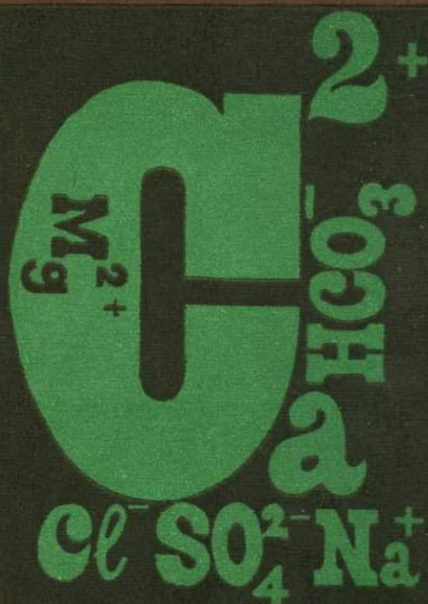


К.Е.Питъева

ГИДРОГЕОХИМИЯ



К.Е. Путьева

ГИДРОГЕОХИМИЯ

(формирование
химического
состава
подземных вод)

ДОПУЩЕНО МИНИСТЕРСТВОМ ВЫСШЕГО
И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВА-
НИЯ СССР В КАЧЕСТВЕ УЧЕБНОГО ПОСО-
БИЯ ДЛЯ СТУДЕНТОВ ВУЗОВ, ОБУЧАЮЩИХ-
СЯ ПО СПЕЦИАЛЬНОСТИ «ГИДРОГЕОЛОГИЯ
И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ»

2548

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1978

Ответственный редактор
кандидат химических наук С. А. Брусилковский

Рецензенты:
кафедра Московского геологоразведочного института,
доктор геолого-минералогических наук,
профессор А. М. Никаноров

Питьева К. Е.

Гидрогеохимия (формирование химического состава подземных вод). М., Изд-во Моск. ун-та, 1978.

328 с., с ил. Библиогр. 93 назв., 37 табл.

В учебном пособии рассматриваются естественноисторический, экспериментальный и классификационный методы изучения формирования химического состава подземных вод. Особое внимание уделяется миграции элементов в водах, особенностям процессов формирования состава вод в различных геологических условиях, в частности грунтовых вод гумидных и аридных областей и пластовых вод терригенных, карбонатных и сульфатных отложений. Приведены сведения о гидрогеохимической зональности и гидрогеохимическом районировании в генетических и прикладных целях.

Учебное пособие рассчитано на студентов геологических и географических факультетов вузов и широкий круг гидрогеологов и геологов, занимающихся вопросами гидрогеохимии.

П 20806—003 96—77
77(02)—78

© Издательство Московского университета, 1978 г.

Издавна перед исследователями вставали вопросы, связанные с определением химического состава подземных вод. Это требовалось для удовлетворения потребностей в воде высокого качества, пригодной для питья, в связи с использованием подземных вод для лечения и соеварения и др. При этом изучалось содержание в подземных водах отдельных элементов, газов и органических веществ и общий минеральный состав.

В начале XVIII в. предпринимаются экспедиции для изучения химического состава не только поверхностных, но и подземных вод. Позже, в XIX в., геологическим комитетом экспедиции были усилены и получили значительное развитие. В их работах все больше внимания уделяется химическому составу подземных вод, в том числе и глубоких, дается гидрогеохимическая характеристика ряда областей России. В этот период распространение приобретают работы, связанные с систематизацией подземных вод по химическому составу и установлением теоретических основ физико-химических исследований.

В дальнейшем гидрогеохимические исследования связаны с быстрым развитием нефтяной промышленности. Появляются работы, касающиеся теоретических проблем гидрогеохимии, основоположником которой явился, как известно, В. И. Вернадский. Им был создан фундаментальный труд об истории формирования природных вод, где нашли отражение систематизация подземных вод по химическим свойствам, особенности их развития и основные гидрогеохимические закономерности. С появлением работ В. И. Вернадского и развитием проблем гидрогеохимии в прикладных целях она превращается в самостоятельный раздел гидрогеологии.

В советское время возникают многие отрасли народного хозяйства, успешное развитие которых требовало глубоких и всесторонних знаний о химическом составе подземных вод. В 1921 г. при Академии наук СССР был создан первый в мире Гидрохимический институт, уделяющий большое внимание исследованиям химического состава природных, в том числе подземных вод. Сотрудниками Геологического института Академии наук СССР разрабатываются теоретические вопросы формирования химического состава подземных вод различных природных областей. В Министерстве геологии СССР для решения гидрогеохимических проблем создают отделы при научно-исследовательском Геологическом и Гидрогеологическом и инженерно-геологическом институтах. Кро-

ме того, широко разрабатывают гидрогеохимические вопросы институты союзного значения, к которым относятся: Всесоюзный научно-исследовательский геологоразведочный институт, Всесоюзный научно-исследовательский геологический нефтяной институт, Всесоюзный научно-исследовательский институт газа, Всесоюзный научно-исследовательский институт нефти и др. Геологические управления Министерства геологии СССР и союзных республик постоянно ведут тематические исследования по вопросам гидрогеохимии в связи с использованием подземных вод в различных отраслях народного хозяйства. Научные учреждения Министерства здравоохранения СССР имеют обширную гидрогеохимическую тематику. Большой вклад в развитие учения о химическом составе подземных вод вносят ученые многих учебных заведений: Московского и Ленинградского университетов, Московского геологоразведочного института, Ленинградского горного института, Московского и Томского политехнических институтов и др.

В настоящее время гидрогеохимические исследования получили наиболее широкое распространение в следующих областях использования подземных вод: 1) при изысканиях для водоснабжения (питьевого и технического); 2) при использовании подземных вод в качестве минерального сырья, для термоустановок, а также в лечебных целях; 3) при поисках рудных и нерудных (твердых и жидких) полезных ископаемых; 4) при подземном выщелачивании из пород ценных элементов; 5) при подземном захоронении биологически вредных стоков промышленных предприятий; 6) при изысканиях для подземных хранилищ газа; 7) при мелиоративных работах; 8) при закачке вод в пласты для поддержания давления в процессе эксплуатации месторождений нефти и газа; 9) при разработке рудных полезных ископаемых; 10) при решении различных инженерных проблем.

Исходя из важности теоретических гидрогеохимических вопросов для многих отраслей народного хозяйства, в последнее время некоторые исследователи считают гидрогеохимию самостоятельной наукой, изучающей химический состав подземных вод, его изменения в пространстве и времени, происходящие под воздействием естественных и искусственных факторов. По нашему мнению, гидрогеохимия — это раздел гидрогеологии, изучающий химический состав подземных вод и пути его преобразования.

Геологические дисциплины: историческая геология, тектоника, литология, петрография, минералогия — служат основой для гидрогеохимии.

Гидрогеохимия тесно переплетается с другими разделами гидрогеологии, особенно гидродинамикой и региональной гидрогеологией. Гидродинамические условия в значительной степени определяют формирование химического состава подземных вод. Как правило, увеличивается концентрация веществ в водах в направлении их движения; изменяется ионный состав вод конкретных водоносных горизонтов вследствие подтока вод из других водо-

носных горизонтов; на участках с различными скоростями движения вод, при прочих однородных условиях, воды имеют различный состав и т. д. Связь гидрогеохимии с региональной гидрогеологией наиболее отчетливо проявляется через гидрогеологические структуры: в пределах гидрогеологических структур различного типа формируются своеобразные в гидрогеохимическом отношении подземные воды. Так, подземные воды горно-складчатых областей и кристаллических массивов преимущественно пресные, а артезианских бассейнов — соленые и рассольные. В определенной связи гидрогеохимия находится с геохимией, химией, физико-химией. С позиций геохимии устанавливаются основные типы миграции химических элементов в подземных водах, определяются внутренние факторы миграции химических элементов, характеризуется взаимодействие подземных вод с породами. На основе учений химии и физико-химии устанавливаются процессы формирования химического состава подземных вод, проводятся расчеты равновесий (сульфатного, карбонатного и др.), расчет форм миграции элементов в подземных водах и т. д.

Математика широко используется в гидрогеохимии для количественной оценки гидрогеохимических процессов.

Учебная дисциплина гидрогеохимия разрабатывается на основе новейших научных достижений. Дисциплина гидрогеохимия включает множество вопросов, характеризующих гидрогеохимическое состояние изученной части земной коры, характер гидрогеохимических закономерностей, формирование химического состава подземных вод. В соответствии с программой геологического факультета Московского университета гидрогеохимия представлена двумя самостоятельными частями. Часть I включает общую гидрогеохимию, часть II — формирование химического состава подземных вод.

Настоящее учебное пособие посвящено части II. Главные теоретические вопросы формирования химического состава подземных вод вытекают из определения подземной воды, а именно: подземная вода — это сложная природная система, характеризующаяся единством и взаимообусловленностью химических и динамических свойств, которые определяются особенностями системы и особенностями вмещающей и окружающей среды. Вмещающая среда — это, прежде всего, порода с присущими ей литолого-геохимическими особенностями, фильтрационными свойствами, характером включения вод в породы и прочими водно-физическими свойствами. Окружающие среды — атмосфера, биосфера и др. Единство и взаимообусловленность химических и динамических свойств системы «подземная вода» проявляются в изменении одного из этих свойств в результате изменения другого. Учебное пособие содержит следующие разделы: методы изучения формирования химического состава подземных вод; теоретические основы проблемы формирования химического состава подземных вод; закономерности распределения элементов в различных гидрогеохимиче-

ских типах: региональные гидрогеохимические закономерности и формирование химического состава подземных вод с различными условиями залегания; теоретические обобщения в гидрогеохимии.

В учебном пособии большое внимание уделяется рассмотрению вопросов, помогающих восстановить историю формирования химического состава подземных вод. К ним относятся: роль природных факторов (климатолого-морфологических, структурно-тектонических, термодинамических, длительности развития регионов и др.) в формировании состава вод; место и роль литолого-геохимических особенностей и фильтрационных свойств пород в формировании состава вод; закономерности распределения ионов в водах разного состава; закономерности распределения микроэлементов в различных гидрогеохимических средах под влиянием геологических факторов; источники вещественного состава подземных вод и физико-химические процессы его формирования.

Значительное место занимает вопрос миграции элементов; процессы рассматриваются применительно к подземным водам с различными условиями залегания. Особое место отведено сведениям об установленных экспериментальным путем закономерностях миграции ионов в гетерогенных системах раствор — порода, находящихся в подвижном и статическом состоянии в условиях изменяющихся давлений, температуры, исходной проницаемости пород. Приведены также данные о характере взаимосвязи и взаимообусловленности гидрохимических, геохимических и гидродинамических свойств водоносных комплексов разных природных обстановок.

В учебном пособии рассмотрено формирование химического состава грунтовых и пластовых вод. Формирование химического состава грунтовых вод приведено для платформенных областей с гумидным климатом, с аридным климатом, для горно-складчатых областей и кристаллических массивов. Самостоятельное значение имеют вопросы формирования пресных и минерализованных вод в аридных областях. В описании формирования химического состава пластовых вод вошли закономерности распространения подземных вод различного состава, главные и второстепенные факторы и процессы формирования состава подземных вод, приуроченность подземных вод различного состава к разнообразным структурно-тектоническим областям и литолого-петрографическим разностям пород, влияние термодинамических и гидродинамических условий на формирование состава вод.

В учебном пособии рассмотрены вопросы гидрогеохимической зональности и гидрогеохимического районирования.

Многочисленность и разнообразие вопросов вызваны сложностью и многогранностью проблем гидрогеохимических закономерностей и формирования химического состава подземных вод, а также необходимостью их решения с позиций комплексного рассмотрения максимального числа задач. Ряд задач к настоящему

времени имеет значительное количество разработок, по тем не менее носящих дискуссионный характер и потому находящихся в стадии поисков наиболее объективных путей решения. Это — задачи по формированию химического состава подземных вод, их классификации по химическому составу и установлению видов гидрогеохимических разрезов земной коры, а также характера зональности подземных вод и др. Некоторым из упомянутых задач до настоящего времени уделялось мало внимания, в связи с чем они находятся на стадии становления. В частности, это задачи по разработке факторов формирования составов вод, принципов гидрогеохимического районирования и классификации подземных вод по условиям формирования химического состава.

Результаты гидрогеохимических исследований приведены в монографиях и статьях М. Е. Альтовского, Т. П. Афанасьева, Е. А. Барса, А. Н. Бунеева, А. А. Бродского, М. Г. Валяшко, М. С. Галицына, И. В. Горшкова, А. И. Германова, М. И. Зайдельсона, И. К. Зайцева, Н. К. Игнатовича, В. В. Красинцевой, И. Г. Кисина, С. Р. Крайнова, В. А. Кротовой, Ф. А. Макаренко, Н. А. Маринова, А. М. Овчинникова, Е. В. Посохова, К. Е. Питьевой, А. И. Силина-Бекчуррина, С. И. Смирнова, Д. С. Соколова, Г. М. Сухарева, А. Н. Токарева, С. А. Шагоянца, В. М. Швеца, А. В. Щербакова и др.

Вопросы химии природных вод содержатся в учебниках и учебных пособиях: чл.-корр. АН СССР О. А. Аликina «Общая гидрохимия» (1948) и «Основы гидрохимии» (1970), а также Г. А. Максимовича «Химическая география вод суши» (1955).

Свойства и условия формирования химического состава подземных вод рассмотрены в следующих книгах: А. М. Овчинников «Гидрохимия» (1970); К. Е. Питьева «Основы региональной геохимии подземных вод» (1969); Е. В. Посохов «Формирование химического состава подземных вод» (1966, 1969), «Общая гидрогеохимия» (1975); В. А. Приклонский, Ф. Ф. Лаптев «Физические свойства и химический состав подземных вод» (1949).

Сведения о химическом составе подземных вод отдельных областей Советского Союза приведены в учебниках по региональной гидрогеологии: Г. Н. Каменский «Вопросы формирования подземных вод» (1953); Г. Н. Каменский, М. М. Толстикова, Н. И. Толстикова «Гидрогеология СССР»; О. К. Ланге «Подземные воды СССР» (1953—1963); А. М. Овчинников «Общая гидрогеология» (1965); В. А. Сулинь «Условия образования, основы классификации и состав природных вод, в частности, вод нефтяных месторождений» (1948); К. Е. Питьева «Подземные воды палеозоя Северного Прикаспия» (1971).

Раздел I

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Формирование химического состава подземных вод — многогранная проблема, включающая разносторонние вопросы. Поэтому и средства познания ее, т. е. методы решения этой проблемы, разнообразны. Наиболее существенными являются методы естественно-исторического анализа, экспериментального моделирования, классифицирования.

Метод естественно-исторического анализа — это способ изучения формирования химического состава подземных вод (источников элементов в водах и путей поступления элементов в воды) посредством региональных исследований комплекса наблюдаемых гидрогеохимических и других природных факторов. Историческим этот метод является потому, что состав подавляющей части подземных вод земной коры в основных своих чертах сформировался в прошлом; естественным — так как использует для исследований натуральный материал. Под формированием химического состава подземной воды в прошлом следует понимать формирование, протекавшее до момента наблюдения. «Прошлое» во многих случаях составляет целые геологические эпохи, в других случаях ограничивается сотнями, десятками и даже несколькими годами. Тем не менее во всех этих случаях к настоящему моменту оказался сформированным в том или ином определенном виде состав воды. Иными словами, при выявлении путей формирования химического состава подземных вод следует руководствоваться положением: «то, что было сформировано вчера — сегодня уже история». Подземные воды современного формирования — чрезвычайно редкое явление. Примером являются пресные воды линзообразного залегания в районах с аридным климатом. Их состав часто формируется в течение отдельных сезонов, в частности в сезоны выпадения дождей (весенний и осенний). Рассольные воды линзообразного залегания в аридных областях уже нельзя отнести к водам современного формирования, так как те соли, которые они содержат, накапливались в них постепенно в течение длительного времени. Формирование химического состава большей части быстро возобновляемых подземных вод, таких, как грунтовые воды платформенных областей с гумидным климатом, горно-складчатых областей, кристаллических массивов, не является моментальным; это длительный сложный процесс.

Метод естественноисторического анализа — наиболее распространенный метод в гидрогеохимии, позволяющий квалифицированно решать проблемы формирования химического состава подземных вод. Кроме того, с помощью естественноисторического анализа гидрогеохимических факторов можно решать отдельные гидрогеологические вопросы, например, влияния физико-химических процессов в подземных водах на формирование фильтрационных свойств пород. Этот метод в комплексе с другими может быть применен и для восстановления путей развития подземной воды как геологического тела в целом.

Метод экспериментального моделирования — это способ изучения путей формирования химического состава подземных вод посредством исследования гидрогеохимических моделей — аналогов гидрогеохимических сред. Этот метод в гидрогеохимии сравнительно новый и находится в стадии разработки.

Метод классифицирования — логическое деление совокупности параметров на виды и разновидности — имеет большое значение в гидрогеохимии; ему посвящено много работ. Наиболее широко он применяется для систематизации подземных вод по химическому составу. От классифицирования подземных вод по химическому составу следует отличать классифицирование по условиям формирования химического состава. Классифицирование подземных вод по условиям формирования химического состава — одна из заключительных стадий изучения генезиса состава вод. Она приводится в виде генетической классификации или систематизации подземных вод. Эта часть исследований как итоговая входит в раздел теоретических обобщений в гидрогеохимии.

Рабочим аппаратом, применяемым при любом из трех вышеуказанных методов, являются математический, статистический, графический и лабораторный анализы.

Метод естественноисторического анализа может успешно применяться самостоятельно при изучении многих вопросов формирования химического состава подземных вод. Классифицирование подземных вод по химическому составу обычно применяется в комплексе с естественноисторическим и экспериментальным методами исследования. Классифицирование подземных вод в целях рекомендации по практическому их использованию чаще всего является самостоятельным приемом исследования. Метод экспериментального моделирования в качестве самостоятельного практически не применяется; он используется для оценки формирования химического состава подземных вод, как правило, совместно с методом естественноисторического анализа.

ЕСТЕСТВЕННОИСТОРИЧЕСКИЙ
АНАЛИЗ

В гидрогеохимии с помощью естественноисторического анализа исследуются сложнейшие вопросы формирования химического состава подземных вод. В соответствии с этим основными задачами данного анализа являются: а) изучение факторов формирования состава вод; б) установление физико-химических процессов формирования состава вод; в) выявление источников элементов в водах. Эти задачи решаются на основании большого числа гидрогеохимических проработок, среди которых наиболее существенными являются: установление характера проявления региональных гидрогеохимических закономерностей и выявление видов гидрогеохимических вертикальных разрезов.

Исследования в целях решения вопросов формирования химического состава подземных вод являются специальными и проводятся часто как самостоятельные. Однако при решении этих вопросов привлекается максимальное количество гидрогеохимической информации, получаемой при других видах исследований, таких, например, как гидрогеологическое картирование, поисковые и разведочные работы для оценки ресурсов вод питьевого и технического водоснабжения и др.

Основой естественноисторического анализа являются региональные исследования. Они разнообразны и проводятся в несколько стадий. Первая стадия — предварительная, вторая — полевых исследований, третья — обработки и систематизации фактического материала, четвертая — теоретических обобщений.

В первую стадию по литературным и фондовым сведениям изучаются климатолого-геоморфологические и геологические условия регионов и предположительно выявляется возможный характер влияния этих условий на химический состав подземных вод. Исходя из этого составляется программа полевых исследований и намечаются основные задачи работ в последующие стадии.

Во вторую стадию проводится сбор в поле фактических данных: отбираются пробы подземной воды, газа, пород на химический и другие виды анализа; режимные наблюдения за химическим составом подземных вод; гидрогеохимические наблюдения в процессе откачек; выполняется полевой анализ быстро изменяющихся макрокомпонентов вод (карбонат и гидрокарбонат-ионов), величины рН и т. д. При отсутствии гидрогеологической карты изучаются гидрогеологические условия (глубины залегания подземных вод, мощности водоносных комплексов, температура, условия питания и пр.). В ходе полевых исследований составляется карта фактического гидрогеохимического материала, на которой различными значками показывается характер водопункта (сква-

жна, источник и т. д.). С помощью значков или цвета на ней также приводятся сведения о виде анализа воды — полный, сокращенный, микроэлементного, газового состава и др. На этой карте приводятся сведения о фактическом гидрогеологическом материале — наносятся пункты: отбора проб пород на минералогический и химический анализы; замера статических уровней воды, расчета приведенных давлений подземных вод; с данными по пористости и проницаемости пород и т. д.

В третью стадию осуществляется лабораторный анализ подземной воды, пород, газа и проводится обработка и систематизация гидрогеохимических и сопутствующих материалов. Лабораторным анализом определяется содержание в подземных водах макро-, мезо- и микроэлементов, растворенных в воде газов, содержания органических веществ с целью характеристики (полной или сокращенной) подземных вод по химическому составу. Определяются минералогические и петрографические свойства пород, их геохимические особенности, состав водных вытяжек, содержание микроэлементов (брома, бора, стронция и др.), содержание органических веществ и др. Определяются также физические свойства пород (пористость, проницаемость и др.). Обработка и систематизация фактических гидрогеохимических данных, а также сведений о составе пород и гидрогеологических условиях включает классифицирование подземных вод по химическому составу, составление таблиц химического состава подземных вод, таблиц состава и физических свойств пород, а также каталога сведений о гидрогеологических условиях. Для каждого водопункта исследованного региона определяется в соответствии с классификацией гидрогеохимической тип воды. Затем подземные воды систематизируются в группы со сходным химическим составом последовательно от гидрокарбонатных к хлоридным и от кальциевых к натриевым. Данные состава вод записываются в таблицу. В нее вносятся сведения об общей минерализации воды (полученной суммированием ионов или в виде сухого остатка), содержании макроионов и микроионов, величине рН, специфических свойствах воды (жесткости, радиоактивности и др.). В пределах групп химические анализы подземных вод располагаются по увеличению общей минерализации; в пределах сходной общей минерализации — по увеличению глубины отбора проб или по другим показателям. В таблицу записываются формулы химического состава подземных вод.

В четвертую стадию дается ответ на вопросы формирования химического состава подземных вод и прогноз их практического значения. Одна из существенных задач исследований на этой стадии — выявление пространственных изменений состава подземных вод по площади и в вертикальном разрезе и установление на их основании характера пространственных гидрогеохимических закономерностей. Характер проявления пространственных гидрогеохимических закономерностей является основой для рассмотрения источ-

ников веществ в водах, факторов и процессов формирования химического состава подземных вод. Прежде всего устанавливаются факторы формирования состава вод. Они же являются факторами, определяющими гидрогеохимические закономерности. Установление факторов проводится посредством рассмотрения целого ряда природных условий. При этом следует исходить из того, что не все природные условия являются для подземной воды данного гидрогеохимического типа факторами; к ним относятся только те, которые влияли на формирование этой гидрогеохимической обстановки. Поэтому в факторы выделяются те природные условия, которые обнаруживают тесную связь с гидрогеохимическими закономерностями.

Исследования по выявлению пространственных гидрогеохимических закономерностей, источников, факторов и процессов формирования химического состава подземных вод проводятся в два этапа: а) графической проработки фактического материала; б) комплексного анализа графического материала и схематизации теоретических положений формирования химического состава вод. Графическая проработка гидрогеохимических данных — неотъемлемая часть естественноисторического анализа. Построением гидрогеохимической графики устанавливается распространение подземных вод различных гидрогеохимических типов; проводится сопоставление гидрогеохимических условий различных водоносных комплексов и районов; выявляются пространственные (по площади и по вертикали) гидрогеохимические закономерности; изучается приуроченность подземных вод определенного состава к различным тектоническим структурам; устанавливается связь вод с составом пород и т. д. Основными видами гидрогеохимической графики являются гидрогеохимические карты, профили, колонки, разрезы. Вмещающая и окружающая подземные воды среды и связь их с гидрогеохимическими свойствами изучаются построением литолого-геохимической и гидродинамической карт, карты водопроницаемости пород и других специальных карт, разрезов и графиков.

Комплексность анализа графического материала состоит в совокупном рассмотрении гидрогеохимических карт, профилей и графиков с картами, профилями и графиками, отражающими свойства вмещающих и окружающих сред. На гидрогеохимические закономерности того или иного вида указывает своеобразие конфигураций изолиний ионов в водах водоносного комплекса (например, их плавность, замкнутость, сгущение и т. д.): направленность изменения содержания ионов в водах; близкий характер распределения в водах одновременно нескольких ионов и т. д. На связь гидрогеохимических закономерностей с тем или иным конкретным природным фактором (или группой факторов) указывает сходимость характера проявления гидрогеохимических, гидродинамических, структурно-тектонических и других закономерностей. Из многочисленных факторов формирования химического

состава подземных вод с помощью естественноисторического анализа наиболее широко исследуются структурно-тектонические, литолого-геохимические, гидродинамические факторы. При этом структурно-тектонические факторы исследуются только с естественноисторических позиций, в то время как изучение других факторов возможно и иными методами.

Для анализа гидрогеохимических закономерностей широко используются математика и статистика. Применение статистических методов позволяет оценивать средние значения и изменчивость гидрогеохимических признаков. С помощью корреляционно-регрессионного анализа выявляются различия между признаками, определяющими конкретные гидрогеохимические явления; оценивается степень связи между гидрогеохимическими признаками; устанавливаются главные признаки, исходя из показаний ряда признаков. С помощью статистических методов разграничения и классифицирования решаются задачи разделения гидрогеохимических признаков на группы с характерными особенностями.

Приведем несколько примеров анализа условий формирования химического состава подземных вод:

При изучении формирования химического состава пластовых подземных вод вулканированных областей часто характерными чертами гидрогеохимических закономерностей являются: а) равномерное и незначительное возрастание в направлении движения вод содержания в водах кальция, магния и совсем незначительное — хлора и сульфат-иона; б) неравномерное распределение по площади водоносного комплекса гидрокарбонат-иона, натрия, а также степени минерализации воды. Гидрокарбонат-ион, натрий и степень минерализации воды образуют замкнутые изолинии, охватывающие один или несколько обособленных участков водоносного комплекса. В пределах этих участков степень минерализации воды и содержание гидрокарбонат-иона и натрия повышены. К этим же участкам приурочено повышенное содержание в водах углекислоты и пониженные величины рН. Вне этих участков гидрокарбонат-ион, натрий и степень минерализации возрастают в направлении движения подземных вод. Водовмещающие породы на всей площади водоносного комплекса относительно однородны и представлены полевошпатовыми песчаниками с карбонатным цементом. Состав вод в пределах всей территории, кроме замкнутых участков, гидрокарбонатный кальциево-магниевый, а в пределах замкнутых участков — гидрокарбонатный натриевый. Увеличение содержания кальция, магния, в меньшей степени хлора и сульфат-иона в водах водоносного комплекса в направлении их движения указывает на формирование гидрокарбонатных кальциево-магневых вод посредством взаимодействия с водовмещающими породами. Питание вод инфильтрационное; воды содержат атмосферную углекислоту; основной процесс взаимодействия — углекислотное выщелачивание карбонатного цемента. Резко повышенное содержание в водах замкнутых участков гидрокарбонат-иона и натрия

с одновременным возрастанием содержания углекислоты и снижением величины рН свидетельствуют о том, что гидрокарбонатные натриевые воды этих участков формируются посредством углекислотного выщелачивания натриевых полевых шпатов. Углекислота здесь глубинного происхождения; поступает она по разломам, которые зафиксированы геофизическими исследованиями. Другой пример — исследование формирования химического состава грунтовых вод в гумидных областях. Воды приурочены к карбонатным (известняково-доломитовым) породам. Состав вод гидрокарбонатный кальциево-магниевый; степень минерализации 0,2—0,9 г/л. Гидрогеохимические закономерности заключаются в возрастании содержания в водах гидрокарбонат-иона, кальция, магния и в целом степени минерализации, которое совпадает с направлением движения вод. На фоне закономерного изменения состава вод имеют место локальные участки вод хлоридного натриевого состава с повышенной степенью минерализации. Анализ структурно-тектонических условий показал, что эти участки приурочены к тектоническим разрывным нарушениям, оконтуривающим борт антиклинальной складки и прослеживаемым на значительную глубину. Разрывные нарушения затрагивают несколько пластовых водоносных комплексов с высокоминерализованными хлоридными натриевыми водами. Это позволяет считать хлоридные натриевые грунтовые воды как воды смешения, образовавшиеся при подтоке в грунтовый водоносный комплекс по тектоническим разломам пластовых вод. Отсутствие среди водовмещающих пород галогенных отложений подтверждает невозможность формирования хлоридных натриевых грунтовых вод повышенной минерализации за счет вмещающих их пород. Закономерные изменения состава вод в пределах большей части рассматриваемого района связаны с движением вод, точнее с его направлением, о чем свидетельствует возрастание степени минерализации гидрокарбонат-иона, кальция, магния в водах от водоразделов в сторону дренирующих понижений. При этом наблюдается большое сходство в конфигурации изолиний степени минерализации отдельных указанных выше ионов и гидронзогипс. Отсюда следует вывод, что химический состав грунтовых вод рассматриваемого района, за исключением хлоридных натриевых вод, формируется посредством взаимодействия с водовмещающими породами в процессе их передвижения. Известняки и доломиты, через которые и происходит движение воды, являются источниками ионного ее состава. Следовательно, фактор формирования гидрокарбонатных кальциево-магниевых вод — гидродинамические условия. Возможно предположение о влиянии рельефа на формирование этих вод. Однако повторяемость гидронзогипс изолиниям поверхности рельефа указывает на влияние рельефа на гидродинамические условия. Следовательно, рельеф является косвенной причиной формирования гидрокарбонатных кальциево-магниевых вод, а гидродинамические условия — прямой.

Следующий пример. Установлено в процессе исследований, что неглубокие пластовые воды одной из территорий гумидной области вмещены в песчаные кварцевые с карбонатным цементом породы. Их состав гидрокарбонатный кальциево-магниевый; степень минерализации 0,4—1,0 г/л. Установленные гидрогеохимические закономерности заключаются в неравномерном изменении степени минерализации при сохранении неизменным ионного состава вод. Эти закономерности сравнились: с составом водовмещающих пород, направлением и скоростью движения вод, фильтрационными свойствами пород. В ходе изучения литолого-геохимических условий выяснено, что водовмещающие породы на всей территории однородны по минералогическому и химическому составу. Наблюдается сходство в составе цементирующих веществ и составе вод по кальцию, магнию, гидрокарбонату. Следовательно, цементирующие вещества водовмещающих пород — источник состава рассматриваемых вод. Однако взаимодействие вод с породами на разных участках территории неодинаково, что определило различную степень их минерализации.

Исследования показали, что изменения в степени минерализации вод связаны с фильтрационными свойствами пород. Конфигурация изолиний степени минерализации вод на гидрогеохимической карте и изолиний проницаемости пород на гидродинамической карте очень близка. Сходны с ними также изолинии приведенных давлений, что подтверждает важную роль фильтрационных свойств пород в формировании состава вод данной территории. Эти свойства пород следует отнести к фактору, определяющему неравномерное распределение степени минерализации вод. На участках с повышенными фильтрационными свойствами воды менее минерализованы, а с пониженными — более минерализованы. По-видимому, на участках с повышенными фильтрационными свойствами конкретная порция воды профильтруется через породу протяженности S быстрее, чем на участках с пониженными свойствами. На первых участках скорость фильтрации больше, чем на вторых; при условии равных путей фильтрации время фильтрации на первых участках меньше, чем на вторых. Следовательно, на первых участках время взаимодействия вод с породами меньше, чем на вторых. Это приводит к меньшей степени минерализации вод на первых участках по сравнению со вторыми.

Рассмотренные примеры указывают на определенную последовательность в изучении формирования химического состава подземных вод. Вначале устанавливаются гидрогеохимические закономерности (характер их проявления), затем они увязываются с природными условиями. Анализ взаимосвязи и взаимообусловленности гидрогеохимических закономерностей с конкретными природными условиями позволяет выделить из них факторы, обуславливающие эти закономерности. Особенности гидрогеохимических закономерностей в сочетании с факторами указывают на физико-

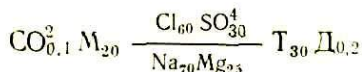
химические процессы и источники вещественного состава подземных вод.

При данных гидрогеохимических исследованиях значительная роль отводится графическим построениям и их анализу — гидрогеохимическим картам, гидрогеохимическим профильным разрезам, гидрогеохимическим вертикальным разрезам, гидрогеохимическим графикам.

Гидрогеохимические карты представлены: а) картой химического состава подземных вод; б) картами распространения в подземных водах ионов; в) картами-срезами; г) палеогидрогеохимическими картами; д) специальными картами для прикладных целей.

Карта химического состава составляется для грунтовых вод, для отдельных водоносных комплексов пластовых вод, а также для серии водоносных комплексов, в которые могут входить грунтовые и несколько комплексов пластовых вод или только несколько комплексов пластовых вод. На карте фактический материал по химическому составу подземных вод показывается различными знаками: а) формулами химического состава; б) значками-диаграммами (рис. 1).

2548
 Формулы химического состава могут быть разными исходя из принятой классификации вод по химическому составу. Для примера приведем две формулы: по Курлову и по К. Е. Питьевой. Формула Курлова представляет собой запись состава воды в виде дроби: в числителе записывается содержание в мг·экв.% анионов, в знаменателе — катионов; те и другие располагаются слева направо в убывающем порядке. Ионы, содержащиеся в воде в количестве менее 5 экв.% (при сумме анионов и катионов в 50 экв.% каждых), не входят в формулу. Слева от дроби проставляется степень минерализации воды (в г/л или в г/кг) и содержание преобладающих газов (в мг/л); справа — температура воды и дебит (л/с, м³/сут и др.). Наименование химического состава воды по формуле Курлова составляется сначала из анионов (входящих в формулу), а затем из катионов. Например в формуле



вода называется хлоридно-сульфатно-натриево-магнессовой.

По классификации К. Е. Питьевой, в формулу химического состава также входят ионы, содержащиеся в воде в количествах, превышающих 5 экв.% (суммы анионов и катионов раздельно составляют 50 экв.%). Вначале записываются анионы, затем катионы в убывающем порядке. У знака водопункта проставляется величина Σ_m (в г/л). Запись ионов производится индексами, которые располагаются на одной строке (сначала анионы, затем катионы). Например, при содержании в воде хлора 28, сульфат-иона 19, гидрокарбонат-иона 3, натрия 26, кальция 22, магния 2 экв.% вода

будет называться хлоридно-сульфатной натриево-кальциевой, а на карте она будет записываться в виде



Несколько вариантов диаграмм-кругов для изображения химического состава подземных вод предложено Н. И. Толстихиным.

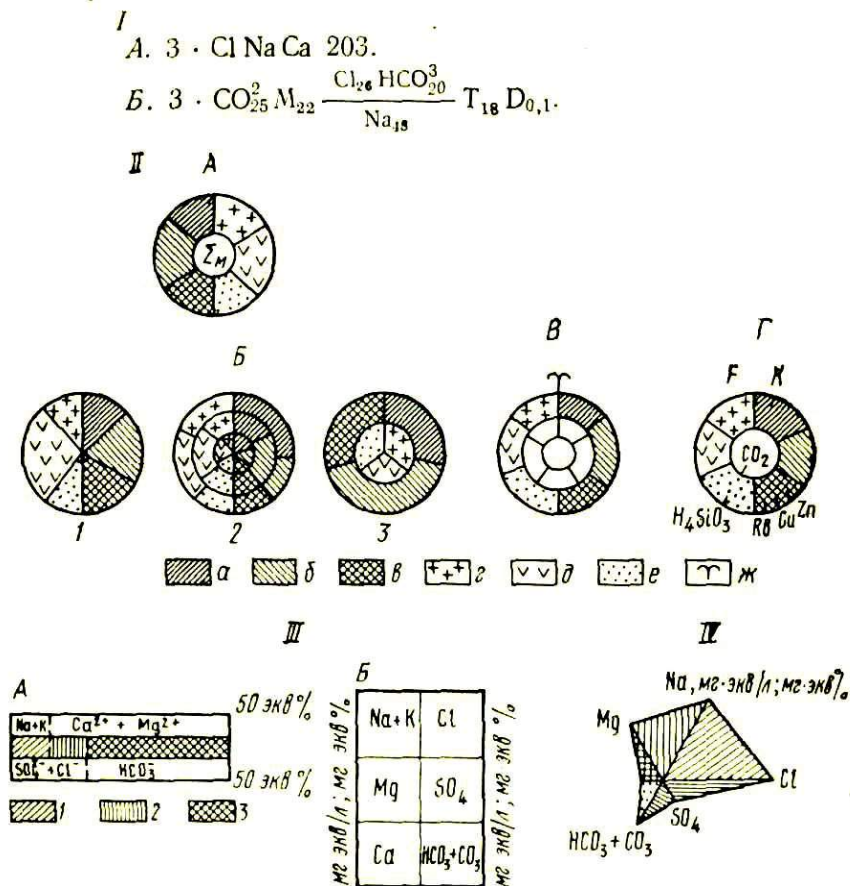


Рис. 1. Способы изображения на гидрогеохимических картах фактических данных по химическому составу подземных вод.

I. Формулы химического состава воды: А — по К. Е. Питьевой (слева — номер водопункта, справа — химический состав воды, $\Sigma_{\text{ж}}$); Б — по Курлякову. II. Диаграммы-круги химического состава воды: А — для единичного анализа (по К. Е. Питьевой); Б — по Н. И. Толстихину: 1 — для единичного анализа, 2 — для нескольких анализов, 3 — видоизмененный вариант; В — по Д. У. Миралшеву и Г. Н. Салимовой: 1–5 — гипотетические соли; Г — по Х. Удлюфту: а — Na, б — Mg, в — Ca, г — Cl, д — SO_4 , е — HCO_3 , ж — водопункт с напорной самоизливающейся водой. III. Диаграммы-прямоугольники: А — график Роджерса: 1 — первая соленость, 2 — вторая соленость, 3 — вторая щелочность; Б — упрощенный график. IV. Диаграмма-роза

Один вариант отвечает единичному анализу воды: в двух половинах круга выделяются секторы, соответствующие величинам содержания в одной половине анионов (Cl^- , SO_4^{2-} , $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$), в другой — катионов (Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}). Диаметр круга в масштабе отвечает величине степени минерализации воды. Этот вариант используется для изображения химического состава воды одного водоносного комплекса. Второй вариант служит для изображения химического состава подземных вод нескольких водоносных комплексов, для чего круг делится на кольца. Их число отвечает количеству водоносных комплексов; внутри каждого кольца выделяются секторы, отвечающие содержанию ионов. Диаграммы — круги Н. И. Толстухина часто видоизменяются. Так, иногда катионы помещаются во внутреннем круге, а анионы — во внешнем. Часто на диаграммы-круги наносятся дополнительные сведения. Так, например, диаграмму-круг используют для показа содержания в подземных водах микроэлементов и газа; иногда внутренним кружком диаграммы изображается степень минерализации подземных вод; в одном из колец диаграммы наносится содержание гипотетических солей и т. д.

Диаграммы-прямоугольники имеют несколько разновидностей. Они могут быть вертикальной или горизонтальной формы. В любом случае прямоугольник делится пополам; в каждой из половинок выделяются по три участка для анионов и катионов. Последние наносятся индексами ионов, штриховкой или цветом (см. рис. 1) в мг-экв/л или мг-экв.%. Количественная характеристика содержания ионов учитывается посредством масштабности. Выбор вида диаграммы-прямоугольника определяется общим видом карты химического состава воды и зависит от технических приемов выполнения карты. В 1911 г. Роджерсом предложен график-прямоугольник для изображения химического состава подземных вод по классификации Пальмера. Прямоугольник вытянут по горизонтали и разделен на три параллельные полосы. В верхней полосе откладываются натрий с калием и кальций с магнием, в нижней — гидрокарбонат-ион и хлор с сульфат-ионом (см. рис. 1). (Ионы откладываются в экв.% с учетом масштаба.) На средней полосе, путем пересечения линий, соответствующих катионам и анионам, откладываются свойства подземной воды по Пальмеру. Этим графиком чаще всего пользуются геологи-нефтяники.

Диаграмма-роза составляется посредством откладывания на шести векторах розы содержаний трех анионов и трех катионов в эквивалент-процентной форме в выбранном масштабе (см. рис. 1).

При составлении карты химического состава подземных вод одного водоносного комплекса территория его делится на участки с однородным составом воды. При выделении участков границы, отделяющие воды с различным химическим составом, обязательно должны корректироваться. Для корректировки используются различные показатели. Наиболее распространена корректировка гидрогеохимических границ по литолого-геохимическим особен-

постоям пород, которая успешно применяется для грунтовых и пластовых подземных вод. Эта корректировка характеризуется большой точностью, так как литолого-геохимические особенности пород — один из существенных, наиболее распространенных факторов, обуславливающих геохимические свойства грунтовых вод. Так, граница распространения известняков помогает корректировать границу распространения грунтовых гидрокарбонатных кальциевых вод; доломитов — кальциево-магниевого; полевошпатовых пород — натриевых вод и т. д.

Применение признака литолого-геохимических особенностей пород для корректировки границ распространения пластовых вод разного состава, по сравнению с грунтовыми водами, затруднено. Оно более отчетливо в случае появления в геологическом разрезе галогенных и сульфатных пород. Граница распространения хлоридных натриевых вод корректируется по границе развития галитов, хлоридных натриево-кальциевых вод — сильвинов, хлоридных натриево-магниевого — карналлитов, хлоридно-сульфатных — ангидритов.

