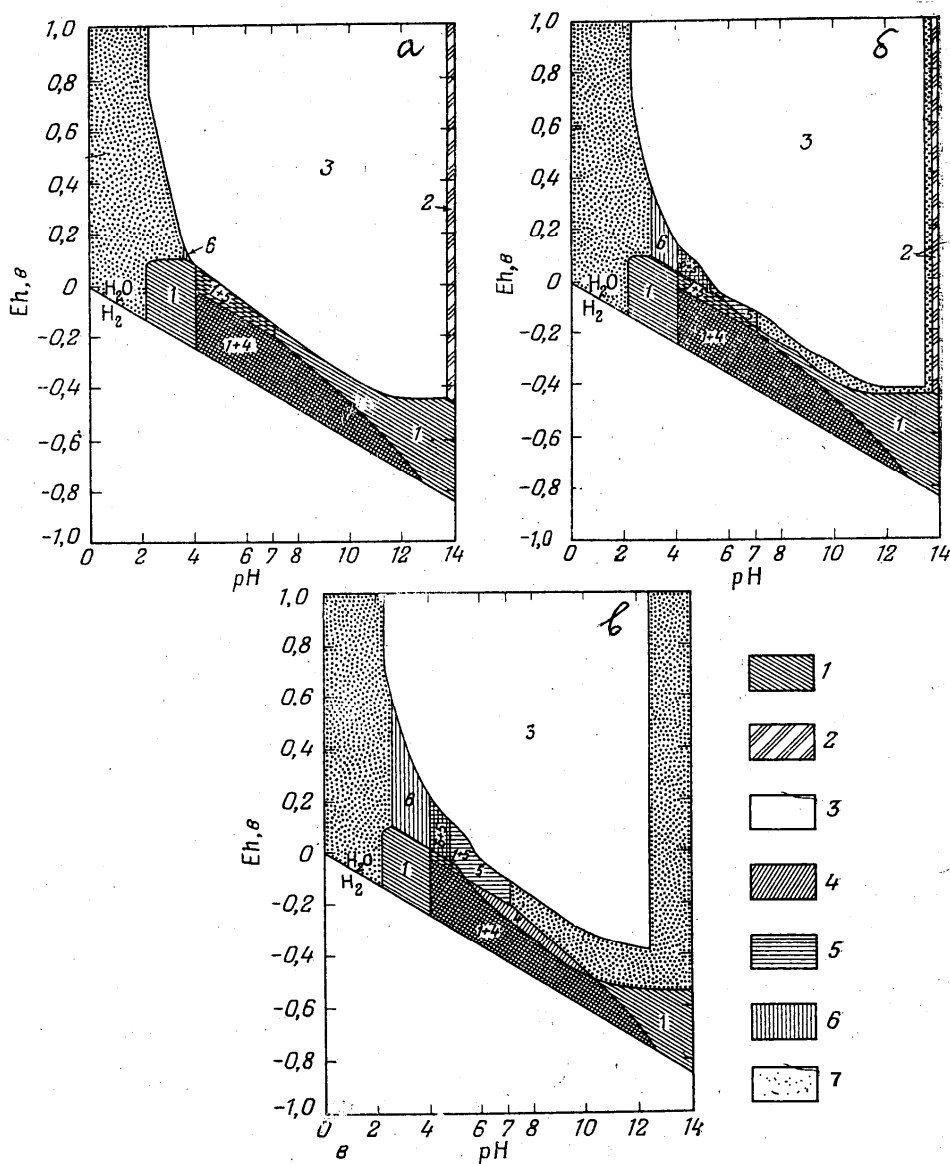


Рис. 3.7. Диаграмма равновесных соотношений в системе  $U-V-K-O_2-H_2O$   
 $CO_2$  в воде при  $25^\circ C$  и 1 атм (Гаррелс, Крайст, 1968)

Поля устойчивости твердых фаз пронумерованы: 1 – уранинит  $(UO)_2$ ;

2 – скупит  $(4UO_3 \cdot 9H_2O)$ ; 3 – карнотит  $(K_2(UO_2)_2V_2O_8 \cdot 3H_2O)$ ;

4 – монтрозеит  $(VOOH)$ ; 5 – парамонтрозеит  $(VO_2)$ ; 6 – фергусонит  $(Y(Nb, Ta)O_4)$ ;

7 – поле преобладания растворенных форм.

Границы между твердыми фазами и раствором построены для следующих условий:  
 $\Sigma U = 10^{-4}$  мол/л;  $\Sigma V = 10^{-3}$  мол/л;  $\Sigma K = 10^{-3}$  мол/л;  $P_{CO_2} = 10^{-3}$  (а);  $10^{-2}$  (б) и  $10^{-1}$  (в) атм

В связи со сказанным возникает вопрос о возможных масштабах накопления U в подземных водах окислительной геохимической среды. Наиболее полно этот вопрос рассмотрен А.К. Лисициным (1975), который установил, что в грунтовых водах (окислительная среда), не связанных с участками уранового оруденения, содержания U могут иногда достигать 0,1 мг/л при солёности воды 1...5 г/л, хотя чаще эти содержания составляют 5...50 мкг/л. Важно, что и пресные воды с минерализацией <1 г/л содержат U до 30 мкг/л. Крепкие рассолы с минерализацией > 100 г/л содержат U в максимальных для вне рудных зон количествах (до 1 мг/л).

По мнению С.Л. Шварцева прямой связи между общей минерализацией и содержанием U в водах нет, т. к. эта зависимость проявляется через геохимическую среду. Но если взять только грунтовые воды с окислительной средой, то можно заметить тенденцию увеличения содержания U с ростом общей солёности воды. Если при солёности 1 г/л содержания U составляют 2...30 мкг/л, то при 10 г/л – 4...100 мкг/л, т. е. рост в 2–3 раза.

Р.Ф. Спалдинг и др. установили наличие положительных корреляционных связей содержания U с солёностью воды и содержанием отдельных ионов. Так, для вод отложений Карикаре коэффициент корреляции U с Na<sup>+</sup> и K<sup>+</sup> составил соответственно 0,6 и 0,55, для вод отложений Уайт Ривер Групп такой же коэффициент с Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> и Cl<sup>-</sup> равен соответственно 0,76; 0,46; 0,70; 0,45; и 0,50, а с общей минерализацией 0,83.

Эти же авторы установили линейную зависимость содержания U и с общей минерализацией. Для вод отложений Карикаре она выражается следующим уравнением

$$C_U = 3,1 \cdot 10^{-3} M + 4,3, \quad (3.4)$$

а для вод отложений Уайт Риве Групп

$$C_U = 6,9 \cdot 10^{-2} M - 1,4, \quad (3.5)$$

где C<sub>U</sub> – содержание урана, мкг/л, M – общая минерализация, мг/л. Следовательно, в последнем случае с ростом общей минерализации воды на 10 мг/л содержание U возрастает примерно на 1 мкг/л. Естественно, что эти зависимости верны только для ограниченного интервала минерализации: в первом случае до 0,8 г/л, во втором – до 1,5 г/л.

По мнению С.Л. Шварцева инфильтрационные месторождения урана формируются на восстановительном и частично щелочном геохимическом барьерах. Иначе говоря, инфильтрационная вода, попав в горные породы любого состава и, их, растворяя, накапливает U<sup>6+</sup> и, переходя на некоторой глубине в восстановительную геохимическую

среду, осаждает его в  $4^x$  валентной форме. При этом, чем больше вода накопит  $U^{6+}$ , тем в большем количестве она его и осадит. Следовательно, чтобы сформировалось крупное месторождение, подземная вода, находясь в окислительной обстановке должна накопить достаточно высокие содержания  $U^{6+}$ , порядка 50...500 мкг/л. Поэтому, чем больше растворимые водой породы содержат U, тем при прочих равных условиях больше подземные воды будут обогащены этим элементом. Больше всего содержат урана граниты, несколько меньше сланцы, еще меньше магматические породы среднего состава и песчаники. Именно эти породы и являются наиболее предпочтительными для формирования месторождений U.

Важно также время взаимодействия воды с горными породами, которое определяет степень накопления U в водах. Время взаимодействия специалисты по урановым месторождениям косвенно учитывают через расстояние, которое должна пройти подземная вода до осаждения U и которое может достигать 15 и даже 30 км, а по глубине – до 0,5...1,0 км. Пройдя такие расстояния, подземные воды, как правило, становятся слабосолеными с минерализацией ~ 1 г/л.

В условиях аридного климата росту солености и содержаниям U способствуют процессы испарительного концентрирования элементов. В гумидном климате для достижения таких же концентраций элементов требуется большее время взаимодействия в системе вода-порода, которое определяется водообменом.

С ростом солености воды в ней растет и содержание  $U^{6+}$ . На каждые 10 мг/л солености рост U может быть равным 1 мкг/л. Подземные воды с общей минерализацией от 0,6 до 5 г/л обычно являются содовыми, которые равновесны с кальцитом, монтмориллонитом и гидрослюдой. Содовые воды с повышенным содержанием ионов  $HCO_3^- + CO_3^{2-}$  являются особенно благоприятными для накопления  $U^{6+}$  в окислительной среде, т. к. эти условия способствуют формированию его комплексных соединений с карбонат-ионами и органическим веществом, растворенным в щелочных водах. В этих условиях наряду с U хорошо концентрируются и другие элементы, которые мигрируют в анионной форме (Se, Mo, V, As и др.). Отсюда и возникает рудная парагенетическая ассоциация этих элементов.

По оценке С.Л. Шварцева  $U^{6+}$  может формировать непосредственно из вод окислы, гидроокислы, карбонаты, фосфаты, фториды и т. д. Это же подтверждается и минералогическими данными, поскольку минералы  $U^{6+}$  относительно широко представлены (карнотит, скупит, ретзерфордин, беккерелит, кюрит и т. д.). Однако  $4^x$  валентные соединения U на несколько порядков менее растворимы, и они, поэтому чаще формируют



рудные залежи. Аномально высокие содержания U в районе его месторождений – это не результат растворения руд, а итог концентрирования U из вмещающих пород на пути движения воды к зоне восстановительного геохимического барьера. Как и любое другое месторождение, урановые формируются при благоприятном стечении нескольких факторов: 1) исходные растворимые водой породы содержат повышенные концентрации U; 2) тип вод содовый с тем или иным количеством сульфатных и хлоридных солей в зависимости от степени испарительного их концентрирования с общей минерализацией чаще всего 0,8...10 г/л и рН 7,5...9,0; 3) содержания U в водах составляют десятки мкг/л; 4) на некотором расстоянии от области питания подземные воды попадают в восстановительную геохимическую среду с Eh от 0 до – 200 мВ, что достигается наличием органических или минеральных восстановителей.

Подземные воды, достигшие равновесия с урановыми минералами независимо от валентности U и осаждающие урановые руды по своей природе являются уранформирующими и относятся к кремнисто-карбонатному кальциево-урановому типу, поскольку их формирование контролируется глинами, кальцитом, минералами U и значениями Eh. Таким образом, уранформирующие воды занимают строгое место в эволюционном развитии системы вода-порода, которое в зоне гипергенеза ассоциирует с содовыми водами, но требует дополнительных ограничений по параметрам окислительно-восстановительной обстановки и гидрогеологическим условиям формирования руд. Поэтому уранформирующие воды – это только небольшая часть содовых вод, которые имеют незначительный ареал распространения.

## 4. МЕТОДИКА РАДИОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ (ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ) ПОИСКОВЫХ РАБОТ

### 4.1. Сравнительная оценка геохимических методов поисков

Одной из неотложных задач повышения эффективности поисковых работ является правильное комплексирование геохимических методов. Максимальный эффект будет достигнут при использовании тех методов полевых исследований, которые позволяют уловить все продукты разрушения рудных зон путем изучения аллювиальных отложений (метод донных осадков), элювиально-делювиальных отложений, первичных ореолов рассеяния в коренных породах (литогеохимический метод), природных вод (гидрогеохимический метод), растений (биогеохимический метод).

Имеющиеся практические результаты применения радиогидрогеологического метода с достаточной убедительностью свидетельствуют о том, что метод может и должен быть использован в качестве поискового в различных природно-ландшафтных условиях и на различных этапах геолого-поисковых работ.

Наиболее эффективен радиогидрогеологический метод в комплексе с другими поисковыми методами в районах с большим количеством водопроявлений и невысокой минерализацией вод. Сюда относятся области избыточного и частично неустойчивого увлажнения, а также районы с резко расчлененным рельефом во всех климатических зонах. Использование метода в поисковых целях затруднено в высокогорных районах с абсолютными отметками более 3500 м, а также в межгорных впадинах, выполненных мощными толщами слабо эродированных осадочных пород.

В закрытых районах, где выходы подземных вод на дневную поверхность отсутствуют, применение радиогидрогеологического метода затруднено, поскольку требуется искусственное вскрытие подземных вод разведочными выработками, но и в этом случае ему принадлежит определенная роль в общем комплексе поисковых работ.

Цели и задачи радиогидрогеологических исследований определены масштабами геолого-поисковых работ на их различных стадиях.

Эффективность радиогидрогеологического метода, а также методика радиогидрогеологических работ зависят в значительной степени от особенностей природных условий изучаемой территории.

В горно-складчатых районах наиболее целесообразно применять радиогидрогеологический метод при поисковых работах масштабов 1:200 000–1:100 000. Обязательным условием при этом должна считаться своевременная (в процессе полевых работ) интерпретация полученных результатов, без чего использование метода становится малоэффективным.

Методика радиогидрогеологических поисков в горных районах имеет некоторые особенности, обусловленные наличием двойного паводка: первого, связанного с таянием снега (май–июнь) и второго – ледников (август), причем периоды максимального паводка будут различными для соответствующих природно-климатических (высотных) зон. Это обстоятельство необходимо учитывать как при выделении фоновых концентраций радиоактивных элементов, так и при оценке выявленных аномалий, поскольку талые воды в таких районах являются одним из основных источников питания подземных вод. К этому времени относится увеличение дебитов источников и одновременно понижение концентраций радиоактивных элементов в подземных водах за счет разбавления. Р.В. Куницына рекомендует периоды максимальных паводков исключить из времени проведения радиогидрогеологического опробования.

Радиогидрогеологический метод с успехом может быть применен при поисках методом структурно-геологического картирования масштабов 1:25 000 и 1:10 000 для выявления рудоконтролирующих, а возможно, и рудовмещающих структур. Обязательным видом работ на этой стадии является изучение не только естественных выходов вод, но и вод, вскрываемых горными выработками (канавами, шурфами, скважинами и т. д.).

На закрытых площадях с мощным чехлом рыхлых отложений (более 30–40 м) применение радиогидрогеологического метода ограничивается необходимостью бурения и оборудования скважин для прокачки.

Положительно оценивается возможность радиогидрогеологического метода поисков в условиях широкого распространения многолетнемерзлых пород на различных стадиях поисково-разведочных работ.

В таких районах основными объектами для изучения являются: поверхностные водотоки и воды болот, обычно широко распространенные летом, надмерзлотные воды, циркулирующие главным образом в летние месяцы в покровных отложениях, глубоко залегающие подземные подмерзлотные воды, которые вскрываются буровыми скважинами, горными выработками, а также разгружаются в виде восходящих родников по зонам тектонических нарушений в пониженных элементах рельефа.

## 4.2. Организация и проведение полевых радиогидрогеологических исследований

Методика проведения радиогидрогеологических исследований в общем комплексе поисковых работ несколько различна в зависимости от масштаба. При мелкомасштабных работах до 1:500 000 наиболее целесообразно зимнее опробование подруслового потока в устьевых частях долин 2–3 порядка и наледей, образовавшихся за счет разгрузки трещинно-жильных вод. Эти исследования опережают геологическое опоскование и- должны позволить выделить перспективные площади и наметить интересные в целях обнаружения уранового оруденения районы. Для определения общих гидрохимических закономерностей в летнее время проводится опробование поверхностных водотоков на радон (через каждые 1000–1500 м), уран, сокращенный химический анализ и спектральный анализ сухих остатков через 2000–3000 м.

Основное внимание при поисковых работах в масштабах 1 : 50 000 – 1 : 200 000 уделяется изучению поверхностных водотоков, поскольку реки и ручьи являются доступным объектом исследований. При этом основным поисковым компонентом служит радон, определения которого проводятся через 100–300 м в зависимости от масштаба съемки. Учитывая низкие фоновые концентрации газа в воде рек и формирование слабоконтрастных аномалий в случае значительной мощности аллювия, радон следует определять циркуляционным методом и с использованием высокочувствительных приборов. Шаг отбора проб на уран, сульфат-ион, объем анализов на комплекс микроэлементов спутников может быть принят в 1,5–2 раза больше, чем для радона.

Возможность использования подмерзлотных вод для радиогидрогеологических поисков в районах развития многолетнемерзлых пород, по-видимому, ограничена в силу весьма малых выходов их. Изучение и опробование подмерзлотных вод может проводиться с целью выявления основных рудоносных зон и их оперяющих, установления мест с наличием боковых водопритоков. Некоторые из этих вопросов решаются с помощью поинтервального опробования скважин.

Радиоактивные воды могут выклиниваться на поверхность земли или в поверхностные водотоки в виде восходящих источников по зонам таликов, которые, как правило, приурочиваются к зонам тектонических нарушений. Подмерзлотные воды, выклинивающиеся в виде таких источников, довольно легко отличимы от поверхностных и надмерзлотных вод по физическим свойствам и радиохимическому составу, и их выделение не представляет особых затруднений.

Трудность опробования подмерзлотных вод, вскрываемых скважинами, заключается в том, что в подавляющем числе случаев эти скважины, (кроме самоизливающихся) очень быстро замерзают. Такая скважина остается недоступной изучению, хотя в нижней части естествовода вода долго не замерзает. Поэтому подмерзлотные воды целесообразно опробовать сразу после окончания бурения скважин, но предварительно должна быть проведена прокачка скважины от глинистого раствора.

Анализ подмерзлотных вод заключается в определении химического состава, свободного кислорода, окислительно-восстановительного потенциала и температуры воды.

Учитывая результаты режимных наблюдений за изменениями радиоактивного состава речных вод, можно считать оптимальным периодом летнего полевого сезона – период август–сентябрь. В это время аномалии более контрастны за счет относительного увеличения к осени в балансе питания рек подтока трещинно-жильных вод, а содержания урана и радона несколько выше предела чувствительности анализов.

Изучению радиохимического состава поверхностных вод должны предшествовать наблюдения за расходами и температурой воды, что позволит установить места разгрузки подземных вод.

Для аномалий по водотокам в случае получения положительных результатов основное внимание уделяется радиометрии и металлометрии по рыхлым отложениям.

Организация и проведение полевых радиогидрогеологических исследований достаточно подробно освещены в опубликованной литературе (Токарев, Щербаков, 1956; Временные методические указания..., 1965; Инструкция..., 1965, Инструкция..., 1983). Для проведения радиогидрогеологических исследований целесообразно организовывать самостоятельные отряды, так как опыт показывает, что возложение обязанностей по отбору проб на отряды, занимающиеся другими методами поисков, себя не оправдывает. В состав отряда входят инженер (или техник), гидрогеолог, коллектор, лаборант-химик и лаборант-геофизик, один или два рабочих.

Полевые исследования заключаются в опробовании различных типов водопроявлений и их документации. Объектами радиогидрогеологических исследований являются: естественные выходы подземных вод; поверхностные воды (реки, ручьи, болота, мочажины, пруды, озера); колодцы; воды, вскрываемые скважинами, поверхностными горными выработками (канавами, шурфами, карьерами и т. д.), подземными горными выработками.

При радиогидрогеологических работах особое внимание уделяется подземным водам. При этом необходимо иметь полное представление, с каким генетическим типом вод (аллювиальные, делювиальные, грун-

товые, межпластовые, жильные и т. д.) связано опробуемое водопроявление. В противном случае интерпретация результатов исследований будет затруднена.

Главными видами исследований, которые применяются при радиогидрогеологических поисках, являются: гидрогеохимическая съемка, опробование скважин и горных выработок, режимные опробования, опытно-методические и лабораторные работы.

Площадные гидрогеохимические поиски базируются, прежде всего, на гидрогеохимической съемке. В сеть опробования при съемке включаются естественные выходы подземных вод, поверхностные водотоки, водоемы, колодцы, скважины, горные выработки. Плотность сети опробования зависит от масштаба съемки и сложности ландшафтно-гидрогеохимической обстановки. Требования к методике съемки, расположению точек опробования, отбору проб воды и их анализу изложены в соответствующих инструкциях. Гидрогеохимическая съемка часто сопровождается отбором донных проб (тонко- и мелкозернистой фракции из дна водотоков), биогеохимических проб (растений, мха по специальной методике), литохимических проб (из элювиально-делювиальных отложений, коренных пород).

При геологических и гидрогеологических работах попутные радиогидрогеологические исследования охватывают всю территорию поисково-съемочных работ и слагаются из следующих этапов:

- а) картирование и опробование водопунктов (источников, колодцев, горных выработок, буровых скважин, водотоков, водоемов и т. п.);
- б) отбор проб воды для определения радиоактивных элементов (урана, радия и радона) и элементов-спутников урана, типового химического анализа, показателей геохимической обстановки (кислорода и сероводорода);
- в) интерпретация данных радиогидрогеологических исследований.

Масштаб съемки может зависеть от детальности и задач исследований (Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений, 1965, 1983).

Желательно, чтобы расположение опробуемых водопунктов было равномерным по площади. В случае необходимости и возможности точки на перспективных площадях сгущаются за счет предусматриваемого в проекте работ резерва. Из каждого исследуемого водопункта отбираются пробы воды на уран, радон и выборочно на радий, элементы-спутники урана, производится сокращенный химический анализ, если таковой не предусмотрен для обычной гидрогеологической съемки.

В результате радиогидрогеологических исследований должны быть охарактеризованы подземные воды различных литолого-стратиграфических комплексов. При проведении исследований большое значение имеет

выбор благоприятного времени для опробования. В каждом районе существует оптимальный период, когда наблюдается максимальное проявление радиогидрогеологических аномалий.

Таблица 49

*Типы и масштабы гидрогеохимической съемки*

Тип съемки	Масштаб	Число проб на 1 км <sup>2</sup> при геологическом строении		
		простом	средней сложности	сложном
Рекогносцировочная	1 000 000	0,01	0,02	0,03
	1 : 500 000	0,04	0,05	0,8
	1 : 200 000	0,1	0,15	0,25
Поисковая	1 : 50 000	0,7	1,0	1,6
Детальная*	1 : 10 000			

В районах избыточного увлажнения радиогидрогеологические исследования целесообразно проводить в наиболее сухой период года, а в районах недостаточного увлажнения – сразу после снеготаяния, до пересыхания большинства временных источников. При наличии большого числа водопунктов предпочтение следует отдавать тем, которые выходят непосредственно из коренных пород, а не из наносов. Кроме радиогидрогеологического картирования и опробования подземных вод необходимо заниматься изучением небольших поверхностных водотоков, которые на отдельных участках, связанных с урановым оруденением, могут характеризоваться повышенными концентрациями урана и радона. Радиогидрогеологические исследования должны производиться также и на небольших реках (длиной до 15...20 км) с небольшой водосборной площадью. При этом наибольший интерес представляют те, в питании которых ведущая роль принадлежит подземным водам. Водотоки ледникового питания вследствие плохой связи с подземными водами дают меньший эффект. Поверхностные водотоки опробуются снизу вверх (по течению) через определенные интервалы, причем сначала отбираются пробы из основного потока, затем из боковых притоков.