Граница распространения полевошпатовых пород используется для корректировки границ распространения минерализованных хлоридно-гидрокарбонатных натриевых вод; известняков — хлоридных натриево-кальциевых; доломитов — хлоридных натриево-кальциево-магниевого. Корректировка гидрогеохимических границ по литолого-геохимическим признакам требует учета движения воды, особенно в случае грунтовых, а также пластовых вод со значительными скоростями. Учет движения воды необходим, так как в направлении ее движения образуется поток рассеяния. Элементы, переходящие в воду из породы, распространяются вместе с ней далее границы распространения породы. Следовательно, границу химического состава воды, сформированного при взаимодействии с той или иной конкретной породой, необходимо смещать в направлении движения воды. При мелкомасштабных исследованиях смещение границы можно проводить схематично, но при крупномасштабных — оно требует детализации. Для этого нужно иметь сведения о скоростях движения, о сорбции элементов из воды породами, об изменениях в соотношении содержания ионов, привнесенных с водой с предыдущей территории, и ионов, начавших поступать в воду из пород, в пределы которых она продвинулась.

Из других признаков для корректировки гидрогеохимических границ в грунтовом водоносном комплексе часто применяются климатический, морфологический признаки, глубина залегания вод, подвижность вод; для корректировки гидрогеохимических границ в пластовом водоносном комплексе — структурно-тектонический признак. Из климатических признаков большое значение имеют температура и количество осадков. Температура влияет на распределение в подземных водах веществ, растворимость которых зависит от температурных условий. Атмосферные осадки вызывают

опреснение подземных вод. Различия в рельефе определяют разнообразие длин путей фильтрации вод от областей инфильтрации (водоразделов) до областей разгрузки (речных долин, озерных котловин, оврагов). Чем длиннее путь, тем при равных скоростях фильтрации больше взаимодействие вод с породами и выше их степень минерализации.

Глубина залегания грунтовых вод определяет мощность зоны аэрации, с породами которой взаимодействуют атмосферные осадки на пути к подземным водам. При большей глубине, т. е. большей мощности зоны аэрации, взаимодействие ощутимее. В этом случае подземные воды, пополняясь атмосферными, содержащими значительные количества веществ, имеют относительно повышенную степень минерализации. Участки грунтового водоносного комплекса с различной подвижностью вод характеризуются разнообразной возобновляемостью, что также влияет на величину степени минерализации вод. Поэтому воды с различной подвижностью при постоянном ионном составе имеют, как правило, различную степень минерализации. Выделение участков грунтовых вод с определенной скоростью фильтрации помогает установлению границ вод с различной минерализацией. Корректировка гидрогеохимических границ пластового водоносного комплекса по структурно-тектоническим условиям возможна, так как подземные воды разноименных структур того или иного порядка (первого, второго и т. д.) в однородных литолого-геохимических условиях имеют различную характеристику по отдельным ионам и степени минерализации. Воды положительных структур, в отличие от отрицательных, менее минерализованы, содержат меньше микроэлементов (брома, бора, стронция, иода и др.) и больше гидрокарбонат-иона и сульфат-иона.

Не все перечисленные признаки позволяют корректировать гидрогеохимические границы с одинаковой точностью. Наиболее точно это позволяет делать учет признака литолого-геохимических свойств пород. Из других признаков более точно корректируются гидрогеохимические границы по глубине залегания и подвижности вод. Глубина залегания и подвижность воды выражаются численно; можно построить карты, на которых эти признаки будут отражены с необходимой детальностью: карты глубин залегания и скоростей фильтрации с выделением на них границ резких изменений признака, что значительно облегчает корректировку гидрогеохимических границ. Морфологические и климатические (температура, количество осадков) признаки можно использовать для корректировки гидрогеохимических границ преимущественно в составлении карт мелких масштабов. Для схематических карт с небольшой точностью достаточно корректировать гидрогеохимические границы по границам тектонических структур разных порядков. Для детальных карт необходимо пользоваться изолиниями поверхности или подошвы рассматриваемого водоносного горизонта.

В целом при необходимости корректировки гидрогеохимических границ признаки, по которым она проводится, выбираются, исходя из того, насколько тот или иной признак четко проявляется в пределах исследуемого водоносного горизонта или комплекса. Лучше, когда можно использовать для корректировки одновременно несколько признаков. В этом случае границы распределения вод с различным химическим составом будут наиболее обоснованными.

Степень минерализации подземных вод на карте химического состава водоносного комплекса показывается или оконтуриванием участков вод с определенным диапазоном степени минерализации или в виде изолиний (рис. 2). Диапазон степени минерализации выбирается в соответствии с той или иной принимаемой для данного случая классификацией или же берется произвольно в связи с решением конкретной задачи. В случае изолиний их шаг определяется в соответствии с классификацией вод по степени минерализации, или с помощью кривой распределения степени минерализации вод изучаемого региона, или задается специально. Если распределение степени минерализации подчиняется нормальному закону, тогда на карте изолинии проводятся через равные интервалы, выбираемые в соответствии с ее масштабом. На мелкомасштабной карте интервалы реже, чем на крупномасштабной. Если кривая распределения носит полимодальный характер, тогда ограничиваются участки с модальными величинами по границам промежуточных величин, которым соответствует изолиния степени минерализации. Модальных величин может быть несколько. Они свидетельствуют о неравномерном распределении величины степени минерализации в водах данного водоносного комплекса. Фактический материал по степени минерализации на карту химического состава наносится цифрами в г/л около каждого водоузла (источника, колодца, скважины и т. д.).

Карту химического состава подземных вод можно составлять, выделяя группы вод с помощью статистического метода. В этом случае по полимодальным кривым устанавливаются границы изменения содержания в подземных водах хлора, сульфат-иона, карбонат и гидрокарбонат-ионов, натрия, кальция, магния. За граничную величину содержания иона принимается величина промежуточного значения; при этом оконтуриваются участки подземных вод с модальными величинами содержания иона. Совокупность

натриево-кальциевых, $\Sigma > 10$ г/л; 4 — граница распространения вод с различной минерализацией, г/л; 5 — выходы водоносного комплекса на поверхность.

Б. 1 — распространение гидрокарбонатных натриевых подземных вод; 2 — гидрокарбонатно-хлоридных натриевых; 3 — хлоридно-гидрокарбонатных натриевых; 4 — хлоридных натриевых; 5 — хлоридных натриевых с повышенным содержанием кальция; 6 — хлоридных натриево-кальциевых; 7 — изолинии степени минерализации вод, г/л; 8 — индекс химического состава воды

понов в пределах оконтуренных участков указывает на преобладающий химический состав воды.

Карта химического состава подземных вод серии водоносных комплексов содержит сведения об ионном составе и степени минерализации подземных вод вертикального разреза той или иной части земной коры. Фактические сведения о химическом составе подземных вод наносятся на эту карту в виде диаграммы-круга по способу Н. И. Толстихина (см. рис. 1) или в виде прямоугольника по способу Н. И. Толстихина (см. рис. 1) или в виде прямоугольника (рис. 3). Прямоугольник по вертикали делится на полосы, число которых соответствует числу водоносных комплексов.

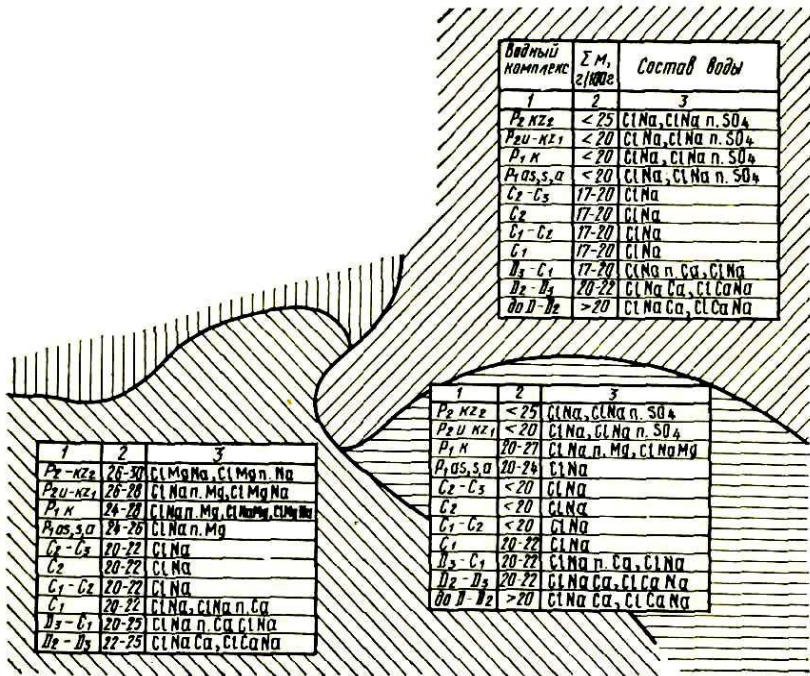


Рис. 3. Пример гидрогеохимической карты серии водоносных комплексов

В каждую из полос вносятся индекс водоносного комплекса, формула химического состава подземной воды и величина степени минерализации воды. Затем выделяется несколько видов гидрогеохимического вертикального разреза. Например, в один вид выделяется разрез, в пределах которого во всех водоносных комплексах воды имеют сходный состав; в другой — разрез, воды которого имеют разный состав, и разрез делится на два гидрогеохимических этажа; в третий — когда разрез делится на три гидрогеохимических этажа, и т. д. Площади распространения подзем-

ных вод каждого вида гидрогеохимического вертикального разреза оконтуриваются и заштриховываются.

На картах распространения ионов в подземных водах однородного состава, в водах различного состава и в водах отдельных водоносных комплексов содержание ионов показывается у водопунктов цифрами, а распространение их по площади — изолиниями.

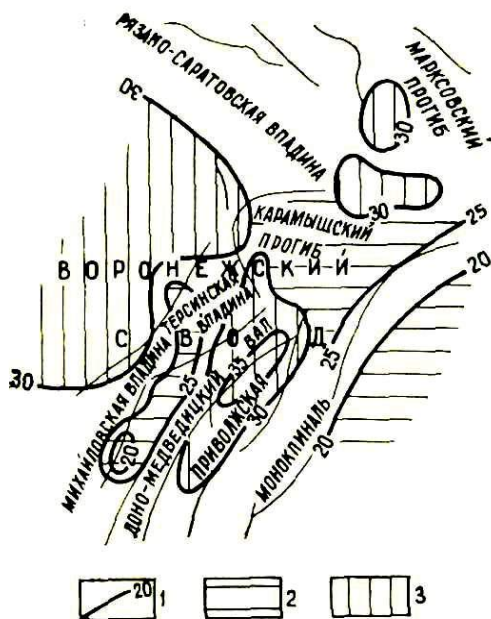


Рис. 4. Распределение Na в минерализованных хлоридных натриево-кальциевых водах различных структур.

1 — изолинии содержания Na (экв.‰); 2 — относительно низкое содержание Na в водах отрицательных структур; 3 — относительно высокое содержание Na в водах положительных структур

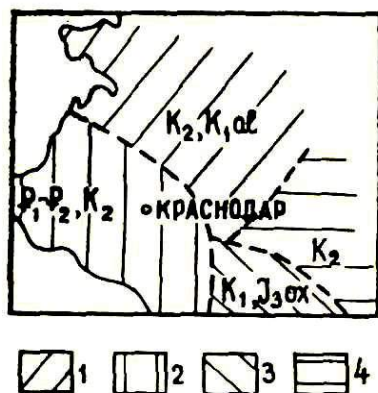


Рис. 5. Химический состав подземных вод Западного Предкавказья по плоскости в 100°C:

1—ClNa, ClNa п.Са; 2—HCO₃Na, HCO₃ClNa, ClHCO₃Na, Clп.НCO₃Na, ClNa, ClNa п.Са; 3—ClHCO₃Na, Clп.НCO₃п.СО₄Na, ClNa, ClNaп.Са; 4—ClNa

ми (шаг изолиний устанавливается статистически или выбирается специально). Затем производится обобщения выделением участков подземных вод или с характерными содержаниями ионов или с характерным их поведением. Устанавливается связь особенностей распространения ионов с природными факторами, которая условными знаками фиксируется на картах (рис. 4). Так, например, возрастание содержания в подземных водах кальция и магния в случае приуроченности вод к доломитовым породам указывает на связь вод с составом породообразующих минералов; в

случае приуроченности к терригенным породам — на связь с доломитовым цементом этих пород и т. д.

Разновидностью гидрогеохимических карт может быть карта только по степени минерализации подземных вод, когда выделяются участки водоносного комплекса с определенным диапазоном степени минерализации (эти участки заштриховываются или раскрашиваются).

Гидрогеохимические карты-срезы — это карты, на которые наносится химический состав подземных вод, залегающих на одинаковых глубинах. Они полезны для выяснения соотношения состава подземных вод с различными природными факторами на однородном фоне какого-либо фактора. Например, для выяснения взаимосвязи вод со структурно-тектоническими условиями исключается влияние температуры. Для этой цели составляется карта-срез с изображением химического состава вод региона на плоскости с температурой в 100, 150° и т. д. (рис. 5).

Для выявления путей преобразования в ходе геологической истории седиментационных вод и установления их роли в формировании современных подземных вод проводятся палеогидрогеохимические реконструкции. Они относятся главным образом к пластовым водоносным комплексам, приуроченным к осадочным морского генезиса отложениям. При палеогидрогеохимических реконструкциях составляются палеогидрогеохимические карты двух видов: 1) условий формирования исходных (седиментационных) вод и включающих подземные воды отложений; 2) гидрогеохимических условий водоносных комплексов. Карта одного вида дополняет (является последующей стадией исследования) карту другого вида. При изучении конкретного региона составляется одна карта первого вида и несколько карт второго вида. Число карт второго вида определяется числом геологических периодов, характеризующихся своеобразием гидрогеохимического развития рассматриваемого водоносного комплекса. С помощью карты первого вида на основании характера морских осадков и фауны устанавливаются особенности состава вод седиментационных бассейнов. Последние явились основой, исходным материалом, из которого сформировались посредством разнообразных превращений современные подземные воды с конкретным гидрогеохимическим обликом.

При установлении особенностей состава вод седиментационных бассейнов следует учитывать различные точки зрения в отношении их состава в разных геологических эпохах. Распространено предположение о постоянстве состава вод седиментационных бассейнов (Виноградов, 1967; Валяшко, 1955 и др.). Второе мнение — воды седиментационных бассейнов разных геологических эпох были неодинаковы по составу (Посохов, 1969 и др.). Первое предположение рассмотрено исследователями более убедительно, поэтому его и следует брать за основу при изучении гидрогеохимических особенностей седиментационных вод. Состав вод, в ко-

торых накапливались песчано-глинистые или карбонатные осадки, чаще всего имел нормальную морскую соленость (степень минерализации 35 г/л), а среди ионов преобладали хлор и натрий, повышено было содержание сульфат-иона. Это были открытые глубоководные моря. В прибрежных их частях происходило разбавление вод пресными речными водами, стекавшими с окружающих моря суши. Здесь воды бассейнов седиментации имели соленость ниже нормальной, т. е. меньше 35 г/л. Детальное расчленение седиментационных вод с минерализацией меньше 35 г/л проводится на основе исследования фауны. В морских бассейнах с повышенной соленостью конкретная характеристика минерализации воды также дается по фауне (имеются разные виды угнетенной фауны). Концентрация седиментационных вод бассейнов, для которых характерно выпадение в осадок гипса, изменялась от 13 до 27,5 г/100 г; ионный состав этих вод хлоридный натриевый с повышенным содержанием сульфат-иона и магния. При выпадении в осадок галита седиментационные воды имели концентрацию 27,5—32,57 г/100 г и тот же ионный состав, что и в стадию садки гипса. Седиментационные воды эпсомит-сильвин-карналитовой стадии характеризовались концентрацией 32,57—34,3 г/100 г и хлоридно-сульфатным магниевым-натриевым, а также хлоридно-сульфатным магниевым с повышенным содержанием натрия составом.

Карту гидрогеохимических условий водоносных комплексов в различные геологическое время составляют для исследования изменений состава седиментационных вод в ходе геологической истории и установления гидрогеохимических преобразований, приводящих к современному гидрогеохимическому облику подземных вод. Состав седиментационных вод в прошлые геологические эпохи изменялся под влиянием различных процессов. Среди них большое значение имели разбавление атмосферными водами, взаимодействие вод с породами и накопление в водах веществ.

Карты гидрогеохимических условий водоносных комплексов в различные геологическое время составляются путем сравнения палеогеографических карт различных периодов методом наложения. Накладываются палеогеографические карты одна на другую; карта более позднего — на карту раннего периода. На палеогеографических картах совмещаются участки, занятые морем, с участками, вышедшими из-под уровня моря, и таким путем выявляются районы с инфильтрацией в водоносный комплекс атмосферных осадков и отсутствия инфильтрации. Первые представляли собой воздымавшиеся участки, вторые — опускавшиеся. Сравнивая положение участков инфильтрации и погруженных участков за весь период геологической истории данного водоносного комплекса, устанавливаем области с преобладанием инфильтрации в водоносный комплекс и отсутствием ее.

Качественная характеристика степени инфильтрации атмосферной влаги в водоносный комплекс зависит от ряда условий,

которые необходимо учитывать при палеорекопструкциях, например, наличие слабопроницаемых пород, климат и др. Если в верхней части разреза образовавшейся суши присутствуют глинистые разности пород, они будут препятствовать инфильтрации атмосферной влаги. Характер отложений суши устанавливается по палеогеографическим картам. Инфильтрация атмосферной влаги незначительна также в случае аридного климата, когда испарение преобладает над осадками. О климате на территории суши можно судить по характеру осадконакопления в окружающих сушу sedi-

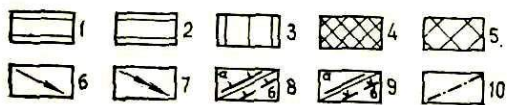
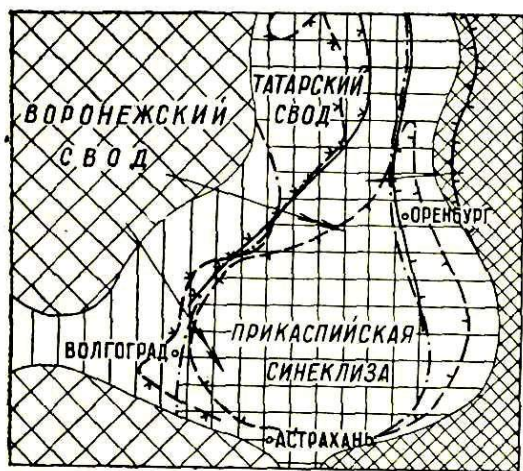


Рис. 6. Схема условий формирования седиментационных вод, явившихся исходными для подземных вод водоносного комплекса Р₁ас. s. а юго-востока Русской платформы:

1 — седиментационные воды нормальной солености, $\Sigma_{\text{M}} \approx 3,5$ г/100г (терригенные и карбонатные осадки); 2 — воды повышенной солености, $\Sigma_{\text{M}} 13-27,5$ г/100г (гипсы, ангидриты); 3 — воды высокой солености, $\Sigma_{\text{M}} 27,5$ г/100г (каменная соль)

Области сноса: 4 — горная; 5 — платформенная. Влияние областей сноса: 6 — горной; 7 — платформенной.

Линия, ограничивающая области: 8а — с максимальной мощностью осадков; 8б — с максимальной мощностью осадков и глубинами бассейнов; 9а — с минимальной мощностью осадков; 9б — с минимальной мощностью осадков и глубинами бассейнов; 10 — граница вод различного состава

ментационных бассейнах. В частности, на аридность климата указывает накопление в морях гипса, галита и других галогенных образований. При наличии в пределах суши водопроницаемых пород формируются области инфильтрации, которым соответствуют подземные воды пониженной минерализации. Области погружения, как правило, соответствуют воды повышенной минерализации. В областях инфильтрации и в областях погружения воды взаимодействуют с породами. Зная особенности минералогического и химического состава пород в тех и других областях, можно сделать предположения о процессах взаимодействия вод с породами и об ионном составе вод.

Рассмотрим пример палеогидрогеохимических реконструкций

для водоносного комплекса $P_{1as, s, a}$ территории Северного Прикаспия. Как следует из рис. 6, бассейн седиментации в ассельское, сакмарское и артинское нижнепермское время на данной территории характеризовался водами различной минерализации. Вблизи Уральской и Воронежской суш морская вода была нормальной солености, о чем можно судить по преобладанию на этих участках песчано-глинистых и карбонатных отложений. В направлении к центральной части Прикаспийской впадины в морских осадках преобладали гипсы и ангидриты, а степень минерализации воды до 27,5 г/100 г. В центральной части Прикаспийской впадины отлагалась каменная соль, а вода имела степень минерализации около и более 27,5 г/100 г (до 32,6 г/100 г). Вода нормальной солености по ионному составу была преимущественно хлоридной натриевой с повышенным содержанием сульфат-иона. Вода бассейнов седиментации гипса, ангидрита по ионному составу была близка к воде, из которой отлагался галит; в ней преобладали хлор, натрий и в повышенных количествах содержались сульфат-ион и магний. Развитие водоносного комплекса $P_{1as, s, a}$ проходило в несколько этапов. Один из этапов — верхнепермское, юрское и раннемеловое время. В это время отдельные участки территории испытывали разнонаправленное движение, вследствие чего формировались суши, которые оказывались областями инфильтрации в различные отрезки времени (рис. 7). В связи с этим в областях инфильтрации разбавление морских вод атмосферными происходило неоднозначно. Наряду с разбавлением в областях инфильтрации морские воды вытеснялись атмосферными в направлении погружения пород, т. е. в сторону Прикаспийской впадины. В этом же направлении увеличивалась степень минерализации вод водоносного комплекса $P_{1as, s, a}$.

Для прикладных целей составляются карты распространения термальных вод с показом помимо температуры состава вод, глубин их залегания и других сведений, необходимых при решении вопроса рациональной эксплуатации этих вод. Широко применяются карты распространения и формирования промышленных вод с нанесением распределения в водах микроэлементов промышленного значения и условий их добычи. В целях поисков месторождений полезных ископаемых гидрогеохимическим методом составляются поисковые гидрогеохимические карты с выделением фоновых и аномальных концентраций рудных элементов в подземных водах и очагов формирования аномальных концентраций.

Примером специальных гидрогеохимических карт может явиться также карта состояния насыщенности подземных вод одного или нескольких водоносных комплексов карбонатом или сульфатом кальция. На этой карте степень насыщенности вод показывается изолиниями величин насыщенности или выделением участков вод с конкретным диапазоном насыщенности.

В ряде случаев составляются комбинированные гидрогеохимические карты, на которые помимо химического состава подземных

вод наносятся фильтрационные и литолого-геохимические свойства пород (рис. 8, 9), гидродинамические условия, сведения о газовом составе вод, органическом веществе вод и пород, составе и распределении микроэлементов в водах и породах и т. д. Перечисленные показатели не все наносятся на один лист, так как это сделало бы ее перегруженной и плохо читаемой. Обычно составляется несколько карт. Знаки для различных (дополнительных к гидрогеохимическим) гидрогеологических и геологических показате-

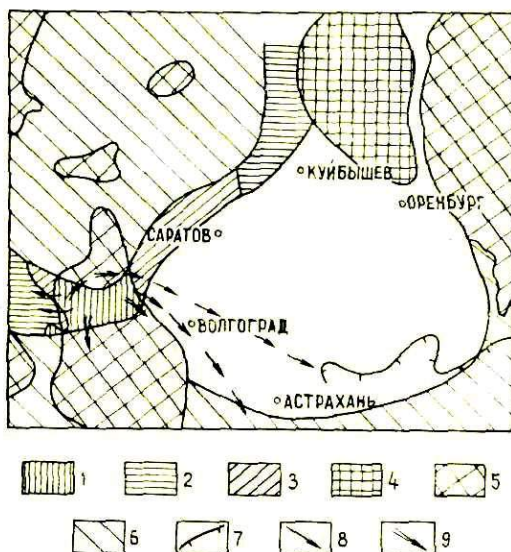


Рис. 7. Схема гидрогеохимических условий водоносного комплекса $P_{1as, s}$ в верхнепермское и раннемеловое время:

- 1 — области интенсивной инфильтрации в нижнепермское время; инфильтрация; 2 — в кунгурское; 3 — позднепермское и триасовое время; 4 — область слабой инфильтрации; 5 — выходы; 6 — тектонически неустойчивая область; 7 — область максимального погружения; 8 — движение минерализованных вод; 9 — движение пресных вод

телей выбираются в соответствии с наиболее распространенными знаками, употребляемыми для геологических и гидрогеологических карт. Так, для показа литолого-геохимических особенностей пород используются общепринятые знаки, которыми обозначают песчаники, известняки и т. д. Если необходимо охарактеризовать водно-растворимый комплекс пород, то для хлора и других компонентов водных вытяжек подбираются свои знаки.

Построение разнообразных карт химического состава и палео-гидрогеохимических сопровождается построением профильных разрезов. Приемы их построения соответствуют приемам построе-

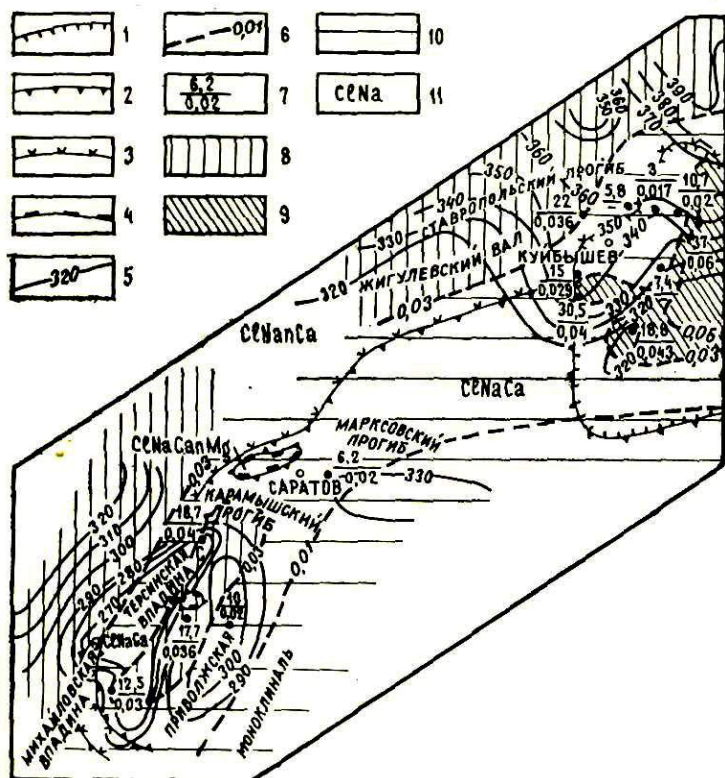


Рис. 8. Карта взаимосвязи химического состава вод, приведенных давлений вод, проницаемости пород:

1 — воды хлоридные натриевые; 2 — хлоридные натриево-кальциевые; 3 — хлоридные натриевые с повышенным кальцием; 4 — хлоридные натриево-кальциево-магниевые; 5 — изолиния приведенного давления; 6 — изолиния проницаемости; 7 — числитель — проводимость (d/m), знаменатель — проницаемость (d).

Участки водоносного комплекса: 8 — с проницаемостью пород $> 0,06d$, с повышенными приведенными давлениями вод, с различным химическим составом вод; 9 — с проницаемостью пород $0,06-0,03d$, с промежуточными приведенными давлениями вод, с хлоридным натриевым составом вод; 10 — с проницаемостью $< 0,03d$, с пониженными и промежуточными приведенными давлениями вод, с хлоридным натриево-кальциевым составом вод;

11 — индекс химического состава воды

ния карт. Гидрогеохимические профильные разрезы, если они дополняют гидрогеохимические карты, содержат нагрузку, соответствующую картам. Они отвечают тем же целям и задачам, что и

карты, и дают представление о поведении того или иного гидрогеохимического показателя в разрезе одного или серии водоносных комплексов. Основой для составления гидрогеохимических профильных разрезов служат геологические профили, на которых показаны литолого-геохимические свойства пород, их стратиграфическая принадлежность и геоструктурные особенности. В случае комплексных гидрогеохимических карт, которые помимо гидрогеохимических показателей содержат нагрузку по ряду гидродинамических показателей, на гидрогеохимических профилях отражаются и все дополнительные показатели.

Гидрогеохимические профили имеют и самостоятельное значение, отражая отдельные гидрогеохимические явления. Так, например, для грунтовых вод, по предложению А. А. Бродского (1954), составляются профили, на которых показываются сведения о химическом составе вод в виде ионов. Содержание каждого отдельного иона (в мг·экв) откладывается по вертикальной шкале. Участки профиля с отдельными анионами заштриховываются или закрашиваются. Первым от горизонтальной оси наносится содержание в водах водопунктов гидрокарбонат-иона, далее — сульфат-иона, затем хлора (полученные точки соединяются). Площадь между горизонтальной линией и гидрокарбонат-

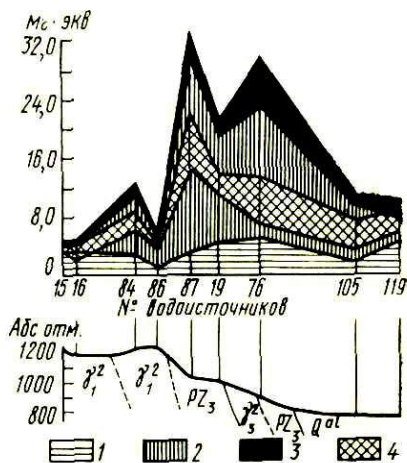


Рис. 10. Гидрохимический профиль, по А. А. Бродскому:

1 — HCO_3^- ; 2 — SO_4^{2-} ; 3 — Cl^- ;
4 — Mg^{2+}

Рис. 9. Пример литолого-геохимической карты для одного водоносного комплекса: 1 — глины с прослоями алевролитов; 2 — глины с прослоями алевролитов и песчаников; 3 — алевролиты с прослоями песчаников и глини; 4 — песчаники, алевролиты с прослоями глини. Формация глини и песчаников с глауконитом и фосфоритом с условиями осадконакопления: 5 — глубоководными; 6 — мелководными; 7 — чередованием глубоководных и мелководных; 8 — формация терригенная флишидная; 9 — содержание в легкой фракции (%): а) кварца, б) полевого шпата; 10 — содержание в тяжелой фракции пирита (%); 11 — ассоциации минералов глини: а) монтмориллонитовая, б) гидрослюдистая, в) монтмориллонито-гидрослюдистая; г) каолинито-гидрослюдистая; д) смешаннослойная, е) каолинито-смешаннослойная, ж) монтмориллонито-каолинитовая, з) каолинитовая; 12 — данные водных вытяжек из пород (%): а) глини, б) песчаников, в) известняков, г) терригенно-карбонатных; 13 — содержание SO_3 , SO_2 , Na_2O , K_2O в породах: а) глинистых, б) песчаных, в) карбонатных, г) смешанных; 14 — южная граница распространения K_1 ; 15 — граница районов с различным составом пород

иона характеризует распространение по профильному разрезу этого иона; между линией гидрокарбонат-иона и сульфат-иона — сульфат-иона и т. д. Для характеристики распространения в водах профильного разреза катионов снизу вверх последовательно откладываются кальций, магний, натрий. Заштриховывается только площадь, соответствующая магнию, поскольку имеется в виду, что выше и ниже нее располагаются площади, соответствующие

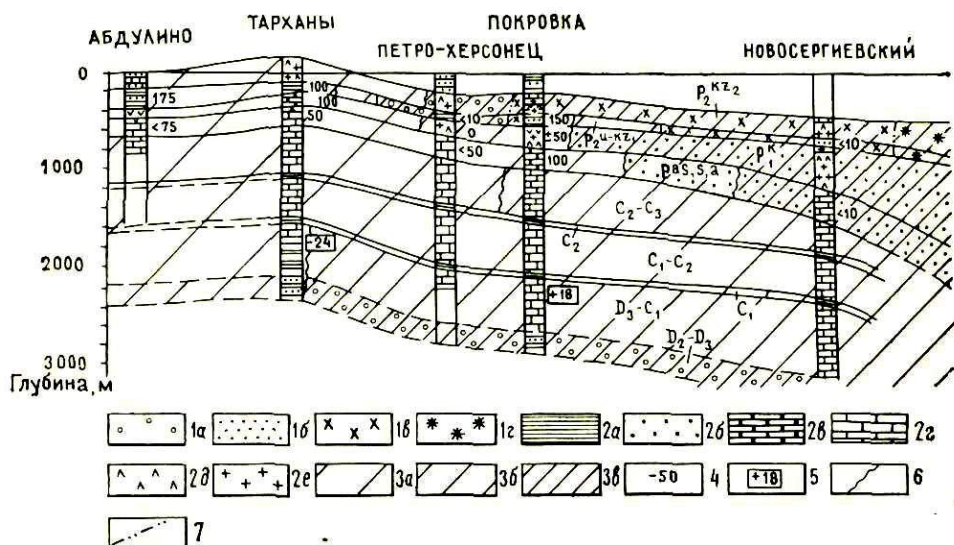


Рис. 11. Пример гидрогеохимического профильного разреза:

Химический состав подземных вод: 1а — CaNaClCa , CaNaCa , CaCaNa ; 1б — CaNaMg ; 1в — CaMgNa ; 1г — CaMgNa .

Литология: 2а — глины; 2б — пески и песчаники; 2в — доломиты; 2г — известняки; 2д — ангидриты; 2е — каменная соль.

Области подземного стока с приведенными напорами вод: 3а — с повышенными; 3б — с промежуточными; 3в — с пониженными; 4 — абсолютная отметка статического уровня подземных вод девона и карбона; 5 — приведенный напор подземных вод перми в абсолютных отметках; 6 — граница между областями с различным подземным стоком; 7 — граница между водами различного химического состава

натрию и кальцию (рис. 10). Геологическая основа для данного профиля составляется отдельно.

Другим примером гидрогеохимического профильного разреза специального назначения является профиль, показывающий изменение химического состава подземных вод ряда водоносных комплексов в связи с литолого-геохимическими особенностями пород. Литолого-геохимическая характеристика пород наносится на профиль общепринятыми условными знаками. Согласно химическому

составу подземных вод участки водоносных комплексов на профиле заштриховываются или закрашиваются. Таким путем прослеживается и устанавливается степень соответствия между литолого-геохимическими особенностями пород и составом вод (рис. 11).

Гидрогеохимические вертикальные разрезы широко используются для изображения изменения химического состава подземных вод по вертикали в пределах локальных участков водоносных комплексов или по разрезу отдельных скважин. На одних изменение содержания ионов и степени минерализации подземных вод наносятся индексами (рис. 12), на других — кривыми, имеющими свои значки для каждого иона (рис. 13). На некоторых колонках изменение ионного состава подземных вод показывается с помощью эпюр. Продольные площади, занятые отдельным ионом, заштриховываются. Способом эпюр изображается также изменение засоленности пород и другие свойства геологического разреза, используемые для выявления гидрогеохимических закономерностей (рис. 14). Эпюры можно изображать в виде горизонтальных полосок, которые в соответствии с количественной характеристикой ионов имеют различную длину. Если с помощью полосы характеризуется содержание в воде отдельного иона, тогда водоносному комплексу или любому конкретному участку вертикального разреза будут соответствовать несколько полос по числу исследуемых ионов. Если же с помощью одной полосы характеризуется шестикомпонентный состав подземных вод, тогда полоса делится на участки, соответствующие в масштабе отдельным ионам. Такого вида эпюры используются также для характеристики микроэлементов состава подземных вод, засоленности пород (рис. 15) и др.

Водоносный комплекс	Мощность, м	Глубина, м	Пористость, %	Проницаемость, μ d	Химический состав вод
N_1	100-400	до 70-80			HCO_3, Cl, Na
P_3	100-600	до 70-80	5-15	100-900	Cl, HCO_3, Na Cl, Na, HCO_3, Na
$P_1 - P_2$	400-1900	до 800	1-10	120-140	HCO_3, Cl, Na Cl, HCO_3, Na $Cl, Na, \Sigma M - 30-80 \text{ г/л}$
K_2	100-400	до 1600	1-8	1-10	Cl, HCO_3, Na $Cl, Na, \Sigma M < 30 \text{ г/л}$
K_1, dt	0-100	до 1700	21	377	$Cl, Na, \Sigma M 30-80 \text{ г/л}$
K_2, h, op	30-100	до 1800	12-21	26-328	$Cl, Na, Ca, \Sigma M \text{ до } 100 \text{ г/л}$
K_1, y	0-100	до 2000	1,4-17,8	3-120	$Cl, Na, \Sigma M \text{ до } 100 \text{ г/л}$
3_3	10-20	~ 2000	2-15	3-120	$Cl, Na, Ca, \Sigma M \text{ до } 150 \text{ г/л}$

Рис. 12. Пример гидрогеохимического сводного вертикального разреза

Систематизация большого числа данных по химическому составу подземных вод проводится с помощью графиков-квадратов и графиков-треугольников. Широко применяются график-квадрат Н. И. Толстихина и треугольник Ферре. В квадрате Н. И. Толсти-

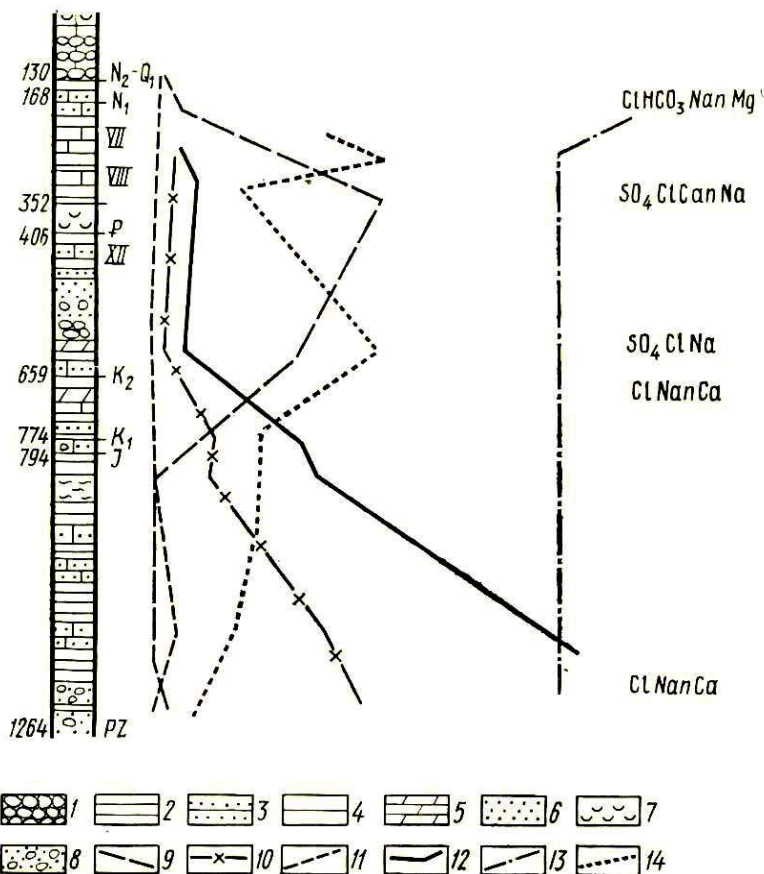


Рис. 13. Гидрохимический разрез Гальча (Султанходжаев, Зиган, 1975).

Литологический состав пород: 1 — конгломераты; 2 — глины; 3 — известняки; 4 — доломиты; 5 — мергели; 6 — песчаники; 7 — сланцы; 8 — пески.

Содержание ионов (г/л): 9 — SO₄; 10 — Ca; 11 — Mg. Изменение в вертикальном разрезе: 12 — минерализация (г/л);

$$13 - \text{pH}; 14 - \frac{r\text{Na}}{r\text{Cl}}$$

хния верхняя сторона соответствует 100 экв. % содержания в подземных водах натрия, а нижняя — кальция с магнием; левая сторона квадрата соответствует содержанию гидрокарбоната и

карбонат-иона, а правая — хлора с сульфат-ионом. Каждая сторона квадрата делится на десять частей по 10 экв. % в каждой. Для определения положения подземной воды по ее химическим свойствам в пределах квадрата по его сторонам откладывается

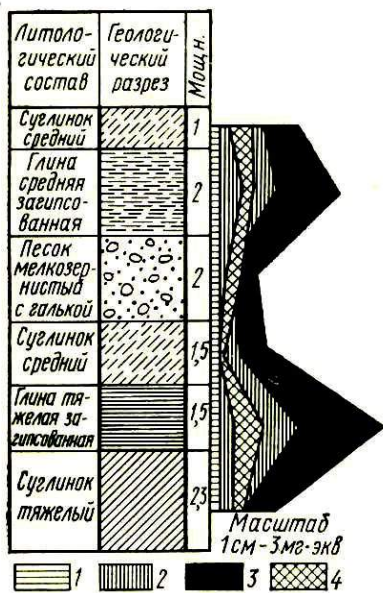


Рис. 14. Эюра засоленности пород (в ионной форме). (Самарина, 1958):

1 — HCO_3^- ; 2 — SO_4^{2-} ;
3 — Cl^- ; 4 — Mg^{2+}

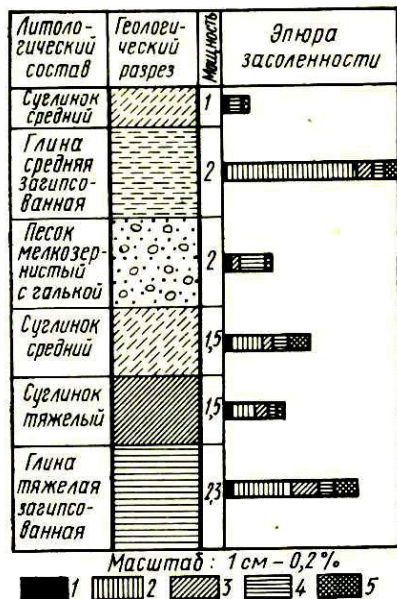


Рис. 15. Эюра засоленности пород (при «точечном» отборе образцов) (Самарина, 1958):

1 — $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$; 2 — CaSO_4 ; 3 — MgSO_4 ; 4 — Na_2SO_4 ; 5 — NaCl

содержание соответствующих ионов. Точка пересечения линий, параллельных сторонам квадрата, будет обозначать химический состав данной воды (рис. 16).