Пробы воды из водоемов берутся по створу в нескольких пунктах, на различных расстояниях от берега и различной глубине.

Методика опробования озер зависит главным образом от их величины и положения в общей гидрологической системе района. В небольших озерах и прудах производят отбор единичных проб. Для крупных озер должны быть охарактеризованы различные участки водоема (у поверхности и с различных глубин), причем специально опробуются места возможного подтока подземных вод.

При опробовании болот наибольший интерес представляют низинные болота, а также болота и мочажины, располагающиеся на склонах и у их основания. В небольших болотах отбираются единичные пробы. В болотах, имеющих широкое площадное распространение, пробы отбирают по сетке, соответствующей детальности поисков. При выборе пунктов отбора проб отдается предпочтение местам возможного притока подземных вод. Отбор проб из заболоченных участков производится из наиболее глубоких мочажин с тем, чтобы не захватить пленок, плавающих на поверхности.

Буровые скважины, имеющиеся в районах работ, должны быть обязательно обследованы, поскольку опробование водоносных горизонтов, вскрываемых скважинами, увеличивает глубинность радиогидрогеологического метода. Опробованию подвергаются как самоизливающиеся, так и несамоизливающиеся скважины. При отсутствии самоизлива необходима предварительная прокачка скважины для того, чтобы удалить из скважины промывочную жидкость и застоявшуюся в трубах воду. От обычных гидрогеологических откачек они отличаются сравнительной кратковременностью. Оптимальное время откачки зависит главным образом от водоотдачи водоносного горизонта и интенсивности откачки и контролируется, как обычно, графиком содержаний одного из анионов или катионов в пробах воды, отбираемых во время откачки. Графики изменения химического состава вод необходимо рассматривать одновременно с другими гидрогеологическими графиками (расхода, уровня и т. д.).

Скважины, пройденные без обсадки, можно опробовать без предварительной прокачки после выстаивания их в течение 10–15 дней в тех случаях, когда бурение производится без глинистого раствора или с глинистым раствором, но породы обладают достаточной водообильностью. В слабо обводненных породах глинистые частицы промывочного раствора не выносятся из скважин, образуется глинистая пробка, препятствующая отбору проб воды.

Полный комплекс наблюдений, необходимых для интерпретации данных опробования буровых скважин, включает в себя характеристику вскрываемого геологического разреза, измерение глубины установившегося уровня воды, измерение дебита вскрываемых скважиной вод (в случае самоизливающихся вод и при откачках), измерение температуры воды, описание физико-химических свойств воды с указанием номера отобранных на анализ проб, установление конструкции скважины (наличие обсадных труб, закрепленные ими интервалы) и технологии бурения (применение глинистого раствора или воды для промывки). Определение содержания радиоактивных элементов производится во



всех вскрытых скважинами водоносных горизонтах. При наличии нескольких водоносных горизонтов следует проводить раздельное опробование их. Обязательным при этом является определение геохимической обстановки опробуемых водоносных горизонтов (определение  $O_2$ ,  $H_2S$ , Eh и pH).

Опробование скважин и горных выработок проводится при всех масштабах поисков, особенно их роль возрастает в полузакрытых районах и областях аридного климата, характеризующихся малым числом источников и других водопроявлений. Скважины после прокачки могут быть использованы для изучения вертикальной зональности ореолов, отбирая с помощью пробоотборника воду на анализ через небольшие интервалы (3...5 м). Откачка из скважины дает материал о химическом составе и металлоносности вод в пределах депрессионной воронки.

При опробовании гидрогеологических скважин в процессе откачек, по-видимому, большое значение придается выбору оптимального времени отбора проб.

Радиогидрогеологические исследования следует проводить и при поисках, разведке и эксплуатации различных месторождений полезных ископаемых в их горных выработках. Так, проводя гидрогеохимическое опробование (съемку) штолен, штреков, уклонов, можно получить характеристику рудных и ореольных вод, что позволит более целенаправленно вести поиски на поверхности.

Режимные наблюдения и опробования проводятся для изучения главным образом временных ореолов и потоков. Для этого выбирают такие точки опробования (источник, ручей), которые расположены ниже по склону (течению) и вблизи (несколько десятков метров) от рудного тела или минерализованной зоны. Частота опробования зависит от поставленной задачи (через 1...2 ч, каждые сутки в течение недели после дождя или какой-либо другой режим опробования).

Опытно-методические работы обычно предшествуют гидрогеохимическим поискам для обоснования или усовершенствования методики поисков. Эти работы могут продолжаться при поисках в тех случаях, когда проводятся опытнo-миграционные исследования (запуски индикаторов в скважины и др.) с целью изучения миграционных параметров и поведения рудных компонентов в подземных водах.

Методика отбора проб различна в зависимости от характера выхода воды, каптажа и дебита.

Отбор проб воды из некаптированного источника производится у места выхода воды на поверхность. Если вода слабо сочится, необходимо сделать небольшое углубление у места выхода, при этом пробу следует отбирать только после полного осветления воды. При достаточном

дебите проба отбирается непосредственно в бутылку. При невозможности наполнить бутылку непосредственно из источника допускается использование стеклянной или эмалированной посуды. Отбор проб воды на уран, радий и элементы-спутники из каптированного источника производится наполнением бутылок из водной струи, а на радон – с помощью стеклянной или резиновой трубки в промывалку.

Опробование газизирующих водопроявлений сопровождается отбором проб для анализа растворенных и спонтанных газов. Естественные выходы сухих газов также должны подвергаться опробованию. Методика отбора проб на газовый анализ описана в соответствующих руководствах. В составе свободно выделяющихся и растворенных газов определяют углекислый газ, сероводород, кислород, метан и тяжелые углеводороды, азот в сумме с редкими газами. При отборе проб воды на радон из газизирующих источников необходимо следить за тем, чтобы в промывалку не попадали пузырьки спонтанного газа. Для этого рекомендуется затягивать воду в сосуд небольшой струей с помощью тонко оттянутой стеклянной трубки с загнутым вверх концом.

Для определения гелия пробы отбираются из сделанного небольшого углубления у места выхода воды.

Колодцы по условиям опробования подразделяются на эксплуатирующиеся с забором воды ведрами и не эксплуатирующиеся. Из эксплуатирующихся колодцев воду отбирают без предварительной откачки, но перед отбором необходима проверка загрязненности колодцев.

Неэксплуатирующиеся колодцы опробуют после предварительной откачки до полной смены воды колодца на свежую. Для отбора проб используются пробоотборниками. При этом во избежание дегазации радона проба отбирается спустя 2–3 ч после откачки. Вода, отобранная с определенной глубины пробоотборником для определения радона на месте взятия пробы, вакуумным способом переводится в промывалку, а для определения урана, радия и элементов-спутников переливается в бутылки.

Отбор проб из самоизливающихся скважин производится непосредственно из струи. Если такие скважины оборудованы трубопроводом с краном, то перед взятием пробы необходимо спустить воду из трубопровода. Пробы воды на уран, радий, элементы-спутники отбираются в бутылки непосредственно в месте самоизлива, а на радон – при помощи вспомогательных трубок, которые как можно глубже вставляются в скважину, после чего вакуумным способом производится отбор проб.

Из самоизливающихся скважин пробы отбираются после предварительной прокачки с помощью пробоотборников различной конструкции. При этом необходимо иметь в виду возможность загрязнения проб микроэлементами из металлических частей пробоотборников.

Отбор проб воды на уран, радий и элементы-спутники из капелей подземных горных выработок производится с помощью стеклянной воронки и резинового шланга. Для отбора проб воды на радон из капеза или малодебитных струй необходимо у места выхода воды просверлить небольшой шпур длиной 40–50 см. В устье его вставляют стеклянную трубочку, на которую надевается резиновая трубка с зажимом на конце. Устье шпура замазывается глиной, затем по истечении некоторого времени зажим снимается, а резиновая трубка опускается в бутылку. В горных выработках пробы воды следует отбирать с особой тщательностью, так как вместе с водой могут попасть механические примеси (гидроокислы железа и др.), хорошо сорбирующие уран и радий.

При обследовании подземных вод всегда следует производить отбор проб непосредственно из места выхода воды, обязательно погружая конец водоотборной трубки под поверхность ее и не допуская проскальзывания пузырьков воздуха через измерительную аппаратуру. Нельзя ожидать достоверных результатов при отборе проб из трещин в выработках, при выходе вод в виде капеза, тонких прерывающихся струй и т. п., а также при отборе проб из водосборников.

Отбор проб производят в стеклянные или пластмассовые (полиэтиленовые, хлорвиниловые и пр.) бутылки в количестве, необходимом для выполнения нужных определений с требуемой чувствительностью. Посуду для отбора проб воды стерилизуют, а пробы воды при необходимости консервируют. Выбор способа консервации, также как применение конкретного консерванта, зависит от геохимического типа вод, свойств определяемого элемента, особенностей химико-аналитического метода определения. В качестве консервантов обычно используют определенное количество кислот, щелочей добавляемых к исследуемой воде до или после отбора пробы. Используемые консерванты должны быть химически чистыми и предварительно проверены на чистоту в холостом опыте.

Анализы проб воды могут проводиться как на месте с помощью полевых лабораторий или полевых анализаторов, так и в стационарных условиях.

### **4.3. Камеральная обработка материалов**

На этапе камеральной обработки материалов полевых наблюдений наиболее полно могут применяться средства вычислительной техники. Для хранения и последующего рационального использования геохимической информации рекомендуется создавать базу данных, в которую, кроме основной гидрогеохимической информации вносить формальные характеристики (геопространственная привязка, источник информации, дата опробования и др.), внешние факторы (геологическая приурочен-

ность, геоморфологические параметры и т. д.), необходимые для разделения данных или решения разнообразных исследовательских задач. Обработка информации может выполняться с использованием методов математической статистики (Афифи, Эйзен, 1982) и ГИС технологий, реализованных в пакетах программ MS OFFICE, BMDP, СОМИ, Statistica, Surfer, MapInfo, ArcView.

При обработке информации рекомендуется составлять различные графики, позволяющие выявить химические типы вод, их связь с общей минерализацией, а также приуроченность химических типов вод к определенным литолого-стратиграфическим комплексам пород, графики зависимости содержания урана от общей минерализации, от величины окисляемости и других условий, графики взаимосвязи для установления корреляционной зависимости между ураном и микрокомпонентами. Эти графики необходимы для более правильной интерпретации результатов исследований. Рекомендуется проводить оценки фоновых и аномальных значений радиоактивных элементов и элементов-спутников в подземных и поверхностных водах. Важная информация может быть представлена и в виде графиков режимных наблюдений для установления зависимости содержания радиоактивных элементов и элементов-спутников урана от времени опробования водопунктов. Такие графики, в частности позволяют выявить оптимальные периоды времени для проведения радиогидрогеологических исследований и уточнить фоновые концентрации радиоактивных элементов для периода исследований.

Карты, составляемые при радиогидрогеологических исследованиях, подразделяются на два типа: вспомогательные и основные. Среди вспомогательных карт различают карты фактического материала, на которые наносят все опробованные водопункты и типы их, и карты химического состава подземных вод, которые составляются на геологической основе с показом на ней типов вод, их химического состава и минерализации, направления движения подземных вод, водообильности водоносных горизонтов или комплексов пород посредством показа дебита типовых водопунктов. Последние должны выбираться в минимальном количестве, чтобы их дебит характеризовал как наиболее часто встречающиеся дебиты, так и все наиболее резкие отклонения от этой величины в зависимости от гидрогеологических условий.