Треугольники Ферре — это два треугольника, на одном из которых показывается положение подземной воды по содержанию катионов, а на другом — по содержанию анионов (рис. 17). Величина содержания гидрокарбонат-иона откладывается по правой стороне треугольника от нижнего угла к верхнему, сульфат-иона — по основанию слева направо, хлора — по левой стороне от верхнего угла к нижнему. На другом треугольнике соответственно по правой стороне откладывается натрий, по основанию — кальций, по левой стороне — магний.

В гидрогеологии с разными целями используются гидрогеохимические коэффициенты. Есть коэффициенты, с помощью которых в краткой записи можно показать преобладающий химический состав подземной воды. Наиболее распространен коэффициент —

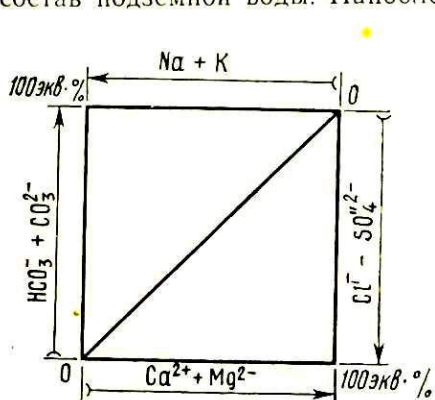


Рис. 16. Квадрат Н. И. Толстихина

отношение $\frac{Na}{Cl}$, вычисляемый

в мг·экв. Если это отношение превышает единицу, часть натрия приходится на хлор, а оставшаяся часть — на гидрокарбонат-ион или сульфат-ион. Таким образом, при $\frac{Na}{Cl} > 1$ в воде присутствуют из анионов помимо хлора гидрокарбонат или сульфат-ион, а из катионов — преимущественно натрий. При отношении $\frac{Na}{Cl} < 1$ в подземной

воде хлор преобладает над

натрием. На натрий приходится только часть мг·экв хлора; остальная часть приходится на кальций и магний. Таким образом, в этом случае из анионов в воде главным является хлор, а из катионов помимо натрия — также кальций или магний.

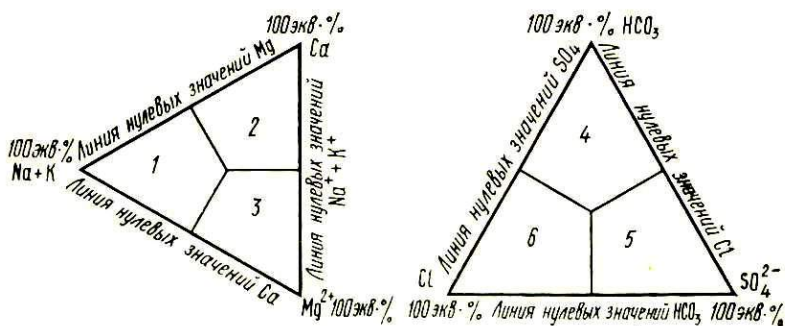


Рис. 17. Треугольники Ферре:

- 1 — натриевые; 2 — кальциевые; 3 — магниевые; 4 — гидрокарбонатные; 5 — сульфатные; 6 — хлоридные воды

Следовательно, состав подземной воды с отношением $\frac{Na}{Cl} > 1$ определяется (по классификации В. А. Суллина) как гидрокарбонатно-натриевый или сульфатно-натриевый, а с отношением больше 1 — как хлоркальциевый или хлормагниевый. В некоторых

случаях коэффициент $\frac{\text{Na}}{\text{Cl}}$ используется для выводов о генезисе соленых и рассольных подземных вод. В частности, воды с $\frac{\text{Na}}{\text{Cl}} > 1$ относятся к разбавленным седиментационным. О разбавлении, по мнению М. Г. Валяшко, свидетельствует присутствие в водах наряду с хлором и натрием повышенных количеств гидрокарбонат-иона, поступающего в виде уголекислоты с атмосферными осадками. Воды с $\frac{\text{Na}}{\text{Cl}} < 1$, по мнению М. Г. Валяшко и других, следует относить также к седиментационным, но только те, в которых повышено содержание кальция за счет ионообменных реакций между седиментационными водами и породами.

Использование коэффициента $\frac{\text{Na}}{\text{Cl}}$ в качестве генетического неправомерно, поскольку в настоящее время вопрос генезиса соленых и рассольных хлоридных кальциевых вод и минерализованных гидрокарбонатных натриевых вод является дискуссионным. Ряд коэффициентов используется для сравнения подземных вод с морскими. Так, А. П. Виноградовым предложен с этой целью хлор-бромный коэффициент $\frac{\text{Cl}}{\text{Br}}$, выраженный в весовых единицах. По Виноградову, следует различать три значения этого коэффициента: $\frac{\text{Cl}}{\text{Br}}$ около 300; $\frac{\text{Cl}}{\text{Br}} < 300$; $\frac{\text{Cl}}{\text{Br}} > 300$. Так как в морской воде $\frac{\text{Cl}}{\text{Br}} \approx 300$ (т. е. хлора больше брома примерно в 300 раз), то величина хлор-бромного коэффициента в подземной воде (близкая к 300) должна свидетельствовать о том, что данная подземная вода является производной от морской. Величина $\frac{\text{Cl}}{\text{Br}} < 300$ показывает на значительную обогащенность подземной воды бромом. С позиции седиментационной гипотезы формирования подземных вод обогащенность воды бромом может явиться основанием для отнесения ее к остаточной рапе, в рапе различных стадий сгущения морской воды содержание брома разное, но тем больше, чем сильнее сгущение. Величина $\frac{\text{Cl}}{\text{Br}} > 300$ говорит об обедненности подземной воды бромом. Эта вода формируется путем выщелачивания галогенных пород, обедненных микроэлементами, и в частности бромом.

Для сравнения подземных вод с морскими А. П. Виноградовым предложен также коэффициент $\frac{\text{Ca}}{\text{Sr}}$. В морских водах величина этого коэффициента около 33. По мнению А. П. Виноградова, это дает основание считать подземную воду с таким коэффициентом тесно связанной с морской. При активном взаимодействии подземных вод с карбонатными породами, содержащими стронциевый

минерал (целестин), величина отношения $\frac{\text{Ca}}{\text{Sr}}$ значительно меньше 33. На участках формирования химического состава подземных вод за счет взаимодействия с породами, слабо обогащенными стронцевыми минералами, величина отношения $\frac{\text{Ca}}{\text{Sr}}$ превышает 33, т. е. эти воды содержат очень мало стронция.

Для сравнения подземной воды с морской пользуются еще и коэффициентом $\frac{\text{Br}}{\text{I}}$. Величина его для морской воды около 1300.

В ряде работ исследователями указывается на тот факт, что только в водах, связанных с нефтяными и газовыми месторождениями, в которых часто повышено содержание иода, величина данного отношения небольшая. В остальных же подземных водах, обычно обедненных иодом, величина $\frac{\text{Br}}{\text{I}}$ несколько больше.

Глава 2

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Экспериментальное моделирование при гидрогеохимических исследованиях применяется: а) для подтверждения результатов натурных исследований; например, при изучении пород в качестве источников вещественного состава подземных вод, при изучении процессов взаимодействия подземных вод с породами (доломитизации и др.) и т. д.; б) когда метод экспериментального моделирования является практически единственным для решения гидрогеохимических вопросов; например, при установлении роли факторов давления и температуры в формировании химического состава подземных вод и др.

Самостоятельно метод экспериментального моделирования применяется редко. В основном в комплексе с другими методами, чаще всего с методом естественноисторического анализа. Главная особенность метода, в частности, в отличие от метода естественноисторического анализа — это возможность получать более достоверные результаты. Этот метод позволяет оценивать результаты не только качественно, но и количественно. Получаемые в ходе экспериментального моделирования количественные показатели гидрогеохимических процессов, протекающих под влиянием того или иного фактора (или группы факторов), могут использоваться для оценки гидрогеохимических процессов в других природных условиях, с другим набором действующих факторов.

Успешное применение метода в ряде случаев объясняется большей его экономичностью по сравнению с другими методами.

Так, например, выполнение исследования некоторых гидрогеохимических вопросов с помощью естественноисторического метода требует значительных затрат на проведение полевых и лабораторных работ. Экспериментальное же моделирование исключает полевые работы и поэтому обходится дешевле.

Преимущество экспериментального моделирования перед другими методами гидрогеохимических исследований заключается: а) в возможности воспроизведения физико-химических процессов формирования состава подземных вод и выяснении характера источников элементов в водах; б) возможности изучения кинетики процессов; в) возможности учета одновременно многих природных факторов, влияющих на формирование химического состава подземных вод; г) возможности выделения среди многих факторов одного, главного; д) схематизации гидрогеохимических признаков (процессов, источников, факторов и др.).

Метод экспериментального моделирования имеет и недостатки. Один из существенных недостатков — неточность соответствия экспериментальной модели натурным геологическим условиям, что создает опасность выбора неадекватной модели. Так, например, взаимодействие подземных вод с породами изучается посредством моделирования на образцах керна небольшого размера, что не соответствует огромной протяженности водоносных комплексов. При моделировании взаимодействие подземных вод с породами осуществляется за короткое время в отличие от длительного геологического времени и т. д. Это создает трудности при интерпретации результатов эксперимента и приближении их к реальной обстановке.

Экспериментальное моделирование для изучения формирования химического состава подземных вод направлено на решение теоретических и практических задач. Важнейшие теоретические задачи — выявление процессов формирования состава вод; исследование факторов, определяющих формирование состава вод; изучение пород и газов как источников элементов в подземных водах. Практические задачи: прогнозирование изменения естественной гидрогеохимической обстановки и фильтрационных свойств пород под влиянием закачки (сброса) в водоносные комплексы и горизонты инородных растворов при захоронении промстоков и для поддержания давления в процессе эксплуатации нефти и газа; изменение состава вод при подземном выщелачивании из пород полезных компонентов и т. д. При решении этих задач основным видом экспериментального моделирования является исследование взаимодействия подземных вод (или модельных растворов) с породами. В зависимости от характера решаемых задач экспериментально исследуются либо равновесные системы, либо проводятся исследования кинетики установления равновесия. Большая часть теоретических вопросов формирования химического состава подземных вод (т. е. факторов и процессов, а также источников элементов в водах) экспериментально изучаются при доведении

системы раствор — порода до состояния равновесия. Это фиксируется по результатам анализа проб раствора, провзаимодействовавшего с породой; состояние равновесия отвечает прекращению изменений в составе раствора и возвращению раствора к исходному составу.

В неравновесных условиях эксперименты проводятся с целью решения ряда специальных задач. Например, в случае исследова-

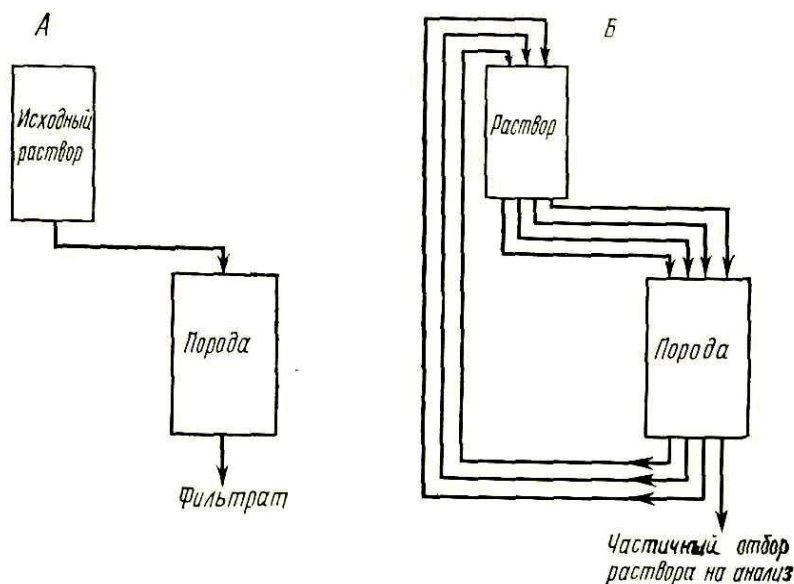


Рис. 18. Схема однократной (А) и многократной (Б) фильтрации растворов через породу

ния характера физико-химических процессов взаимодействия вод с породами при подземном захоронении промстоков, когда формируются сложные гетерогенные системы. При нагнетании промстоков в пласт происходит отжатие подземных вод от скважины и образуется участок с преобладанием процессов взаимодействия промстоков с породой, т. е. возникает система промсток — порода. Эта система в период всей закачки остается неравновесной, так как постоянно в ее пределы поступают свежие порции промстоков. В случае установившегося режима закачки процессы в неравновесной системе промсток — порода стационарны.

Эксперименты по изучению характера взаимодействия вод с породами проводятся в динамических условиях, что приближает опыт к естественным гидродинамическим обстановкам водонос-

ных комплексов и горизонтов. Скорость движения воды через образец породы определяется конкретной задачей эксперимента.

Воспроизведение динамических условий для экспериментального решения вопросов формирования химического состава подземных вод и физико-химических процессов в случае изучения равновесных и неравновесных систем осуществляется различными приемами. Так, равновесные системы раствор — порода изучаются однократной и многократной фильтрацией раствора через образец породы. Неравновесные системы изучаются чаще всего однократной фильтрацией раствора через образец породы. Однократная фильтрация осуществляется одноразовым пропусканием каждого отдельного объема воды через образец породы; многократная — многократным пропусканием одного объема (рис. 18). В первом случае изменения в составе воды и породы — это результат однократного взаимодействия воды и породы, во втором — многократного. Производится сравнительная оценка взаимодействия вод с породами в динамических и статических условиях. Опыты в статических условиях осуществляются взбалтыванием раздробленных проб пород с растворами.

Эксперименты в условиях повышенных давления и температуры проводятся на специально сконструированных приборах серийного производства. Из приборов серийного производства используется УИПК-1М; работа на этой установке возможна при давлениях геостатическом до 600 атм, гидростатическом до 300 атм и температуре до 80° (рис. 19); величины того и другого получаются расчетным путем.

Геостатическое давление на систему раствор — порода создается боковым и торцевым обжимом металлического стакана с породой, предварительно насыщенной исследуемым раствором. Давление создается работой ручного пресса. Гидростатическое давление создается механическим прессом. Температура в системе раствор — порода повышается до заданной величины циркуляцией по наружной стороне металлического стакана нагретой жидкости или масла. Геостатическому давлению система подвергается до начала фильтрации раствора через породу. При меньших давлениях можно использовать прибор, состоящий из металлического стакана (для породы), соединенного системой трубок с емкостью, заполненной раствором; давление на раствор создается газообразным азотом (рис. 20). Максимальное гидростатическое давление при работе на этом приборе 150 атм. Систему раствор — порода можно исследовать на этом приборе при повышенной температуре, которая создается путем обогрева металлического стакана электрической обмоткой. Возможна постановка опытов только при повышенных температурах; тогда давление создается минимальным и используется в целях продавливания раствора через породу. При атмосферном давлении и комнатной температуре эксперименты проводятся фильтрацией растворов через породы, помещаемые в стеклянные трубки; растворы подаются из емкостей.

тей, располагаемых над трубками; давление поддерживается постоянным и приравнивается высоте раствора в трубках (рис. 21). Опытами при атмосферных условиях в стеклянных трубках можно одновременно изучать взаимодействие нескольких разных по составу растворов с различными породами. Породы, используемые в опытах на этом приборе, должны быть раздробленными. В опы-

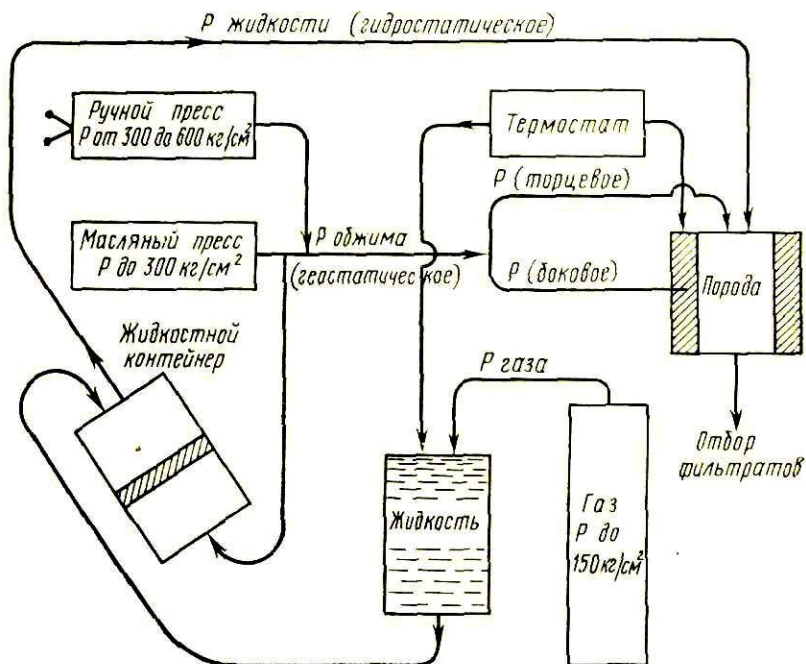


Рис. 19. Схема установки УИПК-1М

тах на первых двух приборах они могут быть раздробленными и в виде кернов. В каждом отдельном опыте исследуется только один образец породы.

Экспериментально изучаются преимущественно следующие физико-химические процессы взаимодействия вод с породами: растворение, выщелачивание, сорбция, выпадение в осадок, катионный обмен.

При взаимодействии вод с породами исследуется влияние на формирование химического состава подземных вод таких факторов, как давление, температура, фильтрационная неоднородность пород, ионный состав вод. В качестве источников элементов в подземных водах изучаются газы, в частности углекислый газ, и различные породы — терригенные (песчано-глинистые), карбонат-

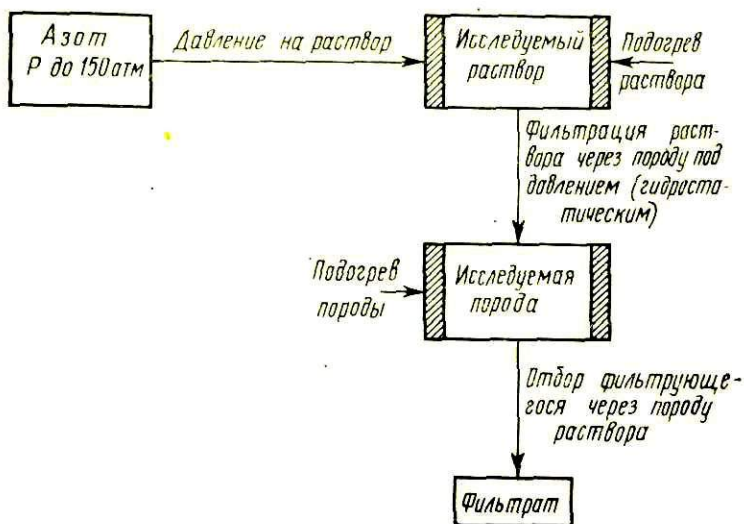


Рис. 20. Схема взаимодействия растворов с породами при повышенном гидростатическом давлении и повышенной температуре

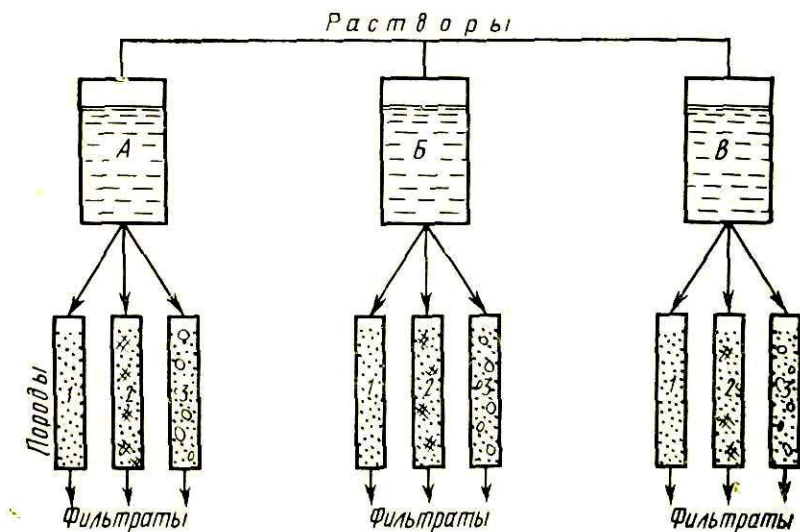


Рис. 21. Схема взаимодействия растворов с породами в условиях атмосферного давления и температуры

ные, сульфатные, галогенные, изверженные. Породы изучаются и с позиций минералогических особенностей — песчаные полевошпатовые, песчаные кварцевые; карбонатные — известняковые, доломитовые; сульфатные — гипсовые, ангидритовые; галогенные — галитовые, калийные, карналлитовые и др.

Влияние давления и температуры изучается при постоянных и изменяющихся их значениях. В последнем случае давление и температура изменяются поинтервально. В опытах при одном из изменяющихся давлений (геостатическом или гидростатическом) другое остается постоянным. Температурный фактор изучается или одновременно с фактором давления или отдельно.

Влияние фильтрационных свойств пород на физико-химические изменения в системе подземная вода — порода изучается посредством фильтрации воды определенного состава через несколько образцов геохимически однородной породы, но с различной проницаемостью. При этом одновременно исследуются изменения проницаемости пород и химического состава вод. Проницаемость и ее изменения изучаются по растворам и газу. В комплексе исследований водно-физических свойств пород входит также определение естественной влажности и пористости.

Влияние состава вод на физико-химическое состояние данной системы учитывается использованием в экспериментах вод различного состава. Воды чаще всего представлены естественными образцами, реже — растворами, приготовленными в лаборатории, а также дистиллированной водой. Для учета влияния газов на взаимодействие вод с породами газы (чаще всего CO_2) подаются под давлением к взаимодействующей системе вода — порода. Экспериментально могут исследоваться одновременно или несколько, или максимально возможное число факторов. При этом возможно учитывать изменчивость факторов (одного, двух и т. д. в зависимости от поставленных задач). При экспериментальном исследовании роли литолого-геохимических и фильтрационных свойств пород, ионных особенностей вод, роли газов в формировании химического состава подземных вод (каждого фактора в отдельности или всех вместе), величины давления и температуры обычно устанавливаются близкими к величинам, свойственным районам исследований. Исследование влияния на взаимодействие вод с породами изменений одного какого-либо фактора проводится при равных прочих условиях.

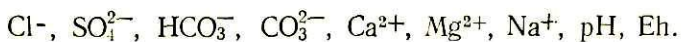
О конкретных источниках элементов, появляющихся в водах после их взаимодействия с породами, и о характере этих процессов судят по изменениям в составе воды и породы, происшедших во время опыта. Изменения в химическом составе воды определяются анализом профильтрованной пробы и сравнением результатов анализа с составом воды до опыта.

Появление в воде, профильтрованной через терригенную, карбонатную или сульфатную породу, хлора и натрия, свидетельствует о растворении водно-растворимого комплекса засоленных

пород. Присутствие в воде, профильтровавшейся через полево-шпатовый песчаник, гидрокарбонат-иона и натрия указывает на процесс углекислотного выщелачивания полевого шпата. Появление в минерализованной хлоридной натриевой воде, провзаимодействовавшей с известняком, кальция говорит о выщелачивании известняка под влиянием повышенной ионной силы и т. д.

В исходной воде и в фильтрах определяется содержание хлора, сульфат-иона, карбонат- и гидрокарбонат-иона, натрия, кальция, магния, замеряются рН и Eh. Результаты химического анализа воды выражаются в ионной и эквивалентно-процентной формах. На основании первой формы рассчитывается разность концентраций ионов, на основании второй — устанавливается положение водных растворов до и после эксперимента в классификации вод по химическому составу. Это позволяет следить в ходе эксперимента за переходом растворов из одних гидрогеохимических типов в другие.

Анализ пород состоит из минералогического, химического, электронномикроскопического и определения физических свойств. Минералогический анализ пород проводится по шлифам, обращается внимание на состав породообразующих и аксессуарных минералов, пористость, трещиноватость. Шлифы просматриваются на поляризационном микроскопе. Химический анализ пород включает определение общего состава, водно-растворимой части, емкости поглощения, состава обменных катионов и количественный спектральный анализ. Следует обращать внимание на присутствие в терригенных породах карбонатных и сульфатных, а в карбонатных, сульфатных и галогенных породах — силикатных примесей. В породах определяются CaO, MgO, CO₂, SO₃, SO₄, Na₂O, K₂O, органический углерод, железо по принятым методикам. Состав водно-растворимой части пород или осадков определяется путем водной вытяжки, в которой анализируются



Электронномикроскопический анализ проводится для выяснения характера трещиноватости и пористости пород на сканирующем электронном микроскопе.

В определение физических свойств пород входит определение удельного веса, объемного веса, остаточной воды (в %) к объему пор, общей пористости, газопроницаемости до и после опыта, водопроницаемости во время опыта.

Из перечисленных видов анализа выбирается несколько в зависимости от поставленной перед экспериментом задачи. Минералогический и химический состав породы определяются, как правило, при любом эксперименте, преследующем целью изучение взаимодействия воды с породой для правильной оценки его результатов. При этом изменения в составе породы изучаются путем анализа водно-растворимой части породы до и после взаимодей-

ствия с водой и сравнения с изменениями в составе воды. В отдельных случаях изменения в химическом составе породы фиксируются на изменениях в составе воды, исходя из того, что в изолированной двухфазовой системе изменения в составе одной фазы соответствуют качественно обратным и количественно равным изменениям другой фазы. Чаще всего качественные и количественные изменения, происходящие в ходе эксперимента под влиянием различных факторов в подземных водах в системе подземная вода — порода, получаются как разность между результатом химического анализа вод после и до эксперимента.

Для наглядного изображения характера и интенсивности миграции ионов в ходе экспериментов составляются графики-диаграммы. Они строятся раздельно в соответствии с условиями экспериментов — для каждого условия свой график-диаграмма. Графики-диаграммы — двумерные. По оси абсцисс откладываются номера фильтратов (по порядку их отбора), давление (в атм) или температура и т. д., по оси ординат — содержание ионов в профильтровавшихся пробах воды или разность между содержанием ионов в фильтратах и исходном растворе, или же разность между содержанием ионов в каждом двух соседних фильтратах (мг·экв/л).

Экспериментальное исследование формирования химического состава подземных вод обязательно включает такие методические вопросы, как воспроизводимость результатов экспериментов и контроль анализа. Воспроизводимость достигается неоднократным повторением эксперимента. Сходимость результатов повторных экспериментов свидетельствует об отсутствии ошибок в проведении опытов.

Из-за несовершенства измерительных приборов все измерения в экспериментах проводят с известной степенью точности, т. е. экспериментальные данные всегда содержат погрешности. При этом необходимо сделать правильный вывод по результатам эксперимента с учетом оценки погрешности результатов измерения. Задача определения погрешности измеренной опытным путем величины далеко не проста. Основная трудность здесь в том, что на результаты эксперимента действует большое число разнообразных факторов, проанализировать многие из которых практически невозможно. Поэтому истинное значение погрешности измеренной величины остается неизвестным. Отсюда следует, что задачей теории ошибок может быть только максимально достоверная оценка погрешности измерений. Такая оценка основывается на закономерности, которую называют статистической устойчивостью. Сущность ее состоит в том, что средний результат бесконечно большого числа наблюдений оказывается практически постоянной величиной, и чем больше число наблюдений, тем ближе их средний результат к истинному замеру.

Для получения оптимальной оценки значения измеряемой величины в классической теории ошибок вводится постулат о сред-

нем арифметическом как наиболее вероятном значении измеряемой величины. Вероятность отдельных ошибок зависит только от их величины, а, кроме того, наилучшим приближением к искомым параметрам какой-либо функциональной зависимости будет тот, при котором сумма квадратов отклонений наблюдаемых и вычисленных значений функции минимальна. При помощи этого постулата и тесно связанного с ним предположения о нормальном законе распределения ошибок экспериментов разработаны удобные и сравнительно простые математические схемы нахождения оценок значений измеряемых величин, параметров функциональных зависимостей, проверки статистических гипотез и т. д.

При лабораторном анализе проб воды и водных вытяжек из пород производится общий контроль анализа и контроль результатов определения содержания в водах различных компонентов. Для осуществления общего контроля анализа воды необходимо иметь лабораторные данные по содержанию в водах всех основных макрокомпонентов. Правильность анализа контролируется процентом ошибки анализа, которая в случае полной минерализации вычисляется по формуле

$$X = \frac{A - K}{A + K} 100,$$

где A и K — соответственно суммы анионов и катионов (в мг·экв); X — общий процент погрешности анализа всех макрокомпонентов в целом.

Допустимые проценты ошибки анализа исходя из инструкции Министерства геологии СССР для вод с различной степенью минерализации следующие: для вод со степенью минерализации более 15 мг·экв/л — 2; 5—15 — 2—5%; 3—5 мг·экв/л — 5—10%.

Величины расхождения в результатах анализа одного компонента получаются при повторном его определении и вычисляются по формуле

$$П(\%) = \frac{2(P_1 - P_2)}{P_1 + P_2} 100,$$

где P_1 — больший результат из двух сопоставляемых определений; P_2 — меньший результат.

Допустимые величины расхождения результатов анализа отдельных компонентов приведены в инструкции Министерства геологии СССР (1962) и выборочно приводятся в табл. 1.

Экспериментальное исследование формирования химического состава подземных вод представляет значительные трудности главным образом из-за необходимости учета множества факторов и получения при этом достаточно достоверных результатов. Планирование эксперимента предполагает поиск рациональной последовательности получения данных. Другими словами, при минимальной затрате времени и средств получение максимума инфор-

Допустимые величины расхождения между повторными определениями отдельных элементов при производстве химического анализа воды

Компоненты	Допустимые расхождения
Аммоний-ион	0,05—0,1 мг/л, если содержание не превышает 0,5 мг/л; при более высоких концентрациях — 20% относительных
Бор	колориметрическое определение: 0,1 мг/л, если его содержание не превышает 0,5 мг/л; при более высоких концентрациях — 10% относительных
Бром-ион	2 мг/л, если его содержание не превышает 50 мг/л; при более высоких концентрациях — 4% относительных
Гидрокарбонат-ион	10 мг/л
Жесткость общая	0,2 мг-экв/л, если общая жесткость не превышает 10 мг-экв/л; при более высокой жесткости — 2% относительных
Йод-ион	Объемное определение: 1 мг/л, если содержание йода более 2 мг/л
Кальций-ион	3 мг/л, если его содержание не превышает 100 мг/л; при более высоких концентрациях — 3% относительных
Кремневая кислота	2 мг/л H_2SiO_4 , если ее содержание не превышает 15 мг/л; при более высоких концентрациях — 15% относительных
Магний-ион	1,5 мг/л, если его содержание не превышает 50 мг/л; при более высоких концентрациях — 3% относительных
Мышьяк	1—2 мкг/л, если его содержание не превышает 10 и 10—20 мкг/л, при его концентрациях 10—100 мкг/л
Натрий-ион	3 мг/л, если его содержание не превышает 50 мг/л; при более высоких концентрациях — 6% относительных
Сульфат-ион	3—5 мг/л, если его содержание не превышает 25 и 5—10 мг/л, если его содержание 25—300 мг/л; при более высоких концентрациях — 3% относительных
Сухой остаток	10 мг/л, если сухой остаток не превышает 500 мг/л; при более высокой минерализации — 2% относительных
Хлор-ион	Объемное определение: 4 мг/л, если его содержание не превышает 200 мг/л; при более высоких концентрациях — 2% относительных

мации об интересующем объекте. При этом возникает необходимость решения задач по выбору из множества экспериментов оптимально возможного числа его и оценке необходимого числа наблюдений за признаками при проведении каждого отдельного эксперимента.

Оценка необходимого числа наблюдений за признаками является важнейшим этапом в постановке любого эксперимента. При нахождении необходимого числа наблюдений используется средняя арифметическая \bar{x} из ограниченного числа измерений n

признака. Такое значение средней арифметической является оценкой истинного значения признака:

$$\bar{X}_{\text{ист}} = \bar{X} \pm t_p[n-1] S[\bar{X}], \quad (1)$$

где $t_p[n-1]$ — значение коэффициента Стьюдента для вероятности p при числе измерений n ; $S[\bar{X}] = \frac{W_n}{d_n \sqrt{n}}$ — ошибка среднего значения.

Произведение $t_p[n-1]s[\bar{x}]$ — доверительный интервал, на величину которого с вероятностью p истинное значение ($\bar{x}_{\text{ист}}$) может отличаться от \bar{x} . Отсюда следует, что средняя арифметическая тем определеннее отражает истинное значение, чем меньше величина этого доверительного интервала:

$$I_p = \frac{W_n}{d_n \sqrt{n}} t_p[n-1], \quad (2)$$

где W_n — размах числа наблюдений; d_n — коэффициент для оценки стандартного отклонения по размаху варьирования.

Из уравнения (2) следует, что, увеличивая число измерений, можно уменьшить величину доверительного интервала I_p до любых пределов и тем самым максимально приблизить среднюю арифметическую величину признака к его истинному значению. Число n при этом соответствует необходимому числу наблюдений за признаком. Выражение (2) можно преобразовать для установления необходимого числа измерений, обеспечивающего заданную величину отклонения среднего от истинного значения признака:

$$n = \frac{W_n^2}{d_m^2} \cdot \frac{t_p^2[m-1]}{I_p^2} = \frac{mW_m^2 K_w}{I_p^2}; \quad K_w = \frac{t_p[m-1]}{d_m \sqrt{m}}, \quad (3)$$

где m — число измерений в предварительном эксперименте.

При необходимости учета влияния различных факторов на результат эксперимента резко возрастает число различных комбинаций экспериментов. Так, для учета влияния четырех факторов, каждый из которых может принимать по 5 значений, требуется провести $5^4=625$ экспериментов, что явно нереально. Возникает необходимость уменьшения опытов за счет сокращения несущественных факторов.

Количественная характеристика процессов взаимодействия подземных вод с породами в ходе экспериментов может быть получена путем обработки результатов экспериментов, выполненных на основе рационального их планирования. Многофакторная система, которой является система подземная вода — порода, для установления тех или иных гидрогеохимических закономерностей требует проведения огромного числа экспериментов, что вызывает большие трудности. Рациональное планирование экспериментов позволяет значительно уменьшить число факторов, выделить главные, сократить набор вариантов для каждого из рассматриваемых

фильтрации b и скорости фильтрации d) также в пяти значениях, выделяется 25 малых квадратов (5^2-25). Полное сочетание четырех факторов по пяти значений каждого образует 625 (25×25) малых квадратов. Таким образом, без планирования экспериментов для выявления влияния на взаимодействие вод с породами четырех факторов при пяти различных значениях каждого из факторов необходимо провести 625 опытов.

Планирование позволяет сократить число опытов. Производится это следующим образом. В большом комбинационном квадрате средние квадраты по вертикали соответствуют номерам значений (вариантов) фактора a , а по горизонтали — номерам значений (вариантов) фактора c . В среднем квадрате малые квадраты соответствуют по вертикали номерам значений (вариантов) фактора b , а по горизонтали — фактора d . Для каждого из значений одного из факторов все значения (варианты) остальных трех факторов встречаются одинаково часто. Например, для фактора a при значении, равном единице, встречаемость значений факторов c , d , b каждого равна 15 ($c=1, 2, 3, 4, 5, d=1, 2, 3, 4, b=3, 4, 5, 2, 1$). Поэтому при определении количества опытов для $a=1$, влияние трех других факторов осредняется, т. е. $15:5=3$ (тогда $b=3, c=3; d=3$), и тем самым нивелируется. Произведя подобное осреднение для каждого из пяти значений фактора a , находится зависимость результата экспериментов только от этого фактора при нейтрализации трех остальных. Аналогичным путем выявляется воздействие на результат экспериментов только фактора b , только фактора c и только фактора d . Меняя порядок осреднения, оказывается возможным из 25 опытов найти влияние на конечный результат экспериментов всех четырех факторов. Условия этих 25 опытов показаны заштрихованными малыми квадратами (один малый квадрат помещается в одном среднем). Таким образом, в данном случае можно вместо 625 опытов провести лишь 25, чтобы получить конечный результат. *

Глава 3

КЛАССИФИЦИРОВАНИЕ

Классифицирование — один из распространенных приемов систематизации вообще и в гидрогеохимии в частности. При гидрогеохимических исследованиях систематизируются: подземные воды по химическому составу; факторы, определяющие распределение химических типов подземных вод; химические свойства подземных вод и сами воды в связи с их использованием в различных отраслях народного хозяйства и др. В связи с большим разнообразием в природе химических типов вод и необходимостью их упорядочения при решении теоретических и практических задач особенно широ-

кое развитие получило классифицирование подземных вод по химическому составу. Оно является одной из первых стадий изучения водоносных горизонтов и комплексов с гидрогеохимических позиций. Химический состав подземных вод характеризуется качественно и количественно. Количественная характеристика отражает суммарное содержание в подземных водах минеральных веществ. Органические вещества и газы по сравнению с минеральными составляют в подземных водах, как правило, незначительную часть и поэтому в их количественной характеристике участвуют не всегда. Качественная характеристика состава подземных вод дается на основании присутствующих в воде ионов минеральных веществ. Реже она проводится по газовому составу, содержанию органических веществ и содержанию элементов, присутствующих в водах в микроколичествах. В настоящее время разработано большое число классификаций подземных вод по химическому составу. В основу классификаций заложены различные принципы, в результате чего при пользовании разными классификациями одна и та же подземная вода получает неодинаковое наименование. Это вносит путаницу в представления о химическом составе подземных вод, что мешает правильной оценке формирования их геохимических свойств и их практического использования.

Количественная характеристика химического состава подземных вод — суммарное содержание минеральных веществ в водах — известна в литературе как «соленость», «минерализация», «общая минерализация», «концентрация» и др. Характеристика ионного состава вод, как правило, приводится под названием «химический состав», «ионный состав» и др. В целом совокупность количественной и качественной характеристик состава подземной воды, являющейся с геохимических позиций минералом, представляет собой минерализацию. Отсюда для характеристики количества содержащихся в водах минеральных веществ правильнее пользоваться термином «степень минерализации», а для характеристики качества этих веществ (их ионного состава) — «характер минерализации». С этих позиций в данной главе рассматривается классифицирование подземных вод по степени минерализации и по характеру минерализации, кроме того, в прикладных целях.

§ 1.

КЛАССИФИЦИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПО СТЕПЕНИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Классифицированием подземных вод по степени минерализации пользуются для решения многих теоретических и прикладных вопросов. Для классифицирования пользуются классификациями, которые составлены разными авторами с различной детальностью и различными числовыми градациями, что часто диктуется требо-

ваниями конкретных задач. Так, например, при поисках редкометальных месторождений гидрогеохимическим методом выделяется несколько групп среди подземных вод со степенью минерализации до 200 мг/л; при изысканиях для водоснабжения в районах с засушливым климатом — несколько групп со степенью минерализации до 12 г/л (воды со степенью минерализации до 3 г/л считаются пригодными для питьевых целей, до 5 г/л — для водопоя лошадей, до 8 г/л — верблюдов, до 12 г/л — каракулевых овец) и т. д.

При решении некоторых теоретических вопросов пользуются классификациями, которые предусматривают выделение в самостоятельные группы вод, соответствующих по степени минерализации инфильтрационным, океаническим и водам сложного формирования. В каждом отдельном случае, исходя из целей и задач, можно пользоваться той или иной классификацией, наиболее полно отвечающей требованиям данной конкретной задачи.

Широко известны классификации вод по степени минерализации В. И. Вернадского (1933—1936), И. К. Зайцева (1945; 1972), А. В. Щербакова (1962), Е. В. Пиннекера (1966) и др. (табл. 2).