Основной картой является радиогидрогеологическая. Принципы ее составления разработаны А.В. Щербаковым, А.Н. Токаревым, Е.Н. Купель.

Радиогидрогеологическая карта масштаба 1:500 000 составляется для отдельных регионов или по листам международной разграфки по единым принципам и методике с целью выявления перспективных площадей для поисков месторождений урана по радиогидрогеологическим данным.

Радиогидрогеологическая карта должна сопровождаться радиогидрогеологическими разрезами. Карты масштаба 1:200 000 и 1:100 000 и др. составляются только на основании радиогидрогеологической съемки, в том числе проведенной в комплексе с другими съемками или исследованиями.

Радиогидрогеологическая карта составляется на основе кондиционной геологической карты того же или более крупного масштаба. При этом картируется или первый водоносный горизонт, как наиболее изученный, или представительный водоносный горизонт. При этажном расположении глубоко залегающие водоносные комплексы горных пород (или горизонты до 300 м) и разделяющие их водоупоры наносят на радиогидрогеологические разрезы. Радиогидрогеологические аномалии этажно расположенных водоносных горизонтов могут обозначаться на карте в виде отдельных просвечивающих светочоров.

На радиогидрогеологической карте показываются распространение первого от поверхности земли водоносного комплекса, контуры распространения водоносных комплексов, залегающих ниже первого от поверхности, распространение водоупорных и водопроницаемых, но безводных пород, площади с различными геоструктурными условиями, тектонические зоны (в соответствии с масштабом карты), направление движения и дренирование подземных вод, минерализация подземных вод, площади распространения подземных вод с различными фоновыми содержаниями радиоэлементов, радиогидрогеологические аномалии (по урану, радию и радону) или их группы, площади, перспективные по радиогидрогеологическим данным для поисков месторождений урана.

Помимо указанной выше радиогидрогеологической карты могут составляться одноименные карты: по срезам, по отдельным литолого-стратиграфическим комплексам (или горизонтам).

Рекомендуемые к выделению на карте радиогидрогеологические аномалии перечислены в условных обозначениях (рис. 4.1).

При оценке перспективности исследуемой территории в отношении ураноносности необходимо выделять на радиогидрогеологической карте:

- а) площади, перспективные в отношении ураноносности, на которых целесообразно проводить поисковые работы;
- б) площади, на которых имеются или предполагаются (по аналогии) геологические структуры, перспективные в отношении ураноносности по своей общей структурной морфологии, но недостаточно изученные в отношении литологии, степени эродированности, радиогидрогеологических условий и т. п. Решить вопрос о целесообразности поискового бурения на таких площадях можно только после уточнения данных по недостаточно изученным вопросам в процессе соответствующего обследования территорий;

в) площади, перспективы которых в отношении ураноносности не ясны.

При выделении перечисленных площадей должны учитываться также и косвенные признаки возможной ураноносности пород (наличие повышенных скоплений в воде сероводорода, микрокомпонентов, иногда гелия, в породах – битумов, растительных остатков, сульфидов и т. п.).

Некоторые пояснения к условным обозначениям на радиогидрогеологической карте. Так, например, литологический состав первого от поверхности картируемого водоносного горизонта (комплекса) показывается черным цветом, границы между выделенными площадями с различными особенностями литологического состава водовмещающих пород – черным пунктиром, литологический состав водоносных горизонтов или комплексов, залегающих ниже всех картируемых, отображается на разрезах.

Подземные воды четвертичных отложений на картах масштабов 1 : 500 000 и 1 : 200 000 не показываются, если они не играют значительной роли в радиогидрогеологии.

Отдельные геологические структуры локального значения, перспективные в отношении возможной ураноносности, выделяются в соответствии с методическими указаниями А.А. Смирнова и А.В. Щербакова (1957). Для изображения таких геологических структур применяются дополнительные условные знаки.

Данные о геохимических обстановках подземных вод, залегающих ниже картируемых по площади водоносных комплексов, отражаются на радиогидрогеологических разрезах.

Площади распространения подземных вод с фоновым содержанием урана картируемого водоносного горизонта показываются на карте и разрезах сплошной закраской.

Обозначения аномальных содержаний радиоактивных элементов (урана, радия и радона) в подземных водах прочно вошли в практику и их не следует изменять. Если избранные цвета для отражений аномального содержания урана, радия, и радона в воде совпадают с цветом, принятым для отражения на карте фоновых содержаний тех же элементов в подземных водах, то цвета аномальных содержаний даются более темными.

Данные об аномальной радиоактивности подземных вод, находящихся ниже картируемого водоносного комплекса, наносятся на карту в виде светофоров. Возраст водоносных пород обозначается геологическим индексом, который ставится около знака аномалий, цифра слева знака означает номер водопункта (скважина, колодец, шурф и др.); справа в числителе – максимальный дебит (в л/с), в знаменателе – глубина вскрытия водоносного горизонта.

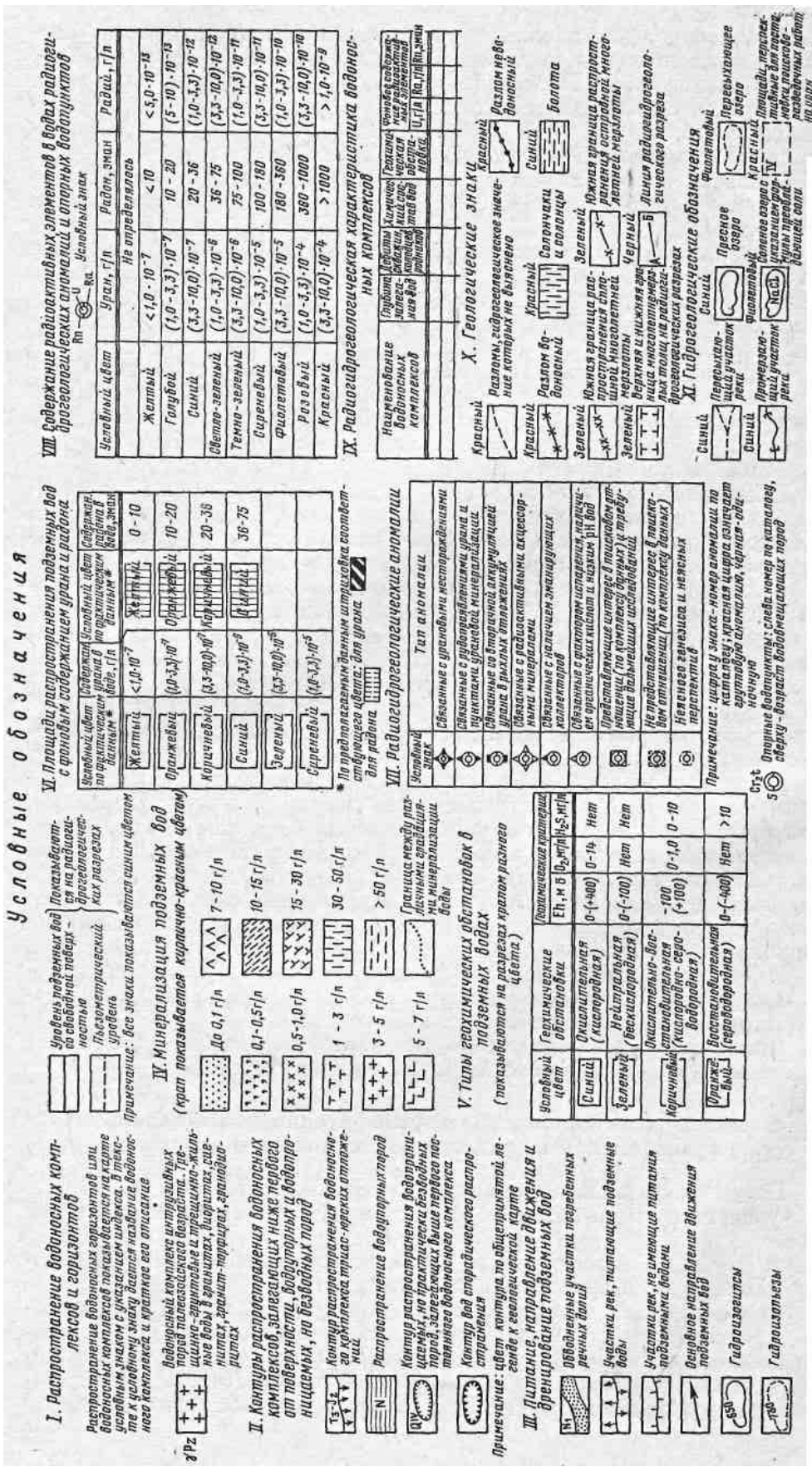


Рис. 4.1. Условные обозначения к радиогидрогеологическим картам

Предлагаемый принцип составления радиогидрогеологических карт зарекомендовал себя для горно-складчатых областей и для платформенных районов в тех случаях, когда картируемый первый от поверхности водоносный горизонт является представительным горизонтом опробования для поисков урановых месторождений. В противном случае картирование первого от поверхности водоносного горизонта нецелесообразно. В этом случае рекомендуется составлять карты-срезы для более интересного водоносного горизонта или использовать общие гидрогеологические карты соответствующего масштаба, давая им дополнительную нагрузку, отражающую закономерности распределения радиоактивных элементов в подземных водах различных водоносных горизонтов.

Г.М. Шор разработал методику составления мелкомасштабных (1:500 000 и 1:1000 000) радиогидрогеологических карт, применяемых при прогнозировании экзогенных эпигенетических месторождений урана типа кислородного пластового окисления.

Для артезианских бассейнов радиогидрогеологические карты составляются для каждого водоносного комплекса. На карту наносятся также выходы на поверхность и литология пород фундамента артезианских бассейнов; выходы водовмещающих пород и области их отсутствия, основные тектонические нарушения. На радиогидрогеологических картах должны быть изображены гидроизогипсы и гидроизопьезы. Направление движения подземных вод показывается стрелками. Все данные о гидродинамике изображаются синим цветом.

Отчет, освещающий результаты радиогидрогеологических исследований, состоит из следующих глав:

Введение.

Глава 1. Физико-географические условия района.

Глава 2. Геологическое строение района.

Глава 3. Металлогенический очерк и ураноносность района.

Глава 4. Гидрогеологические особенности района.

Глава 5. Химический состав природных вод района.

Глава 6. Радиогидрогеологические условия района.

Глава 7. Радиогидрогеологические условия известных месторождений и рудопроявлений урана.

Глава 8. Типы радиогидрогеологических аномалий.

Глава 9. Оценка перспектив ураноносности описываемого района.

Заключение.

Во «Введении» описываются задачи партии, характер и объем выполненных работ, их методика. Даются сведения о местоположении района (республика, область, район, географические координаты); прилагается обзорная карта района работ.



В главе 1 приводятся данные о рельефе и речной сети района, климате, растительности и почвах. Особое внимание уделяется количеству осадков, величине испарения, соотношению подземного и поверхностного стока, распространению многолетнемерзлых пород. При описании речной сети указываются расходы отдельных потоков, скорости их течения и условия питания. Здесь же приводятся данные о деятельности эрозионных процессов, о химических особенностях почв и коры выветривания. Глава иллюстрируется орогидрографической схемой района.

В главе 2 описываются стратиграфия, тектоника и краткая история геологического развития района. При описании тектонических особенностей района большое внимание уделяется тектоническим нарушениям и трещиноватости пород. Глава иллюстрируется геологической картой района с разрезами по нескольким направлениям.

В главе 3 приводится характеристика рудных месторождений, общие закономерности их распространения, а также краткое описание ураноносности исследуемой территории.

В главе 4 дается характеристика водоносности основных литолого-стратиграфических комплексов пород района, приводится описание основных генетических типов подземных вод. Описываются закономерности распространения вод, условия питания, движения и разгрузки, глубины залегания, направление движения, связь различных типов вод между собой. Глава иллюстрируется гидрогеологической картой и разрезами.

В главе 5 описываются химический состав подземных вод отдельных горизонтов, геохимические обстановки, особенности распространения микрокомпонентов в подземных водах выделяемых водоносных горизонтов и комплексов.

В главе 6 описываются история радиогидрогеологической изученности, методика выделения фоновых и аномальных значений радиоактивных элементов. Глава сопровождается картой районирования территории и схемой радиогидрогеологической изученности.

В главу 7 должны быть включены следующие разделы:

- а) характеристика общих гидрогеологических условий района месторождения (областей питания, условий движения и разгрузки подземных вод, водообильности водоносных горизонтов, фильтрационных свойств водовмещающих пород, химического состава вод и т. д.);
- б) характеристика радиогидрогеологических условий месторождений и рудопроявлений с данными о радиохимическом составе вод по площади и в разрезе с необходимыми графическими приложениями;
- в) описание водных ореолов рассеяния радиоактивных элементов;
- г) описание элементов-спутников урана в подземных водах (молибден, медь, цинк, гелий и т. д.).

В главе 8 дается общая характеристика выделенных радиогидрогеологических аномалий и обоснование отбраковки среди них безрудных аномалий. При этом характеризуются рудные аномалии, а также высказываются соображения о возможной связи выявленных аномалий с урановыми рудопроявлениями. Глава сопровождается сводной таблицей типов радиогидрогеологических аномалий района.

В главе 9 приводится описание отдельных перспективных участков, выделенных в процессе радиогидрогеологических исследований.

Иллюстративным материалом для глав 6 и 7 отчета служит радиогидрогеологическая карта.

«Заключение» должно содержать выводы по всему изложенному материалу.

Приведенный план текста отчета, естественно, может быть изменен в зависимости от конкретных условий территории исследований и фактического материала.

При проведении радиогидрогеологических исследований в комплексе с другими поисковыми и съемочными работами результаты радиогидрогеологических исследований должны включаться в виде отдельной части в общий отчет. В этом случае выводы, касающиеся результатов радиогидрогеологических исследований, приводятся в заключительной части отчета совместно с выводами по результатам других поисковых методов.

#### **4.4. Количественные методы в обработке информации**

Мысль о возможности использования вод для поисков рудных месторождений была высказана еще М.В. Ломоносовым. Позже на эту возможность обратили внимание основоположники геохимии, разработавшие теорию геохимических методов в целом (В.И. Вернадский, В.М. Гольдшмидт, А.И. Перельман, Б.Б. Польшин, А.А. Сауков, Н.И. Сафронов, А.Е. Ферсман, В.В. Щербина). С 1950 года группой сотрудников ВСЕГИНГЕО под руководством А.А. Бродского и ТПИ под руководством П.А. Удодова началась систематическая разработка теоретических основ собственно гидрогеохимического метода поисков. В дальнейшем в развитие метода включились ученые МГРИ, ВСЕГЕИ, ЛГУ, Университета Дружбы Народов, ЛГИ и других научных и производственных организаций Е.Е. Беякова, А.И. Германов, И.И. Гинзбург, М.А. Глазовская, Г.А. Голева, Н.И. Долуханова, Б.А. Колотов, С.Р. Крайнов, В.И. Красников, А.М. Овчинников, В.Н. Попов, А.А. Сауков, Г.Б. Свешников, Н.И. Сафронов, зарубежные ученые Р.В. Бойл, Х.Е. Хоукс, Д.Е. Уайт, Д.С. Уэбб и многие другие.

В итоге указанными и многими другими исследователями собран материал по параметрам водных потоков рассеяния множества рудных

объектов (состав, размеры, контрастность, зональность) в различных геолого-геоморфологических условиях, разработана методика гидрогеохимических поисковых работ (полевых, камеральных, химико-аналитических), доказана целесообразность применения метода при поисках большинства типов рудных объектов в различных ландшафтно-климатических, геологических, гидрогеологических условиях, выявлены особенности и эффективность применения гидрогеохимических поисков для разных уровней организации или типов оруденения, определены место и роль гидрогеохимических поисков при разных масштабах геолого-поисковых работ, обоснован набор гидрогеохимических показателей (критериев), доказана геологическая и экономическая эффективность комплексирования гидрогеохимических поисков с другими видами поисковых работ.

Вместе с тем, несмотря на уже более 50-летний опыт проведения гидрогеохимических поисков гидрогеохимический метод по масштабам своего внедрения в производство имеет существенно меньшее значение по сравнению с другими методами поисков (геохимическими по твердым образованиям, геофизическими). Причин сложившегося положения, по нашему мнению, множество. Большинство из них связаны с одной стороны, со сложностью, противоречивостью и многофакторностью самих гипергенных процессов в т. ч. процессов формирования ореолов и потоков рассеяния и, соответственно с недостаточной их изученностью и пониманием, а с другой – с неполной реализацией уже имеющих теоретических положений и отсутствием их доведения до конкретных методических рекомендаций. В связи с этим в настоящее время нет существенных различий в технологии выделения аномалий по гипергенным и гипогенным образованиям, гидрогеохимический метод не всегда обоснованно провозглашается весьма глубинными, а конечный геологический результат поисков достигается, в основном, лишь в части определения состава предполагаемых рудных объектов и существенно хуже в отношении локализации местоположения и, тем более, в отношении оценки количественных параметров, определяющих так называемую «скорость» ввода рудных объектов в последующие стадии поисково-разведочных работ. Этими же причинами объясняется отсутствие приемов оценки поисковой значимости единичных точек наблюдения, методик поиска гипергенных объектов, низкая геологическая достоверность прогнозов, приводящая к накоплению огромного количества гидрогеохимических аномалий, для которых обнаружение рудного объекта даже генетического типа (не говоря уже о промышленном) достигается лишь при проверке нескольких, а иногда и нескольких десятков из них.

В настоящее время в Томском политехническом университете основная стратегия совершенствования метода базируется на познании

явлений зоны гипергенеза в целом и, прежде всего, на комплексном изучении особенностей формирования как объема так и химического состава подземных вод, а в конечном итоге на углубленном изучении геологической деятельности подземных вод, количественной оценке масштабов гипергенных преобразований в системе «вода-порода», оценке состава равновесных с водами твердых фаз, выявлении закономерностей пространственно-временной изменчивости гипергенных преобразований.

Применительно к поискам основная цель исследования заключалась в выявлении особенностей формирования гидрогеохимического фона рудогенных элементов, разработке приемов количественной оценки выявленных разрушающихся рудных объектов и обосновании поисковой значимости единичных точек наблюдения.

#### **4.4.1. Количественные приемы формирования гидрогеохимического фона рудогенных элементов**

Вопросы выделения гидрогеохимического фона рассеянных элементов являются составной частью важнейшей теоретической проблемы гидрогеохимии формирования химического состава подземных вод. Кроме того, они имеют огромное прикладное значение. В частности, без определения фона невозможны расчеты химического выноса элементов, оценка экологического состояния водных ресурсов тех или иных территорий. Выделение фона является основой и поныне практикующейся интерпретационной базы гидрогеохимического метода поисков полезных ископаемых, когда конечный результат поисковых работ представляется в виде аномалий тех или иных поисковых признаков, в качестве которых чаще всего используются концентрации рассеянных элементов – прямых показателей типа и состава рудных объектов. Объективность выделения аномалий в этом случае находится в прямой зависимости от достоверности принятых параметров и закономерностей изменчивости фонового поля. В связи с этим становится очевидным значение как теоретической оценки роли тех или иных региональных факторов обогащения вод рассеянными элементами, так и адекватности реализации методических приемов, позволяющих влияние этих факторов учитывать.

Определяющее место в формировании фона принадлежит вещественному составу водовмещающих пород и пространственно-временным факторам (рельеф, климат, гидродинамические особенности, интенсивность водообмена и проч.). Роль состава водовмещающих пород в формировании фона достаточно очевидна, и правомерность использования общепринятых приемов удаления его влияния путем деления данных на отдельные породные совокупности не вызывает сомнений. Гораздо сложнее решаются вопросы учета роли

пространственно временных факторов. В связи с неоднозначностью их воздействия, большинством исследователей рекомендуются приемы нормирования содержаний рассеянных элементов по каким-либо компонентам, выступающим в качестве временной координаты одного из ведущих процессов. В частности, Е.Е. Белякова и соавторы (Гидрохимический метод..., 1962) на основании работ, проведенных в районах с аридным климатом, предлагали нормировать содержания рассеянных элементов по величине минерализации подземных вод. Именно этот способ нормирования нашел отражение в инструктивной литературе (Инструкция по геохимическим методам..., 1983). Вместе с тем, фактический материал упорно свидетельствует о гораздо более сложных закономерностях распределения рассеянных элементов. На это обстоятельство еще в 60-х годах обращали внимание М.С. Гуревич (1960), А.А. Бродский (1964), П.А. Удодов и др. (1965). Впоследствии в работе П.А. Удодова с соавторами (Методическое руководство..., 1973) было показано, что прямая связь минерализации и содержаний микрокомпонентов является частным случаем и может проявляться только в определенных условиях, для отдельных микрокомпонентов и в узком интервале колебаний общей минерализации.

При исследованиях, выполненных нами в условиях горных районов гумидной климатической зоны (Кузнецкий Алатау и Салаир), особое внимание уделялось характеру поведения рассеянных элементов в зависимости от времени взаимодействия инфильтрационных подземных вод с вмещающими горными породами. Тщательный анализ гидрогеодинамической обстановки, проведенный на основе морфометрических построений, убедительно свидетельствует, что в качестве интегрального показателя времени взаимодействия можно рассматривать порядок долин местной дренирующей сети (Дутова, 1989; Шварцев и др., 1983).

Результаты исследований показали, что средние содержания большинства рассеянных элементов, таких как Pb, Zn, Ag, Ti, Mn, Ga, при последовательных переходах от долин низких порядков к высоким, т. е. по мере увеличения длины пути фильтрации подземных вод и, следовательно, времени взаимодействия с породами, вначале растут, а затем уменьшаются. Значительно меньшее количество рассеянных элементов характеризуются единонаправленным трендом изменчивости содержаний в подземных водах. С увеличением длины пути фильтрации вод закономерно уменьшаются средние содержания стронция и иттрия и возрастают средние содержания меди. В целом же, поведение рассеянных элементов, характеризующихся первоначальным ростом и последующим уменьшением или закономерным уменьшением концентраций, аналогично поведению петрогенных элементов, формирующих вторич-

ную твердую фазу, а поведение элементов, характеризующееся увеличением концентраций, – поведению петрогенных элементов, накапливающихся в водах (Дутова, 1989).

Контрастность значений средних содержаний элементов в подземных водах, разгружающихся в долинах различного порядка, достигает двух, а иногда и более, раз. Такая контрастность в практике гидрогеохимических исследований нередко служит основанием для выделения аномалий. В данном случае выделение будет ошибочным, т. к. контрастность связана не с рудным процессом, а с фоновым. Повысить достоверность можно, вводя дополнительное разделение данных на однородные совокупности, в частности, по признаку принадлежности к тому или иному порядку долин. Такой подход представляется достаточно надежным для удаления влияния и других пространственно-временных факторов, для которых возможно выявление вида функциональной связи и применение соответствующих приемов нормирования. При разделении данных на совокупности возникает противоречие между стремлением учесть возможно большее количество факторов и неизбежным сокращением (теоретически до одной реализации) величины выборки, приводящем к уменьшению достоверности статистических расчетов. Это обстоятельство, вероятно, ограничивает возможности статистических приемов в отношении решения исследовательских и практических задач.