В. И. Вернадский выделил следующие классы вод: пресные <1 г/л, соленые 1—50 г/л, рассолы >50 г/л. Позже (1933—1936) им был дополнительно выделен класс солоноватых вод со степенью минерализации 1—10 г/л (см. табл. 2). Классификация В. И. Вернадского до сих пор широко используется. Некоторыми исследователями в нее были внесены отдельные дополнения. Так, В. А. Приклонский (1935, 1949) класс солоноватых вод разбил на две группы: а) 1—3; б) 3—10 г/л. В 1948 г. О. А. Алевкин предложил систематизировать подземные воды следующим образом а) пресные до 1 г/кг; б) солоноватые 1—25 г/кг; в) морской солености 25—50 г/кг; г) соленые >50 г/кг. В дальнейшем классификационные построения были направлены на детализацию градаций степени минерализации вод. А. В. Щербаковым (1962) классы пресных, солоноватых, соленых и рассольных вод были подразделены на две-три группы (см. табл. 2).

Значительной детализации подверглись подземные воды со степенью минерализации до 50 г/л в классификации ВСЕГИНГЕО (1960), предложенной для методического руководства при составлении гидрогеологических карт. Им выделены группы вод со степенью минерализации до 0,1; 0,1—0,5; 0,5—1; 1—3; 3—5; 5—7; 7—10; 10—15; 15—30; 30—50 г/л. В 60-х годах с появлением новых сведений о химическом составе подземных вод большое внимание обращается на систематизацию соленых и рассольных вод. М. Г. Валяшко (1962), И. К. Зайцев (1945; 1972), Е. В. Пиннекер (1966) рекомендовали классифицировать рассольные воды. По классификации М. С. Гуревича — Н. И. Толстихина (1961), выделяются пресные, солоноватые, соленые и рассольные подземные воды, которые еще дробятся на ряд групп (см. табл. 2).

Примеры классификаций подземных вод по степени минерализации

Воды	Величина степени минерализации			Автор классификации
	г/л	г/кг	удельный вес, г/см ³	
1	2	3	4	5
Пресные Солоноватые Соленые Рассолы	<1,0 1,0—10,0 10—50,0 >50,0			В. И. Вернадский (1933—1936)
Пресные а) б)	<0,5 0,5—1,0	<1,0		И. К. Зайцев (1945, 1972)
Солоноватые а) б)	1,0—3,0 3,0—10,0	1,0—35,0		
Соленые	10,0—50,0			
Рассолы а) б) в)	50,0—110,0 110,0—270,0 >270,0	>35,0		
Пресные Солоноватые С морской соленостью Рассолы		до 1,0 1,0—25,0 25,0—50,0 >50,0		О. А. Алекин (1970)
Пресные а) резко пресные б) умеренно пресные в) нормально пресные Солоноватые а) слабосоленые б) солоноватые Соленые а) слабосоленые б) соленые Рассолы а) слабые б) крепкие в) резко крепкие	0,2 0,2—0,5 0,5—1,0 1,0—3,0 3,0—10,0 10,0—30,0 30,0—50,0 50,0—100,0 100,0—320,0 >320,0			А. В. Щербаков (1962)
Пресные Солоноватые Соленые	<1,0 1,0—35,0 >35,0			М. Г. Валяшко (1962)

1	2	3	4	5
Рассолы				Е. В. Пиннекер (1966)
а) слабые	36,0—150,0	35,0—135,0	1,025—1,105	
б) крепкие	150,0—320,0	135,0—265,0	1,105—1,220	
в) весьма крепкие	320,0—500,0	265,0—370,0	1,22—1,35	
г) предельно насыщенные	>500,0	>370,0	>1,35	
Пресные				Ж. С. Сыдыков (1974)
а) ультрапресные	<0,1	<0,1	1,0	
б) пресные	0,1—0,5	0,1—0,5	1,0—1,0001	
в) умеренно пресные	0,5—1,0	0,5—1,0	1,0001—1,0005	
Переходные (солончатые)				
а) слабосолончатые	1,0—3,0	1,0—3,0	1,0005—1,0015	
б) солончатые	3,0—5,0	3,0—5,0	1,0015—1,0025	
в) сильносолончатые	5,0—10,0	5,0—10,0	1,0025—1,0055	
Соленые				
а) слабосоленые	10,1—25,4	10,0—25,0	1,0055—1,0155	
б) соленые	25,4—36,0	25,0—35,0	1,0155—1,025	
Переходные крепкосоленые	36,0—52,0	35,0—52,0	1,025—1,035	
Рассолы				
а) слабые	52,0—79,0	50,0—75,0	1,035—1,055	
б) средние	79,0—150,0	75,0—135,0	1,055—1,105	
в) крепкие	150,0—330,0	135,0—270,0	1,105—1,225	
г) весьма крепкие	330,0—500,0	270,0—370,0	1,225—1,350	
д) сверхкрепкие	500,0	370,0	1,350	
Сверхпресные	<0,01			М. С. Гуревич и Н. И. Толстихин (1961)
Пресные	0,01—1,0			
наиболее пресные	0,01—0,03			
очень пресные	0,03—0,1			
нормальнопресные	0,01—0,5			
пресноватые	0,5—1,0			
Солончатые	1,0—10,0			
слабосолончатые	1,0—3,5			
сильносолончатые	3,5—10,0			
Соленые	10,0—50,0			
слабосоленые	10,0—35,0			
сильносоленые	35,0—50,0			
Рассолы	>50			
слабоконцентрированные	50,0—100,0			
крепкие	100,0—270,0			
очень крепкие	270,0—350,0			
сверхкрепкие	>350			

В классификациях различных авторов величина степени минерализации выражена в разных единицах; чаще всего в г/л, реже — в г/кг и еще реже — в величинах удельного веса воды и в градусах Боме. Как правило, в каждой отдельной классификации степень минерализации выражена в какой-либо одной форме, но в классификациях И. К. Зайцева и Е. В. Пиннекера — в нескольких. В четырех формах она выражена в классификации Ж. С. Сыдыкова и К. М. Давлетгалиевой (1974). Наиболее распространенной и удобнопользуемой формой выражения минерализации является г/л.

В подавляющем большинстве классификаций обязательными являются категории пресных, солоноватых, соленых и рассольных вод. В каждой из категорий выделяются более мелкие структурные единицы — виды вод с более детальными градациями по степени минерализации. Несколько особняком стоит классификация Ж. С. Сыдыкова и К. М. Давлетгалиевой. В ней воды делятся на три основные категории пресных, соленых вод и рассолов и на две категории переходных вод от пресных к соленым и от соленых к рассолам (см. табл. 2).

Граничные величины степени минерализации вод одних и тех же классификационных категорий в классификациях различных авторов часто неодинаковы. Общепринятой является только величина степени минерализации, характеризующая верхнюю границу пресных вод, т. е. 1 г/л; она обязательно присутствует во всех классификациях. Для солоноватых вод за верхнюю границу степени минерализации, переходную к соленым, принимается чаще всего величина 10 г/л; но встречаются величины 35 г/л (в классификации М. Г. Валяшко); 25 г/кг (у О. А. Алекина); 35 г/кг (у И. К. Зайцева). Для соленых вод за верхнюю границу степени минерализации, переходную к рассольным, принимаются во многих классификациях величины 35 и 50 г/л; встречаются величины 35 и 50 г/кг. Рассолы делятся на группы вод со степенью минерализации 270, 320, 500 г/л.

Расхождения в величинах, характеризующих степень минерализации вод различных классификационных категорий, объясняются неодинаковым подходом исследователей к их обоснованию.

Граничные величины степени минерализации вод обосновываются или с теоретических позиций, или на основании региональных исследований, или использования подземных вод в практических целях. К первым относятся классификации В. И. Вернадского, О. А. Алекина, М. Г. Валяшко; ко вторым и третьим — классификации И. К. Зайцева, А. В. Щербакова, Е. В. Пиннекера, Ж. С. Сыдыкова и К. М. Давлетгалиевой и др. Широко распространенная в классификациях величина 35 г/кг соответствует средней минерализации морской воды нормальной солености и употребляется для подземных вод в связи с тем, что происхождение последних некоторыми исследователями тесно увязывается с седиментационными водами. Эта величина часто принимается за гра-

ничную между двумя группами вод: соленых и рассольных. В. И. Вернадский, Ф. П. Саваренский, В. А. Приклонский и другие к рассольным водам относили природные растворы с содержанием растворенных веществ больше 5% от веса, т. е. выше 50 г/кг. И. К. Зайцев, М. Г. Валяшко и др. к рассолам относят природные растворы с суммой растворенных веществ, превышающей 35 г/кг. А. М. Овчинников выделил группу природных вод, переходных от соленых к рассолам с суммой растворенных веществ 35—50 г/л. В настоящее время величина 35 г/кг многими исследователями принимается за нижнюю границу рассолов. Обоснование многих граничных величин степени минерализации вод с теоретических позиций заключается в выделении тех градаций степени минерализации, которые соответствуют интервалам изменений в составе вод, происходящих в связи с физико-химическими превращениями и сменой одних равновесных систем другими. Последние выявлены экспериментально при выпаривании морских вод в лабораторных и полевых условиях. Получены величины минерализации около 130, около 270, около 320 и 340 г/кг. Они соответствуют различным соленастям морской воды в связи с разными стадиями галогенеза: 130 — с началом образования в морской воде и осаждения из нее твердого гипса; 270 — галита; 320 — эпсомита и сильвина; 340 г/кг — карналлита. Эти величины учитываются при разделении рассольных вод на группы.

Употребление полученных таким путем величин степени минерализации седиментационных вод для характеристики классификационных категорий подземных вод не вполне правомерно. Объясняется это тем, что химический состав подземных вод часто значительно отличается от химического состава седиментационных вод, так как сформирован в характеризующихся огромным разнообразием природных условиях. Поэтому некоторые граничные величины степени минерализации, употребляемые в классификациях подземных вод, требуют пересмотра и более точного обоснования. Для этого необходимо проанализировать распределение величин степени минерализации подземных вод различных химических типов в связи с распределением отдельных ионов.

Распределение степени минерализации в водах разного состава и взаимосвязь степени минерализации вод с ионным составом выявляются на основании вероятностно-статистической и графической обработки большого числа фактических данных. К настоящему времени кривые распределения SiO_2 , CO_2 , SO_4^{2-} , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ в природных водах различной степени минерализации получены М. Г. Валяшко анализом огромного числа фактических данных (рис. 23, 24). Из рис. 23, 24 видно, что границе в 1000 мг/кг соответствует смена преобладания карбонат-иона сульфат-ионом и кальция натрием; а границе в 10 000 мг/кг — смена преобладания сульфат-иона хлором. Эти величины являются граничными: первая — для пресных и солоноватых вод, а вторая — для солоноватых и соленых. Таким образом, отбиваются границы для

пресных и солоноватых вод (по смене карбонат-иона сульфат-ионом и кальция натрием) около 1 г/кг и для солоноватых и соленых (по смене сульфат-иона хлором) — около 10 г/кг.

Зависимость распределения ионов в подземных водах от степени минерализации установлена многими исследователями при региональном изучении различных территорий Союза ССР. По

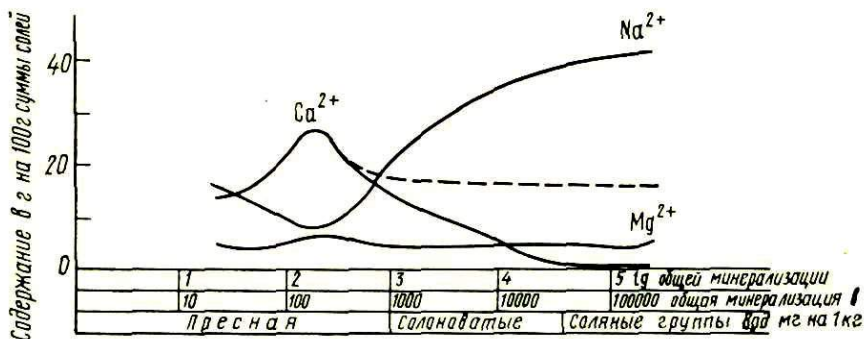


Рис. 23. Относительная роль главных катионов в формировании химического состава солевого остатка природных вод различной минерализации (Валяшко, 1965)

мнению Е. В. Пиннекера (1966), эталоном для классифицирования подземных рассолов являются подземные воды Ангаро-Ленского артезианского бассейна, так как для них характерен широкий диапазон степени минерализации. Ионный состав вод бассей-

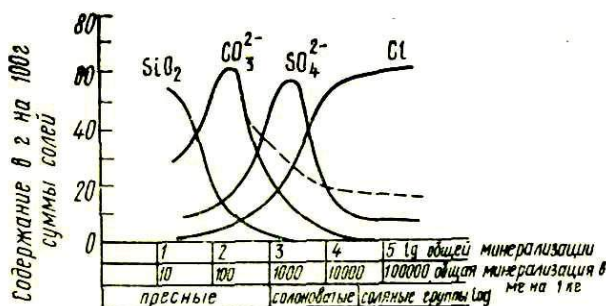


Рис. 24. Относительная роль главных анионов в формировании химического состава солевого остатка природных вод различной минерализации (Валяшко, 1965)

на зависит от степени минерализации (рис. 25), т. е. с ее увеличением хлориды натрия замещаются хлоридами кальция или магния. Интервал перехода одних в другие ясно выражен и характеризуется значениями от 290 до 350 г/л. Е. В. Пиннекером рассолы делятся на четыре группы. В первую выделяются подземные воды со степенью минерализации от 36 до 150 г/л. Это слабые рассолы преимущественно хлоридного натриевого состава с повышенным

содержанием сульфата кальция, так как при этих величинах степени минерализации еще не происходит массового выпадения в осадок сульфата кальция. Выпадает в осадок он преимущественно при степени минерализации 150 г/л. Вторая группа рассолов имеет степень минерализации 150—320 г/л. Величина 320 г/л — среднее значение интервала 290—350 г/л, являющегося переходным от хло-

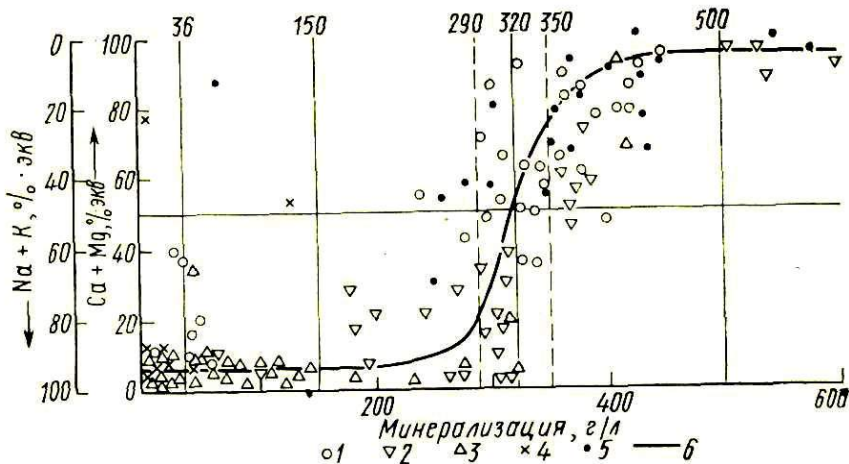


Рис. 25. Зависимость химического состава рассолов от степени минерализации (Пиннекер, 1966):

1 — терригенной; 2 — галогенной; 3 — карбонатной формации; 4 — надсолевых отложений; 5 — рассолы других регионов; 6 — линия средних значений

ридных натриевых вод к хлоридным кальциевым и магниевым. Эта величина отвечает предельной растворимости хлористого натрия в воде. В третью группу входят рассолы со степенью минерализации 320—500 г/л. Предел 500 г/л отграничивает весьма крепкие рассолы от рассолов, в которых солей больше растворителя.

Классификация подземных вод К. Е. Питьевой (1969) также учитывает взаимосвязь степени минерализации с ионным составом. В этой классификации воды с конкретным диапазоном степени минерализации имеют определенный ионный состав (классификация по ионному составу см. в § 2 данной главы). Выделяются четыре группы подземных вод с различной степенью минерализации. Первая группа — пресные воды со степенью минерализации <1 г/л. Это преимущественно гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды (гидрокарбонатный тип по анионам и кальциевый тип по катионам; классы: $\text{HCO}_3 > \text{SO}_4 > \text{Cl}$ и $\text{Ca} > \text{Mg} > \text{Na}$). Вторая группа — слабоминерализованные воды со степенью минерализации 1—10 г/л. Подземные воды этой группы разнообразны по ионному составу; они включают гидрокарбонатный, сульфат-

ный и хлоридный типы по анионам и кальциевый, магниевый и натриевый типы по катионам. В третью группу входят минерализованные воды со степенью минерализации 10—30 г/л. Подземные воды этой группы относятся к хлоридному типу по анионам и к натриевому типу по катионам. Четвертая группа включает воды со степенью минерализации >30 г/л; они относятся к хлоридному типу по анионам и к натриевому кальциевому, магниевому — по катионам. В целом в пределах степени минерализации до 10 г/л развиты подземные воды преимущественно гидрокарбонатного типа; в пределах минерализации до 5 г/л — сульфатного; с 5 до 600 г/л и более — хлоридного; до 1 и с 200 г/л и выше — кальциевого; до 1 и с 300 г/л и выше — магниевого; с 1 г/л и выше — натриевого типа. Подземные воды каждой из групп имеют более дробные деления. Так, в пределах пресных подземных вод выделяются воды со степенью минерализации менее и более 0,3 г/л; в пределах слабоминерализованных — от 1 до 5 и от 5 до 10 г/л; в пределах минерализованных — от 10 до 15 и от 15 до 30 г/л; в пределах сильно минерализованных — 30—150, 150—250, 250—320, 320—500 и >500 г/л.

Указанные основные и дополнительные величины степени минерализации вод классификации К. Е. Питьевой выявлялись с помощью графиков распределения макроионов в зависимости от минерализации. Анализировались грунтовые и пластовые подземные воды различных в стратиграфическом и литолого-геохимическом отношении водоносных комплексов многих районов. Было обработано около 10 000 анализов вод. Величины степени минерализации, соответствующие граничным условиям классификационных групп вод, а также дополнительные величины фиксируются на графиках.

На рис. 26, 27 представлены обобщающие графики зависимости распределения ионов от степени минерализации в водах терригенных, карбонатных и сульфатных отложений, отражающие практически все граничные основные и дополнительные величины степени минерализации. Основные граничные величины степени минерализации на графиках соответствуют смене ионного состава вод. Величина 1 г/л соответствует смене гидрокарбонатных кальциево-магниевых вод гидрокарбонатно-хлоридными и хлоридно-гидрокарбонатными натриевыми в пределах терригенных и карбонатных отложений и сульфатно-гидрокарбонатных кальциево-магниевых сульфатными кальциевыми — в пределах сульфатных отложений; 10 г/л — смене гидрокарбонатно-хлоридных натриевых хлоридно-гидрокарбонатными натриевыми водами в терригенных и карбонатных отложениях и сульфатно-хлоридных натриевых хлоридно-сульфатными натриевыми — в сульфатных отложениях; 30 г/л — смене хлоридно-гидрокарбонатных натриевых и хлоридно-сульфатных натриевых вод хлоридными натриевыми. Дополнительные граничные величины степени минерализации соответствуют изменению в подземных водах соотношения между аниона-

В классификации К. Е. Питьевой основные граничные величины степени минерализации подземных вод (1; 10; 30 г/л) практически совпадают или близки к величинам, разделяющим во многих классификациях пресные, солоноватые и соленые воды

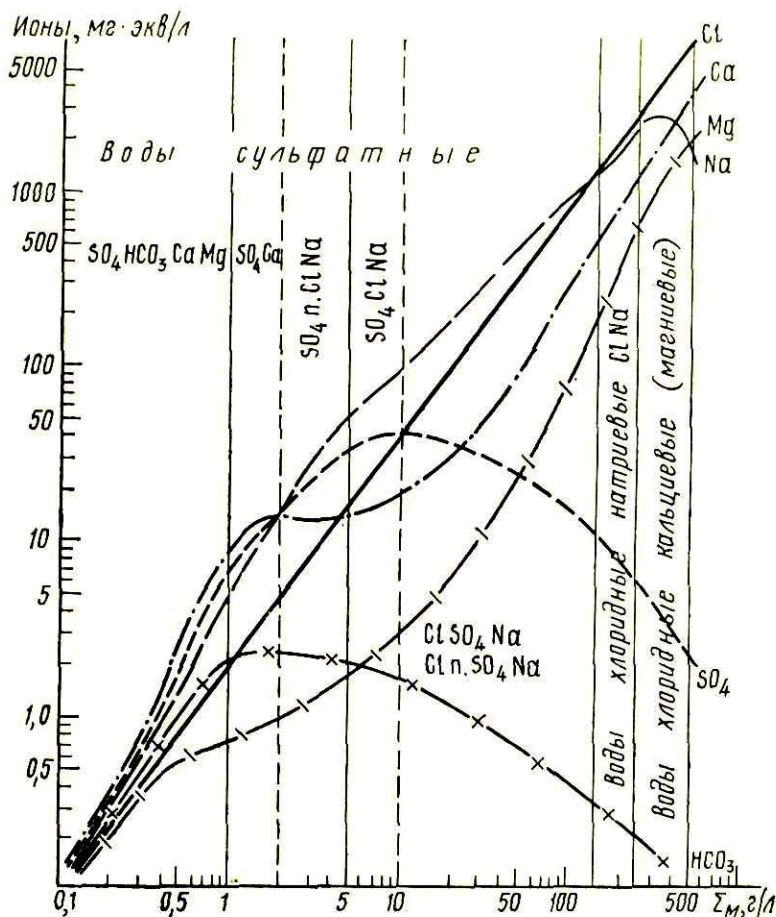


Рис. 27. Распределение ионов в зависимости от Σ_m в подземных водах терригенных и карбонатных отложений, обогащенных сульфидами, сульфатным цементом и примесями гипсов и ангидритов

(табл. 3). Промежуточные величины в пределах группы рассольных вод близки к величинам, выделенным Е. В. Пиннекером для Ангаро-Ленского артезианского бассейна. Как основные, так и промежуточные величины в пределах пресных, солоноватых, соленых и рассольных вод классификации К. Е. Питьевой обоснованы

Классификация подземных вод по степени минерализации

Воды, Σ_{M} , г/л	Характеристика степени минерализации						
	по анионам			по катионам			
	тип	класс	Σ_{M} , г/л	тип	класс	Σ_{M} , г/л	
Пресные	<1	гидрокарбонатный	$\text{HCO}_3 > \text{SO}_4 > \text{Cl}$	<1	кальциевый	$\text{Ca} > \text{Mg} > \text{Na}$	<1
Слабоминерализованные	1—10	гидрокарбонатный сульфатный	$\text{HCO}_3 > \text{Cl} > \text{SO}_4$	1—10	кальциевый	$\text{Ca} > \text{Na} > \text{Mg}$	<1
			$\text{SO}_4 > \text{HCO}_3 > \text{Cl}$	1—3	магниевый	$\text{Mg} > \text{Ca} > \text{Na}$ $\text{Mg} > \text{Na} > \text{Ca}$	<1 <1
		хлоридный	$\text{SO}_4 > \text{Cl} > \text{HCO}_3$ $\text{Cl} > \text{SO}_4 > \text{HCO}_3$	1—5 5—10	натриевый	$\text{Na} > \text{Ca} > \text{Mg}$	1—10
Минерализованные	10—30	хлоридный	$\text{Cl} > \text{HCO}_3 > \text{SO}_4$		натриевый	$\text{Na} > \text{Ca} > \text{Mg}$	10—30
Сильноминерализованные	>30	хлоридный	$\text{Cl} > \text{SO}_4 > \text{HCO}_3$	>30	натриевый	$\text{Na} > \text{Ca} > \text{Mg}$	>30
					кальциевый	$\text{Na} > \text{Mg} > \text{Ca}$ $\text{Ca} > \text{Na} > \text{Mg}$	>30 >200
					магниевый	$\text{Mg} > \text{Na} > \text{Ca}$	>300

с позиций распределения ионов в водах различной степени минерализации и отвечают характеру изменения соотношения между ионами в различных типах подземных вод. Этой классификацией можно пользоваться при систематизации по степени минерализации подземных вод с разнообразными условиями залегания.

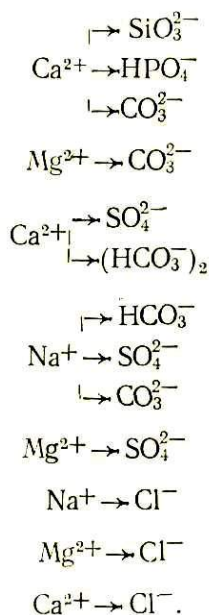
§ 2.

КЛАССИФИЦИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ
ВОД ПО ХАРАКТЕРУ
МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Большую роль в формировании учения о систематизации подземных вод по химическому составу сыграл М. В. Ломоносов (1741), который своими работами положил начало изучению теории физико-химических исследований. В 1847 г. впервые американским геохимиком Ф. Кларком была предложена классификация природных вод по химическому составу. Пользуясь окисно-анидريدной формой, он выделил три группы вод по признакам солености, жесткости, щелочности. Дальнейшим развитием приемов классифицирования вод по характеру минерализации была

систематизация вод в солевой форме по методу Р. Бунзена (1871) и методу Р. Фрезениуса (1876). Первый метод основан на последовательности выпадения в осадок солей при концентрировании вод; второй — на последовательности образования твердых химических соединений исходя из реактивной силы кислот и оснований. В первом случае состав воды выражается соединениями, полученными в твердом виде из ионов водного раствора от менее к более растворимым; во втором — от более к менее растворимым.

В практике чаще всего составление веществ из ионов производят по методу Р. Бунзена. Сначала связывается кальций с карбонат-ионом, затем гидрокарбонат-ионом, сульфат-ионом и хлором, если кальция много и его хватает на все перечисленные анионы. Если же остаются анионы, тогда с ними после кальция связывается магний (начиная с карбонат-иона и заканчивая хлором). Остатки анионов в том же порядке связываются с натрием. Главный недостаток схемы Р. Бунзена — то, что она неточно отвечает растворимости солей. Поэтому в случае необходимости составления из ионов гипотетических солей лучше пользоваться следующей схемой:



В целом же, поскольку выражение результатов анализа химического состава подземных вод в солевой форме не соответствует действительному состоянию в них веществ (ионы, молекулы, комплексы), этот метод применим лишь в специальных случаях. Например, при прогнозировании изменения состава подземных вод под влиянием испарения в условиях аридного климата, изучении

изменения состава седиментационных вод в прошлые геологические эпохи и др.

В 1911 г. в Америке публикуется классификация Ч. Пальмера, по которой воды характеризуются определенной соленостью, жесткостью, щелочностью, кислотностью. С этой целью Ч. Пальмером выделяется пять групп катионов и анионов: 1 — группа А — катионы сильных оснований Na^+ и K^+ ; 2 — группа Е — катионы слабых оснований Ca^{2+} , Mg^{2+} ; 3 — группа М — катионы очень слабых оснований Fe^{2+} , Fe^{3+} Al^{3+} ; 4 — группа S — анионы сильных кислот SO_4^{2-} , Cl^- ; 5 — группа S_1 — анионы слабых кислот CO_3^{2-} , HCO_3^- .

Сочетание оснований с сильными кислотами соответствует видам солености. Всего три вида солености: по сочетанию сильных кислот SO_4^{2-} , Cl^- с сильными основаниями Na^+ и K^+ выделяется первая соленость (S+A); со слабыми основаниями (Ca^{2+} и Mg^{2+}) — вторая соленость (S+E); с очень слабыми основаниями (Fe и Al) — третья соленость (S+M). По сочетанию анионов слабых кислот (CO_3^{2-} и HCO_3^-) с тремя группами оснований выделяются: с сильными основаниями (Na^+ и K^+) первая щелочность (S_1+A); со слабыми основаниями (Ca^{2+} и Mg^{2+}) вторая щелочность (S_1+E); с очень слабыми основаниями (Fe^{2+} , Fe^{3+} и Al^{3+}) третья щелочность (S_1+M). Свойства солености и щелочности устанавливаются при рассмотрении результатов анализов вод, выраженных в эквивалентно-процентной форме. Основываясь на признаках солености и щелочности, Ч. Пальмером выделяются пять классов вод. Первый класс — анионы сильных кислот (Cl^- и SO_4^{2-}) меньше катионов сильных оснований (Na^+ и K^+), т. е. $S < A$; это щелочные воды, приуроченные к изверженным породам, солонцам и нефтяным месторождениям. Второй класс — анионы сильных кислот (Cl^- и SO_4^{2-}) равны катионам сильных оснований (Na^+ и K^+), т. е. $S = A$; этот класс промежуточный. Третий класс — $A + E > S > A$ — сумма катионов сильных (Na^+ и K^+) и слабых (Ca^{2+} и Mg^{2+}) оснований превышает анионы сильных кислот (Cl^- и SO_4^{2-}), а последние — катионы сильных оснований (Na^+ и K^+); это воды осадочных отложений. Четвертый класс — $S = A + E$, т. е. анионы сильных кислот (Cl^- и SO_4^{2-}) равны сумме сильных и слабых оснований (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}); это воды морей, океанов, соленых озер, соленые воды аридных областей и нефтяных месторождений. Пятый класс — $S > A + E$ — анионы сильных кислот (Cl^- и SO_4^{2-}) превышают сумму катионов сильных и слабых оснований (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}); это кислые воды рудных месторождений и болот. Отнесение подземных вод к тому или иному классу классификации Ч. Пальмера не дает точного представления о химическом составе подземных вод. Кроме того, наличие в этой классификации условных индексов в виде букв усложняет пользование ею. В настоя-

щее время классификацией Ч. Пальмера пользуются очень редко и преимущественно нефтяники.

В 1916 г. в России В. С. Садыковым была разработана классификация вод, в которой состав представлен в виде преобладающих ионов. Затем появилась классификация природных вод В. И. Вернадского (1933), в которой выделены кислородные, углекислые, азотные, метановые, сероводородные, водородные воды; показана их принадлежность к конкретным в генетическом отношении типам вод (морским, грунтовым, пластовым, глубинным и т. д.) и их связь со степенью минерализации. Впоследствии многими исследователями были разработаны классификационные схемы для наименования вод по характеру минерализации.

В настоящее время различаются две группы классификаций: а) региональные; б) общие. Региональные классификации подземных вод (Брусилковский, 1966; Севастьянов и Питьева, 1976; Балашов, 1963 и др.) построены на данных состава вод отдельных регионов. При их построении требуется обработка большого количества фактического материала, в связи с чем большинство региональных классификаций составлены на основе статистических методов систематизации химических анализов подземных вод. Статистическим анализом устанавливаются закономерности распределения ионов в водах, выделяются главные и второстепенные ионы, производится группировка ионов по характеру их взаимосоотношений и соподчинений. В результате выделяются типы, классы, группы вод с конкретным химическим составом. Региональные гидрогеохимические классификации учитывают и отражают специфику природных условий конкретных районов. Они используются, как правило, для систематизации подземных вод тех регионов, для которых разработаны. Разработка региональных классификаций способствует установлению путей рационального использования подземных вод регионов в различных отраслях народного хозяйства.

В качестве примера приводится краткая характеристика классификации К. Е. Питьевой и О. М. Севастьянова. Она составлена по материалам подземных вод Южного Предуралья, развитых в зоне дренирующего воздействия речных систем. В основу классификации положена зависимость ионного состава вод от степени минерализации. Подземные воды Южного Предуралья сложны и разнообразны по ионному составу, с широким (0,18—304 г/л) диапазоном степени минерализации. Для построения классификации было обработано 2820 анализов воды. Степень минерализации выражалась в г/л; содержание ионов в экв. ‰. Наиболее крупные гидрогеохимические совокупности, характеризующиеся конкретным диапазоном степени минерализации, для которого отмечено преобладание одного из трех основных анионов, соответствуют высшей классификационной единице—типу. Выделено три типа: карбонатный, сульфатный, хлоридный. При выделении единицы второго порядка—класса учтены анионы, занимающие вто-

рое и третье места по относительному содержанию. Для нахождения классов значения степени минерализации были разбиты на шесть группировок, характеризующихся следующим соотношением между анионами: $\text{HCO}_3 > \text{SO}_4 > \text{Cl}$; $\text{HCO}_3 > \text{Cl} > \text{SO}_4$; $\text{SO}_4 > \text{HCO}_3 > \text{Cl}$; $\text{SO}_4 > \text{Cl} > \text{HCO}_3$; $\text{Cl} > \text{HCO}_3 > \text{SO}_4$; $\text{Cl} > \text{SO}_4 > \text{HCO}_3$. По каждой группировке были составлены ряды распределения степени минерализации. В ряду $\text{Cl} > \text{SO}_4 > \text{HCO}_3$ она получила две вершины, т. е. неоднородное распределение, а группировки $\text{HCO}_3 > \text{SO}_4 > \text{Cl}$ и $\text{HCO}_3 > \text{Cl} > \text{SO}_4$ были представлены единой совокупностью. Таким образом, в гидрокарбонатном типе классы не выделялись. Сульфатный тип подразделился на два класса ($\text{SO}_4 > \text{HCO}_3 > \text{Cl}$ и $\text{SO}_4 > \text{Cl} > \text{HCO}_3$), хлоридный — на три ($\text{Cl} > \text{HCO}_3 > \text{SO}_4$; $\text{Cl} > \text{SO}_4 > \text{HCO}_3$ при $\text{Cl} < 85$ экв.%, $\text{Cl} > \text{SO}_4 > \text{HCO}_3$ при $\text{Cl} > 85$ экв.%). Единица третьего порядка классификации — группа — выделена на основании количественных критериев и с учетом относительного содержания анионов и катионов. Количественные критерии определялись по полигонам распределения плотностей частот. Колебания содержания ионов следующие: преобладающих — от 33 до 100 экв.%, стоящих на втором месте — от 0 до 50 экв.%, на третьем — от 0 до 33 экв.%. Вершины полигонов приближаются к серединам интервалов колебания содержания ионов. Для ионов, занимающих третье место по содержанию, середина интервала колебания равна 17 экв.%. Она принята в качестве граничной величины для химического наименования воды, куда включаются ионы, содержащиеся от 17 экв.% и выше. Состав подземной воды записывается в виде формулы.

Общие классификации подземных вод по характеру минерализации построены на разнообразном комбинировании ионов. В одних случаях комбинируются только основные шесть ионов (Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}), присутствующие в подземных водах в макроколичествах. В других помимо макроэлементов комбинируются также микроэлементы (Вг, В, I и др.); в третьих — еще и газы и органические вещества. Наиболее полно состав вод (макроэлементы, микроэлементы, органические вещества, газы) учитывается в классификациях В. И. Вернадского (1933) и В. И. Гуревича — Н. И. Толстихина (1961), менее полно (макроэлементы и некоторые специфические элементы) — в классификациях В. А. Александрова (1932), Г. А. Максимова (1944). Преобладают классификации, основанные на комбинировании макроэлементов. При построении классификаций наиболее широко употребляются три формы комбинирования ионов. Первая форма — комбинирование ионов проводится без учета количественных критериев сочетанием анионов и катионов, которые имеют в воде преобладающее содержание. Вторая форма — комбинирование учитывает количественный критерий, с помощью которого устанавливаются главные анионы и катионы, содержащиеся в воде в преобладающих величинах, и второстепен-

ные анионы и катионы, характеризующиеся меньшими содержаниями. Третья форма — комбинирование ионов осуществляется с помощью коэффициентов, и как в первом случае, без учета количественных критериев.

При комбинировании ионов посредством первых двух форм получены классификации, использование которых позволяет вводить в наименование воды главные и второстепенные ионы и тем самым учитывать все основные составные части вещественного состава воды. Другими словами, эти классификации отражают ионный состав воды. Классификации третьего вида в качестве основного положения предусматривают включение в наименование воды специфических компонентов, часто не являющихся преобладающими, но отражающих химические особенности воды. Классификации первого вида чаще всего представлены графически — квадратом. По горизонтальной стороне квадрата обозначены анионы, по вертикальной — катионы (иногда наоборот). В соответствии с сочетаниями анионов и катионов квадрат делится на малые квадраты. Положение воды в том или ином малом квадрате указывает на ее химический состав. Число квадратов различное и зависит от характера сочетаний. Если сочетают каждый из трех анионов с каждым из трех катионов, тогда число малых квадратов равно девяти. Чаще же малых квадратов значительно больше, так как сочетают, помимо одиночных, двойные и тройные анионы и катионы. Например, по вертикальной стороне квадрата откладываются последовательно Ca ; CaMg ; CaNa ; Mg ; MgCa ; MgNa ; Na ; NaCa ; NaMg ; CaMgNa , а по горизонтальной в подобном порядке анионы. В зависимости от видов сочетаний большие квадраты в классификациях разных авторов содержат различное количество малых квадратов. Следовательно, по разным классификациям устанавливается различное число разновидностей вод по химическому составу. Разновидности вод по химическому составу устанавливаются на основании математических формул, предусматривающих исходя из теории соединений разнообразное число сочетаний между основными компонентами вод. Такой способ классифицирования позволяет вводить в формулу химического состава все ионы, количество каждого из которых составляет минимальную величину, позволяющую считать этот ион существенным. Такой минимальной величиной может быть величина хотя бы не менее 1 экв. ‰. В качестве примера приводится классификация Джикки, по которой комбинируются отдельно три аниона и три катиона по принципу преобладания отдельных ионов или их равенства. В основу комбинирования положены три случая. Первый — содержания всех трех анионов (или катионов) неравны; второй — содержания двух анионов (или катионов) равны; третий — содержания трех анионов (или катионов) равны друг другу. По горизонтальной стороне квадрата обозначаются анионы, а по вертикальной — катионы в комбинационных вариантах, составленных на основе указанных трех случаев. Всего комбинаций из

онов 25, из катионов также 25. Таким образом, общее количество возможных комбинаций 625 (рис. 28).

В классификациях второго вида, т. е. тех, которые основываясь при наименовании воды по химическому составу на количественном показателе, последний представлен содержанием ионов

Катионы		А н и о н ы																								
		SO ₄					HCO ₃					Cl					HCO ₃					SO ₄				
		SO ₄ Cl					HCO ₃ Cl					Cl					Cl HCO ₃					SO ₄ Cl				
		SO ₄ = Cl					HCO ₃ = Cl					Cl HCO ₃					SO ₄ HCO ₃					SO ₄ Cl HCO ₃				
		HCO ₃					SO ₄					Cl														
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
Mg	Ca																									
Mg Na																										
Mg = Na																										
Na Mg																										
Na																										
Ca	Mg																									
Ca Na																										
Ca = Na																										
Na Ca																										
Na																										
Ca	Na																									
Ca Mg																										
Ca = Mg																										
Mg Ca																										
Mg																										
Mg	Ca																									
Ca	Na																									
Na	Mg																									
Na	Ca																									
Na Mg																										
Na Ca																										

Рис. 28. График Джинни

оде, выраженным в эквивалентпроцентной форме. При этом на шести ионов (Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}) в большинстве классификаций принимается за 200 экв. %, а отдельно на анионов или катионов — за 100 экв. %.

Величина содержания иона (ионов), исходя из которой ион (ны) вводится в наименование воды по химическому составу, в классификациях разных авторов неодинакова. Так, по классификации С. А. Шукарева, принадлежность воды к классификационной категории — классу определяется содержанием иона

>25 экв.%. В наименование воды может входить один катион и один анион (хлоридная, сульфатная, гидрокарбонатная, натриевая и т. д.) (двойные воды); два аниона и один катион — (хлоридно-сульфатная, натриевая) (тройные воды); два аниона и два катиона (четверные воды) и т. д. Всего в классификации при последовательной комбинации преобладающих анионов и катионов между собой получено 49 классов вод с определенным химическим составом (табл. 4).

Таблица 4

Схема классификации С. А. Щукарева

Ионы более 25%, мг·экв	SO_4^{2-} , Cl^- , HCO_3^-	SO_4^{2-} , HCO_3^-	HCO_3^-	HCO_3^- , Cl^-	Cl^-	Cl^- , SO_4^{2-}	SO_4^{2-}
Mg^{2+}	1	8	15	22	29	36	43
Ca^{2+} , Mg^{2+}	2	9	16	23	30	37	44
Ca^{2+}	3	10	17	24	31	38	45
Na^+ , Ca^{2+}	4	11	18	25	32	39	46
Na^+	5	12	19	26	33	40	47
Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}	6	13	20	27	34	41	48
Na^+ , Mg^{2+}	7	14	21	28	35	42	49

По классификации В. А. Приклонского (табл. 5), выделяются типы вод, для чего используются четыре градации содержания ионов: >75 ; $50-75$; $25-50$; <25 экв.%. В соответствии с этим вода называется собственно хлоридная, хлоридная, хлоридная с повышенным SO_4^{2-} и т. д. В классификации Курлова ионы, присутствующие в воде в количестве меньшем 5 экв.%, не входят в наименование воды по химическому составу (сумма анионов и катионов раздельно принимается за 50 экв.%).