Вместе с тем, использование представлений о равновесно-неравновесном состоянии системы вода-порода, обуславливающим непрерывность растворения одних и формирования других минералов, что обеспечивает перераспределение каждого химического элемента системы между жидкими и вторичными минеральными фазами в строго заданных пропорциях, регулируемых характером геохимической среды (Шварцев, 1998), позволяют подойти к формированию фона рассеянных элементов со строгих теоретических позиций. В связи с этим целью данного раздела работы является исследование механизмов мобилизации и перераспределения элементов в гипергенных условиях на базе расчета масштабов растворения горных пород и формирования современных продуктов выветривания. Такой подход позволяет углубить наши представления о масштабах (абсолютных значениях – величинах) обогащения вод элементами и о характере их поведения во времени.

Соображения, положенные в основу подхода к формированию гидрогеохимического фона с позиций перераспределения вещества в системе «вода-порода», базируются на следующем:

Основным носителем и поставщиком рассеянных элементов в водные растворы являются породообразующие минералы, содержащие лишь доли процента рассеянных элементов, но составляющие подавля-

ющую массу водовмещающих пород. Роль акцессорных минералов в гипергенных геохимических процессах невелика, так как большинство из них устойчивы к процессам выветривания.

Элементы, рассеянные в пороодообразующих минералах, переходят в водный раствор одновременно с разрушением последних по механизму конгруэнтного (например, кальцит или кварц) или инконгруэнтного (полевошпат, плагиоклазы, роговая обманка и прочие) растворения (Шварцев, 1998). В случае взаимодействия вод с конгруэнтно растворяющимися минералами минералообразующие и рассеянные элементы полностью переходят в воды пропорционально количеству разрушенной горной породы до наступления предела насыщения. В случае разрушения алюмосиликатных горных пород, растворяющихся инконгруэнтно, вовлеченные в миграцию элементы, перераспределяются между гипергенными образованиями. Часть элементов переходит в раствор, другая связывается новообразующейся вторичной твердой фазой. Соотношение перераспределения элементов зависит от состава формирующихся твердых продуктов и характера геохимической среды. Ясно, что в условиях многофакторной системы оно может варьировать в самых широких пределах и быть различным в зависимости от состава и стадии преобразования разрушающихся пород и эволюции системы «вода – порода» в целом. Поскольку для каждого конкретного условия между раствором и вторичной минеральной фазой устанавливается локальное термодинамическое равновесие, балансовое уравнение, характеризующее перераспределение элементов между водой и равновесной с ней вторичной минеральной фазой, может быть записано в следующем виде:

$$M_{п} * C_{п} = M_{н2о} * C_{н2о} + M_{втф} * C_{втф}, \quad (4.1)$$

где:  $M_{п}$  – масса первичной горной породы, разрушенной 1 л воды, мкг;  $M_{н2о}$  – масса петрогенных элементов в 1 л воды, мкг;  $M_{втф}$  – масса вторичной твердой фазы, образовавшейся из 1 л воды, мкг;  $C_{п}$  – концентрация рассеянного элемента в первичной горной породе, %;  $C_{н2о}$  – доля рассеянного элемента в массе элементов, содержащихся в воде, %;  $C_{втф}$  – концентрация рассеянного элемента во вторичной твердой фазе, %.

Процессы образования вторичной твердой фазы характеризуются стадийностью – по мере увеличения массы преобразующихся пород сменяется минералогический состав формирующейся твердой фазы от минералов с более простой кристаллической структурой к минералам с более сложной. В этом же направлении увеличивается масса твердой фазы и соотношение перераспределения элементов в ее сторону.

В общем виде связь образующейся вторичной твердой фазы и разрушающейся породы можно выразить следующим образом:

$$M_{втф} = K1 * M_{п}, \quad (4.2)$$

где  $K1$  – коэффициент, характеризующий перераспределение масс петрогенных элементов в системе «вода-порода».

Коэффициент  $K1$  представляет собой отношение масс петрогенных элементов, перешедших в твердую фазу и в раствор. Величина его по формальным признакам изменяется от нуля до единицы. При полном отсутствии вторичной твердой фазы, т. е. при разрушении конгруэнтно растворяющихся пород до насыщения вод с ними или в самые начальные этапы разрушения алюмосиликатных пород, коэффициент  $K1$  равен нулю. При разрушении инконгруэнтно растворяющихся пород величина  $K1$  увеличивается со временем эволюции системы и в реальных условиях может достигать 0,8...0,9.

Масштабы перехода рассеянных элементов из раствора во вторичную твердую фазу определяются не только количеством формирующейся твердой фазы, но и полнотой ее связи с тем или иным удаляющимся рассеянным элементом. Эта связь может быть выражена зависимостью

$$C_{втф} = K2 * C_{п}, \quad (4.3)$$

где  $K2$  – коэффициент концентрирования рассеянных элементов во вторичной фазе.

По своей сути коэффициент  $K2$ , представляющий собой отношение содержаний рассеянных элементов во вторичной и первичной фазах, выражает генетическое сродство того или иного рассеянного элемента с определенной вторичной твердой фазой и зависит как от внутренних свойств самого элемента и твердой фазы, так и от условий среды и стадии преобразования системы «вода-порода». Строгого количественного обоснования сродства рассеянных элементов с той или иной твердой фазой и, соответственно, величин этих коэффициентов пока нет. В дальнейшем, вероятно, данную задачу можно решить либо теоретически (на основе законов сорбции, изоморфизма, кристаллохимии), либо экспериментально (например, моделируя поведение рассеянных элементов при формировании той или иной вторичной минеральной фазы с помощью радиоактивных изотопов). На настоящий момент для оценки величин коэффициентов можно воспользоваться накопленным фактическим материалом по корам выветривания, детальное обобщение которого само по себе представляет огромный интерес.

С учетом приведенных зависимостей (2) и (3) балансовое уравнение (1) может быть представлено в виде, описывающем значения фоновых содержаний рассеянных элементов:

$$C_{н2о} \text{ (мкг/л)} = (M_{п} * C_{п} * (1 - K1 * K2)) / 100 \% \quad (4.4)$$



Из уравнения следует, что концентрация рассеянных элементов в воде тем выше, чем больше их концентрация в разрушающихся породах и масса этих разрушающихся пород, а также, чем меньше масса образующейся вторичной фазы и содержание связывающихся с ней рассеянных элементов. Кроме того, анализ уравнения показывает, что в интервале значимых его решений на произведение коэффициентов  $K1 \cdot K2$  накладывается ограничение  $K1 \cdot K2 \leq 1$ , которое может быть названо условием баланса масс и из которого вытекает необходимость зависимости коэффициента концентрирования рассеянных элементов ( $K2$ ) от коэффициента перераспределения масс ( $K1$ ). В связи с этим возникает ситуация, при которой потенциально большие способности минералов поздних стадий к накоплению рассеянных элементов не могут быть реализованы полностью, а максимальная величина накопления последних оказывается фактически меньшей, чем у минералов начальных стадий.

Таким образом, для расчета фоновых содержаний какого либо рассеянного элемента в водах того или иного района необходимы оценки современного гипергенного преобразования пород (растворимости исходных горных пород и соотношения перераспределения элементов между водой и новообразующейся твердой фазой), сведения о содержаниях соответствующих элементов в первичных породах и вторичных минеральных образованиях района.

В соответствии с изложенными выше положениями нами проводились расчеты фоновых содержаний рассеянных элементов в подземных водах ряда районов Алтае-Саянской области (Кузнецкий Алатау, Салаир) с учетом средних показателей современного гипергенного преобразования пород и сведений о содержаниях тех или элементов в первичных и вторичных образованиях (Дутова, 1989). Выбор районов и элементов для расчета был обусловлен наличием необходимых данных о масштабах взаимодействия воды с породами. В этих районах нами были проведены детальные гидрогеохимические поисковые исследования, в результате которых был получен большой фактический материал о составе поверхностных и подземных вод, данные о содержаниях рассеянных элементов в разрушающихся и новообразующихся породах, произведены расчеты современной растворимости пород и т. д. В случае отсутствия сведений о содержаниях рассеянных элементов в соответствующей вторичной твердой фазе использовались коэффициенты концентрации рассеянных элементов для кор выветривания, формирующихся в аналогичных условиях. Оценка масштабов современного растворения горных пород выполнялась по методике расчета масштабов химического выветривания и мобилизации химических элементов, разработанной

С.Л. Шварцевым (1998). Для этих целей можно использовать и иные приемы (Гарреллс, Маккензи, 1974; Карпов, 1981).

В качестве обобщенного примера, отражающего закономерности формирования фоновых содержаний элементов в зависимости от стадии эволюции системы «вода-порода» и интенсивности разрушения водовмещающих пород на рис. 4.2 приведена номограмма, построенная для системы «вода-гранитоиды». Растворимость исходных пород и стадийность взаимодействия вод с ними, отраженные на оси абсцисс графика, оценены предварительно по результатам моделирования, проведенного при параметрах, приближенных к ландшафтно-климатическим условиям гумидного климата ( $T = 100\text{ C}$ ,  $P_{\text{общ}} = 1\text{ атм}$ ,  $P_{\text{CO}_2} = 10\text{--}2,5\text{ атм}$ ). По оси ординат показаны значения фоновых содержаний элементов, зависящие от исходных концентраций в горных породах. Связующие кривые коэффициентов  $K_2$  для каждого элемента определяются по натурным соотношениям концентраций элементов в исходных породах и в формирующихся вторичных образованиях.

Не приводя детального описания фактического материала и приемов его интерпретации, отметим, что средние содержания рассеянных элементов в водах рудных полей исследованных районов, полученные нами балансовым расчетом по масштабам разрушения пород, в целом, соответствовали величинам, рассчитанным статистическими методами. Некоторые отклонения, как правило, в меньшую сторону, по нашему мнению, объясняются тем, что статистической обработке подвергаются данные состава вод, отражающие суммарный эффект, а не только связанный с разрушением вмещающих пород.

Анализ приведенной графической зависимости позволяет сформулировать ряд закономерностей в формировании фона элементов, соответственно, выделить по особенностям его изменчивости группы элементов:

1. Элементы с постоянным для различной вторичной твердой фазы коэффициентом концентрирования и величиной его меньше единицы характеризуются увеличением содержаний во времени. Чем меньше величина коэффициента, тем выше значения фоновых содержаний и шире диапазон их изменчивости. Это элементы хорошо мигрирующие.
2. Элементы с постоянным коэффициентом концентрирования и величиной его, превышающей единицу, характеризуются первоначальным ростом и последующим уменьшением фоновых содержаний. Для элементов с большей величиной коэффициентов концентрирования характерны более раннее по времени уменьшение концентраций и меньший диапазон изменчивости.
3. Элементы с коэффициентом концентрирования, увеличивающимся от минералов начальных стадий к минералам поздних, характери-

зуются, так же как и в предыдущем случае, первоначальным ростом и последующим уменьшением содержаний. Причем, чем больше степень роста коэффициентов, тем будет более крутой кривая изменчивости концентраций элементов.

4. Элементы с коэффициентом концентрирования, уменьшающимся от минералов начальных к минералам более поздних стадий, характеризуются увеличением содержаний во времени. В этом же случае, в противоположность предыдущему, чем больше степень уменьшения коэффициентов во времени, тем возможен более активный рост концентраций элементов.

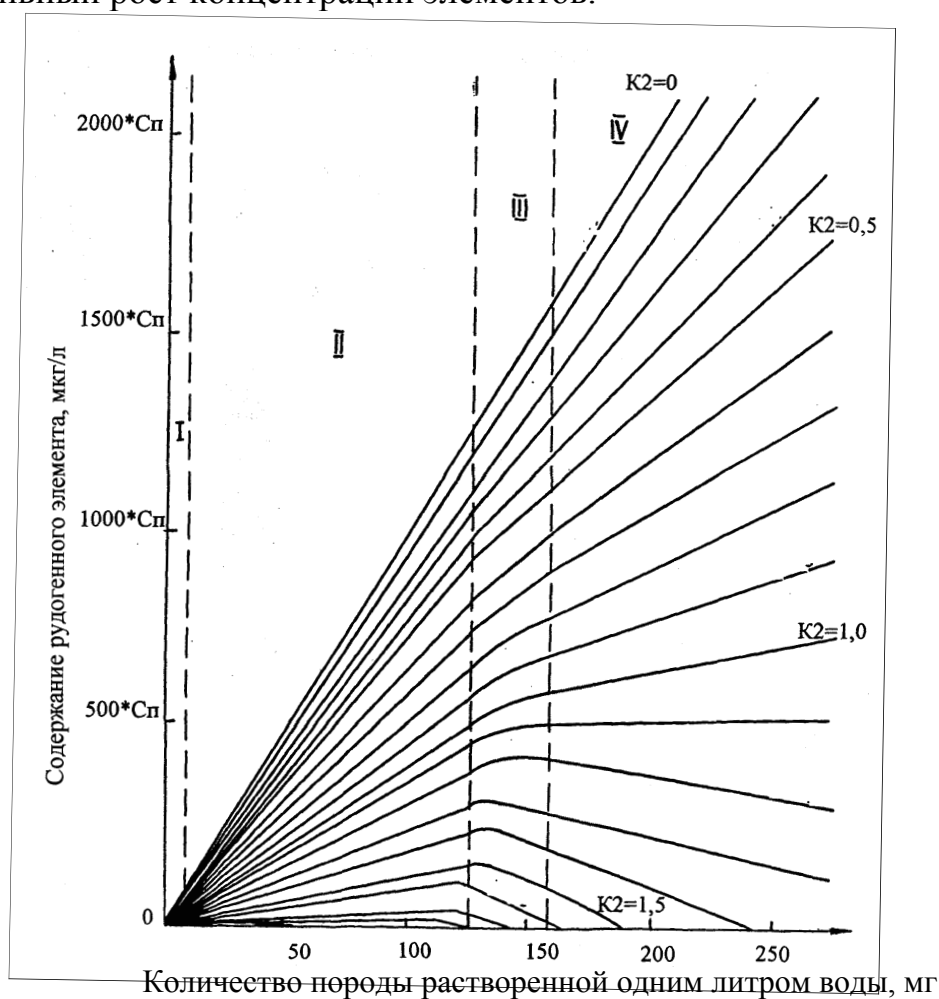


Рис. 4.2. Модель формирования гидрогеохимического фона в гранитоидах.

I–IV – стадии взаимодействия вод с породами: I – каолинит-гетитовая;

II каолинит-гидрослюдистая; III – гидрослюдисто- каолинитовая;

IV – монтмориллонит-гидрослюдистая

Примечание: Сп – содержание рассеянного элемента в разрушающихся горных породах, %; K2 – коэффициент концентрирования рассеянных элементов

Проведенные исследования позволяют понять многообразие возможного поведения рассеянных элементов в пространственно-

временной последовательности и действительно приблизиться к пониманию механизма их формирования. Возможны самые различные кривые изменчивости фоновых концентраций во времени. В общем же, применительно к природным условиям, содержания элементов первой и четвертой групп будут увеличиваться, а элементов второй и третьей групп вначале увеличиваться, а затем падать с глубиной проникновения вод, с понижением высотных условий, т. е. с уменьшением интенсивности водообмена. Поэтому поведение рассеянных элементов в водах будет подчиняться как вертикальной, так и горизонтальной зональности. Так же следует отметить, что мы при изучении пространственно-временной изменчивости фона на конкретных природных объектах можем иметь дело с самыми различными временными интервалами, отражающими какой-либо момент эволюции. В связи с этим, мы можем оказаться перед фактом изменения как фоновых, так и аномальных содержаний элементов во времени, причем эти изменения в зависимости от этапа развития системы могут быть различными по знаку и весьма существенными по абсолютным значениям. Следует подчеркнуть, что диапазон изменчивости концентраций рассеянных элементов и масштабы их накопления во времени больше для элементов с меньшими коэффициентами концентрирования, т. е. наиболее подвижных элементов по общепринятой терминологии.

В целом, масштабы мобилизации рассеянных элементов из горных пород, содержания в подземных водах и закономерности поведения во времени зависят от стадии эволюционного развития системы «вода – порода», геохимических особенностей самого элемента и характера гидрогеохимической среды.

Предлагаемый подход определения фона имеет вполне определенное практическое значение. Особенно важен он при опробовании единичных водопроявлений, весьма интересных в поисковом отношении. Как правило, это скважины, вскрывающие внутренние части геологического разреза, либо источники разгрузки вод зон разрывных нарушений, с металлогенических позиций благоприятных для локализации рудных объектов и территориально совпадающих с долинами рек крупных порядков. Количество таких водопроявлений обычно недостаточно для проведения традиционных (статистических) приемов обработки данных, что затрудняет использование этой уникальной по глубинности и по металлогенической предрасположенности информации. Этим подходом можно воспользоваться и для расчета предполагаемых величин фона, особенно при выборе эффективных химико-аналитических методик в новых районах поиска. Интересную информацию данные разработки помогают получить и при оценке содержаний рассеянных элементов в

разрушающихся объектах, что особенно важно при прогнозах их рудных ресурсов.

#### **4.4.2. Количественная оценка ресурсов разрушающихся рудных объектов**

Современное развитие экономики геологической отрасли требует не только выявления аномалий и выделения рудных объектов, но и определения их прогнозных ресурсов, так называемой меры перспективности. В соответствии с требованиями «Инструкции по геохимическим методам поисков» 1983 года, оценка прогнозных ресурсов должна быть основным конечным результатом каждой стадии поисковых работ. Это требование предъявляется ко всем видам геохимических поисков в т. ч. и к гидрогеохимическим. Вместе с тем, нам представляется, имеющиеся на сегодняшний день методики оценки ресурсов по гидрогеохимическим данным теоретически недостаточно обоснованы и по своей основе мало отличаются, друг от друга.

Так, например, суть методик, предлагаемых Е.Я. Квятковским с соавторами др. (1969) и В.М. Питулько (1977), заключается в определении величины химического стока (среднегодового или единичного) того или иного рудного элемента (по терминологии авторов – продуктивности потока) путем умножения расхода (среднегодового или единичного) на концентрацию элемента (среднегодовую или единичную), иногда за вычетом фона. Через коэффициенты пропорциональности величина химического стока приводится к «запасам» рудных объектов. Под коэффициентами пропорциональности авторами понимается время, необходимое для разрушения данным химическим стоком месторождения с известными запасами (Кузнецов, Питулько, 1973).

Предполагается, что для определенного элемента величина коэффициента в одних и тех же условиях должна быть постоянной. Нам представляется, что в таком варианте методика будет действенной лишь в том случае, если оцениваемый рудный объект и эталон (эталон), на котором определяются коэффициенты пропорциональности, являются полными аналогами по геоморфологическим, гидрогеологическим условиям, составу водовмещающих пород и руд. В действительности же, формирование речного стока, а тем более химического стока, определяется множеством региональных факторов, способных оказать весьма значительное возмущающее действие. Кроме того, использование в качестве аналога объекта с подсчитанными запасами, характеризующегося, как правило, наличием пройденных горных выработок, также может привести к искажению результатов, обусловленному активизацией в этих условиях окислительных процессов.

По своей генетической сути, от выше описанных мало отличаются и приемы, предлагаемые В.В. Поликарпочкиным и Г.А. Белоголовой (1982). Разница заключается, в основном, в использовании при определении продуктивности гидрогеохимических потоков площадей водосборных бассейнов, а не расходов, и введении, в случае наличия явления перераспределения элементов между твердой и жидкой фазами, фазодинамического коэффициента. Предлагаемое авторами функциональное описание последнего, на наш взгляд, весьма туманно. И у самих авторов при использовании этого коэффициента возникают сложности, приводящие в итоге к необходимости замены его расчетной величины на «принятую». Механизм данной замены также не ясен.

В то же время, теоретические представления и имеющийся фактический материал о характере и масштабах преобразования пород подземными водами в зоне гипергенеза позволяют решать вопросы оценки масштабов предполагаемых рудных объектов на принципиально новом уровне. В такой постановке задача оценки ресурсов рудных объектов, химически разрушающихся при воздействии подземных вод (на поиски которых в основном и направлен гидрогеохимический метод), сводится к определению концентрации рудогенного элемента полезного компонента в разрушающихся этими водами породах и определению массы пород, характеризующихся этими концентрациями. Учитывая эти соображения, уравнение для оценки ресурсов рудного объекта, представленное в самом общем виде, может быть записано следующим образом

$$P = C_{п} * V * j, \quad (4.5)$$

где  $P$  – ресурсы рудного объекта, т;  $C_{п}$  – концентрация рудогенного элемента в разрушающихся породах рудного объекта, рудного поля, рудопроявления, %;  $V$  – объем разрушающихся пород рудного объекта, м<sup>3</sup>;  $j$  – объемный вес пород в разрушающемся рудном объекте, т/м<sup>3</sup>.

Приведенное выражение внешне мало отличается от уравнений, используемых в рудной геологии, однако, внутренняя структура его резко отлична, что находит отражение в подходе к определению входящих величин. Если в рудной геологии объемы определяются на основании картографического материала и данных бурения, а концентрации – по результатам анализа геохимических проб, то в нашем случае определение этих параметров опирается на балансовые расчеты, обоснование которых приведено ранее (см. гл. 4, 5), и морфоструктурно-гидрогеологические построения.

Наиболее корректным определением концентрации рудогенного – элемента по гидрогеохимическим данным является при реализации возможности одновременного опробования подземных вод и соответствующих им вторичных минеральных образований. В этом случае

$$C_{п} = (100 * C_{H_2O} + M_{втф} * C_{втф}) / M_{п}, \quad (4.6)$$

где  $C_{п}$  – концентрация рассеянного элемента в первичной горной породе, %;  $C_{H_2O}$  – концентрация рассеянного элемента в подземных водах, мкг/л;  $C_{втф}$  – концентрация рассеянного элемента во вторичной твердой фазе, %;  $M_{втф}$  – масса вторичной твердой фазы, образовавшейся из 1 л воды, мкг;  $M_{п}$  – масса первичной горной породы, разрушенной 1 л воды, мкг.

Входящие в уравнение концентрации рудогенного элемента в подземных водах и во вторичной твердой фазе определяются прямым анализом проб, отобранных при натурном обследовании территории, а массы разрушающейся породы и формирующейся вторичной твердой фазы, приведенные к одному литру реагирующей воды, – балансовыми расчетами. Учитывая, что отбор проб вторичных минералов для минералогических и геохимических определений зачастую затруднителен, а в некоторых случаях и невозможен, для определения концентраций рудогенного элемента можно воспользоваться и другой зависимостью:

$$C_{п} = 100 C_{H_2O} / M_{п} * (1 - K_1 * K_2), \quad (4.7)$$

где  $K_1$  – коэффициент, характеризующий перераспределение масс петрогенных элементов в системе «вода-порода»;  $K_2$  – коэффициент концентрирования рассеянных элементов во вторичной фазе.