В классификации О. Я. Бозояна по горизонтальной стороне квадрата последовательно обозначены: отдельно натрий, затем две комбинации из натрия с кальцием и магнием по типу $\text{Na} > \text{Ca}$ и, наконец, комбинация из всех трех катионов, в которой натрий является преобладающим. Таким же образом в последующих графах обозначены кальций и его комбинации с натрием и магнием, магний и его комбинации с натрием и кальцием (рис. 29). По вертикальной стороне квадрата обозначены анионы; характер сочетаний такой же, как и у катионов; последовательно комбинируются хлор с сульфат-ионом и гидрокарбонат-ионом; гидрокарбонат-ион с хлором и сульфат-ионом. Граничная величина содержания ионов при комбинировании 20 экв.%. Всего по этой классификации получено 225 разновидностей вод по химическому

Гидрохимическая классификация В. А. Приклонского

Содержание анионов, экв. %			Воды	Индекс	Содержание катионов, экв. %			Воды
Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻			Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	
75	<25	<25	собственно хлоридные	1 ₀	>75	<25	<25	собственно натриевые
0—75	<25	<25	хлоридные	1	50—75	<25	<25	натриевые
0—75	25—50	<25	хлоридные с повышенным SO ₄ ²⁻	1 ₂	50—75	25—50	<25	натриевые с повышенным Mg ²⁺
0—75	<25	25—50	хлоридные с повышенным HCO ₃ ⁻	1 ₃	50—75	<25	25—50	натриевые с повышенным Ca ²⁺
<25	>75	<25	собственно сульфатные	2 ₀	<25	>75	<25	собственно магниевые
<25	50—75	<25	сульфатные	2	<25	50—75	<25	магниевые
5—50	50—75	<25	сульфатные с повышенным Cl ⁻	2 ₁	25—50	50—75	<25	магниевые с повышенным Na ⁺
<25	50—75	25—50	сульфатные с повышенным HCO ₃ ⁻	2 ₃	<25	50—75	25—50	магниевые с повышенным Ca ²⁺
<25	<25	>75	собственно гидрокарбонатные	3 ₀	<25	<25	>75	собственно кальциевые
<25	<25	50—75	гидрокарбонатные	3	<25	<25	50—75	кальциевые
5—50	<25	50—75	гидрокарбонатные с повышенным Cl ⁻	3 ₁	25—50	<25	50—75	кальциевые с повышенным Na ⁺
<25	25—50	50—75	гидрокарбонатные с повышенным SO ₄ ²⁻	3 ₂	<25	25—50	50—75	кальциевые с повышенным Mg ²⁺
5—50	25—50	<25	хлоридно-сульфатные	1—2	25—50	25—50	<25	натриево-магниевые
5—50	<25	25—50	хлоридно-гидрокарбонатные	1—3	25—50	<25	25—50	натриево-кальциевые
<25	25—50	25—50	сульфатно-гидрокарбонатные	2—3	<25	25—50	25—50	магниево-кальциевые
5—50	25—50	25—50	хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные	1—2—3	25—50	25—50	25—50	натриево-магниево-кальциевые

составу; наименования их: хлорнатриевая, сульфатгидрокарбонат-магниева и т. д.

По классификации К. Е. Питьевой, преобладающим ионам соответствуют гидрогеохимические типы: три по анионам — гидрокарбонатный, сульфатный, хлоридный и три по катионам — каль-

Анионы	К а т и о н ы													
	Na	Na > Ca	Na > Mg	Na > Ca > Mg	Na > Mg > Ca	Ca	Ca > Na	Ca > Mg	Ca > Mg > Na	Ca > Na > Mg	Mg	Mg > Na	Mg > Ca	Mg > Ca > Na
Cl														
Cl > SO ₄														
Cl > HCO ₃														
Cl > SO ₄ > HCO ₃														
Cl > HCO ₃ > SO ₄														
SO ₄														
SO ₄ > Cl														
SO ₄ > HCO ₃														
SO ₄ > Cl > HCO ₃														
SO ₄ > HCO ₃ > Cl														
HCO ₃														
HCO ₃ > Cl														
HCO ₃ > SO ₄														
HCO ₃ > SO ₄ > Cl														
HCO ₃ > Cl > SO ₄														

Рис. 29. График-квадрат О. А. Бозояна

циевый, магниевый, натриевый. В пределах типов по соотношению между ионами (в эквивалентно-процентной форме) выделены классы: шесть классов по соотношению анионов: HCO₃ > SO₄ > Cl; HCO₃ > Cl > SO₄; SO₄ > HCO₃ > Cl; SO₄ > Cl > HCO₃; Cl > HCO₃ > SO₄; Cl > SO₄ > HCO₃; и шесть по соотношению катионов: Ca > Mg > Na; Ca > Na > Mg; Mg > Ca > Na; Mg > Na > Ca; Na > Ca > Mg; Na > Mg > Ca.

В каждом классе исходя из количественного критерия выделяются ионы, входящие в наименование воды, граничная величина которых должна быть 5 экв.‰ (сумма анионов и катионов раздельно принимается за 50 экв.‰). Ионы, содержащиеся в воде в количестве, превышающем 5 экв.‰, участвуют в наименовании воды. Если содержание иона в воде от 5 до 10 экв.‰, то он входит в ее наименование со словом «повышенный» (П). Ионы, содержащиеся в воде в количестве более 10 экв.‰, входят в наименование воды без дополнительных пояснений. Все ионы, вошедшие в наименование воды и содержащиеся в ней в количестве более 10 экв.‰, записываются в формулу химического состава в убывающем порядке. Они составляют группу — элементарную единицу классификации. В формулу входят как анионы, так и катионы; анионы на первом, а катионы на втором месте. Запись осуществляется химическими индексами в строку. Например, вода $\text{Cl}_2.\text{HCO}_3\text{Na}$ — хлоридная с повышенным содержанием гидрокарбонат-иона натриевая; вода $\text{ClHCO}_3\text{NaCa}$ — хлоридно-гидрокарбонатная натриево-кальциевая и т. д. (табл. 6).

Таблица 6

Примеры гидрогеохимических таксономических единиц по классификации К. Е. Питьевой

Анионы			Катионы		
Тип	класс	группа	тип	класс	группа
Гидрокарбонатный	$\text{HCO}_3 > \text{SO}_4 > \text{Cl}$	HCO_3 HCO_3 п. SO_4 HCO_3SO_4 HCO_3 п. SO_4 п. Cl HCO_3SO_4 п. Cl $\text{HCO}_3\text{SO}_4\text{Cl}$	кальциевый	$\text{Ca} > \text{Mg} > \text{Na}$	Ca Ca п. Mg CaMg Ca п. Mg п. Na CaMg п. Na CaMgNa

Пример написания воды по классификации К. Е. Питьевой:

HCO ₃	→ Ca	— гидрокарбонатная кальциевая
	→ Ca п. Mg	— гидрокарбонатная кальциевая с повышенным магнием
	→ CaMg	— гидрокарбонатная кальциево-магниевая
	→ Ca п. Mg п. Na	— гидрокарбонатная кальциевая с повышенным магнием и натрием
	→ CaMg п. Na	— гидрокарбонатная кальциево-магниевая с повышенным натрием
	→ CaMgNa	— гидрокарбонатная кальциево-магниевая-натриевая.

Величины 5 и 10 экв. % получены обработкой данных по химическому составу подземных вод различных регионов, т. е. на основании региональных исследований.

Обработка проводилась построением карт пространственного распределения ионов в водах различных водоносных комплексов. Были обработаны водоносные комплексы, водовмещающие породы которых представлены: терригенными, карбонатными, сульфатными и галогенными отложениями. Водоносные комплексы — грунтовые и пластовые с различными скоростями движения подземных вод. Воды по степени минерализации самые разнообразные, от нескольких мг/л до нескольких сотен г/л. На карты наносились данные химического анализа подземных вод в виде изолиний ионов в мг·экв. %-ной форме. Как правило, четкое изменение в содержании ионов соответствует на карте смене характера водосодержащих пород. Так, при смене терригенных кварцевых пород терригенными полевошпатовыми в водах содержание натрия достигает величины около 5 экв. %. При смене карбонатных пород сульфатными в водах повышается содержание сульфат-иона до 5 экв. %.

Таким образом, величина содержания иона в 5 экв. % указывает на существенные изменения в составе подземных вод, происходящие под влиянием водосодержащих пород. При содержании ионов от 5 до 10 экв. % не наблюдается резких изменений в соотношениях между ионами, а с 10 экв. % тот или иной ион начинает значительно преобладать над другими. Т. е. величина иона 10 экв. % также указывает на значительные изменения в составе вод. Наиболее распространенный химический состав подземных вод приведен в табл. 7.

Классификация К. Е. Питьевой основана на анализе большого количества данных по химическому составу подземных вод различных водоносных комплексов многих регионов. Они охватили воды разной степени минерализации, приуроченные к различным структурно-тектоническим, литолого-геохимическим и термодинамическим обстановкам. Однако эту классификацию не следует относить к группе региональных, пользоваться которыми можно только применительно к определенному региону. Данной классификацией можно пользоваться более широко, т. е. для систематизации подземных вод с различными условиями залегания.

В классификациях третьего вида, т. е. основанных на коэффициентных соотношениях и не содержащих количественного критерия выделения ионов, как правило, за основу берутся специфические компоненты, но также учитываются ионы, отсутствующие в воде в преобладающих количествах. Это классификации Н. С. Курнакова (1917), Н. С. Звонницкого (1931), В. А. Сулина (1945), О. А. Алекина (1946), В. М. Левченко (1947), С. А. Дурова (1948), М. Г. Валяшко (1958), А. Н. Павлова и В. Н. Шемякина (1967) и др. В соответствии с этими классификациями подзем-

Наиболее широко распространенный химический состав подземных вод

Формулы		Наименование воды	Σ _м , г/100 г		Микроэлементы, мг/л				
По анионам	по катионам		обобщенная	подробная	Br	B	Li	Sr	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	
HCO ₃	Ca	и другие сочетания катионов	<0,1—2	<0,2	<5	<1	<0,5	<1	
HCO ₃	Mg								гидрокарбонатная кальциевая
									гидрокарбонатная магниевая
									гидрокарбонатная натриевая
HCO ₃	Na								
HCO ₃ п. SO ₄	Ca								гидрокарбонатная с повышенным сульфат-ионом кальциевая
HCO ₃ SO ₄	Ca								гидрокарбонатно-сульфатная кальциевая
HCO ₃ п. SO ₄	Na	гидрокарбонатная с повышенным сульфат-ионом натриевая							
HCO ₃ SO ₄	Na	гидрокарбонатно-сульфатная натриевая							
HCO ₃ SO ₄ п. Cl	Na	гидрокарбонатно-сульфатная с повышенным хлором натриевая							
HCO ₃ SO ₄ Cl	Na	гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридная натриевая							

1	2	3	4	5	6	7	8	9
HCO ₃ п. Cl	Na	гидрокарбонатная с повышенным хлором натриевая	<0,1—2	<0,5—2	<100	<150	<1	<30
HCO ₃ Cl	Na	гидрокарбонатно-хлоридная натриевая		<0,2				
HCO ₃ Cl п. SO ₄	Na	гидрокарбонатно-хлоридная с повышенным сульфат-ионом натриевая						
HCO ₃ ClSO ₄	Na	гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатная натриевая			<5	<1	<0,5	<1
SO ₄	Ca	сульфатная кальциевая						
SO ₄ п. HCO ₃	Ca	сульфатная с повышенным гидрокарбонат-ионом кальциевая	0,2—0,7	<0,1—0,2				
SO ₄ HCO ₃ Ca	Ca	сульфатно-гидрокарбонатная кальциевая						
SO ₄ п. Cl	Na	сульфатная с повышенным хлором натриевая		0,2—10	<150	<50	<5	<200
SO ₄ Cl	Na	сульфатно-хлоридная натриевая						
Cl п. HCO ₃	Na	хлоридная с повышенным гидрокарбонат-ионом натриевая		2—7	<150	<250	<1	<50
ClHCO ₃	Na	хлоридно-гидрокарбонатная натриевая						
Cl п. SO ₄	Na	хлоридная с повышенным сульфат-ионом натриевая		2—20	<200	<50	<5	<500
ClSO ₄	Na	хлоридно-сульфатная натриевая						

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Cl	Na	хлоридная натриевая	2—29 и более		<300	<100	<20	<300
Cl	Na п. Ca	хлоридная натриевая с повышенным кальцием		2—27	300—2000	30—150	<50	<1500
Cl	NaCa	хлоридная натриево-кальциевая						
Cl	CaNa	хлоридная кальциево-натриевая		5—29	500—3000 и более	150— 1500	<50	<2500
Cl	Ca п. Na	хлоридная кальциевая с повышенным натрием						
Cl	Na п. Mg	хлоридная натриевая с повышенным магнием		2—27	300—3000	100— 1000	<100	<80
Cl	NaMg	хлоридная натриево-магниевая						
Cl	MgNa	хлоридная магниевая-натриевая						
Cl	Mg п. Na	хлоридная магниевая с повышенным натрием			500—6000 и более	150— 1500 и более	<100	<80
Cl	Na п. Ca п. Mg	хлоридная натриевая с повышенным кальцием и магнием	5—29 и более					
Cl	NaCa п. Mg	хлоридная натриево-кальциевая с повышенным магнием						

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Cl	CaMg	хлоридная кальциево-магниевая	2—29 и более	5—29 и более	300—3000 и более	150— 1500 и более	<100	<2500
Cl	CaNa п. Mg	хлоридная кальциево-натриевая с повышенным магнием						
Cl	CaNaMg	хлоридная кальциево-натриево-магниевая						
Cl п. SO ₄	MgNa	хлоридная с повышенным сульфатионом, магниевонариевая		>29	2500— 4000 и более	100—600 и более	100 и более	<80
Cl п. SO ₄	Mg п. Na	хлоридная с повышенным сульфатионом, магниевая с повышенным натрием						
ClSO ₄	NaMg	хлоридно-сульфатная натриево-магниевая						
ClSO ₄	MgNa	хлоридно-сульфатная магниевонариевая						

ные воды подразделяются на типы и подтипы или же на классы и группы.

По О. А. Алекину, воды по преобладающему иону делятся на три класса: 1) гидрокарбонатные и карбонатные; 2) сульфатные; 3) хлоридные. По преобладающему катиону в каждом классе выделяются три группы (кальциевая, магниевая, натриевая). Каждая из них по соотношению между ионами делится на четыре типа: 1) $r\text{HCO}_3^- > r\text{Ca}^{2+} + r\text{Mg}^{2+}$; 2) $r\text{HCO}_3^- > r\text{Ca}^{2+} + r\text{Mg}^{2+} < r\text{HCO}_3^- + r\text{SO}_4^{2-}$; 3) $r\text{HCO}_3^- + r\text{SO}_4^{2-} < r\text{Ca}^{2+} + r\text{Mg}^{2+}$ или $r\text{Cl}^- > r\text{Na}^+$; 4) $r\text{HCO}_3^- = 0$. Всего выделено 27 разновидностей вод (см. схему).



В классификации В. А. Сулина, на основании коэффициентов

$$\frac{r\text{Na}^+ - r\text{Cl}^-}{r\text{SO}_4^{2-}}; \quad \frac{r\text{Cl}^- - r\text{Na}^+}{r\text{Mg}^{2+}}$$

(табл. 8) выделяется четыре типа вод (табл. 9). Тип воды сульфатно-натриевый $\frac{\text{Na} - \text{Cl}}{\text{SO}_4} < 1$, главные соединения NaCl и Na_2SO_4 .

Тип воды гидрокарбонатно-натриевый $\left(\frac{\text{Na}^+ - \text{Cl}^-}{\text{SO}_4} > 1\right)$, главное соединение NaHCO_3 . Тип воды хлоридно-магниевый $\left(\frac{\text{Cl} - \text{Na}}{\text{Mg}} < 1\right)$, главные соединения NaCl и MgCl_2 . Тип воды хлоридно-кальциевый $\left(\frac{\text{Cl}^- - \text{Na}^+}{\text{Mg}} > 1\right)$, главные соединения NaCl , MgCl_2 и CaCl_2 .

По преобладающему аниону каждый тип делится на группы (гидрокарбонатную, сульфатную, хлоридную), каждая группа по преобладающему катиону — на подгруппы (кальциевую, магниевую, натриевую). С учетом характеристик Ч. Пальмера подгруп-

Коэффициенты, характерные для генетических типов подземных вод, по В. А. Сулину

Тип вод	$\frac{rNa^+}{rCl^-}$	$\frac{rNa^+ - rCl^-}{rSO_4^{2-}}$	$\frac{rCl^- - rNa^+}{rMg^{2+}}$
Сульфатно-натриевый	>1	<1	—
Гидрокарбонатно-натриевый	>1	>1	—
Хлоридно-магниевый	<1	—	<1
Хлоридно-кальциевый	<1	—	>1

пы объединяются в классы (см. табл. 9). Классификация М. Г. Валяшко основана на физико-химической схеме Курнакова и по ней выделяются три типа воды: карбонатный (специфические компоненты карбонаты и гидрокарбонаты натрия); сульфатный (специфические компоненты сульфаты натрия и магния и хлориды магния); хлоридный (специфические компоненты хлориды кальция). Воды относятся к тому или иному типу согласно коэффициентам (табл. 10).

В рассмотренных трех классификациях главные типы: а) карбонатный (по М. Г. Валяшко), он же гидрокарбонатно-натриевый (по В. А. Сулину), он же тип I (по О. А. Алекину); б) сульфатный — подтип сульфатно-натриевый (по М. Г. Валяшко), тип сульфатно-натриевый (по В. А. Сулину), тип II (по О. А. Алекину); в) сульфатный — подтип хлормагниевый (по М. Г. Валяшко), хлормагниевый тип (по В. А. Сулину), тип III а (по О. А. Алекину); г) хлоридный (по М. Г. Валяшко), хлоркальциевый (по В. А. Сулину), тип III б (по О. А. Алекину).

В. А. Сулиным (1948) выделяются три главные природные обстановки формирования химического состава подземных вод. Первая обстановка — морская; воды хлоридного типа. Количество солей в водах зависит от выноса их с территории. Вторая — континентальная; воды сульфатно-натриевого и гидрокарбонатно-натриевого типов. В их формировании существенна роль выщелачивания пород, из которых удалены морские соли. Выщелачивается главным образом гипс; в водах накапливается SO_4^{2-} . Вследствие обмена Ca^{2+} континентальной воды на Na^+ ионного-морского комплекса пород формируются воды сульфатно-натриевого типа. В случае обогащения континентальных вод углекислотой они выщелачивают полевошпатовые породы: при этом формируется гидрокарбонатный натриевый тип воды. Третья обстановка — глубинная, в ней формируются воды хлор-кальциевого типа из хлормагниевых в условиях закрытых гидрогеологических структур путем обменных реакций (натрия воды на кальций поглощенного комплекса).

Классификация природных вод, по В. А. Сулину

Тип вод			
сульфатно-натриевый	гидрокарбонатно-натриевый	хлоридно-магниевый	хлоридно-кальциевый
Класс A_2 Подгруппы: кальциевые магниевые	1. Класс A_2 Подгруппы: кальциевые магниевые натриевые 2. Класс A_1 Подгруппа натриевая 3. Класс A_3 Подгруппа натриевая	Класс A_2 Подгруппы: кальциевые магниевые	Класс A_2 Подгруппы: кальциевые магниевые
Класс S_2 Подгруппы: кальциевые магниевые Класс S_1 Подгруппы: кальциевые магниевые натриевые	Класс S_1 Подгруппа натриевая	Класс S_2 Подгруппы: кальциевые магниевые Класс S_1 Подгруппы: кальциевые магниевые	Класс S_2 Подгруппы: кальциевые магниевые Класс S_1 Подгруппы: кальциевые магниевые
Класс S_1 Подгруппы: кальциевые магниевые натриевые	Класс S_1 Подгруппа натриевая	Класс S_1 Подгруппы: кальциевые магниевые натриевые Класс S_2 Подгруппы: кальциевые магниевые	Класс S_1 Подгруппы: кальциевые магниевые натриевые Класс S_1 Подгруппы: кальциевые магниевые

Г. Валяшко (1955), существование в природе хлоридно-сульфатного и карбонатного гидрогеохимических типов с закономерными изменениями растворимости соединений равновесных системах, образованных главными ионами природных вод. Основные черты изменений характерны для конкретных природных условий, что определяет принадлежность каждого определенного типа к специфической обстановке. Специфичность природной обстановки влияет

Коэффициенты отношения вод к химическому типу
по классификации М. Г. Валяшко

Химический тип	Характерные отношения			
	$K_{n_1} = \frac{\text{эСО}_3^{2-} + \text{эНСО}_3^-}{\text{эСа}^{2+} + \text{эМг}^{2+}}$	$K_{n_2} = \frac{\text{эСО}_3^{2-} + \text{эНСО}_3^- + \text{эSO}_4^{2-}}{\text{эСа}^{2+} + \text{эМг}^{2+}}$	$K_{n_3} = \frac{\text{эСО}_3^{2-} + \text{эНСО}_3^- + \text{эSO}_4^{2-}}{\text{эCa}^{2+}}$	$K_{n_4} = \frac{\text{эСО}_3^{2-} + \text{эНСО}_3^-}{\text{эCa}^{2+}}$
Карбонатный тип	> 1	> 1	> 1	> 1
Сульфатный тип:				
натриевый подтип	< 1	> 1	> 1	> 1; < 1
магниевый подтип	< 1	< 1	> 1	> 1; < 1
Хлоридный тип	< 1	< 1	< 1	< 1
Тип кислых вод	0	~	~	0

на состояние равновесных систем; она обуславливает наличие или удаление из вод определенных веществ. Воды карбонатного типа, по М. Г. Валяшко, формируются путем разбавления атмосферными осадками, богатыми CO_2 , седиментационных вод. Хлоридные воды — преимущественно остаточные седиментационные, катионный состав которых изменен вследствие обменных реакций (магниевый седиментационных вод обменивался в геологическом прошлом на кальций поглощенного комплекса осадочных пород).

Процессы, протекающие под влиянием окружающей среды, получили известность как процессы метаморфизации природных вод. Химические типы связаны следующими взаимоотношениями: карбонатный тип \rightleftharpoons сульфатный тип \rightleftharpoons хлоридный тип. Наиболее чувствительны воды типов к смене климатических условий. Характер изменения климата обуславливает изменение направления перехода вод одних типов в другие. В одних случаях развивается прямая метаморфизация (воды карбонатного типа сменяются водами сульфатного и хлоридного типов); в других — обратная

(воды хлоридного типа сменяются водами карбонатными и сульфатными). Развитию прямой метаморфизации способствует увеличение аридности климата, возрастание подвижности иона кальция, что приводит к росту общей минерализации воды и ее хлоридности. Процессу обратной метаморфизации помогает влажный климат, что вызывает рассоление водовмещающих пород, снижение степени их минерализации и возрастание ее карбонатности.

По классификации О. А. Алекина, в гидрокарбонатный тип выделены воды, которые образуются при значительном участии изверженных пород, содержащих большое количество натрия и кальция: в результате в воде накапливаются ионы натрия и гидрокарбоната. В некоторых случаях они могут образовываться и при обмене кальция на натрий, содержащийся в породах (например, в глауконитах, щелочных глинах). Воды сульфатного типа, связанные с различными осадочными породами и продуктами выветривания коренных пород, являются главным образом смешанными водами. Воды хлоридного типа генетически являются смешанными.

Основное назначение классификаций подземных вод по характеру минерализации — отражение действительного ионного состава вод как преобладающего, так и его особенностей. Классификации должны помогать выявлению разнообразия гидрогеохимических типов вод и в то же время выделять главные, наиболее широко распространенные в тех или иных природных условиях. Не все существующие классификации удовлетворяют этому требованию. Довольно точное представление об ионном составе исследуемой воды дают региональные классификации, а из общих — классификации, построенные посредством комбинирования ионов на основании соотношений и с помощью количественной оценки.

Общие классификации, составленные на основе коэффициентных соотношений, не всегда удовлетворяют требованию соответствия наименования воды действительному ее составу. Например, отнесение подземной воды к хлоркальциевому типу не означает, что в составе воды среди катионов преобладает кальций. Принадлежность к хлоркальциевому типу свидетельствует только о том, что кальций — специфический элемент в водах этого типа.

В различных классификациях анионы и катионы неравнозначно участвуют в наименовании воды; в одних классификациях (их большинство — М. Г. Курлова, С. А. Щукарева и др.) воды именуются по анионам и катионам слитно (хлоридно-натриевая и др.); в других (их мало — у К. Е. Питьевой, М. С. Гуревича — Н. И. Толстихина) воды называются раздельно по анионам и катионам (хлоридная, натриевая и др.). Наименование воды раздельно по анионам и катионам более правомерно, так как катионы, подобно анионам, имеют часто своеобразные, отличные от анионов, пути миграции. Например, в минерализованных гидрокарбонатно-хлоридных натриевых подземных водах существенным

источником гидрокарбонат-иона является углекислый газ, а натрия — полевошпатовые породы. В минерализованных хлоридных натриево-кальциевых водах источниками хлора и натрия может быть рассеянный хлористый натрий, а кальция — карбонатные породы и т. д.

Общие классификации не все построены по принципу соподчинения между классификационными единицами. Этот принцип выдержан в общих классификациях, составленных на основе коэффициентных соотношений, и не выдержан в классификациях двух других видов (построенных комбинированием ионов на основании количественной оценки и без нее). Часто соподчинение не выдержано относительно катионов или анионов; так, в классификациях В. А. Сулина, О. А. Алекина классификационным категориям по анионам подчиняются классификационные категории по катионам. В классификации К. Е. Питьевой существуют два вида классификационных категорий. Исходя из характера соподчинения между ионами гидрогеохимическим типам по анионам подчиняются классы также по анионам, а типам по катионам — классы по катионам.

Граничные величины содержания ионов, ниже которых ион не считается предствительным и не входит в наименование воды по химическому составу, разнообразны в различных классификациях: 25 экв.‰ у В. А. Приклонского; 20 — у С. А. Шукарева (исходя из суммы анионов и суммы катионов в 100‰ каждый), 5 экв.‰ у К. Е. Питьевой (исходя из суммы анионов и суммы катионов в 50 экв.‰ каждый).

Многие из существующих классификаций составлялись для систематизации различных природных типов вод: поверхностных — например, О. А. Алекиным; минеральных — М. Г. Курловым, В. А. Александровым, С. А. Шукаревым; озерных рассолов — М. Г. Валяшко; вод нефтяных месторождений — В. А. Сулиным. Затем они были распространены на различные типы подземных вод, характеризующиеся большим разнообразием ионного состава, степени минерализации и природных условий. Особенно неудачно использование для подземных вод классификаций, разработанных для поверхностных вод и озерных рассолов.

Из множества классификаций рекомендуется использовать наиболее реально отражающие химический состав подземных вод. Это региональные классификации и общие, основанные на комбинировании ионов по их соотношению без учета и с учетом количественных критериев. Общие классификации, основанные на комбинировании ионов с помощью коэффициентов, следует использовать только в случае решения специальных вопросов. При выборе классификации для наименования подземной воды по химическому составу необходимо учитывать и ряд других особенностей, главные из которых были перечислены выше. Наиболее полно отвечает этим условиям классификация К. Е. Питьевой.

При использовании подземных вод в различных отраслях народного хозяйства необходимо специальное их классифицирование. Классифицируются качественные и количественные показатели состава подземных вод. Для систематизации подземных вод по степени минерализации в целях их использования для хозяйственных нужд можно воспользоваться той или иной классификацией из приведенных в табл. 2. В случае отсутствия в этих классификациях подходящих градаций составляются классификации непосредственно для решения конкретной задачи.

Установление дополнительных граничных величины степени минерализации подземных вод в целях их практического использования сводится иногда к разделению на отдельные группы пресных, солоноватых, соленых и рассольных подземных вод, которое проводится разными авторами с различной детальностью в зависимости от решаемых задач. Задачи многочисленны; например, использование соленых и рассольных вод в качестве лечебных, термальных, промышленных; применение гидрогеохимических показателей для поисков месторождений полезных ископаемых; использование подземных вод для питьевого и технического водоснабжения и др. Лечебные воды могут иметь огромный диапазон степени минерализации; однако для лечения отдельных болезней они должны иметь узкоконкретную степень минерализации. Такая классификация разработана В. В. Ивановым (1964). Термальные воды не должны быть сильно минерализованными; высокая минерализация (более нескольких десятков г/л) является вредной и мешает их использованию. Промышленные воды относительно малой минерализации лучше в технологическом отношении, чем более минерализованные. При извлечении из вод йода и бора желательно, чтобы степень минерализации воды не превышала 50—80 г/л; брома и бора — 150; брома — 200; стронция — 100 г/л. Для питьевых целей, как правило, используют пресную воду (с минерализацией до 1 г/л). Однако в аридных областях с большим дефицитом пресной воды используются и слабоминерализованные воды. При этом среди слабоминерализованных вод выделяются воды с различными градациями степени минерализации в зависимости от вида водопотребления: до 3 г/л — для питьевого водоснабжения; и более 3 г/л (до 8 или 12) — для водопоя скота.

При поисках рудных месторождений полезных ископаемых гидрогеохимическими методами исследуются, как правило, пресные (со степенью минерализации до 1 г/л) подземные воды. Ведение поисковых работ требует разделения этих вод на группы с минерализацией в несколько десятков или сотен мг/л каждая. Поиски нерудных месторождений полезных ископаемых (нефти,

газа, боратов осадочного типа, солей) связаны с минерализованными водами; степень минерализации вод может достигать несколько сотен г/л. Выделение в них групп вод с той или иной узкоконкретной степенью минерализации и ионным составом при поисках гидрогеохимическими методами нерудных месторождений определяется геохимическими свойствами вод, которые используются в качестве поисковых признаков. В районах с различными геологическими условиями поисковыми признаками могут обладать воды с различной степенью минерализации. Например, в мезокайнозойских терригенных и карбонатных водоносных комплексах поисковыми на нефть и газ часто являются подземные воды со степенью минерализации в несколько десятков, а в палеозойских — более 100 г/л. Те и другие воды различны по ионному составу (в первом случае в них много наряду с хлором гидрокарбонат-иона; во втором они преимущественно хлоридные). Но в этих водах содержатся в повышенных количествах органические вещества — основные показатели нефти и газа. Классифицирование подземных вод по качественным признакам используется очень широко. Часто классифицируются одновременно качественные и количественные признаки. Ниже кратко рассмотрим классифицирование подземных вод при использовании их для питьевого и технического водоснабжения, в целях использования подземных вод в качестве промышленного сырья, при подземном захоронении пристоков.

Для питьевого водоснабжения воды классифицируются: а) по степени минерализации; б) макроионному составу; в) микроэлементному составу; г) содержанию органических веществ; д) физическим свойствам. Классификации подземных вод по степени минерализации должны содержать раздельно систематизацию для подземных вод гумидных и аридных областей. Верхний предел величины степени минерализации вод, используемых для питьевого водоснабжения в гумидных областях около 1, а в аридных — 3 г/л. При систематизации вод гумидных областей необходимо учитывать также очень слабоминерализованные воды, как воды, неблагоприятные для питья, а аридных областей — воды с минерализацией 1—3 г/л. В связи с этим в первом случае среди вод со степенью минерализации до 1 г/л выделяется несколько групп вод с разной степенью благоприятности по использованию в питьевых целях: а) со степенью минерализации до нескольких десятков мг/л — неблагоприятные; б) от нескольких десятков мг/л до первых сотен мг/л — относительно благоприятные; в) от первых сотен мг/л до 1 г/л — благоприятные. Во втором случае в группе со степенью минерализации до 3 г/л выделяются, по О. А. Алекину, а) воды с хорошей минерализацией до 1,0 г/л; б) с удовлетворительной 1,0—2,0 г/л; в) с допустимой 2,0—2,5 г/л; г) с предельно допустимой 2,5—3,0 г/л. Для водопоя скота предельно допустимой нормой по степени минерализации является величина 12,0 г/л.

Содержание в питьевых водах хлоридов, по ГОСТу 2874—73,

не должно превышать 350, а сульфатов 500 мг/л. При классифицировании подземных вод, используемых для питьевого водоснабжения, по макроионному составу большое значение имеет учет жесткости, т. е. суммарного содержания в воде ионов кальция и магния. Установленная ГОСТом допустимая норма жесткости 7,0 мг-экв/л (19,6°). Воды, характеризующиеся большей жесткостью, неблагоприятны, в них образуется осадок карбонатов кальция и магния при кипячении; плохо развариваются овощи; затруднено пользование мылом. Присутствие в воде тех или иных макроионов придает воде специфический вкус; некоторые макроионы сообщают воде неприятный вкус. Кроме того, конкретный макроионный состав воды влияет, по-видимому, и на состояние отдельных органов человека. В табл. 11, по данным Е. В. Посохова (1975), приведены предельные концентрации различных соединений, придающих подземной воде тот или иной вкус. Наиболее ощутимым и неприятным становится вкус воды при повышенном (до нескольких сотен мг/л) содержании в ней хлористого натрия или хлористого магния или сульфата магния. Классифицирование подземных вод, используемых для питьевого водоснабжения по микроэлементному составу, предусматривает выделение группы вод с различным содержанием ряда микроэлементов. Стандарты питьевой воды указывают на свинец, мышьяк, селен, хром, кадмий, фтор, барий, медь, цинк, железо, марганец и некоторые другие микроэлементы, повышенное или пониженное относительно нормы, содержание которых в воде неблагоприятно сказывается на здоровье человека. В табл. 12 приведены сведения по нормам содержания перечисленных микроэлементов в водах по стандартам СССР, международному и европейскому. ГОСТом предусматриваются также предельные нормы содержания в питьевых водах бериллия (0,0002 мг/л) и молибдена (0,5 мг/л).

Таблица 11

Предельные величины содержания веществ, изменяющие вкус воды, мг/л

Вещество	Вкус		
	едва ощутимый	заметный	неприятный
FeSO ₄	1,6	4,8	—
NaNO ₃	70	205	345
NaHCO ₃	415	450	—
CaSO ₄	70	140	—
MgSO ₄	250	625	750
Na ₂ SO ₄	150	450	—
NaCl	165	495	660
MgCl ₂	135	400	535

Содержание органических веществ в водах, а также болезнетворных микроорганизмов строго ограничено в случае, если вода должна использоваться в питьевых целях. ГОСТом установлены нормы допустимого содержания кишечных палочек в 1 л воды (коли-индекс) не более трех и наименьший объем воды, который содержит одну кишечную палочку (коли-титр) не менее 300 мл.

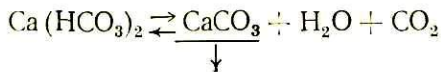
Таблица 12

Стандарты качества воды, используемой для питьевого водоснабжения

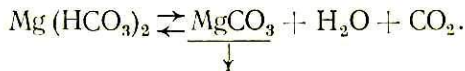
Вещество	Стандарты, мг/л		
	СССР (1975—1980)	международный (1963)	европейский (1963)
Свинец	0,1	0,05	0,1
Мышьяк	0,05	0,05	0,2
Селен	0,01	0,01	0,05
Хром	0,01	0,05	0,05
Кадмий	—	0,01	0,05
Барий	4,0	1,0	—
Медь	1,0	1,5	3,0
Цинк	5,0	15	5,0
Железо	0,3	1,0	0,1
Марганец	0,1	0,5	0,1
Фтор	1,5	1,0—1,5	1,5

Подземная вода исходя из этих норм систематизируется на весьма благоприятную, менее благоприятную и неблагоприятную с различными величинами коли-индекса и коли-титра. К физическим свойствам подземных вод, имеющих значение при использовании их для питьевого водоснабжения, относятся запах и цвет. Оба эти признака в качестве неприятных свойств воды часто возникают из-за наличия в воде больших количеств органических веществ. Это свойственно подземным водам, имеющим связь с болотными,

При техническом водоснабжении большое значение имеет оценка химического состава подземных вод, используемых для питания паровых котлов, и подземных вод, соприкасающихся с бетонными, железобетонными и металлическими конструкциями. Подземные воды, используемые для питания паровых котлов, должны иметь химический состав, не способствующий образованию накипи и препятствующий коррозии. Содержание в воде значительных количеств кальция и магния вызывает при работе паровых котлов образование на их стенках накипи, которая сильно снижает их теплопроводность (работа становится не экономичной), а также способствует увеличению коррозии. Накипь в зависимости от анионного состава воды имеет различный характер. Она может быть карбонатной, сульфатной, силикатной. Карбонатная накипь образуется, когда при кипячении из воды удаляется углекислый газ и в осадок выпадает карбонат кальция или магния:



или



При повышенном содержании в воде сульфат-иона и кальция из-за уменьшения объема воды при кипячении концентрация этих ионов увеличивается; содержание в воде сульфата кальция достигает насыщения, и это соединение выпадает в осадок; образуется сульфатная накипь. Силикатная накипь образуется, когда в воде

присутствуют хорошо растворимые соединения кремневой кислоты (например, кремнекислый натрий). Они взаимодействуют с соединениями кальция (или магния) с образованием слабо растворимых силикатов кальция (или магния). Предотвращение образования карбонатной, сульфатной и силикатной накипей в паровых котлах возможно при использовании воды с минимальным содержанием кальция и магния, установленным ГОСТом. По величине жесткости воды классифицируются: а) на очень мягкие (до 1,5); б) мягкие (1,5—3,0); в) умеренно жесткие (3,0—6,0); г) жесткие (6,0—9,0); д) очень жесткие (более 9 мг-экв/л). Применение для паровых котлов жестких и очень жестких вод нежелательно.

Коррозийное воздействие подземной воды по отношению к бетонам и металлам выражается агрессивностью: сульфатной, карбонатной, кислотной и др. Сульфатная агрессивность связана с присутствием в воде, воздействующей на бетон, сульфата магния. Сульфат магния вступает во взаимодействие с известью бетона, образуется сульфат кальция, который более растворим по сравнению с известью. Вследствие этого происходит разрушение бетона. Степень проявления сульфатной агрессивности определяется по содержанию в воде иона хлора и сульфат-иона. Содержание этих ионов для бетона на портландцементе в породах высокой проницаемости с позиций агрессивности классифицируется следующим образом: при SO_4^{2-} 250—500; 501—1000; более 1000; по Cl^- — 3000; 3001—5000; более 5000 мг/л. При слабой проницаемости пород вода считается агрессивной при содержании сульфат-иона более 1000 мг/л.

Карбонатная агрессивность зависит от содержания в воде карбонатов кальция и магния. Для различных сортов бетона количество карбонатов кальция и магния, придающих воде агрессивное свойство, неодинаково. В связи с этим классифицированию подвергаются и сорта бетона. Так, в песчаных породах будет агрессивной для портландцемента вода с карбонатной жесткостью 2,14; для шлакового портландцемента — 1,07; для пуццоланового — 0,54 мг-экв/л. Кислотная агрессивность воды устанавливается по величине рН. Для портландцемента вода агрессивна при $\text{pH} < 7$; для шлакового портландцемента — при $\text{pH} < 6,7$; для пуццоланового цемента — при $\text{pH} < 5$.

Подземные воды, рассматриваемые в качестве минерального сырья, получили известность как «промышленные». В целом к промышленным водам относятся также природные, в том числе подземные воды, которые содержат элементы или вещества в количествах, определяющих возможность их извлечения и использования для хозяйственных нужд. Использование промышленных вод помимо содержания в них ценных для промышленности элементов и веществ обосновывается условиями их добычи (глубиной залегания, составом вод и др.), технологией извлечения, что в комплексе определяет их экономическую целесообразность.

В настоящее время как минеральное сырье наиболее широко используется бром и йод минерализованных вод, из-за чего промышленные воды часто называют йодо-бромными. Кондиции содержания этих элементов в водах: при отдельном извлечении брома — более 250, йода — более 18; при совместном извлечении брома — более 200, йода — более 10 мг/л. Промышленные воды содержат в значительных количествах и другие элементы (бор, литий, стронций и т. д.), но технологические схемы извлечения многих из них из подземных вод и кондиции содержания в водах находятся в стадии разработки.

Таким образом, оценка подземных вод, используемых в качестве минерального сырья, прежде всего проводится по количественному признаку, определяемому технико-экономическими нормами. В связи с ними подземные воды могут иметь промышленную значимость по одному или нескольким микроэлементам одновременно.

Большое значение при оценке промышленных подземных вод имеет учет генезиса микроэлементов, который является качественным показателем использования подземных вод как полезного ископаемого, а технико-экономические нормы — количественным показателем использования подземных вод. Знание генезиса микроэлементов в подземных водах помогает прогнозировать, в каких количествах те или иные микроэлементы (и в каком наборе) могут содержаться в подземных водах того или иного гидрогеохимического типа, приуроченных к тем или иным структурно-тектоническим, литолого-геохимическим и другим природным условиям. Формирование микроэлементного состава подземных вод неразрывно связано с перечисленными условиями, которые являются факторами, определяющими формирование различных типов промышленных вод.

Выделяются следующие типы промышленных вод: 1 — борно-йодные (В—I); 2 — борные (В); 3 — бромно-борно-йодные (Br—В—I); 4 — бромно-борные (Br—В); 5 — бромно-борно-литиевые (Br—В—Li); 6 — стронциевые (Sr); 7 — бромно-йодно-стронциевые (Br—I—Sr). Бромно-йодные, борные и бромно-борно-йодные промышленные воды чаще всего приурочены к терригенным и карбонатным породам. В их формировании участвуют главным образом изоморфный бром, органический йод, сорбированный и эндогенный бор. Бромно-борные и бромно-борно-литиевые промышленные воды приурочены к галогенным породам. Микроэлементы в этих породах присутствуют в изоморфном состоянии и являются источниками для подземных вод. Стронциевые промышленные воды являются водами выщелачивания сульфатных пород. Источник стронция в водах — стронциевый минерал стронцианит (SrCO_3). Бромно-йодно-стронциевые промышленные воды формируются преимущественно за счет взаимодействия с карбонатными породами, обогащенными изоморфным бромом, органическим йодом и стронциевым минералом стронцианитом (SrCO_3).

При классифицировании подземных вод для подземного захоронения промстоков большое значение имеет учет тех показателей, которые свидетельствуют о направлении изменения под их влиянием химического состава подземных вод. К таким показателям прежде всего относятся промстоки, поэтому они классифицируются по составу. Классифицируются по составу и подземные воды, а также смеси промстоков с подземными водами, при этом выделяются группы промстоков и подземных вод с различным содержанием сульфат-иона, гидрокарбонат-иона, кальция, магния. Подземные воды и промстоки с повышенным содержанием этих ионов считаются неблагоприятными для осуществления подземного захоронения промстоков, поскольку при их смешении возможно образование твердых сульфата кальция и карбонатов кальция и магния и коагулирование этими веществами пород. Это, как правило, вызывает снижение проницаемости породами — коллекторами промстоков.

Раздел II

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОБЛЕМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Глава 4

МИГРАЦИЯ ЭЛЕМЕНТОВ И ОСНОВНЫЕ ПРОЦЕССЫ

§ 1.

ПОНЯТИЕ О МИГРАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ

Миграция элементов в подземных водах неразрывно связана с историей элементов в земной коре. Воде всегда придавалась исключительная роль во всех геохимических процессах: выделении минералов из водных растворов, разрушении минералов и пород и др. В. И. Вернадский и А. Е. Ферсман особое внимание обращали на миграцию анионов и в целом — на поведение элементов в различных условиях земной коры, ставя конечной целью дать картину распространения и движения каждого элемента в пространстве и времени.

Термин «миграция» введен А. Е. Ферсманом в 1923 г. Под ним подразумевается перемещение и перераспределение химических элементов в земной коре и на ее поверхности. В водных растворах элементы перемещаются в виде ионов, молекул, коллоидных частиц. Миграционная способность у разных элементов различна и зависит от природы химических соединений и физико-химических условий, в которых мигрируют элементы. В результате миграции выносятся и рассеиваются одни элементы и накапливаются другие.

В геохимии миграция элементов чаще всего рассматривается как распространение и движение элементов в пространстве и времени. По А. И. Перельману (1968), миграция химических элементов — перемещение их из одной части земной коры в другую — связано с химическими свойствами элементов. В гидрогеологии под миграцией понимается тепло- и массоперенос в подземных водах с учетом физико-химических процессов. Мы же считаем, что под водной миграцией химических элементов следует понимать их любое перемещение в подземной воде и системах, образуемых подземными водами с породами и другими средами (атмосферой, биосферой и т. д.), протекающее под влиянием свойств элементов

и свойств сред и приводящее к качественным изменениям подземных вод. Наиболее распространены следующие системы «подземная вода — вмещающая (окружающая) среда»: а) подземная вода — порода — газ — органическое вещество; б) подземная вода — порода — газ; в) подземная вода — порода¹. Физико-химические процессы помимо этих систем могут также протекать и непосредственно в подземной воде. Миграция элементов в подземных водах и в перечисленных системах осуществляется длительное геологическое время. На нее влияют внутренние и внешние факторы миграции (Ферман, 1934).

Из внутренних факторов миграции особо отметим валентности и ионные радиусы химических элементов, имеющие большое значение для их миграции. В целом, чем больше валентность элементов, тем ниже их миграционная способность, так как элементы с большей валентностью образуют преимущественно, за небольшим исключением, слаборастворимые соединения. Чем больше ионные радиусы и меньше валентность элементов, тем выше их миграционная способность. Так, согласно валентности наиболее распространенные в подземных водах катионы по миграционной способности располагаются в ряд: K^+ , $Na^+ > Ca^{2+}$, Mg^{2+} , а анионы: $Cl^- > SO_4^{2-}$, CO_3^{2-} . Ионные радиусы (А) по Гольдшмиду: калия 1,33, натрия 0,98, кальция 1,06, магния 0,78. С их учетом уточненный ряд катионов выглядит следующим образом: $K^+ > Na^+ > Ca^{2+} > Mg^{2+}$.

Большую роль в миграции элементов играет характер водной среды, определяемый специфическими особенностями ее состава, в частности величиной рН. Выделяются группы элементов, по-разному мигрирующие при различных значениях рН. Многие из основных макроэлементов хорошо мигрируют и в щелочной и кислой средах. К ним относятся: хлор, сульфат-ион, натрий, калий, кальций; из микроэлементов — бром, йод, фтор, литий, рубидий, цезий и др. Магний в сильнощелочных средах образует осадок гидроксида магния, бор лучше мигрирует в щелочной среде, и т. д. Железо и марганец в окислительной среде образуют труднорастворимые соединения и имеют малую миграционную способность. Медь неустойчива при рН, равном 5,3, и начинает выпадать из воды. Поэтому в подземных водах с нейтральной и щелочной средами медь содержится в едва ощутимых количествах. Свинец наиболее миграционен в водах с рН до 7; в больших количествах он содержится в водах с рН менее 5,5. Может находиться, но в малых количествах, в водах с рН около 10,5.

Внешние факторы миграции — многообразные природные условия. Чаще всего они непостоянны в пространстве и в геологиче-

¹ В пунктах «а» и «б» выделены системы, в пределах которых органические вещества и газ слабо участвуют в формировании химического состава подземных вод.

ском времени по своим свойствам. Это в значительной степени определяет то, что химический состав подземных вод непрерывно меняется.

В настоящее, краткое с геологических позиций, время наблюдается так называемый «конечный» состав подземных вод, являющийся результатом многоисленных преобразований подземных вод, начиная с момента их формирования. В этих преобразованиях огромна роль миграции элементов. Источниками элементов в подземных водах являются атмосфера, море, но самыми существенными — породы, с которыми воды имеют постоянный непосредственный контакт. Попадая в подземную воду, элементы ведут себя по-разному в зависимости от физических и химических свойств элементов, т. е. от способности их вступать в соединения с другими элементами и от свойств окружающей и вмещающей обстановки. Элементы могут длительное время переноситься водами, накапливаться в них, удаляться из них, рассеиваться в водах и т. д. Соотношение между внутренними и внешними факторами сложное. Но, как правило, внешние факторы определяют, будет ли проявляться в данной обстановке то или иное свойство элемента. Например, калий, как элемент одновалентный и с малым ионным радиусом, относится к наиболее миграционным. Однако вследствие поглощения его живыми организмами (растениями и животными) он по подвижности в природе резко уступает кальцию, магнию и другим, относительно малоподвижным элементам.

Миграция оценивается качественно и количественно. Ее качественная оценка заключается в фиксации различия химического состава подземных вод разных районов водоносных горизонтов, комплексов, что позволяет делать заключения о перемещении элементов в подземных водах. Изменения в химическом составе подземных вод служат также основанием для выводов относительно участия пород, газов и других сред в миграции элементов. Количественно миграция элементов оценивается с помощью численных показателей перемещения элементов в подземных водах и образующих ими системах.

Для относительной количественной характеристики миграции элементов в системе «подземная вода — порода» А. И. Перельман (1972) предложил вычислять интенсивность водной миграции в виде коэффициента водной миграции. Он представляет собой отношение содержания элемента в минеральном остатке воды к его содержанию в водовмещающих горных породах:

$$K_x = \frac{m_x 100}{an_x},$$

где m_x — содержание элемента x в воде (в г/л); n_x — содержание элемента x в породе (в %); a — сумма минеральных веществ воды (в г/л).

При ориентировочных расчетах вместо содержания элемента в породе можно пользоваться Кларком элемента в литосфере.

Приведенная расчетная формула является упрощенной, не учитывающей продолжительность процесса и позволяющей интенсивность миграции определять по количеству перешедших в воду веществ в целом, а не в единицу времени. Интенсивность миграции элемента P_x с учетом времени, по А. И. Перельману, определяется дифференциальным уравнением:

$$P_x = \frac{1}{b_x} \cdot \frac{db_x}{dt} = \frac{d \ln b_x}{dt},$$

где b_x — содержание элемента в изучаемой системе; t — время. Применительно к процессам выщелачивания интенсивность миграции элемента следует понимать как скорость выщелачивания 1 г вещества данного элемента.

Коэффициентом водной миграции можно пользоваться для решения задач двоякого рода: для сравнения миграции того или иного иона в различных природных условиях (например, иона кальция в водоносных комплексах, сложенных терригенными, или карбонатными, или сульфатными породами); для выявления относительной миграции различных ионов в однородных природных условиях (например, ионов хлора, сульфат-иона, гидрокарбонат-иона, натрия и других в грунтовых водах какого-либо платформенного участка с гумидным климатом и т. д.).

Обязательным условием при пользовании коэффициентом водной миграции в целях характеристики миграционных особенностей элементов является формирование вещественного состава воды за счет породы. Второе условие сводится к тому, что расчет коэффициентов водной миграции, используемых для сравнительной оценки подвижности элементов, следует производить для подземных вод с близкими величинами степени минерализации. Чем более подвержена порода разложению подземными водами, тем существеннее миграция элементов, входящих в состав породы, и тем выше величина коэффициента миграции.

На величины коэффициентов водной миграции влияет ряд факторов, наиболее значительные из которых: а) степень выщелачиваемости пород и растворимости порообразующих минералов; б) степень подвижности подземных вод. Выщелачиваемость пород связана с особенностями их минерального состава. Так, например, галогенные породы более выщелачиваемы по сравнению с сульфатными, карбонатными и терригенными породами. В связи с этим коэффициенты миграции в близких природных условиях больше у тех элементов, которые входят в состав более выщелачиваемых пород. Например, коэффициенты миграции натрия и хлора, поступающих в подземную воду путем растворения галита, часто превышают величины коэффициентов миграции этих элементов, поступающих в нее в результате взаимодействия вод с воднорастворимым комплексом терригенных пород. Величины коэффициентов миграции магния, поступающего в подземную воду при растворении магниевых солей галогенных пород, больше величин

коэффициентов миграции магния, поступающего в подземную воду при выщелачивании доломитов. Величины коэффициентов миграции натрия, поступающего в подземную воду в результате растворения галита, часто больше, чем при выщелачивании полевошпатовых терригенных пород и т. д. Можно привести ряд примеров по миграции в подземных водах микроэлементов в связи с растворимостью наиболее распространенных их соединений. Высока степень миграции цинка, так как большинство его соединений хорошо растворимы в воде. Свинец обладает повышенными миграционными свойствами в случае, если он образует соединения с хлором и гидрокарбонат-ионом; эти соединения легко растворимы в воде. Степень миграции меди различна в зависимости от того, какие ее соединения растворяются водой. При взаимодействии воды с породой, содержащей хорошо растворимое соединение CuSO_4 , степень миграции меди значительная; а мала при воздействии воды на слабо растворимые соединения с CO_3^{2-} , PO_4^{3-} и др. Соединения одновалентной меди нерастворимы в воде, и в этом случае медь не мигрирует из пород в воду. Ряд тяжелых металлов образуют слабо растворимые соединения с OH^- , CO_3^{2-} , H_2PO_4^- , HS^- ; в таком случае они имеют незначительную степень миграции в подземных водах.

При расчете величин коэффициентов миграции следует также учитывать однотипность пород относительно выщелачиваемости. Например, целесообразно сравнивать миграцию элементов в подземных водах галогенных пород, сложенных солями с различной растворимостью. Коэффициент миграции хлора будет больше для вод, приуроченных к сильвинной породе, чем к галитовой. Коэффициент миграции натрия будет больше для вод, приуроченных к галогенным породам, сложенным преимущественно солью сульфата натрия, чем для вод, приуроченных к галитам. Коэффициент миграции сульфат-иона будет больше для вод, приуроченных к галитовой породе с солями сульфата натрия или сульфата магния, чем для вод ангидритовых пород, и т. д.

Степень подвижности подземных вод не входит в формулу коэффициента водной миграции и оказывает косвенное влияние на ее характеристику. Влияние подвижности подземных вод на миграционные особенности элементов следует рассматривать для двух случаев; во-первых, когда подземные воды, имеющие различную скорость фильтрации, проходят одинаковые по длине пути. Как правило, подземные воды с большей скоростью фильтрации один и тот же путь проходят за меньшее время, чем воды с меньшей скоростью фильтрации. Следовательно, первые меньшее время находятся во взаимодействии с породами, и меньшее количество веществ переходит из породы в воду. Таким образом, коэффициент миграции одного и того же иона в водах с большей скоростью фильтрации при условии одинаковых длин путей фильтрации меньше, чем в водах с меньшей скоростью фильтрации. Во-вторых,

когда подземные воды, имеющие различную скорость фильтрации, движутся в течение одного и того же отрезка времени.

В случае расчета коэффициентов водной миграции для близких периодов времени фильтрации воды с большей скоростью фильтрации за одно и то же время взаимодействуют с породами на больших площадях, чем воды с меньшей скоростью фильтрации. Тогда для одних и тех же элементов миграционная способность повышается в соответствии с возрастанием подвижности вод. Подземные воды в связи с подвижностью и миграционными особенностями элементов делятся на две группы: подвижные (грунтовые воды платформенных гумидных областей, горно-складчатых областей и кристаллических массивов), которые способствуют выносу элементов из пород в воды и с водами за пределы их распространения и действуют в направлении обеднения территории элементами; относительно малоподвижные (пластовые с разными глубинами залегания) воды, в которых элементы накапливаются, водо-вмещающие породы при этом незначительно обедняются элементами.

В целом большая величина коэффициента миграции элемента свидетельствует о большей интенсивности его миграции. Как правило, интенсивность миграции элемента неодинакова в разных природных условиях. По А. И. Перельману, для каждой геохимической обстановки характерны ряды миграции элементов и интенсивность миграции одного и того же элемента неодинакова в разных частях земной коры.

Для количественной характеристики миграции элементов в системе вода — порода и в подземной воде широко пользуются математическими приемами, позволяющими решать задачи по целому ряду гидрогеохимических процессов. Наиболее отработаны задачи по описанию в системе вода — порода процессов сорбции, молекулярной и конвективной диффузии, растворения.

На современном этапе при решении миграционных задач особое значение приобретает учет миграционных форм элементов. Этот вопрос наиболее сложен для соленых и рассольных подземных вод глубоких водоносных комплексов. В пресных и слабо-минерализованных водах основные компоненты состава практически полностью диссоциированы. В соленых и рассольных водах ионы могут содержаться как в виде свободных ионов, так и в форме ионных пар и более сложных ассоциаций ионов, находящихся в динамическом равновесии со свободными ионами. С. А. Брусилковский (1963), Р. М. Гаррелс и Ч. Л. Крайст (1968), рассчитав состав морской воды с учетом миграционных форм, пришли к выводу, что морская вода имеет сложный состав и состоит не только из свободных ионов. Помимо ионов Mg^{2+} , Ca^{2+} , Na^+ , SO_4^{2-} в ней, по С. А. Брусилковскому, присутствуют $MgSO_4$, $CaSO_4$, Na_2SO_4 .

Учет миграционных форм вносит существенные коррективы в представления о закономерностях миграции в высокоминерализо-

ванных водах сульфат- и гидрокарбонат-ионов, являющихся основными компонентами сульфатного и карбонатного равновесий, исследование которых необходимо при решении многих теоретических и практических задач. Учет миграционных форм позволяет правильно оценивать ионную силу минерализованных растворов. Представляя состав минерализованных растворов в ионной форме, получаем завышенные величины ионной силы по сравнению с выражением состава минерализованных растворов с учетом реальных миграционных форм. Снижение ионной силы минерализованных растворов в этом случае происходит за счет учета незаряженных частиц типа HCO_3^0 , CaSO_4^0 , MgSO_4^0 , CaCO_3^0 .

Миграционные особенности элементов в подземных водах и в системах, образуемых ими с вмещающими и окружающими средами, в значительной степени определяются строением воды. Современные представления о структуре воды с позиций наличия водородных связей отражаются моделями Дж. Бернала, Р. Фаулера, М. Аджено, О. Я. Самойлова и др. Многие из них считают, что молекула воды имеет тетраэдрическую форму и окружена четырьмя другими молекулами. Два угла тетраэдра заряжены положительно, а два других — отрицательно. Распределение зарядов в молекуле воды совпадает с наличием в каждой молекуле четырех водородных связей (двух за счет неподеленных электронных пар и двух других — за счет двух водородных атомов, расположенных в углах тетраэдра). В центре тетраэдра находится атом кислорода.

Дж. Бернал и Р. Фаулер предложили три вида структуры жидкой воды в зависимости от температурных условий. При температуре ниже $+4^\circ$ молекулы жидкой воды образуют тетраэдрическую льдоподобную решетку с водородными связями, близкую к решетке кварца. При температурах $+4$ — $+200^\circ$ молекула жидкой воды имеет тетраэдрическую форму кварца. Если температуры превышают 200° , молекулы воды характеризуются плотной упаковкой практически без водородных связей.

Водородные связи, с одной стороны, определяют значительную упорядоченность молекул воды, приближая ее к твердому телу; с другой, обуславливают наличие пустот, чем вызывают большую рыхлость воды.

О. Я. Самойлов (1957), исходя из ажурной структуры воды, считает, что в воде существует ближняя упорядоченность молекул, напоминающая каркас льда с пустотами, заполненными частично молекулами воды, и дальняя упорядоченность с менее плотной упаковкой. Молекулы воды совершают колебательные, тепловые движения около временных положений равновесия, а затем, накопив энергию, достаточную для преодоления связи с соседними молекулами, совершают скачки в другие положения равновесия. Скачки молекул осуществляются по пустотам в структуре воды. Среди других моделей структуры воды имеются такие, которые придают большое значение мономерным молекулам, водородным

связям пететраздрического характера и др. Так, например, М. Аджено (1967) рассматривает водородные связи между молекулами воды в качестве водородных мостиков кольцевого вида, способствующих формированию агрегатов и скопленных молекул различной формы.

Для решения многих вопросов миграции элементов в подземных водах определенное значение приобретают исследования изотопного состава воды и изотопов ряда элементов. Исследования изотопного состава воды важны при выяснении ее принадлежности к инфильтрационному, седиментационному, ювенильному типам, что косвенно может указывать на формирование ее химического состава, а следовательно, на возможные пути миграции тех или иных элементов в ней.

Различаются изотопный состав воды и изотопный состав водорода и кислорода, составляющих молекулу воды. Изотопный состав характеризуется плотностью воды, которая для различных видов природных вод неодинакова. Существуют легкие и тяжелые воды. У первых плотность меньше стандартной (за воду со стандартной плотностью принимается вода Московского водопровода); у вторых — больше. Диапазон плотности природных вод — 23 до +21 γ (1 γ равна 0,000001 единиц плотности). Воды рек близки к нулевой плотности; воды озер и морей несколько тяжелее (+2, +3 γ). Плотность минерализованных подземных вод +3, +16 γ и более.

Изотопов водорода три: H¹-протий, H²-дейтерий, H³-тритий. Протий — стабильный, легкий и наиболее распространенный; дейтерий — стабильный, тяжелый, имеющий меньшее, по сравнению с протием, распространение; тритий — тяжелый, радиоактивный изотоп водорода. Количественная характеристика изотомам водорода дается в разных единицах: в молекулярных процентах (мол% D₂O), в атомных процентах (ат%), в гаммах (1 γ экв на 0,000927 ат%), в относительных величинах (по отношению к концентрации в воде Московского водопровода).

Наибольший интерес для решения практических и теоретических гидрогеологических вопросов имеет дейтерий. Установлена следующая закономерность в распределении дейтерия в подземных водах: его концентрация больше в более минерализованных глубоких водах, что связывают с седиментационным генезисом этих вод. Подземные воды небольших глубин, являющиеся, как правило, пресными, характеризуются содержанием дейтерия 0,8—1,0; более глубокие минерализованные подземные воды содержат дейтерия более 1,0. Наблюдаются исключения из этой закономерности: иногда глубокие минерализованные воды содержат дейтерия в количествах, близких к неглубоким пресным водам и поверхностным водам. Это позволяет считать глубокие минерализованные подземные воды сформированными инфильтрационным путем.

Известно пять изотопов кислорода. Из них изотопы O^{14} , O^{15} , O^{19} короткоживущие, радиоактивные, а O^{16} , O^{17} , O^{18} — стабильные. Основная масса молекулы кислорода состоит из изотопа O^{16} . Изотоп O^{17} имеет незначительное распространение. Содержание изотопа O^{18} повышено в водах морей и океанов (+0,49 до +0,67% относительно стандарта), в водах соленых озер и др. В соленых поверхностных водах повышенное содержание изотопа O^{18} объясняется испарением, в ходе которого улетучивается изотоп O^{16} . Содержание изотопа O^{18} в подземных водах значительно колеблется. В водах горячих источников вулканических областей концентрация O^{18} от +0,19 до +1,22% относительно стандарта. Подземные воды мезокайнозойских водоносных комплексов Средней Азии имеют изотоп O^{18} в количестве от -0,42 до +0,86%. В случае, если содержание изотопа O^{18} в глубоких подземных водах того или иного водоносного комплекса близко к содержанию в атмосферных осадках или в подземных водах области питания водоносного комплекса, делается вывод об инфильтрационном генезисе глубоких подземных вод рассматриваемого водоносного комплекса.

На формирование химического состава подземных вод, а следовательно, на миграционные особенности элементов в ряде случаев оказывает влияние связанная вода, которая отличается от свободной гравитационной воды по своим свойствам и строению. Она находится в тесном взаимодействии с породами, в которых удерживается силами, превышающими силу тяжести. Связанная вода имеет несколько видов и характеризуется различными формами нахождения в породах. Основные ее виды: 1) вода, входящая в состав минералов; 2) прочно связанная; 3) рыхло связанная.

Вода, входящая в состав минералов, является химически связанной водой. В. И. Вернадский (1933—1936) предложил различать следующие разновидности химически связанной воды: а) конституционную, наиболее прочно связанную с кристаллической решеткой минералов; б) кристаллизационную, связь которой с кристаллической решеткой минералов менее прочна; в) цеолитную с минимальной прочностью связи. Примерами химически связанной воды является вода в составе гипса ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), мирабилита ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$), лимонита ($Fe_2O_3 \cdot nH_2O$). Также она входит в состав многих глинистых минералов, слюд, хлорита и др. В минералах она находится как в виде молекул, так и в виде ионов H^+ и OH^- . Химически связанная вода выделяется из минералов чаще всего при высоких температурах в количествах, конкретно определенных для каждого минерала.

Прочно связанная вода — это гигроскопическая вода, расположенная непосредственно на поверхности минерала. Она представлена пленкой различной толщины и сложного строения. Прочно связанная вода в отличие от свободной воды не способна к растворению и не может перемещаться в жидком виде (перемещает-

ся в парообразном состоянии). Расположение ее молекул значительно прочнее и плотнее, чем у свободной воды.

Рыхло связанная вода свойственна глинистым породам. Эта вода приурочена к поверхности глинистых минералов и является результатом осмотического впитывания молекул воды диффузионной оболочкой внешней части двойного электрического слоя (одного — отрицательно заряженного на поверхности породы и другого — положительно заряженного в воде).

Прочно и рыхло связанная вода выделяется из пород под действием давления. Для выделения связанной воды из пород на практике обычно применяют величины давления, значительно превышающие давления в пласте, что способствует разрушению пород и переходу веществ в отделяемую от породы воду. В результате состав отделяемой воды не соответствует действительному ее составу. Изучение связанной воды имеет большое значение для решения ряда гидрогеохимических вопросов, поскольку она в определенных природных обстановках в той или иной степени поступает в свободную воду. Тогда изменяется состав свободной воды.

§ 2.

ПРОЯВЛЕНИЕ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД В РАЗЛИЧНЫХ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Миграция элементов в подземных водах неразрывно связана с разнообразными процессами, протекающими в подземных водах и в системе подземная вода — вмещающая (окружающая) среда. Многообразие процессов определяет разнообразие химического состава подземных вод. Среди множества процессов наиболее характерны для формирования химического состава подземных вод следующие: в системах подземная вода — вмещающая (окружающая) среда это — растворение и выщелачивание, гидролиз, ионный обмен, сорбция, диффузия, биогеохимические процессы; в подземных водах — вторичное минералообразование, концентрирование, разбавление, смешение, биогеохимические процессы.

Растворение и выщелачивание — химические процессы взаимодействия подземной воды с породами и минералами. Растворение — разрушение водой кристаллической решетки веществ — в геологических условиях относится к породообразующим минералам и мономинеральным породам. Примером мономинеральных пород являются галиты. При растворении минералы полностью переходят в растворенное состояние. Растворение — обратимый процесс, происходящий вследствие полярности молекул воды. Полярная молекула обладает силовыми полями, что обуславливает ее способ-

ность притягивать молекулы различных веществ. При этом энергии, с которой вода действует на вещество (энергии гидратации), достаточно для разрушения кристаллической решетки вещества.

В. П. Зверев и В. А. Ильин (1974) считают, что с точки зрения химической кинетики процесс растворения следует рассматривать как химическую реакцию, происходящую на границе раздела двух фаз. Они отмечают, что всякая гетерогенная реакция состоит из трех ступеней: поступления растворителя к поверхности твердого вещества, реакции взаимодействия растворителя и твердого вещества и отвода растворенного в воде материала от поверхности реакции. Скорость процесса растворения складывается из суммы скоростей всех трех его ступеней. Однако если какая-нибудь из них несоизмеримо мала по сравнению со скоростями двух других, то скорость растворения определяется только скоростью этого наиболее медленно идущего процесса. Если наиболее медленной стадией растворения являются межфазовые процессы, то реакция идет по химической кинетике. Если же отвод прореагировавшего вещества осуществляется благодаря процессам диффузии, то реакция идет по диффузионной кинетике. В результате появления работ Д. А. Франк-Каменецкого (1967), А. Б. Здановского (1956) и других исследователей получила распространение диффузионно-кинетическая теория гетерогенных процессов, развившаяся из двух теорий: диффузионной (Нернст и др.), и теории, учитывающей превращение на границе фаз (Мьямото). Диффузионно-кинетическая теория растворения признает равное право за обоими названными процессами, т. е. процесс растворения различных веществ в воде определяется одновременно и диффузионными и межфазовыми процессами. Растворение контролируется растворимостью веществ. В условиях дистиллированной воды и температуры 18° растворимость (в г/л) наиболее распространенных веществ следующая: CaCl_2 — 731,9; MgCl_2 — 558,1; MgSO_4 — 354,3; NaCl — 328,6; Na_2SO_4 — 168,3; Na_2CO_3 — 133,9; CaSO_4 — 2,01; CaCO_3 — 0,013.

Выщелачивание — перевод в раствор одного или нескольких компонентов твердого вещества с помощью водного раствора, часто при участии газов, являющихся окислителями или восстановителями. Поэтому выщелачивание в гидрогеохимии в отличие от растворения представляет собой процесс разложения подземными водами породы. В отличие от растворения — обратимого процесса — выщелачивание является сложным необратимым процессом.

На растворимость и выщелачивание большое влияние оказывают природные факторы. Среди них велика роль газов и свойств подземных вод — растворов. Так, присутствие в подземных водах значительных количеств углекислоты повышает растворимость кальцита, доломита и выщелачивание терригенных пород. Присутствие в водах кислорода повышает возможность миграции компо-

нентов, слагающих породу, обогащенную сульфидами металлов, за счет увеличения интенсивности процессов их окисления. Присутствие в водах ионов, разноименных с ионами породообразующих минералов, повышает растворимость этих минералов и т. д. Для растворения и выщелачивания существенное значение имеют размеры контакта подземных вод с минералами и породами, а также длительность взаимодействия вод с минералами и породами. Чем больше размеры контакта и длительность взаимодействия, тем значительнее эффект растворения и выщелачивания. В водоносных горизонтах и комплексах преобладают процессы выщелачивания: выщелачиваются терригенные, карбонатные и сульфатные осадочные породы, а также изверженные и кристаллические породы. И только галогенные породы, представляющие собой, как правило, мономинеральные породы, подвергаются растворению подземными водами.

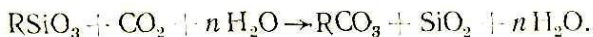
Известно несколько видов выщелачивания. В подземных водах наиболее широко распространены: углекислотное, гидролиз, окисление, выщелачивание растворами с повышенной ионной силой. Отнести эти процессы к выщелачиванию позволяет то, что каждому из них присущи основные черты, свойственные выщелачиванию: взаимодействие подземных вод с породами и разложение подземными водами породы, сопровождаемое переходом компонентов породы в воду; изменение состава подземной воды; изменение физических свойств породы (увеличение проницаемости, пористости).

Углекислотное выщелачивание протекает при взаимодействии с породами подземных вод, содержащих углекислоту. Углекислотному выщелачиванию подвержены карбонатные (доломиты, известняки) и силикатные осадочные породы. Углекислота в разных условиях имеет различное происхождение. В грунтовых водах и неглубоких пластовых преобладает атмосферная углекислота. В глубоких пластовых водах, приуроченных к карбонатным породам, она часто термометаморфическая; в глубоких пластовых водах, приуроченных к породам, обогащенным органикой — биогенная, в областях вулканической деятельности — преимущественно магматогенная. Наряду с другими видами углекислоты в водоносных комплексах широко распространена углекислота магматогенного происхождения. Обладая высокими миграционными свойствами, она способна распространяться снизу к поверхности земли и обогащать подземные воды, залегающие на различных глубинах.

При углекислотном выщелачивании силикатных осадочных пород и гранитов углекислота является источником карбонат- и гидрокарбонат-ионов в водах. При выщелачивании карбонатных пород $1/2$ гидрокарбонат-иона поступает в воду из пород. Состав катионов в любом случае определяется составом породы. Так, в случае углекислотного выщелачивания известняков в подземную воду поступает кальций; доломитов — магний и кальций, кальцие-

вой силикатной породы — кальций и т. д. Приведем примеры углекислотного выщелачивания.

Углекислотное выщелачивание силикатной породы:



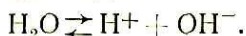
Углекислотное выщелачивание карбонатной породы:



В результате углекислотного выщелачивания различных пород формируются воды, главным анионом в которых является гидрокарбонат-ион; наряду с гидрокарбонатными формируются также кремниевые воды. Катионный состав гидрокарбонатных и кремниевых вод преимущественно кальциевый и магниевый.

Углекислотное выщелачивание широко развито в подземных водах. Оно имеет место в подземных водах с различными условиями залегания — грунтовых и пластовых, что обуславливается значительным распространением углекислого газа в земной коре. Широкое же распространение углекислого газа в земной коре объясняется формированием его в самых разнообразных природных условиях и тем, что он обладает высокой миграционной способностью. Распространение углекислотного выщелачивания ограничивается литолого-геохимическими свойствами пород: оно возможно, прежде всего, в водоносных комплексах, сложенных карбонатными и силикатными осадочными породами и невозможно в случае приуроченности подземных вод к сульфатным и галогенным породам. Следовательно, постоянное присутствие углекислоты в земной коре создает предпосылки к повсеместному распространению процесса углекислотного выщелачивания. Однако в действительности этот процесс распространен выборочно, что обусловлено литолого-геохимическими свойствами пород, например, в частях земной коры, сложенных карбонатными и силикатными породами. При широком развитии процесс углекислотного выщелачивания в одних случаях преобладает среди комплекса физико-химических процессов, в других развит незначительно по сравнению с прочими процессами. Преобладающим он является в областях инфильтрации и в тех частях водоносных комплексов, которые приближены к ним и характеризуются относительно повышенной возобновляемостью. Как правило, это участки водоносных комплексов, залегающие на глубинах от десятков до 1000 м и более. Эти условия наиболее благоприятны для формирования пресных или маломинерализованных подземных вод за счет взаимодействия их со слабовыщелачиваемыми породами, каковыми являются карбонатные и силикатные осадочные породы. В более погруженных частях водоносных комплексов со слабой возобновляемостью существуют другие, характерные для формирования минерализованных вод процессы, и углекислотное выщелачивание относительно этих процессов проявляется слабо.

Гидролиз — реакция ионного обмена между веществами и водой $A-B + H-OH \rightarrow A-H + B-OH$ ($A-B$ — гидролизующееся вещество; $A-H$ и $B-OH$ — продукты гидролиза). При гидролитическом взаимодействии подземных вод с породами происходит замещение в кристаллической решетке породообразующих минералов катионов водородными ионами воды. Последние образуются при частичной диссоциации воды:



Диссоциация воды возрастает в присутствии углекислоты:



Гидролизу подвергаются карбонатные и терригенные полевошпатовые породы. Гидролиз карбонатных пород происходит по схеме:

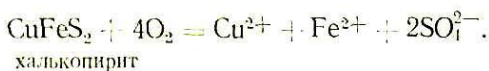
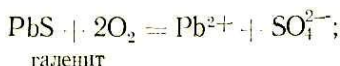


Гидролиз полевошпатовых терригенных пород можно показать на примере альбита:

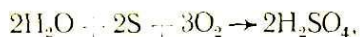


Гидролиз карбонатных пород имеет место в грунтовых водоносных комплексах с пресными водами. Для подземных вод повышенной минерализации этот процесс не характерен из-за слабой растворимости $CaOH_2$. Гидролиз полевошпатовых терригенных пород ввиду значительной растворимости $NaHCO_3$ широко развит в грунтовых и в пластовых водоносных комплексах. Путем гидролитического взаимодействия с терригенными полевошпатовыми породами формируются гидрокарбонатные натриевые минерализованные воды.

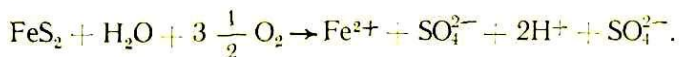
Окисление — это реакция соединения какого-либо вещества с кислородом. Окислению подвергаются породы, в той или иной степени обогащенные сульфидами металлов (пиритом FeS_2 , галенитом PbS , сфалеритом ZnS , халькопиритом $CuFeS_2$ и др.) или серой. Это разнообразные песчано-глинистые разности пород, реже карбонатные, а также изверженные породы. В результате воздействия на породы, обогащенные сульфидами металлов, подземной воды, содержащей кислород, происходит окисление сульфидов в сульфаты:



При окислении пород, содержащих свободную серу, образуется серная кислота:



которая образуется также при окислении некоторых сульфидов металлов:



пирит

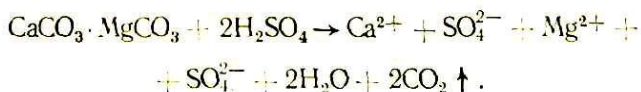
Если на участках окисления находятся силикатные или карбонатные породы, то они под воздействием серной кислоты разлагаются. Разложение происходит следующим образом:



При разложении карбонатной породы образуется углекислота: с известняком



с доломитом



В результате окисления формируются преимущественно сульфатные воды, содержащие, как правило, повышенные количества железа, никеля, меди и других микроэлементов, входящих в состав сульфидов. Макрокатионный состав вод окисления чаще всего кальциевый и магниевый, так как этот процесс сопровождается выщелачиванием известняков, доломитов, карбонатного цемента терригенных пород. В процессах окисления участвует кислород атмосферного происхождения. Поэтому окисление лимитируется в водоносных комплексах распространенностью кислорода. По Е. В. Посохову (1975), для подземных вод устанавливается на определенной глубине «кислородная поверхность», ниже которой вода не содержит свободного кислорода. Глубина залегания этой поверхности чаще всего несколько сотен метров, но в случаях значительной возобновляемости вод за счет атмосферных осадков повышенное содержание кислорода в подземных водах может наблюдаться до глубин 1000 м. Исходя из условий распространения подземных вод, содержащих свободный кислород, следует, что процесс окисления широко развит в грунтовых водах. В пластовых водах — только в областях, близких к областям инфильтрации. На участках развития процесса окисления — кислород атмосферного происхождения. Поскольку сульфидами металлов обогащены чаще всего терригенные породы, то процесс окисления распространен больше всего в пределах водоносных комплексов, сложенных терригенными породами; реже он развит в водоносных комплексах, сложенных карбонатными породами. В грунтовых водах процесс окисления широко развит как в случае приуроченности к осадочным, так и к изверженным породам.

Выщелачивание пород растворами с повышенной ионной силой можно условно рассматривать как растворение, усиленное влиянием минерализованных растворов. В то же время, поскольку этот процесс протекает при взаимодействии вод с породами, его правильнее относить к выщелачиванию. Растворимость слаборастворимых природных соединений, таких, как кальцит, доломит, гипс, ангидрит, увеличивается в минерализованных растворах, т. е. растворах с повышенной ионной силой. В пластовых водоносных комплексах с широким распространением минерализованных хлоридных натриевых вод, вмещенных в карбонатные и сульфатные породы, эти воды взаимодействуют с последними более активно, чем пресные воды. В результате в водах накапливается кальций. Таким образом, необходимость наличия минерализованных хлоридного натриевого состава подземных вод определяет то положение, что растворимость под влиянием повышенной ионной силы возможна преимущественно в пластовых водоносных комплексах. Процесс этот протекает также (но в значительно меньших масштабах) в прибрежных морских районах в пределах грунтовых вод, куда поступают минерализованные морские воды с высоким содержанием хлора и натрия. Возможен этот процесс и в аридных районах, где грунтовые воды часто имеют хлоридный натриевый состав и высокую степень минерализации.

Помимо хлоридного натриевого раствора растворимость карбоната и сульфата кальция увеличивается и в минерализованном сульфатном магниевом растворе. Так, при концентрации в воде хлористого натрия в 21 г/л растворимость $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ возрастает почти в два раза (Левченко, 1950); при концентрации сульфата магния в воде в 183 г/кг концентрация $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ составляет 480 мг/л (Еременко, 1955). Растворимость сульфата кальция в хлоридном натриевом растворе повышенной (≈ 100 г/л) минерализации возрастает в четыре-пять раз; в сульфатном магниевом растворе при его концентрации в 222,6 г/л растворимость сульфата кальция 2,6 г/л. В результате взаимодействия минерализованных хлоридных натриевых подземных вод с карбонатными и сульфатными породами формируются подземные воды с высоким содержанием гидрокарбоната натрия или сульфата натрия. В тех и других значительное место принадлежит хлористому кальцию.

Адсорбция — поглощение из подземных вод ионов поверхностным слоем породы. Порода, на поверхности которой происходит этот процесс, называется адсорбентом, а поглощаемое вещество — адсорбатом. В зависимости от характера взаимодействия между молекулами адсорбата и адсорбента развивается физическая или химическая адсорбция. Первая обусловлена силами межмолекулярного взаимодействия, при хемосорбции молекулы адсорбата и адсорбента образуют химическое соединение. В. П. Зверев и В. А. Ильин (1974) рассматривают адсорбционный процесс следующим образом. Поверхности горных пород, как правило, заряжены; большинство глинистых пород имеет отрицательный заряд.

Вследствие электростатического притяжения подобные поверхности адсорбируют противоположно заряженные ионы. В то же время ионы, имеющие тот же заряд, что и поверхность горных пород, в силу ряда причин занимают место у первого адсорбированного слоя. В результате образуется неподвижный двойной электрический слой, состоящий из внутренней потенциалзадающей части и внешнего компенсирующего слоя. К двойному электрическому слою примыкает подвижный внешний диффузионный, компенсирующий слой, обмен частиц которого с находящимися в растворе ионами намного выше.

В адсорбционном процессе участвуют катионы, что определяется отрицательным зарядом поверхностного слоя породы. Интенсивность адсорбции зависит от свойств ионов, в частности от заряда и радиуса иона. Чем больше заряд иона, тем интенсивнее он адсорбируется из водного раствора. Для однозарядных ионов наибольшей способностью к адсорбции обладают ионы, имеющие больший радиус.

Адсорбция в значительной степени определяется также рядом свойств внешних сред, главные из которых: характер пород, концентрация ионов в водах. Зависимость адсорбции от характера породы заключается в зависимости от удельной поверхности породы (поверхности, приходящейся на один грамм адсорбента). Породы с наибольшей удельной поверхностью — это глинистые породы. В них удельная поверхность может достигать тысячи квадратных метров на грамм. Повышена удельная поверхность у доломитов и доломитизированных известняков. Зависимость адсорбции от концентрации ионов в подземных водах прямая; чем больше концентрация иона, тем вероятнее его адсорбция породой. В результате адсорбции изменяется состав подземных вод, происходит обеднение их катионами, а в целом уменьшение степени минерализации и изменение ионного состава. Адсорбция широко распространена в грунтовых и пластовых водоносных комплексах при наличии пород-адсорбентов. В системе грунтовая вода — породы адсорбционные процессы, как правило, менее развиты, чем в системе пластовая вода — породы, что объясняется большей минерализацией пластовых вод по сравнению с грунтовыми. В грунтовых водоносных комплексах, в свою очередь, интенсивность проявления этого процесса сильно зависит от количества инфильтрующихся атмосферных осадков, так как они способствуют разбавлению грунтовых вод и уменьшению концентрации в них ионов, а тем самым снижению адсорбции.

В связи с тем что химический состав грунтовых и пластовых вод в общих чертах довольно различен, для их водоносных комплексов характерны определенные катионы, сорбируемые породами. Для грунтовых водоносных комплексов характерны кальций и магний, а для пластовых — натрий (в случае хлоридных натриевых вод) и натрий, кальций и магний (в случае хлоридных натриево-кальциевых с высоким содержанием магния вод). Силь-

но развит процесс адсорбции из подземных вод породами различных микроэлементов, поступающих в воды с промышленными стоками.