Коэффициенты этого уравнения, как указывалось ранее, определяются на основании балансовых расчетов и с помощью аналоговых приемов. Это обстоятельство несколько снижает степень обоснованности уравнения, по сравнению с предыдущим, однако, учитывая стоящие перед подобными расчетами задачи (ориентировочная оценка ресурсов рудного объекта), оно также может оказаться весьма эффективным. Выполненные нами по приведенным формулам расчеты для водопроявлений шт.Северной Центральнинского района показали, что одним литром опробуемых вод разрушается от нескольких десятков до первых сотен миллиграммов породы, содержащей от первых до нескольких десятков процентов кальцита и сульфидов, а также от сотых долей до целых граммов золота на тонну породы. Полученные расчетные цифры вполне согласуются с данными непосредственного геохимического опробования пород.

Что касается объемов пород разрушающегося объекта, то оценить их можно либо прямыми гидрогеологическими методами (при наличии сведений об условиях залегания, характере трещиноватости, дренированности и других параметрах водоносного горизонта), либо воспользоваться морфоструктурно-гидрогеологическими параметрами (картами изобазит водной поверхности соответствующих порядков, картами филь-

традиционных перетоков и др.). При наличии же геологических, металлогенических и других предположений, например, о положении оцениваемого рудного объекта на большей глубине, чем глубина проникновения вод, можно, соответственно, давать оценку ресурсов для больших объемов.

Задача ориентировочной оценки масштабов оруденения достаточно просто решается в тех случаях, когда объектами гидрогеохимического опробования являются водопроявления, однозначно связанные с определенными объемами пород, а основными процессами формирования химического состава подземных вод – процессы растворения. В тех случаях, когда водопроявления представляют собой результат смешения подземных вод нескольких фильтрационных потоков, омывающих различные блоки пород, оценка производится для каждого из них. Объемы блоков пород и расходы фильтрационного потока при этом определяются аналитически с помощью морфоструктурно-гидрогеологических построений. Как правило, в этих случаях естественных водопроявлений оказывается недостаточно для достоверной интерпретации материала и тогда необходимо искусственное вскрытие водоносных горизонтов.

Методика гидрогеохимических исследований, применяемая на различных стадиях геолого-поисковых работ, по своей основной сути и особенностям сложилась в 50-е – 60-е годы прошлого столетия. Наиболее значительные ее изменения, произошедшие с тех пор и утвержденные инструкциями, были обязаны, в основном, совершенствованию методов анализа элементов (повышению чувствительности, качества определения, числа определяемых элементов) и, соответственно, расширению набора используемых гидрогеохимических показателей оруденения, оптимизации числа и методов их анализа для разных стадий геолого-поисковых работ, а также внедрению методов математической статистики и ЭВМ в обработку гидрогеохимической информации.

Разработанные нами приемы оценки гидрогеохимического фона и содержания рудогенных элементов в разрушающихся породах, оценки ресурсов рудных объектов открывают принципиально новые пути совершенствования методики интерпретации результатов поисков и могут использоваться на любых стадиях геолого-поисковых работ. Внедрение их в производственную практику требует изменения не только камеральных исследований, а также полевых и химико-аналитических. Кроме того, разработанные приемы, наряду с выявленными закономерностями характера разгрузки подземных вод, позволяют устранить существующие противоречия и, например, увязать схему гидрогеохимического опробования, объекты и фазы опробования с методами интерпретации. Наиболее ярким примером противоречия, на наш взгляд, являются рекомендации по опробованию всех водопроявлений



(в т. ч. единичных по своей генетической природе) и существующая интерпретационная база, требующая большого объема однородной информации для достоверной статистической обработки. Не всегда обоснованными нам представляются и рекомендации по опробованию стока устьев малых рек при мелкомасштабных съемках, так как для объективного проведения таких работ необходимо знание и дальности миграции химических элементов, и особенностей формирования речного стока, и его связи с подземными водами. В заключение отметим, что в данном разделе на основе новых теоретических разработок о характере и масштабах преобразований в зоне гипергенеза нами показаны лишь единичные примеры возможного усовершенствования методики гидрогеохимических поисков. Спектр же проблем гораздо шире: это и поиски гипергенных рудных объектов (например, россыпных), это и гидрогеохимические аспекты технологии отработки месторождений и др.

#### **4.4.3. Количественное прогнозирование новообразующегося гидрогенного уранового оруденения**

Методы количественного прогнозирования уранового оруденения, связанного с зонами пластового окисления (новообразующегося гидрогенного уранового оруденения), с использованием радиогидрогеологических параметров разрабатывались в течение длительного времени А.К. Лисициным, Е.М. Шмариовичем.

Приближенные расчеты масштабов прогнозируемого оруденения, накопленного на восстановительном геохимическом барьере могут быть описаны по следующей простой формуле:

$$C=(C_1-C_2)K_{\phi}IS, \quad (4.8)$$

где  $C$  – общее количество урана, осажденного на геохимическом барьере, г/сут;  $C_1, C_2$  – концентрация урана соответственно в рудоформирующих и отработанных подземных водах, г/л;  $K_{\phi}$  – коэффициент фильтрации рудовмещающих пород, м/сут;  $I$  – гидравлический уклон потока подземных вод на расчетном участке;  $S$  – площадь поперечного сечения расчетного участка, м<sup>2</sup>.

Устанавливая продолжительность процессов продуктивного уранового рудогенеза на основании комплексного анализа тектонических и гидрогеологических условий изучаемого региона, можно оценить количество урана, которое накапливается на геохимических барьерах в течение определенного промежутка времени, соответствующего периоду рудообразования.

Для расчета средней весовой концентрации урана  $q$ , осажденного в единичном продольном сечении геохимического барьера протяженно-

стью  $l$  по потоку подземных вод, А.К. Лисицин (1975) считает необходимым учесть плотность породы  $\rho$ . Принимая снижение концентрации урана на барьере равным  $C=C_{нач} - C_{кон}$ , скорость фильтрации –  $v=K_{\phi}l$ , время функционирования барьера –  $t$ , получим следующую формулу:

$$q=(CK_{\phi}It)/(\rho l) \quad (4.9)$$

Е.М. Шмариович с соавторами (1993) для оценки масштабов накопления урана на границах выклинивания ЗПО ввели понятие о коэффициенте контрастности восстановительного геохимического барьера, который может быть определен из следующего уравнения:

$$\varepsilon = (1-C_{кон}/C_{нач})/S \quad (4.10)$$

где  $C_{нач}$  и  $C_{кон}$  – концентрация урана в пластовых водах по разные стороны геохимического барьера;  $S$  – ширина барьера.

С учетом коэффициента контрастности общая весовая концентрация урана, отложенного в единице сечения рудовмещающего пласта, будет равна

$$q=(C_{нач} vt\varepsilon)/\rho, \quad (4.11)$$

где  $v$  – скорость фильтрации ( $v=K_{\phi}l$ );  $t$  – продолжительность рудообразующего процесса;  $\rho$  – плотность породы.

Особенности уранонакопления на восстановительном геохимическом барьере в конкретных изучаемых районах могут быть учтены введением коэффициента рудоносности, что позволит приблизить прогнозные запасы, полученные расчетом, к реальной природной обстановке. Коэффициент рудоносности в зависимости от геолого-геохимических условий следует принимать равным 0,3–0,7.

Разработанные методы приближенного расчета масштабов накопления урана на замыкании ЗПО в пределах восстановительных геохимических барьеров (количественный прогноз оруденения с использованием гидрогеологических показателей) могут быть широко применены для предварительной разбраковки выделенных перспективных площадей и установления очередности их опоискования.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Кирюхин В.А., Коротков А.И., Шварцев С.Л. Гидрогеохимия. – М.: Недра, 1993.
2. Кисляков Я.М., Щеточкин В.Н. Гидрогенное рудообразование. – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000. – 608 с.
3. Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н. Швец В.М. Геохимия подземных вод. – М.: Недра, 2001
4. Крайнов С.Р., Швец В.М. Гидрогеохимия. – М.: Недра, 1992.
5. Лисицин А.К. Гидрогеохимия рудообразования (на примере экзогенных эпигенетических урановых руд). – М.: Недра, 1975. – 248 с.
6. Радиогидрогеологические исследования при прогнозировании и поисках урановых месторождений, связанных с зонами пластового окисления / Е.В. Анкудинов, А.Г. Арье, А.М. Боголюбов и др. – Л.: Недра, 1988. – 168 с.
7. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. – М.: Недра, 1998.
8. Шварцев С.Л. Общая гидрогеология. – М.: Недра, 1996.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ .....	3
1. ОСНОВЫ ГИДРОГЕОХИМИИ .....	10
1.1. Подземные воды – сложные природные растворы .....	10
1.1.1. Ионно-солевой состав подземных вод .....	12
1.1.2. Газовый состав подземных вод .....	19
1.1.3. Изотопы в подземных водах .....	21
1.1.4. Растворенное органическое вещество (РОВ) .....	24
1.1.5. Микрофлора подземных вод .....	26
1.2. Водная миграция химических элементов .....	28
1.3. Геохимические барьеры .....	34
2. ОСОБЕННОСТИ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР КОНТИНЕНТОВ И ИХ УРАНОНОСНОСТЬ .....	39
2.1. Основные типы гидрогеологических структур континентов .....	39
2.1.1. Гидрогеологические массивы .....	39
2.1.2. Артезианские бассейны .....	42
2.2. Распределение основных типов гидрогеологических структур и их ураноносность .....	55
3. ОСНОВЫ РАДИОГИДРОГЕОЛОГИИ .....	63
3.1. Подземные воды, формирующиеся на участках месторождений урана .....	63
3.2. Гидрогеохимические условия и механизмы формирования инфильтрационных месторождений урана .....	66
3.2.1. Гидрогеологические условия инфильтрационного уранового рудообразования .....	68
3.2.2. Литолого-геохимические условия инфильтрационного уранового рудообразования .....	72
3.2.3. Гидрогеохимические условия инфильтрационного уранового рудообразования .....	74
3.2.4. Гидрогеохимия урана .....	83

4. МЕТОДИКА РАДИОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ (ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ) ПОИСКОВЫХ РАБОТ .....	90
4.1. Сравнительная оценка геохимических методов поисков .....	90
4.2. Организация и проведение полевых радиогеологических исследований .....	92
4.3. Камеральная обработка материалов .....	99
4.4. Количественные методы в обработке информации .....	106
4.4.1. Количественные приемы формирования гидрогеохимического фона рудогенных элементов .....	108
4.4.2. Количественная оценка ресурсов разрушающихся рудных объектов .....	117
4.4.3. Количественное прогнозирование новообразующего гидрогенного уранового оруденения .....	121
ЛИТЕРАТУРА .....	123

Учебное пособие

ДУТОВА Е.М.

# РАДИОГИДРОГЕОЛОГИЯ И ГИДРОГЕОХИМИЯ

Учебное пособие

**Издано в авторской редакции**


Компьютерная верстка *К.С. Чечельницкая*  
Дизайн обложки *О.Ю. Аршинова*

Подписано к печати 17.08.2011. Формат 60x84/16. Бумага «Снегурочка».  
Печать XEROX. Усл. печ. л. 7,33. Уч.-изд. л. 6,63.  
Заказ \_\_\_-11. Тираж 35 экз.



Национальный исследовательский Томский политехнический университет  
Система менеджмента качества  
Издательства Томского политехнического университета сертифицирована  
NATIONAL QUALITY ASSURANCE по стандарту BS EN ISO 9001:2008



ИЗДАТЕЛЬСТВО  ТПУ, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30  
Тел./факс: 8(3822)56-35-35, www.tpu.ru