Ионообменный процесс — разновидность сорбционных процессов. Этот процесс возникает, если на поверхности породы, помещенной в раствор электролита, имеется комплекс поглощенных катионов. В этом случае будет происходить обмен между ионами раствора и поглощенного комплекса. К обязательным условиям данного процесса относятся присутствие в водовмещающих породах поглощенных оснований и неравные концентрации обменных ионов в растворе и породе.

Для ионного обмена характерно следующее. В системе подземная вода — порода ионный обмен представлен катионным, что является следствием преобладания в поглощенном комплексе пород катионов. Последнее объясняется тем, что коллоидная часть пород состоит преимущественно из отрицательно заряженных частиц (типа SiO_2 , Al_2O_3), которые при формировании ионообменного комплекса поглощали катионы. В природных условиях породы, способные к катионному обмену с подземной водой, представлены глинами и глинистыми разностями. Ионный обмен — самопроизвольный процесс, протекающий до установления равновесия. Он затрагивает ионы, расположенные на поверхности породы, а также в объеме. Ионный обмен — обратимый процесс, и он подчиняется закону действующих масс. Исходя из этого закона константа равновесия обмена есть величина постоянная для данной ионообменной реакции при данных температурных условиях:

$$K_B^{-1} = \frac{a_B^{Z_A} a_{AR}^{Z_B}}{a_A^{Z_B} a_{BR}^{Z_A}},$$

где a_A и a_B — активность ионов в растворе; a_{AR} и a_{BR} — в породе; Z_A и Z_B — заряды ионов А и В. Если неизвестны активные концентрации ионов (отсутствуют данные о коэффициентах активности), применительно к ионному обмену закон действующих масс будет иметь вид

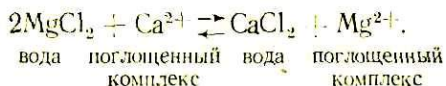
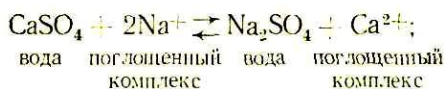
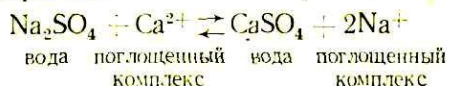
$$K_c = \frac{C_A^{Z_B} q_{AR}^{Z_B}}{C_B^{Z_A} q_{BR}^{Z_A}},$$

где C_A и C_B — концентрации обменивающихся ионов в растворе; q_{AR} и q_{BR} — концентрации в породе; K_c — коэффициент равновесия.

Последний зависит от концентрации раствора и соотношения между обменивающимися ионами, содержащимися в растворе. Скорость обменных реакций, по данным экспериментальных исследований (Гедройц, 1955), большая; равновесие катионообменных

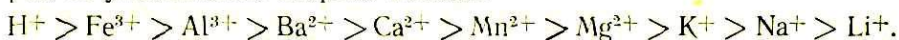
реакций устанавливается в течение нескольких минут. Катионы обмениваются в эквивалентных равных количествах.

Приведем примеры катионообменных реакций:



В результате ионного обмена подземные воды теряют те или иные катионы и приобретают другие, т. е. он приводит к качественному изменению в составе воды при сохранении ее концентрации. Под воздействием катионного обмена изменяются также состав поглощенного комплекса пород и их физические свойства.

Количеством катионный обмен выражается через емкость обмена — концентрацию в породе способных к обмену катионов (в мг-экв на 1 г породы). Емкость обмена для того или иного катиона в различных условиях неодинакова и зависит от ряда факторов. Одни из них определяются свойствами обменных катионов и относятся к внутренним. Это прежде всего природа обменивающихся ионов или энергия обмена. Первую следует понимать так: при других равных условиях у различных ионов способность к обмену разная. Катионы, по К. К. Гедройцу, составляют следующий ряд по уменьшению энергии обмена:



Энергия обмена в значительной степени определяется валентностью и атомным весом: чем больше валентность катиона, тем сильнее этот катион удерживается породой или же обладает большей способностью перейти из воды в породу. Среди катионов одинаковой валентности энергия обмена больше у катионов с большим атомным весом, так она у кальция, имеющего атомный вес 40,08, больше, чем у магния, атомный вес которого 24,312; у калия, имеющего атомный вес 39,102, больше, чем у натрия с атомным весом 22,9898. Исключение составляет водород, который, несмотря на одновалентность, обладает наибольшей энергией обмена по сравнению с большинством катионов.

К внешним факторам, определяющим емкость обмена, относятся главным образом свойства пород и растворов. В частности, обменная емкость в значительной степени зависит от дисперсности и минералогического состава пород, концентрации катионов в растворе, pH среды. Чем выше степень дисперсности пород, тем больше емкость обмена. Минералогический состав глинистых пород

влияет на емкость обмена следующим образом. Наибольшей обменной способностью обладают минералы группы монтмориллонита, меньшей — минералы группы иллита, минимальной — группы каолинита.

С увеличением концентрации катионов в растворах возрастает способность данного катиона к обмену. Поэтому между поглощенными основаниями породы и ионным составом подземной воды в ходе катионообменных реакций устанавливается подвижное равновесие. Количество участвующих в реакциях катионов определяется адсорбционной способностью породы и концентрацией катионов в воде. При изменении концентрации катионов в воде происходит сдвиг равновесия. Зависимость емкости обмена от концентрации катиона в воде выражается формулой (по Н. И. Горбунову):

$$\frac{V \sqrt{X^{Ca}}}{X^{Na}} = K \frac{V \sqrt{C^{Ca}}}{C^{Na}}$$

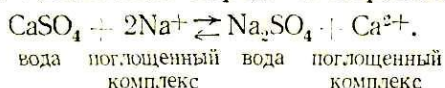
Находящиеся в подземной воде ионы водорода вследствие наибольшей энергии обмена препятствуют обмену катионов. Чем больше в воде содержится ионов водорода, тем слабее будут участвовать в обменном процессе все другие катионы. Поэтому величина pH определяет часто ход катионообменных реакций. Чем выше pH воды (меньше концентрация ионов водорода), тем больше катионов воды обменивается с катионами поглощенного комплекса пород.

В различных природных условиях ионообменные процессы имеют свои характерные особенности. В значительной степени они определяются качественным и количественным разнообразием поглощенного комплекса пород. Так, рядом исследований (Архангельский и Залманзон, 1931; Бунеев, 1956 и др.) показано различие обменных катионов в осадочных породах разного генезиса. В породах морского генезиса среди прочих катионов преобладает натрий, а в породах континентального происхождения — кальций. В продуктах выветривания изверженных пород состав обменных катионов зависит от состава выветрелых пород; преобладают будут катионы главных минералов. Часто различаются континентальный и морской характер поглощенных оснований. Причем первому свойственно преобладание поглощенного кальция и магния над поглощенным натрием, а последнему — преобладание поглощенного натрия и магния над поглощенным кальцием.

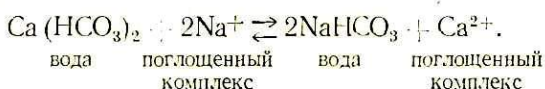
Особенности ионообменных процессов зависят также и от характера минерализации подземных вод. Так, в грунтовых пресных и слабосоленых водах с главными ионами кальция и магния при взаимодействии с морскими глинистыми породами чаще всего они обмениваются на натрий поглощенного комплекса пород. При взаимодействии же этих вод с породами континентального генезиса, в поглощенном комплексе которых преобладают кальций и магний,

ионообменные реакции практически не развиваются. В пределах пластовых соленых и рассольных вод, в составе которых много натрия, при взаимодействии с континентальными глинистыми породами последний обменивается на кальций и магний поглощенного комплекса пород. Пластовые натриевые воды очень слабо взаимодействуют посредством ионообменных реакций с морскими осадочными породами. Пластовые кальциево-натриевые воды обменивают кальций на натрий поглощенного комплекса пород.

С помощью катионообменных реакций формируются часто подземные воды определенного состава, например, сульфатного натриевого, гидрокарбонатного кальциевого и др. Сульфатные натриевые воды формируются при взаимодействии сульфатных кальциевых вод с глинистыми породами морского генезиса:



Гидрокарбонатные натриевые воды формируются при взаимодействии гидрокарбонатных кальциевых с глинистыми породами морского генезиса:



Диффузия — взаимное проникновение соприкасающихся веществ друг в друга вследствие теплового движения частиц. Диффузионные процессы — это процессы, протекающие при перемещении атомов, ионов, молекул или их комплексов вследствие стремления к равновесному распределению концентрации мигрирующих частиц в данном объеме. Диффузионное перемещение происходит под влиянием концентрационного градиента $\left(\frac{dC}{dh}\right)$ в направлении убывания концентрации. Теория диффузионных процессов разработана Фиком. По его первому закону количество диффундирующего за время dt вещества равно

$$dQ = Ds \frac{dC}{dh} dt,$$

где s — площадь поверхности, через которую диффундирует вещество; D — коэффициент диффузии (количество вещества, диффундирующего в единицу времени через единицу поверхности при градиенте концентрации, равном единице), $\text{см}^2/\text{сек}$, $\text{см}^2/\text{сут}$.

По второму закону Фика определяется изменение концентрации вещества за время

$$dt : \frac{dC}{dh} = D \frac{d^2s}{dh^2}.$$

Диффузия зависит от температуры и давления и в целом подчиняется уравнению

$$I_{\text{диф}} = I_c + I_t + I_p,$$

где I_c — диффузионный поток, определяемый коэффициентом молекулярной диффузии и градиентом концентрации; I_t исчисляется произведением коэффициента термодиффузии на градиент температуры; I_p вычисляется произведением коэффициента бародиффузии на градиент давления (градиент температуры направлен в сторону понижения температуры, а градиент давления — в сторону его увеличения).

В водоносных комплексах изученной части земной коры влияние концентрационного градиента на диффузию значительно превышает влияние градиентов температуры и давления. Если двумя последними пренебречь, поток молекулярной диффузии выразится как $I_d = D_c \text{grad} C$.

Различают молекулярную и конвективную диффузию. В отличие от молекулярной процесс конвективной диффузии определяет перераспределение элементов, ионов, веществ переносом их подземными водами.

Процесс конвективной диффузии описывается уравнением

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \Delta C - \bar{V} \text{grad} (C).$$

Решение уравнения имеется во многих работах (Шестаков, 1961; Веригин, Орадовская, 1964; Голубев, Гарибянц, 1968; Смирнов, 1971; и др.). В. П. Зверев (1974) пишет: «...в свободной среде массоперенос по потоку осуществляется по принципу поршневого вытеснения, а в направлении, нормальном потоку, в результате молекулярной диффузии. В отличие от этого в пористой среде вследствие хаотического строения порового пространства и неоднородности внутрипоровых полей скорости происходит рассеяние растворенного вещества».

Процессы диффузии широко развиты в водоносных комплексах. В пределах водоносных комплексов они протекают в системе подземная вода — порода — газ (подземная вода — порода) или же непосредственно в подземной воде. Как в системе порода — вода — газ, так и в подземной воде имеют место процессы молекулярной и конвективной диффузии.

Однако существуют различные природные обстановки, в пределах которых преобладает тот или иной вид диффузии. Процессы молекулярной диффузии преобладают в водоносных комплексах с малыми скоростями. Эти комплексы широко представлены глубоко залегающими пластовыми водоносными комплексами. Грунтовые воды имеют малые скорости фильтрации в случае их приуроченности к глинистым разностям пород. В водоносных комплексах с малыми скоростями фильтрации молекулярная диффузия успешно протекает как непосредственно в жидкой фазе (подземной воде),

так и между жидкой и твердой фазами (в системе подземная вода—порода). В системе подземная вода — порода наиболее интенсивна молекулярная диффузия в случаях, когда породы засолены или представлены галогенными отложениями.

Процессы конвективной диффузии преобладают в водоносных комплексах с подвижными подземными водами; чаще всего — это грунтовые водоносные комплексы, реже — пластовые. Конвективная диффузия более свойственна непосредственно подземной воде, в системе подземная вода — порода она протекает одновременно с молекулярной диффузией.

Выпадение осадка из подземных вод — это осаждение или выделение из подземных растворов нескольких химических компонентов в виде слаборастворимого соединения (осадка). Выпадение осадка из подземных вод — процесс, обратный растворению. Чаще всего выпадают в осадок из подземных вод слаборастворимые вещества — кальцит, доломит, гипс. Выпадение осадка приводит к уменьшению степени минерализации подземных вод и изменению их ионного состава. Поэтому при решении многих гидрогеохимических вопросов возникает необходимость количественной оценки равновесного состояния гетерогенных систем подземная вода — порода и подземная вода, обогащенных разнообразными газами. Количественная оценка равновесного состояния этих систем связана с большими трудностями, возникающими в связи со сложными путями миграции веществ и ионов. Сложность миграции веществ и ионов в значительной степени определяется характером гидрогеохимической среды.

Степень насыщенности подземных вод веществами устанавливается сравнением произведения активных концентраций ионов (IAP) с произведением растворимости веществ, соответствующих этим ионам. Если произведение активных концентраций ионов в подземной воде превышает произведение растворимости соответствующих веществ, следовательно, подземная вода пересыщена этими веществами, и должно иметь место выпадение веществ в осадок. Установление степени насыщенности подземных вод связано с большими трудностями из-за сложности определения коэффициентов активностей ионов. Последние в значительной степени зависят от ионной силы раствора, а значит, от степени минерализации и ионного состава подземной воды. В настоящее время в литературе (Гаррелс, 1968; Зверев, 1974 и др.) приводятся величины коэффициентов активностей ионов для растворов ограниченной степени минерализации и с незначительными вариациями в ионном составе. Наиболее достоверен расчет насыщенности труднорастворимыми веществами пресных и очень слабоминерализованных вод. С увеличением степени минерализации вод расчет становится все более приближенным и ориентировочным, что связано с отсутствием данных по коэффициентам активностей для этих вод. Для точных расчетов степени насыщенности этих вод труднорастворимыми веществами необходимо экспериментальное

получение величин коэффициентов активности ионов и веществ. На кафедре гидрогеологии Московского университета В. В. Витвицким получены экспериментально величины коэффициентов активности CaSO_4 и CaHCO_3 .

Расчет насыщенности подземных вод сульфатом кальция рекомендуется проводить следующим образом. Прежде всего необходимо перевести концентрации компонентов, участвующих в расчете (кальция и сульфат-иона) из различных форм в моляльную по формуле

$$m_i = \frac{X_i \cdot 1000}{(1000 - \Sigma_m) \text{ИВ}},$$

где m_i — число молей компонента i в 1000 г H_2O ; X_i — концентрация компонента i в г/1000 г раствора; Σ_m — общая минерализация раствора в г/1000 г; ИВ — ионный вес компонента i ; $1000 - \Sigma_m$ — количество чистой воды в 1000 г раствора. В случае, если концентрация компонента i выражена в г/л, ее переводят в г/1000 г делением на удельный вес воды.

Второй этап расчета насыщенности подземных вод сульфатом кальция — нахождение ионной силы подземного раствора, которое проводится по формуле

$$\mu = \frac{1}{2} \Sigma m_i z_i^2,$$

где μ — ионная сила раствора; m_i — моляльность компонента; z_i — заряд иона.

На основании величины ионной силы по графику, составленному по экспериментальным данным растворимости гипса в природных водах, находится величина коэффициента активности сульфата кальция ($\gamma_{\text{CaSO}_4}^\pm$) как функция ионной силы [$f(\mu)$]. Используя найденный коэффициент активности, рассчитывается величина произведения активности сульфата кальция:

$$IAP_{\text{CaSO}_4} = \gamma_{\text{CaSO}_4}^\pm m_{\text{Ca}} m_{\text{SO}_4}.$$

Затем определяется степень насыщения подземных вод сульфатом кальция (α_{CaSO_4}):

$$\alpha_{\text{CaSO}_4} = \frac{IAP_{\text{CaSO}_4}}{K_{\text{CaSO}_4}^\circ},$$

где $K_{\text{CaSO}_4}^\circ$ — величина термодинамического произведения растворимости сульфата кальция по экспериментальным данным (для $P=1$ атм и $t=25^\circ$ $K_{\text{CaSO}_4}^\circ = 3,36 \cdot 10^{-5}$).

Если $\alpha_{\text{CaSO}_4} = 1$, то раствор насыщен гипсом; $\alpha_{\text{CaSO}_4} < 1$ — ненасыщен гипсом; $\alpha_{\text{CaSO}_4} > 1$ — пересыщен гипсом.

Расчет насыщенности подземных вод карбонатом кальция производится по формуле

$$\frac{Y_{\text{HCO}_3^-} \cdot m_{\text{HCO}_3^-} - Y_{\text{Ca}^{2+}} \cdot m_{\text{Ca}^{2+}}}{a_{\text{H}^+} \cdot 93,2} = \alpha_{\text{CaCO}_3}$$

Значение коэффициентов активности $Y_{\text{HCO}_3^-}$ и $Y_{\text{Ca}^{2+}}$ также определяется по экспериментальным данным; a_{H^+} — активность иона H^+ в растворе (например, при $\text{pH} = 7,0$ $a_{\text{H}^+} = 10^{-7,0}$); формула получена для $P = 1$ атм и $t = 25^\circ$.

Расчет насыщенности подземных вод карбонатом кальция представляет еще большие трудности по сравнению с расчетом насыщенности вод сульфатом кальция, так как в этом случае помимо экспериментального определения коэффициентов активности кальция и гидрокарбонат-иона необходимо иметь точные данные о величинах активности иона водорода. Получение же этих данных весьма сложно, так как для этого необходимы замеры величины pH непосредственно у водоупункта (скважины, источника и др.) в момент отбора пробы воды на химический анализ. Это объясняется значительным и быстрым изменением концентрации водородных ионов при изменении условий давления, температуры, газового состава и др.

Выпадение в осадок веществ из подземных вод свойственно грунтовым и пластовым водоносным комплексам. Основное условие этого процесса — нарушение равновесия по тем или иным веществам — возникает под влиянием изменения термодинамических параметров и изменений в составе подземных вод. Изменение температуры грунтовых вод часто наблюдается при перемещении их из одних климатических условий в другие, например, из умеренных в теплые и жаркие районы. Повышение температуры уменьшает растворимость карбоната кальция, вследствие чего возможно выпадение в осадок минерала кальцита. В областях аридного климата из-за испарения грунтовых вод уменьшается их объем и увеличивается общая минерализация, что способствует установлению в водах состояния насыщения и перенасыщения карбонатом кальция и сульфатом кальция; это вызывает выпадение в осадок кальцита и гипса. Подъем глубоких минерализованных углекислых вод по тектоническим нарушениям сопровождается вследствие уменьшения давления и снижения растворимости углекислого газа образованием кальцита. При смене вод одного состава в естественных гидрогеохимических условиях водами другого состава происходит выпадение веществ в осадок; при смене гидрокарбонатных кальциевых вод хлоридными натриевыми в осадок выпадают кальцит, доломит, а при смене сульфатных кальциевых вод хлоридными натриевыми — гипс. На границе гидрокарбонатных натриевых и хлоридных натриевых вод высокой минерализации возможно образование твердой соли. Выпадение перечисленных веществ в осадок объясняется формированием пересыщения вод по этим веществам вследствие увеличе-

ния общей минерализации подземных вод, что, как правило, происходит при смене гидрокарбонатных вод хлоридными, сульфатными — хлоридными и гидрокарбонатными натриевыми — хлоридными натриевыми.

Большую роль в нарушении физико-химического равновесия подземных вод играет в настоящее время хозяйственная деятельность человека. Она проявляется в заводнении пластов при эксплуатации нефтяных месторождений, в захоронении в водоносные комплексы сточных вод промышленных предприятий, а также закачке различного состава растворов при подземном выщелачивании и т. д. Это вызывает изменение химического состава подземных вод и температурного режима, что способствует нарушению химического равновесия в подземных водах и выпадению ряда веществ в осадок.

Концентрирование — процесс в подземных водах, приводящий к увеличению концентрации элементов, ионов, веществ. Оно вызывается испарением подземных вод транспирацией, промораживанием и действием сил тяготения. Концентрирование под влиянием испарения широко распространено в грунтовых водах аридных областей на участках их неглубокого залегания (Кунии, 1959). Испарением глубоких пластовых вод некоторые исследователи (В. А. Сулин, М. Е. Альтовский и др.) объясняли формирование высокой их минерализации. Однако серьезного развития идея подземного испарения для глубоких водоносных комплексов не получила и поэтому не пользуется признанием. Транспирация подземных вод растениями значительно развита в областях с гумидным климатом на участках неглубокого залегания и касается грунтовых вод. Промораживание распространено в районах вечной мерзлоты и относится как к грунтовым, так и более глубоким подземным водам. Механизм концентрирования подземных вод в случае испарения, транспирации и промораживания сводится к увеличению содержания в водах хорошо растворимых веществ в результате частичного расхождения чистой воды.

Концентрирование подземных вод под влиянием сил земного тяготения нельзя смешивать с концентрированием в открытых водоемах или в грунтовых водах, протекающим под воздействием испарения. Подземные воды, которым свойственно данное концентрирование — это пластовые, глубокие, малоподвижные воды. Концентрированию подвержены преимущественно ионы хорошо растворимых веществ, способных к накоплению. Этим объясняется определенный состав подземных вод концентрирования: чаще всего это хлоридные натриевые, с высоким содержанием кальция, магния, бора, стронция, иногда лития, йода.

Некоторые исследователями указывается, что под влиянием сил тяготения происходит расслоение земного вещества по величине плотности. Е. В. Посохов (1975) указывает, что «именно этим объясняется нарастание плотности воздуха в атмосфере сверху вниз, увеличение минерализации воды с глубиной в океанах, мо-

рях, озерах...». По Е. В. Посохову, аналогичная дифференциация может происходить и в артезианском бассейне при наличии гидрогеологической связи между водоносными горизонтами. По мнению М. Г. Валяшко (1965), подземные воды, имеющие различную минерализацию, стремятся расположиться в земной коре в соответствии с их удельными весами.

Концентрирование элементов в водах под влиянием гравитационной силы исследовалось К. В. Филатовым (1956), Д. С. Соколовым совместно с О. Я. Самойловым (1957). По Д. С. Соколову и О. Я. Самойлову, в растворах молекулы и частицы воды и растворенных веществ совершают колебательное тепловое движение около временных положений равновесия. Установлено, например, что молекулы воды совершают в среднем до тысячи колебаний около одного из временных положений равновесия. Затем молекулы воды и частицы растворенных веществ перемещаются из одного положения равновесия в другое, причем это перемещение скачкообразное. Оно называется трансляционным, т. е. переносным, соответствующим самодиффузии молекул воды и растворенного вещества. Число скачков огромно (так, молекула воды совершает около 600 млн. скачков в 1 с). Скачки активированные совершаются под влиянием энергии (энергии активации), достаточной для преодоления притяжения соседних частиц и молекул.

Для характеристики скачкообразного движения ионов растворенных в воде веществ употребляется энергия активации ΔE (дополнительная к той энергии, которая необходима для скачка молекулы воды). ΔE — это характеристика гидратации ионов в растворах. Для одних ионов эти величины положительны, они ослабляют трансляционное движение молекул воды (натрий, кальций, магний, карбонат и гидрокарбонат-ионы); для других — отрицательные, они способствуют трансляционному движению (хлор, сульфат-ион, калий). Роль гравитационной силы проявляется в том, что она вызывает направленность трансляционного перемещения молекул и частиц вниз, в глубь земной коры. Трансляционное движение различных ионов совершается с различной скоростью, что объясняется неодинаковой энергией гидратации ионов. Меньше энергии тратится у хлора, больше — у SO_4 , еще больше — у HCO_3 и CO_3 . По величине убывания дополнительных скоростей движения вниз ионы образуют ряд: $\text{I}^- > \text{Br}^- > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^-$. Этот ряд по анионам вполне согласуется с распределением их в подземных водах в вертикальном разрезе.

К. В. Филатов представил дифференциацию ионов, растворенных в воде веществ под влиянием гравитационной силы, следующим образом. В водном растворе электролита электростатическое поле вокруг данного иона одинаково во всех направлениях. В этом поле ионы производят колебательное тепловое движение около того или иного положения равновесия. Действующая на ионы сила тяготения вызывает их поступательное движение. Гравитационная сила (сила тяготения) действует в одном направлении на огром-

ных расстояниях и ведет к концентрированию молекул и ионов посредством их дифференциации по вертикали. Дифференциация ионов по вертикали происходит вследствие различия ионных плотностей; под ионной плотностью К. В. Филатов понимает ионный вес в единице объема. Например, ионная плотность иона хлора:

$$A_{Cl} = \frac{M}{V} = \frac{M_{Cl}}{V_{Cl}} = \frac{35,5}{24,8} = 1,43.$$

Необходимость приведения ионного веса к единице объема связана с тем, что объем иона и расстояние между ионами существенно сказываются на электростатических и междучастичных силах, а через них и на движении ионов. Рассчитав ионные плотности для основных ионов, К. В. Филатов получил ряды: $\text{HCO}_3^- < \text{SO}_4^{2-} < \text{Cl}^-$; $\text{Na}^+ < \text{Ca}^{2+} < \text{Mg}^{2+}$. Он сопоставил эти ряды с размещением ионов в подземных водах вертикального разреза земной коры и установил сходство по аннионам. В связи с этим К. В. Филатов пришел к выводу, что под действием фактора гравитации, действующей постоянно и в одном направлении, происходит перераспределение в воде различных по массе ионов. Этот процесс в геологическом времени необратимый.

К. Е. Питьевой (1971) была сделана ориентировочная оценка влияния магнитного поля Земли на миграцию ионов в водах. Пластовые воды с гидродинамических позиций подвижны относительно молекул воды и растворенных веществ, т. е. ионы движутся одновременно с молекулами воды. Кроме того, ионы растворенных в воде веществ движутся в магнитном поле Земли под действием силы

$$\Delta f = eVH \sin \alpha,$$

где e — величина заряда в единицах CGSE; V — скорость движения заряда; H — напряженность магнитного поля; α — угол между направлением заряда и напряженностью магнитного поля в эрстедах.

Перевод в дини осуществляется вводом в формулу $\frac{1}{c}$, где $c = 30 \cdot 10^{10}$ см/с, тогда

$$\Delta f = \frac{eVH \sin \alpha}{c}.$$

Сила Лоренца перпендикулярна к V и H , т. е. к плоскости, содержащей эти векторы. В случае движения положительного заряда направление действия силы Лоренца определяется правилом левой руки. Для отрицательного заряда сила направлена в противоположную сторону. Зависимость Δf от α максимальна при угле 90° , т. е. заряд движется перпендикулярно к силовым линиям магнитного поля, и равна нулю, когда направление движения за-

ряда совпадает с силовыми линиями магнитного поля. Таким образом, сила Лоренца, приложенная к заряду, сообщает ему дополнительное ускорение. При отсутствии магнитного поля ионы в воде движутся со скоростями, равными скоростям движения воды. В магнитном поле под действием силы Δf ионы приобретают ускорение, определяемое по второму закону Ньютона:

$$a = \frac{\Delta f}{m} = \frac{eVH \sin \alpha}{mC},$$

где m — масса иона.

При расчете ускорения следует пользоваться формулой

$$a = 418 \frac{V \cdot n}{A},$$

где V — скорость фильтрации подземных вод; n — валентность иона; A — атомный вес иона.

Ускорение a , при прочих равных условиях, тем больше, чем больше скорость движения иона, т. е. скорость движения подземных вод. Таким образом, в пределах тех участков комплексов, где скорости вод повышены, ионы выносятся. На участках с малоподвижными водами ионы накапливаются; анионы — от повышенных частей комплексов к пониженным, а катионы — от пониженных к повышенным. По возрастанию величины ускорения анионы располагаются в ряд: $\text{HCO}_3^- < \text{SO}_4^{2-} < \text{Cl}^-$, а катионы $\text{Na}^+ < \text{Ca}^{2+} < \text{Mg}^{2+}$. В итоге перемещение ионов за счет ускорения, получаемого под влиянием магнитного поля Земли, направлено по касательным к подземному потоку. Анионы как отрицательные заряды перемещаются вниз под некоторым углом к подземному потоку; катионы как положительные заряды перемещаются вверх. Из соотношения величин ускорения ионов следует, что в водах нижних частей комплексов сосредоточиваются Cl^- , в средних — SO_4^{2-} , в верхних — HCO_3^- . Из катионов в нижних — Na^+ , в средних — Ca^{2+} , верхних — Mg^{2+} . Распределение анионов в подземных водах вертикального разреза в пределах изученной части земной коры близко к полученным соотношениям, в частности по хлору, который действительно является преобладающим анионом в глубокозалегающих подземных водах, и натрию — одному из главных катионов глубокозалегающих подземных вод.

Действие гравитационного и магнитного полей на миграцию ионов приводит к их накоплению, а следовательно, концентрированию в подземных водах. С этих позиций возможно рассматривать и действие электрического поля на миграцию ионов.

Концентрирование следует понимать как процесс удерживания ионов в тех или иных участках водоносных комплексов, из которых молекулы (частицы) воды выносятся и на их место поступают свежие порции ее молекул (частиц). Удерживаются не все ионы, часть их уносится вместе с водным потоком.

Вопросы концентрирования ионов в подземных водах требуют дальнейшей серьезной разработки и количественного обоснования. К концентрированию можно отнести также явления осмоса и фильтрационного эффекта Д. С. Коржинского. В результате этих явлений увеличивается концентрация веществ в растворах. Явление осмоса возникает на границе двух растворов с различной концентрацией в случае, когда эти растворы разделены слабопроницаемой перегородкой. Полупроницаемая перегородка, пропуская молекулы растворителя, препятствует движению растворенных веществ, чем способствует формированию более концентрированных растворов на участках, откуда движется растворитель, и менее концентрированных — на участках, куда движется растворитель. Растворитель же, как правило, движется в направлении выравнивания концентрации двух растворов, т. е. в сторону раствора с меньшей концентрацией молекул воды, но большей концентрацией растворенных веществ. В водоносных комплексах явление осмоса возможно на участках развития малопроницаемых пород главным образом глинистых разностей пород. Это явление может иметь место в водоносных комплексах, залегающих на различных глубинах, в пластовых и грунтовых водоносных комплексах, при наличии необратимых условий (глинистых пород и подземных вод с различной минерализацией). Осмотические явления протекают с большими скоростями, и чем больше разница в концентрации двух соприкасающихся растворов, тем больше скорость. Осмотические силы при значительных градиентах концентрации достигают десятков и сотен килограмм — сил на см².

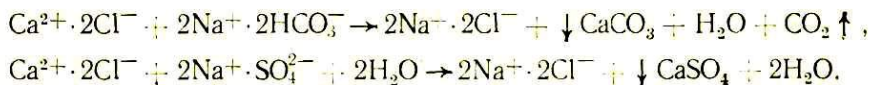
В основу «фильтрационного эффекта» заложено положение о раздельном перемещении растворителя и растворенных веществ через пористые породы. Только при прохождении через грубые фильтры (т. е. высокопроницаемые песчаные или сильнотрещиноватые карбонатные и терригенные породы) подземная вода течет как единый раствор. При прохождении через слабопроницаемые, главным образом глинистые породы растворитель и различные по составу растворенные вещества текут с различными скоростями. Чем менее проницаема порода, тем с меньшими скоростями движутся растворенные вещества по отношению к растворителю. Вследствие этого в пределах слабопроницаемых пород формируются наиболее высокоминерализованные воды.

Смешение — процесс, свойственный подземным водам того или иного водоносного комплекса, в который подтекают посторонние воды. Широко распространены два вида смешения. Первый вид, когда подземные воды смешиваются с атмосферными осадками; второй, когда смешиваются подземные воды различных водоносных комплексов. Первый вид смешения особенно широко развит в грунтовых водах горно-складчатых областей и кристаллических массивов, для которых характерна повышенная инфильтрация осадков. В результате разбавления грунтовых вод атмосферными осадками в них происходит рассеяние элементов, приводящее к

уменьшению степени минерализации вод при сохранении в неизменном виде ионного состава. Для первого вида смешения характерно сезонное проявление. Оно довольно интенсивно в периоды увлажнения в весенне-летне-осеннее время.

Второй вид — смешение подземных вод различных водоносных комплексов — широко распространен на участках тектонических нарушений и гидравлической связи между водоносными комплексами. Гидравлически связанными оказываются в разных случаях различное число водоносных комплексов. Смешение может происходить в водоносных комплексах, залегающих на различных глубинах. Иногда (преимущественно в долинах крупных рек) подземные воды глубоководных водоносных комплексов смешиваются с грунтовыми. Как правило, при вертикальных перетоках, затрагивающих только пластовые водоносные комплексы, смешиваются минерализованные воды, имеющие различную степень минерализации и ионный состав. В случае, когда из глубоких водоносных комплексов подток доходит до поверхности земли, смешиваются минерализованные воды с пресными грунтовыми водами. В горно-складчатых областях часто происходит подмешивание пресных грунтовых вод к минерализованным лечебным водам. В районах морских побережий наблюдается смешение подземных вод с морскими водами.

В зависимости от состава смешивающихся вод в результате смешения формируются воды разного состава. Одни отличаются от смешивающихся вод по степени минерализации; другие — по степени минерализации и ионному составу. Первые формируются в результате смешивания пресных грунтовых вод и минерализованных пластовых; воды смешения оказываются близкими по составу к пластовым, но имеют пониженную минерализацию за счет разбавления пресными грунтовыми водами. Вторые формируются при смешении пластовых вод с разным ионным составом. Изменения в ионном составе смесей часто связаны с выпадением из них в осадок слаборастворимых веществ (сульфатов и карбонатов кальция). Например,

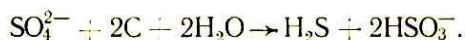


А. Н. Огильви предложено уравнение $y = ax + b$, позволяющее находить состав смесей, промежуточных между составами двух смешивающихся вод. Данное уравнение обозначает, что между содержанием отдельных компонентов y и общей минерализацией воды x существует линейная связь. Л. С. Балашов (1961) экспериментально показал, что смешение вод в соответствии с уравнением прямой, как предложено А. Н. Огильви, — редкое явление и возможно в случае, если одна из смешивающихся вод является пресной.

Биогеохимические процессы — преобразование химического состава подземных вод при участии органических веществ и бакте-

рий. На изменения химического состава вод под влиянием жизнедеятельности организмов показывали В. И. Вернадский (1933—1936), А. М. Овчинников (1970) и др. Некоторыми исследователями (Крамаренко, 1956 и др.) указывается на своеобразии микрофлоры в водах земной коры, характеризующихся различными гидрогеологическими условиями. Так, воды верхней части земной коры с большой возобновляемостью характеризуются разнообразными формами бактерий. В слабоподвижных, более глубоких подземных водах широко развиты анаэробные формы бактерий, наиболее глубокие, очень слабоподвижные воды бедны бактериями. В пределах земной коры выделяются зоны, характеризующиеся присутствием особых видов бактерий. Так, в самой верхней ее части распространена почвенная зона; до глубины 0,5—1,5 м преобладающими в ней являются аэробные бактерии. Ниже, до глубины в десятки — сотни метров, расположена зона с восстановительной обстановкой, в пределах которой наряду с аэробными значительная роль принадлежит и анаэробным бактериям. На больших глубинах земная кора бедна бактериями.

Из биогеохимических процессов в подземных водах широко распространен процесс сульфатредукции — восстановление в подземных водах сульфатов за счет органических веществ в присутствии сульфатредуцирующих бактерий. Этот процесс свойствен глубоким, минерализованным, слабоподвижным водам с восстановительной обстановкой. Процесс сульфатредукции проходит в отсутствие кислорода, наличии органических веществ, сульфат-иона, сульфатредуцирующих бактерий. В результате сульфатредукции воды теряют сульфат-ион и обогащаются сероводородом, а также карбонат и гидрокарбонат-ионами. Процесс десульфатизации выражается в виде



Он протекает в подземных водах с различной степенью минерализации, но не более 180 г/л, и при различных температурах (особенно интенсивен при 40—50°).

В подземных водах биохимическим путем образуется аммиак NH_3 . Его источником являются органические вещества, разрушающиеся водами при участии бактерий и ферментов (ускорителей процесса). Образование аммиака возможно как в грунтовых, так и пластовых водах при наличии органических веществ



В окислительных условиях аммиак разлагается с образованием нитритов и нитратов:

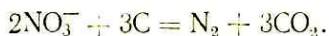


Окислителем являются бактерии-нитрификаторы. В восстановительной обстановке под влиянием бактерий-денитрификаторов нит-

риты NO_2^- и нитраты NO_3^- разлагаются с выделением свободного азота:



Восстановление нитритов и нитратов происходит в присутствии органических веществ:



Подземные воды обогащаются азотом и углекислотой. Процессы денитрификации могут протекать при температурах до $65-70^\circ$ и в подземных водах со степенью минерализации до 300 г/л.

Глава 5

ИСТОЧНИКИ И ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

К источникам вещественного состава подземных вод относятся главным образом породы, в меньшей степени — атмосферные осадки, органические вещества и нефть, ювенильные, а также седиментационные воды.

Факторы формирования химического состава подземных вод — природные условия, обуславливающие действие тех или иных определенных источников вещественного состава вод и физико-химических процессов. В каждом конкретном случае на формирование химического состава подземных вод оказывают влияние один или совокупность факторов. В общем виде наиболее распространены являются физико-химические, климатолого-гидрологические, геологические, гидрогеологические, биологические, искусственные и другие факторы. В частном выражении это: давление, температура, климат, рельеф местности, гидрографические условия, тектоника, геологические структуры, гидрогеологическая обстановка, условия и характер питания и передвижения подземных вод, подвижность вод, геологическое время, условия развития территорий в геологическом прошлом. На формирование химического состава подземных вод с различными условиями залегания влияют неодинаковые факторы. Факторами, действующими на грунтовые и пластовые воды, одновременно являются гидрогеологическая обстановка, подвижность вод, температура; на грунтовые воды — климат, рельеф, гидрографические условия; на пластовые — давление, геологические структуры, тектоника.

Таким образом, в природе имеется большое разнообразие факторов и источников формирования химического состава подземных

вод. В итоге подземные воды в их современном состоянии имеют разнообразный химический состав. Причем разнообразие это касается как степени, так и характера минерализации вод. Степени минерализации свойствен огромный диапазон — от нескольких мг/л до 600 г/л и более. В ионном составе вод главными, преобладающими могут быть от одного до нескольких ионов. Ионы, которые обычны для подземных вод и составляют в целом минеральный состав вод, немногочисленны. К ним относятся: хлор, сульфат-ион, гидрокарбонат-ион, карбонат-ион, кремниевая кислота, натрий, кальций, магний. Прочие ионы представлены в подземных водах преимущественно микроколичествами, в связи с чем они отнесены к категории микроэлементов и для характеристики состава подземных вод употребляются в специальных случаях.

§ 1.

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Породы являются наиболее существенными источниками веществ подземных вод. Их роль в формировании макро- и микроэлементного состава подземных вод значительно превышает роль атмосферных осадков, седиментационных вод и др. Породы играют первостепенную роль в формировании химического состава грунтовых вод платформенных областей с гумидным климатом, вод горно-складчатых областей и вод кристаллических массивов. Так, Е. В. Посохов (1969) отмечает, что «литолого-минералогический состав пород является ведущим фактором формирования гидрохимических типов подземных вод в верхней гидрохимической зоне».

Связь состава подземных вод с составом пород изучена еще недостаточно. Для грунтовых водоносных комплексов необходимо исследовать ее конкретные проявления, а для пластовых водоносных комплексов, имеющих сложное строение, пока неясна не только степень проявления этой связи, но в ряде случаев и ее наличие.

Многие элементы подземных вод в породах представлены соединениями с различной растворимостью, которые при соответствующих условиях разлагаются водами. Ниже кратко рассматривается приуроченность хлора, серы, углерода, натрия, магния, кальция и некоторых микроэлементов к наиболее распространенным в земной коре породам.

Хлор в породах наиболее широко распространен в солевой форме — в виде хлористых солей галита, сильвина и др. Как правило, сульфатные породы значительно обогащены рассеянным хлористым натрием; незначительные примеси хлористых солей имеются в терригенных и карбонатных породах. В изверженных породах

хлор присутствует в составе эндогенных минералов (слюд, пегматитов и др.). Сера входит в сульфатные и сульфидные минералы. Первые представлены гипсом, ангидритом, а вторые — сульфидами металлов (галенитом, сфалеритом и др.). Встречается элементарная сера. Гипсы и ангидриты часто образуют пласты различной мощности; они присутствуют в качестве примесей в карбонатных и галогенных породах и в виде цемента в песчаных и глинистых. Сульфиды металлов распространены преимущественно в изверженных и песчаных породах. Углерод входит в состав широкораспространенных минералов кальцита и доломита, слагающих карбонатные породы. Натрий широко распространен в хлористых и сульфатных солях, в песчаных породах он входит в состав породообразующих минералов, в глинах — в состав поглощенного комплекса. Максимальные количества магния приурочены к доломитовым породам (входит в состав породообразующих минералов), меньше магния в прочих карбонатных породах (известняках и др.) и в терригенных породах. Значительные количества магния содержатся в галогенных породах, сложенных магниевыми солями. Содержания магния повышены в глинистых породах, где он входит в состав поглощенного комплекса. Кальций в максимальных количествах присутствует в известняках, меньше — в доломитах и песчаных породах. В этих породах кальций — составная часть породообразующих минералов. Он входит в состав поглощенного комплекса глинистых пород.

В песчаных породах преобладающая форма бора — минеральный бор, в глинистых — сорбированный, в галогенных и сульфатных — воднорастворимый, в карбонатных — сорбированный. Бром в породах преимущественно сорбированный и изоморфный. Первый характерен для терригенных (особенно глинистых) и карбонатных пород, второй — для сульфатных и галогенных. Йод чаще всего имеет органическую природу, в связи с чем максимальные его количества приурочены к глинистым и прочим породам, обогащенным органическими веществами. Стронций распространен в породах в основном в минеральной форме, в сульфатных — в виде целестина, в карбонатных — стронционита, в галогенных породах его мало. В терригенных он связан с сульфатными и карбонатными примесями. Литий в максимальных количествах присутствует в калий-магниевых галогенных породах, в галитовых, сульфатных, карбонатных, терригенных породах его мало.

Влияние литолого-геохимических свойств пород на формирование гидрогеохимических закономерностей удобно рассматривать через проявление взаимосвязи литолого-минералогических особенностей и химического состава пород с составом вод. Взаимосвязь проявляется при региональных исследованиях и экспериментальном моделировании. Исследования регионального порядка позволили установить для многих регионов приуроченность подземных вод определенного состава к породам с конкретной минералогической и химической характеристиками.

Подземные воды, обнаруживающие качественную связь с литологическими особенностями пород, — это воды, приуроченные к сульфатным и галогенным отложениям. В первом случае они сульфатные, во втором — хлоридные натриевые, хлоридные калиевые, хлоридные магниевые. Сульфатные воды помимо распространения в сульфатных породах также иногда связаны с сульфатным цементом терригенных пород. В сульфатных водах и вмещающих их породах в отличие от других вод и пород повышено содержание стронция. Например, в сульфатных водах водоносного комплекса P_{1k} юго-востока Русской платформы стронция содержится около 200 мг/л, в то время как в хлоридных натриевых водах галогенных пород этого же комплекса той же территории его в несколько раз меньше. Расположение подземных хлоридных натриевых вод на территории Советского Союза и других стран совпадает с расположением галитов, хлоридных калиевых и магниевых вод — с расположением галогенных пород, в которых наряду с галитом присутствуют соли калия и магния. Присутствие среди галогенных пород сульфатных солей сказывается на повышенном содержании в хлоридных калиевых и магниевых водах сульфат-иона.

Подземные воды, приуроченные к карбонатным и терригенным породам, на первый взгляд, не обнаруживают с ними связи. Однако при внимательном рассмотрении по отдельным ионам связь проявляется. Так, гидрокарбонатные натриевые воды, залегающие среди полевошпатовых песчаных пород, проявляют сходство с породами по натрию, чему имеются количественные подтверждения. Например, в ряде районов Западного Предкавказья процент полевошпатовости кайнозойских песчаников больше, чем в других районах, а воды более минерализованы по гидрокарбонат-иону и натрию. Это связано с большей интенсивностью выщелачивания натрий-полевошпатовых пород в первых районах, чем во вторых. В неогене Терско-Суиженской области западнее меридиана г. Грозного породы менее песчанисты, чем восточнее его. Однако в песчаниках западнее г. Грозного 45—50% полевого шпата и только 50—60% кварца, восточнее — полевых шпатов до 10%, остальную часть составляет кварц. Гидрокарбонатные натриевые воды с большим количеством гидрокарбонат-иона и натрия распространены западнее г. Грозного, где породы более полевошпатовые.

На обширных территориях имеет место приуроченность хлоридных натриево-кальциевых вод к карбонатным породам или к терригенным породам, обогащенным карбонатными примесями. При этом наблюдается неодинаковое содержание кальция в хлоридных натриево-кальциевых подземных водах, приуроченных к породам с различной степенью карбонатности. Так, например в водоносном комплексе $P_1—P_2$ восточного Предкавказья, где в разрезе карбонатные породы преобладают, подземные воды имеют степень минерализации 60 г/л и более и хлоридный кальциево-натриевый состав ($Ca > Na$), в то время как в водоносном комплексе $P_1—P$

Западного Предкавказья, где карбонатных пород в разрезе меньше, степень минерализации вод составляет всего 40 г/л и они имеют хлоридный натриево-кальциевый состав ($Ca < Na$). Связь подземных вод с карбонатными породами довольно отчетливо обнаруживается по минералогическому составу карбонатных пород. Она проявляется по приуроченности хлоридных натриево-кальциевых вод к известнякам, а хлоридных натриево-кальциево-магниевых — к доломитам и доломитизированным породам. Приуроченность во многих районах минерализованных хлоридных натриевых с высоким содержанием кальция подземных вод к кальциево-магнезиальным породам позволяет предположить, что эти породы — источник кальция для указанных вод.

Пространственная взаимосвязь между минерализованными гидрокарбонатными натриевыми водами и натрий-полевошпатовыми породами подтверждается помимо натрия соответствием распределения в такого рода водах и породах Al , SiO_2 . Для территории Предкавказского предгорного прогиба составлена карта, на которой выделены участки мезокайнозойских водоносных комплексов с минимальным, максимальным и промежуточным содержанием этих элементов в водах и вмещающих их породах. Участки строго повторяются в водах и породах рис. 30. Соответствие распределения в подземных водах и вмещающих их породах алюминия и кремниевой кислоты можно объяснить тем, что состав вод формируется посредством выщелачивания пород; при выщелачивании полевых шпатов в подземную воду переходят наряду с натрием также алюминий и кремниевая кислота.

Взаимосвязь подземных вод и пород подтверждается соответствием распределения в водах и породах отдельных водоносных комплексов стронция, лития, йода, брома, бора. Так, в сильноминерализованных хлоридных натриевых подземных водах, приуроченных к галитовым породам, содержание стронция, лития, йода мало, а содержание брома и бора — повышено. Это соответствует слабой обогащенности галитовых пород стронцием (его высокие количества связаны с сульфатными и карбонатными породами), литием (им обогащены магниевые галогенные породы), йодом (его высокие количества приурочены к породам с органическими веществами) и большую обогащенность бромом и бором (эти элементы накапливаются в галитах изоморфно). В сильноминерализованных хлоридных магниевых водах галогенных отложений, включающих магниевые соли, повышено содержание брома, бора, лития и понижено — стронция и йода. Это соответствует формированию данных подземных вод за счет галогенных с магниевыми солями отложений, так как для них характерно обогащение бромом, бором, литием и обедненность стронцием и йодом.

Для ряда регионов получены повышенные и высокие корреляционные связи между компонентами подземных вод и вмещающих их пород. Например, для определенных интервалов водоносных комплексов D_2-D_3 и D_3-C_1 юго-востока Русской платформы опре-

делены коэффициенты корреляции для Ca^{2+} , Mg^{2+} , SiO_2 в водах и CaO , MgO , SiO_2 в терригенных и карбонатных вмещающих породах, а также для Na^+ , HCO_3^- , SO_4^{2-} в водах и водных вытяжках из терригенных и карбонатных пород. Корреляционные связи между Na^+ , HCO_3^- , SO_4^{2-} в водах и водных вытяжках положительные, больше 0,5. Более тесная связь у HCO_3^- и Na^+ , менее тесная — у

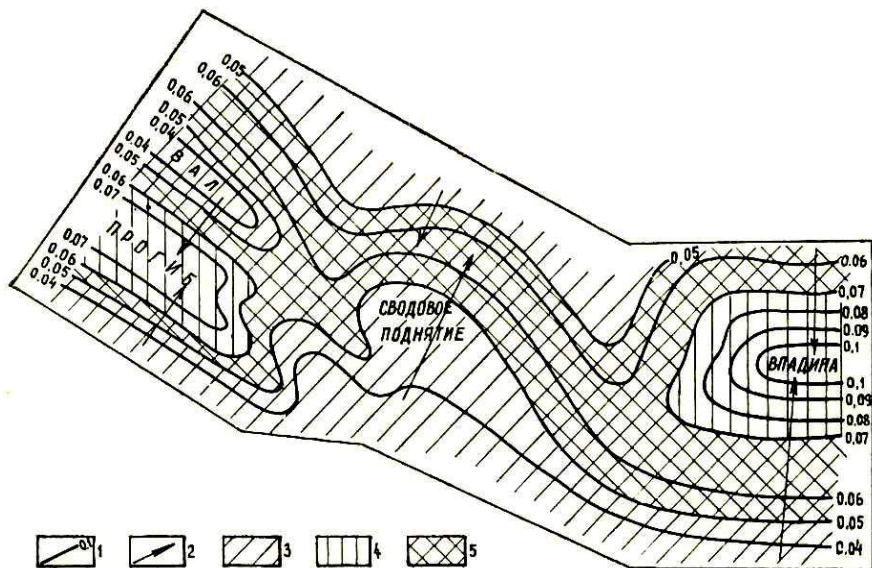


Рис. 30. Пример распределения Li , Sr , Al , SiO_2 в водах и породах глубоких водоносных комплексов:

1 — изолиния содержания Li , Sr , Al , SiO_2 в водах, ‰; 2 — направление увеличения содержания Li , Sr , Al , SiO_2 в водах и породах. Участки вод и пород с содержанием Li , Sr , Al , SiO_2 : 3 — минимальным; 4 — максимальным; 5 — промежуточным

SO_4^{2-} . Между SiO_2 вод и пород, Ca^{2+} вод и CaO пород, Mg^{2+} вод и MgO пород связь положительная и приближается к единице. Высоки величины коэффициентов корреляции для Mg^{2+} вод и MgO пород, Ca^{2+} вод и CaO пород, а также HCO_3^- , Na^+ , SO_4^{2-} вод и этих же элементов водных вытяжек из пород в случае рассмотрения вод и пород многих водоносных комплексов, сложенных терригенными и карбонатными отложениями, и распространенными в районах Предкавказского и Предкарпатского предгорных прогибов и других районов Советского Союза. Высокие коэффициенты корреляции для SiO_2 вод и вмещающих их пород свидетельствуют о выщелачивании водами силикатных пород; для Ca^{2+} и Mg^{2+} вод и CaO и MgO вмещающих их пород — о выщелачива-

нии известняков и доломитов; для Na^+ и HCO_3^- вод и водных вытяжек из вмещающих их пород — выщелачивании полевошпатовых песчаников; для SO_4^{2-} вод и вмещающих пород — растворении сульфатных минералов.

Косвенным показателем взаимосвязи вод и пород является своеобразие распределения элементов в них на участках с различными гидрогеологическими условиями. Как правило, в областях с повышенной подвижностью подземных вод воды и породы обеднены веществами по сравнению с областями, характеризующимися пониженной подвижностью вод. Это относится к макро- и микрокомпонентам. Из макрокомпонентов следует отметить сульфат-ион, гидрокарбонат-ион, кальций, магний, которые отражают часто распределение сульфатных и карбонатных примесей к терригенным породам. Выщелачивание и вынос подземными водами примесей — ошутимое явление в отличие от выщелачивания коренных пород.

Общим выводом о влиянии литолого-геохимических особенностей пород на гидрогеохимические закономерности является четкое проявление качественной и количественной зависимости между составом пород и вод. Породам с теми или иными особенностями соответствуют воды определенного состава. Так, широкому развитию карбонатных (известняковых и доломитовых) пород и карбонатного цемента в терригенных породах соответствует развитие хлоридных натриево-кальциевых и натриево-кальциево-магниевых подземных вод, преимущественно терригенному разрезу — распространение хлоридных натриевых, развитию галогенных отложений с магниевыми солями — распространение сильноминерализованных и обогащенных микроэлементами хлоридных магниевых. Так, например, вертикальный разрез юго-востока Русской платформы в самом общем виде состоит из двух толщ: нижней — карбонатно-терригенной и верхней — преимущественно сульфатно-галогенной. Воды нижней толщи менее минерализованы: хлоридные натриевые, хлоридные натриево-кальциевые, хлоридные натриево-кальциево-магниевые. Воды верхней толщи более минерализованы, преимущественно хлоридные магниевые и хлоридно-сульфатные натриево-магниевые. Вертикальный разрез Предкавказья состоит из трех частей: нижней — среднеюрской с преобладанием терригенных пород, средней — верхнеюрской с преобладанием сульфатно-галогенных пород, верхней — меловой, палеогеновой, неогеновой с преобладанием терригенно-карбонатных пород. Нижняя и верхняя части разреза отличаются от средней меньшей минерализацией вод и слабым развитием вод с высоким содержанием сульфат-иона.

Экспериментальными исследованиями К. Е. Питьевой и С. А. Ковалевской была подтверждена огромная роль пород в формировании химического состава подземных вод. Эксперименты проводились с терригенными (песчаниками, алевродитами,

аргиллитами), карбонатными (известняками, доломитами), сульфатными (ангидритами) породами. Растворы брались различной (от нескольких до 100 г/л) степени минерализации и различного ионного состава. Применялись разнообразные давление и температура. Опыты проводились фильтрацией растворов через породы и центрифугированием проб пород, насыщенных растворами. В результате обнаружилась связь состава вод с литологией и минералогическим составом пород. Литологией пород определяются различия в направлении процессов миграции ионов. По данным исследования фильтрации через песчаные породы ионы мигрируют преимущественно из пород в растворы, через глинистые — в растворы и из растворов. Выход ионов из растворов в опытах с глинами, как показали эксперименты, — результат ионного обмена: состав ионов определяется их соотношением в растворах и породах. Так, по результатам опытов с ClNa раствором, Na раствора обменивается на Ca и Mg обменного комплекса пород, а с ClNa п. Ca раствором — Na и Ca раствора — на Mg обменного комплекса пород. Переход ионов в растворы из карбонатных и сульфатных пород — следствие их растворения и выщелачивания. Поскольку породообразующие минералы представлены карбонатами кальция, магния и сульфатом кальция, в растворы в основном мигрируют CaCO_3 , MgCO_3 , CaSO_4 . Из полевошпатовых песчаных пород в воду переходит преимущественно натрий. Если в терригенных породах присутствует карбонатный цемент, вследствие его выщелачивания в воды переходят помимо натрия также кальций, магний, гидрокарбонат-ион. В результате взаимодействия с породами растворы изменяют состав. Характер изменения состава растворов определяется в значительной степени особенностями состава пород. Из табл. 13 видно, что при взаимодействии с известняком и ангидритом растворов различного состава в результате перехода в растворы кальция и магния они становятся, как правило, кальциевыми и магниевыми. Таким образом, воды в результате взаимодействия с породами часто приобретают качественное сходство с последними.

Атмосферные осадки следует рассматривать с гидрогеохимических позиций как источник состава подземных вод, так как они всегда содержат те или иные вещества. Некоторые исследователи (Бродский, 1953; Богданова, 1964 и др.) сравнивали состав подземных вод с составом атмосферных осадков. Выяснилось, что между ними во многих случаях существует отчетливая зависимость. Так, А. А. Бродский пришел к выводу, что хлор и натрий в грунтовые воды районов с гумидным климатом поступают вместе с атмосферными осадками, поскольку в породах этих районов хлор и натрий практически отсутствуют, а содержание этих элементов в грунтовых и поверхностных водах очень близко. По-видимому, и в грунтовые и в поверхностные воды хлор и натрий попадают с атмосферными осадками. Обогащение грунтовых вод веществами, поступающими с атмосферными осадками, характерно для райо-

Изменение состава растворов в результате взаимодействия с известняком и ангидритом

Породы	Состав растворов	
	до опытов	после опытов
Известняк	$\text{Clп.НCO}_3\text{Na}$ ClNa ClNaп.Са $\text{Clп.НCO}_3\text{Na}$ ClNa ClNaп.Са	ClNaCaMg ClNaп.Сап.Mg ClNaСап.Mg ClNaп.Сап.Mg ClNaп.Са ClNaп.Са
Ангидрит	$\text{Clп.НCO}_3\text{Na}$ ClNa ClNпп.Са $\text{Clп.НCO}_3\text{Na}$ ClNa ClNaп.Са	ClNaСап.Mg ClNaСап.Mg ClNaСап.Mg ClNaCa ClNaCa ClNaCa

нов, где породы освобождены от хорошо растворимых солей; для платформенных областей с гумидным климатом, горно-складчатых областей, районов развития кристаллических массивов. В атмосферные осадки вещества поступают разными путями. В общем виде следует различать два пути обогащения атмосферных осадков веществами: а) из воздуха; б) из литосферы при взаимодействии с породами зон аэрации в ходе инфильтрации к грунтовым водам. В воздух же вещества поступают из морских водоемов, озер, коры выветривания, при извержениях в районах вулканических областей. Органические вещества поступают в воздух в районах развития почв и пород, обогащенных органикой.

По Е. В. Посохову (1975), формирование химического состава атмосферных осадков происходит под влиянием морских акваторий, почвенно-геологических, космических, орографических, климатических, метеорологических, физико-химических, биологических и искусственных факторов. В связи с различными источниками обогащения атмосферных осадков веществами осадки имеют различный химический состав, что отражается на составе подземных вод. Влияние моря значительно сказывается на составе атмосферных осадков. В результате его влияния в атмосферных осадках прибрежных районов увеличено, как правило, содержание хлора и натрия. С. А. Дуров и Н. В. Федорова (1955) пришли к выводу, что весь хлор атмосферных осадков имеет морское происхождение. Большое количество хлора содержится в осадках районов, прилегающих к областям с аридным климатом, с поверхности засоленных пород последних выносятся наряду с хлором и натрием и дру-

гие (в частности, кальций, магний) ионы. По Е. В. Посохову (1975), одним из мощных поставщиков аэрозолей в атмосферу являются соляные самосадочные озера. Аэрозоли захватываются сухим ветром в виде частиц рассола с водного зеркала или в виде кристалликов солей с высохшей поверхности озера. Особенно много солей выносятся при частичном или полном высыхании озера. Е. В. Посохов также отмечает, что процесс выдувания солей носит избирательный характер. При полном усыхании рапы самосадочного хлоридного озера на его поверхности отлагается слой галита с большой примесью солей $MgCl_2$, $MgSO_4$, Na_2SO_4 . Эта верхняя корка и подвергается развеванию. В сульфатном озере часто зимой образуется новосадка мирабилита (Na_2SO_4); летом эта соль обезвоживается. При обезвоживании мирабилит превращается в рыхлую пухлую массу (пухляк), которая уносится ветром на большое расстояние. Поэтому в аридных условиях атмосфера в большей степени обогащается сульфатными аэрозолями, чем хлоридными. В областях вулканической (прошлой и современной) деятельности атмосферные осадки характеризуются присутствием специфических компонентов, содержащихся в вулканической пыли, и присутствием различных газов. Атмосферным осадкам вулканических областей свойственно повышенное содержание сульфат-иона и хлора, а также кислый pH, являющийся следствием присутствия этих ионов. Атмосферная влага, сформированная в вулканических областях, часто оказывает влияние на химический состав грунтовых вод соседних территорий, выпадая там в виде осадков. Вещества, содержащиеся в атмосферных осадках, составляют небольшие величины. Поэтому количества веществ, поступающих в подземные воды с атмосферными осадками, незначительны. Атмосферные осадки играют большую роль в снабжении веществами грунтовых вод, нежели пластовых.

Атмосферные осадки поставляют в подземные воды помимо веществ различные газы, особенно кислород и углекислый газ. Газы играют существенную роль в формировании химического, главным образом анионного, состава подземных вод. Так, кислород участвует в формировании сульфат-иона в подземных водах при окислении сульфидов металлов. Углекислый газ участвует в формировании гидрокарбонат-иона при гидролизе силикатных пород и, частично, углекислотном выщелачивании карбонатных пород. Роль атмосферных кислорода и углекислого газа в формировании анионного состава подземных вод наиболее широко проявляется для грунтовых водоносных комплексов.

Органические вещества пород для большинства подземных вод следует рассматривать как источники их вещественного состава. При разложении этих веществ подземные воды обогащаются непосредственно органическими соединениями, а кроме того, и рядом элементов. Анализ органических веществ, полученных посредством вытяжек из пород некоторых районов Советского Союза (юго-востока Русской платформы, Северного Кавказа) показал, что они

содержат хлор (до 100 мг и более в 1 г), бром (сотые — десятые доли мг в 1 г), бор (тысячные доли мг в 1 г).

По обогащенности органическими веществами породы делятся на две крупные группы: 1) изверженные и метаморфические, практически лишенные органических веществ; 2) осадочные морского и континентального генезиса, в той или иной степени обогащенные органическими веществами. Среди осадочных пород морского генезиса выделяются: песчано-глинистые отложения, максимально обогащенные органическими веществами; карбонатные, слабообогатенные; сульфатные и галогенные, практически не содержащие органических веществ. Значительные количества органических веществ содержатся в болотных отложениях; очень мало — в аллювиальных, делювиальных, пролювиальных и других континентальных отложениях, характеризующихся ярко выраженной зернистостью. Переход органических веществ и прочих элементов, содержащихся в них, из пород в подземные воды определяется рядом природных факторов: климатом, рельефом, гидрогеологическими условиями, химическим составом подземных вод. Влияние климата здесь сказывается через температуру. Повышенные температуры способствуют более полному разложению органических остатков и обуславливают тем самым обедненность ими пород и грунтовых вод в областях с аридным климатом. Низкие среднегодовые температуры северных районов Советского Союза определяют богатое развитие органики в породах и почвах, умеренное разложение органических веществ, с чем связаны высокие их содержания в грунтовых водах этой территории. В глубоких водоносных комплексах повышенные температуры способствуют растворению органических веществ пород и переходу их в подземные воды.

Влияние рельефа особенно сказывается на этом процессе в горно-складчатых районах. Значительная расчлененность рельефа в них определяет активный водообмен, способствующий обеднению органическими веществами пород и подземных вод. По гидрогеологическим условиям выделяются группы подземных вод, в различной степени обогащенные органическими веществами: а) грунтовые воды, а также пластовые со значительной подвижностью, содержащие малые количества органических веществ; б) слабоподвижные пластовые с высоким содержанием органических веществ. Влияние химического состава подземных вод на переход в них из пород органических веществ проявляется в степени минерализации, содержании ионов, окислительно-восстановительных условиях. Органические вещества переходят из пород в подземные воды, характеризующиеся определенной степенью минерализации; существуют предельные ее величины, препятствующие накоплению органических веществ в водах. Органические вещества практически не накапливаются в пластовых сильноминерализованных подземных водах. Высокие концентрации некоторых элементов в водах снижают содержание этих веществ. По данным В. М. Швеца (1973), к таким элементам относятся кальций и магний, образу-

щие слаборастворимые кальциевые и магниевые соли органических кислот. В связи с этим минерализованные хлоридные натриево-кальциевые и натриево-кальциево-магниевые воды, как правило, содержат незначительные количества органических веществ. Различие окислительно-восстановительных условий сказывается на разложении органических веществ и накоплении их в водах. В окислительных условиях грунтовых водоносных и неглубоких пластовых комплексов происходит усиленное разложение органических веществ пород, переход их в воду и вынос водами из пределов водоносных комплексов. В восстановительных условиях глубоких пластовых водоносных комплексов разложение органических веществ пород более медленное; тем не менее в подземных водах органические вещества накапливаются вследствие того, что восстановительные условия способствуют их концентрированию в водах. Из органических веществ в грунтовых водах преобладают гумусовые смолы, фенолы, органические кислоты, летучие и нелетучие органические соединения. В подземных водах артезианских бассейнов, по данным В. М. Швеца (1973), широко распространены азотсодержащие соединения, растворимые органические кислоты; меньше распространены жирные кислоты.

Нефть, подобно органическим веществам пород, в определенных условиях может быть источником органических соединений и других элементов, о чем свидетельствует повышенное их содержание в водах, контактирующих с нефтяными залежами. По данным В. М. Швеца (1973), в приконтурных подземных водах содержится $S_{орг}$ нелетучих органических веществ от 1,3 до 212,5 мг/л, органического азота 0,03—8,8 мг/л, органических кислот до 3,5 г/л и т. д. В некотором удалении от нефтяных залежей, т. е. в законтурных подземных водах различных нефтегазоносных бассейнов, содержится $S_{орг}$ нелетучих органических веществ 0,57—126,8, органического азота 0,07—4,37 мг/л. В водах непродуктивных горизонтов нефтяных месторождений соответственно содержится первых—0,8—59 и последних — 0,03—2,05 мг/л. В целом подземные воды, распространенные в пределах развития нефтяных залежей, характеризуются повышенным содержанием органических веществ. Максимальное содержание их наблюдается в водах, расположенных непосредственно вблизи от залежи нефти; по мере удаления содержание в водах органических веществ уменьшается. При сравнении обогащенности органическими веществами подземных вод нефтяных месторождений с подземными водами, не связанными с нефтяными месторождениями, оказывается, что первые по сравнению со вторыми характеризуются повышенным их содержанием.

Лабораторные исследования нефти некоторых районов Советского Союза показали содержание в них хлора, брома, бора и других микроэлементов. Содержание хлора в нефти исчисляется десятными долями процента, брома — тысячными, бора — десяти-тысячными, ванадия и многих других малых элементов — от следов до тысячных долей процента. Не исключена возможность

участия хлора и микроэлементов нефти в формировании химического состава подземных вод. Благоприятные условия для перехода из нефти в подземные воды органических веществ, хлора, микроэлементов — повышенная подвижность вод и относительно небольшая степень их минерализации. Эти воды разрушают нефтяные залежи, вызывая этим самообогащение ее веществами.

Ювенильные воды в качестве источников состава современных подземных вод можно рассматривать применительно к областям вулканической деятельности. В этих областях широко развито поступление из магматических очагов к поверхности земли следующих элементов: хлора, брома, бора, углекислоты, мышьяка, серы и др. Поступая в подземные воды вулканических областей, они в той или иной степени влияют на их состав. Содержания элементов ювенильного характера достигают в воде иногда значительных количеств. Однако подземные воды вулканических областей нельзя рассматривать как воды, полностью формирующиеся за счет веществ ювенильного происхождения. Эти воды, по данным многих исследователей, в основном инфильтрационные, сформированные взаимодействием с породами. Ювенильные же элементы принимают частичное участие в их формировании.

Седиментационные воды следует рассматривать как исходный материал для формирования значительной части подземных вод земной коры, т. е. приуроченных к осадочным, морского генезиса, отложениям. В разных частях земной коры в ходе геологической истории седиментационные воды древних морей претерпели различные преобразования. Наиболее существенными они были в верхних горизонтах, где происходило вытеснение седиментационных вод подземными водами, характеризующимися большими скоростями. В более глубоких частях земной коры преобразования вод древних седиментационных бассейнов были очень сложными. Вытеснение их из глубоких водоносных комплексов часто было неполным. В процессе вытеснения эти воды смешивались с инфильтрационными, взаимодействовали с породами и т. д. К настоящему времени подавляющая часть древних седиментационных вод не сохранилась в первоначальном состоянии. Влияние древних седиментационных вод на химический состав современных подземных вод в каждом конкретном случае следует рассматривать с учетом комплекса природных условий, в которых формировались подземные воды.

§ 2.

КЛИМАТОЛОГО- ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ

Влияние климатолого-геоморфологических факторов сказывается преимущественно на формировании химического состава грунтовых вод. Выяснением влияния климата и рельефа местности на

эти особенности вод ученые занимались давно. Большое внимание уделялось данному вопросу при использовании подземных вод для различных нужд, а также и в связи с их значением для развития сельского хозяйства.

Существенный вклад в учение о климатолого-геоморфологических факторах внесли почвоведы (В. В. Докучаев и др.). Ими проведено деление европейской территории Союза ССР на районы с развитием характерных почв, под влиянием которых подземные воды приобретают особые свойства, например, болотных, определяющих повышенное содержание в водах железа. Эти почвы снабжают грунтовые воды также органическими веществами, черноземные и каштановые повышают содержание в подземных водах минеральных веществ, солончаки и солонцы способствуют повышению их минерализации. Существенное влияние почвы оказывают на микроэлементный состав этих вод. О. К. Ланге по климатическому признаку среди грунтовых вод СССР выделил три крупные зоны: значительного преобладания осадков над испарением, незначительного преобладания осадков над испарением и равновесия подземного стока и испарения. Состав вод каждой зоны отличается характерными особенностями. В целом на территории Советского Союза в различных климатических областях, при прочих близких условиях (однотипном характере пород и др.), эти воды резко неодинаковы по химическому составу. Грунтовые воды гумидных областей, как правило, пресные или очень слабосоленые с преобладанием в ионном составе гидрокарбонатов, кальция, магния, а в аридных областях они чаще всего соленые с преобладанием хлора и натрия. В областях вечной мерзлоты на фоне пресных под влиянием промерзания формируются грунтовые воды повышенной минерализации с повышенным содержанием хлора.

Рассматривая влияние климата на химический состав подземных вод, следует назвать климатические особенности, которые наиболее существенно проявляются на гидрогеохимических свойствах. Это — атмосферные осадки, ветры, температура воздуха. Климат оказывает значительное влияние на химический состав этих вод через количество атмосферных осадков, поступающих в водоносные комплексы. Значительные количества осадков часто вызывают разбавление и тем самым снижение минерализации вод. Чем больше осадков, тем сильнее разбавление, тем меньше степень минерализации подземных вод. Наиболее ощутимо это разбавление в горно-складчатых областях, особенно на участках пологих склонов гор и на водораздельных плоских участках. Значительное влияние атмосферных осадков на химический состав подземных вод сказывается также через газовую их составляющую. Осадки снабжают подземную воду углекислотой и кислородом, которые усиливают взаимодействие вод с породами, разложение пород, чем способствуют повышению минерализации вод. При этом формируется определенный ионный состав воды. В случае окисления водами,

содержащими кислород, сульфидов металлов формируются сульфатные воды, а при углекислотном выщелачивании карбонатных, терригенных или изверженных пород — гидрокарбонатные.

Температура воздуха влияет на гидрогеохимический режим грунтовых вод. Это влияние сказывается главным образом на изменении содержания в водах веществ, растворимость которых меняется при смене температурного режима. Особенно это относится к слабо растворимым карбонату кальция и магния, растворимость которых всегда уменьшается с повышением температуры, а также сульфату кальция, растворимость которого понижается в определенном интервале температур. В районах широкого развития карбонатных и сульфатных пород пониженные температуры определяют переход названных веществ из этих пород в воду, а повышенные — выпадение их из воды. В районах вечной мерзлоты смена промерзания и оттаивания грунтовых вод влияет на степень их минерализации. При промерзании вод степень их минерализации, как правило, повышается.

В областях с аридным климатом по сравнению с другими климатическими областями высокая температура воздуха способствует широкому развитию испарения грунтовых вод. Испарение вод вызывает увеличение степени их минерализации и изменение ионного состава воды. Последнее является следствием выпадения из воды солей, которые при увеличении степени минерализации достигают предела растворимости. Выпадению чаще всего подвержены сульфат кальция и карбонаты кальция и магния. Более растворимые вещества (карбонат натрия, сульфат натрия и магния) реже выпадают в осадок из грунтовых вод аридных областей.

Ветры способствуют участию атмосферных осадков и веществ атмосферы в формировании химического состава подземных вод. Ими влага переносится от морей, озер; значительные количества веществ переносятся из аридных областей в гумидные. Не все вещества переносятся ветрами с одинаковой силой, в связи с чем атмосфера по-разному обогащается веществами. Так, по Е. В. Посохову (1969), интенсивность ветрового выноса солей с поверхности засоленных пород в аридных областях зависит не только от силы ветра, но и от состава и дисперсности солей; на большие расстояния переносятся сульфатные и карбонатные соли, на меньшие — хлоридные. В зависимости от силы ветра в один и тот же район в разное время могут приноситься ветрами осадки с разным химическим составом.

Рельеф оказывает огромное влияние на гидрогеохимические свойства верхней части земной коры. Особенности формирования химического состава грунтовых вод, возникающие под воздействием своеобразных черт рельефа, нашли отражение в трудах многих исследователей, в частности В. С. Ильина, В. И. Духаниной, В. С. Самаринной и др. В. С. Ильиным (1935) на европейской территории Советского Союза выделены зоны развития характерных

форм рельефа с учетом соотношения водоразделов и гидрографической сети. Выделены зоны грунтовых тундровых вод, высоких вод севера, грунтовых вод неглубоких и глубоких оврагов. В связи с разнообразием условий залегания и движения грунтовых вод в пределах отдельных зон состав вод каждой зоны отличается от состава вод других зон. Для тундровых вод и высоких вод севера характерна очень малая степень минерализации, а для вод прочих зон — более высокая. В. И. Духанина (1960) подразделяет европейскую территорию Советского Союза по морфологическому признаку более дробно. Каждый морфологический район характеризуется своеобразными гидрогеохимическими условиями. В. С. Самарина (1963) придает огромное значение мезо- и микро-рельефу. Большое значение имеют исследования, проведенные ею в областях с полуаридным и аридным климатом. В. С. Самариной выделены своеобразные формы рельефа, четко обособленные в гидрогеохимическом отношении.

В областях с гумидным климатом влияние рельефа на химический состав грунтовых вод сказывается через гидродинамические и гидрогеологические показатели. Главные показатели здесь — возобновляемость, различие длин путей фильтрации и глубины залегания вод. Возобновляемость грунтовых вод зависит помимо скорости движения от рельефа местности. При значительной расчлененности рельефа создаются условия хорошей дренированности, частой сменяемости порций вод, движущихся от центральных частей водоразделов к долинам рек. Большая степень возобновляемости вод приводит к удалению водами из пород хорошо растворимых веществ, что способствует формированию очень малой их минерализации. Значительные длины путей фильтрации грунтовых вод наблюдаются при слабой расчлененности рельефа гидрографической сетью. Это способствует увеличению взаимодействия вод с породами и, следовательно, приводит к возрастанию степени минерализации вод. На участках с малыми длинами путей фильтрации она обычно меньше. Увеличение глубины залегания способствует взаимодействию атмосферных вод с породами в зоне аэрации, что приводит также к возрастанию степени минерализации грунтовых вод. Своеобразие рельефа в аридных областях вызывает формирование грунтовых вод очень разной минерализации. Такыры обуславливают формирование линз пресных вод, которые формируются также и в предгорьях. На участках с неглубоким залеганием вод, приуроченных часто к понижениям, в аридных условиях воды подвержены испарению, что приводит к формированию линз сильноминерализованных вод. О значительном влиянии рельефа на химический состав грунтовых вод аридных областей свидетельствует замкнутость изолиний степени минерализации в пределах отдельных форм рельефа (такыров, шоров, массивов развееваемых песков и др.).

а.

Структурно-тектонические
факторы

Связь гидрогеохимических условий со структурно-тектоническими условиями свидетельствует о влиянии структурно-тектонических факторов на формирование химического состава подземных вод. Изучая проявление гидрогеохимических закономерностей в связи со структурными особенностями целой серии или отдельных водоносных комплексов, устанавливают связь гидрогеохимических условий с геологическим развитием той или иной территории. Поэтому наиболее существенным является исследование зависимости между характером проявления гидрогеохимических закономерностей и структурными особенностями территорий, в частности положительными и отрицательными структурами и тектоническими нарушениями.

Тектонические нарушения широко распространены в земной коре. Они носят различный характер, и очень часто затронутые ими участки водоносных комплексов обладают повышенной по сравнению с соседними участками водопроницаемостью. Такие участки, как правило, являются очагами вертикальных перетоков напорных подземных вод. Известно большое число гидротермальных зон, представляющих собой выходы на поверхность горячих подземных вод, поднимающихся со значительных глубин по тектоническим нарушениям (гидротермальная Копетдагская зона и др.), обрамляющим горные сооружения. Эти воды обычно отличаются от окружающих вод специфическим химическим составом, свойственным глубинным водам, что проявляется в гидротермальных зонах в высоком содержании углекислоты и ряда микроэлементов (бора, мышьяка и др.).

В платформенных областях подъем подземных вод по разрывным нарушениям сопровождается образованием гидрогеохимических куполов — участков водоносных комплексов, подземные воды которых аномальны по химическому составу относительно окружающих подземных вод. В зависимости от условий подъема вод по тектоническим нарушениям купола образуются на различных глубинах и часто достигают земной поверхности, проявляясь в виде источников соленых вод. Соленые источники известны среди пресных грунтовых вод по берегам крупных и малых рек, например, их много в Поволжье и других районах Русской платформы. С помощью гидрогеохимических показателей (повышенная степень

минерализации, повышенное содержание хлора и других ионов) на Северном Кавказе обнаружены перетоки подземных вод из верхнеюрского (I₃tit) водоносного комплекса в нижнемеловой (K₁h—ар), залегающий на глубинах более 1500 м, а из палеогенового водоносного комплекса (P₁—P₂) — в комплекс нижнего неогена (N₁), залегающий на глубинах в несколько сотен метров. Зоны подъема напорных вод на платформах чаще всего приурочены к разрывным нарушениям, ограничивающим антиклинальные складки или моноклинальные ступени. Помимо четко фиксируемых по химическому составу вертикальных перетоков подземных вод имеются перетоки, слабо проявляемые в гидрогеохимическом отношении. Это часто объясняется длительностью вертикальных перетоков, что способствует выравниванию химического состава притекаемых вод с составом вод данного водоносного комплекса (или комплексов).

Влияние структурных особенностей территорий на химический состав вод прослеживается в пределах водоносных комплексов, характеризующихся относительной литолого-минералогической однородностью, и проявляется в плане и в разрезе. В плане оно проявляется: а) в пределах крупных площадей водоносных комплексов, охватывающих разнородные структурные элементы крупных порядков; б) при сравнении друг с другом участков водоносных комплексов, слагающих положительные и отрицательные структуры более мелких порядков; в) при сравнении разных частей, например, сводов и крыльев отдельных структур. Для всех трех случаев характерно или увеличение степени минерализации, или же одновременное изменение ионного состава вод и увеличение степени их минерализации при смене антиклинальных структур разных порядков синклиналиными, при переходе от центральных частей антиклинальных структур к их крыльям или от крыльев синклиналиных структур к их осевым частям. Степень минерализации сульфатных вод увеличивается за счет возрастания содержания SO_4^{2-} , Cl^- , Na^+ или Cl^- , Na^+ ; гидрокарбонатных — HCO_3^- , Cl^- , Na^+ или Cl^- , Na^+ ; хлоридных натриевых — Cl^- , Na^+ ; хлоридных кальциевых — Cl^- , Na^+ , Ca^{2+} или Cl^- , Ca^{2+} ; хлоридных магниевых — Cl^- , Na^+ , Mg^{2+} или Cl^- , Mg^{2+} . При этом в гидрокарбонатных водах увеличивается роль Cl^- по сравнению с HCO_3^- ; в сульфатных — Cl^- по сравнению с SO_4^{2-} ; в хлоридных кальциевых — Ca^{2+} по сравнению с Na^+ ; в хлоридных магниевых — Mg^{2+} по сравнению с Na^+ . Изменения в соотношениях между ионами приводят к изменению в целом состава вод. Так, среди гидрокарбонатных вод при изменении их структурного положения, вызывающего увеличение степени минерализации HCO_3Na , воды сменяются $\text{HCO}_3\text{p.ClNa}$, HCO_3ClNa , ClHCO_3Na ; среди сульфатных SO_4Ca — SO_4CaNa , $\text{SO}_4\text{p.ClNa}$, SO_4ClNa , ClSO_4Na , $\text{Clp.SO}_4\text{Na}$; среди хлоридных кальциевых ClNaп.Са — ClNaCa , ClCaNa , ClCaп.Na и т. д.

При рассмотрении каждого случая отмечаются дополнительные виды влияния структурных особенностей на химический состав подземных вод. В пределах крупных территорий при смене положительных структур отрицательными или при моноклиномальном погружении водоносных комплексов наиболее широко развита замена карбонатных или сульфатных вод хлоридными, натриевыми — кальциевыми или магниевыми. Крупные территории в струк-

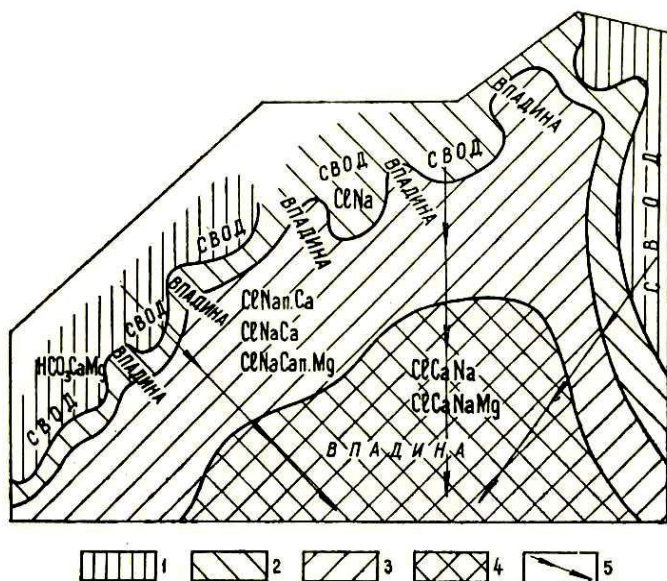


Рис. 31. Закономерности распределения подземных вод различного состава в пределах терригенных и карбонатных отложений платформ:

1 — пресные гидрокарбонатные воды в сводах положительных структур первого порядка; 2 — слабоминерализованные гидрокарбонатные натриевые и хлоридные натриевые воды в периферийных частях положительных структур первого порядка; 3 — минерализованные хлоридные натриево-кальциево-магниевые воды в пределах моноклиномальных погружений; 4 — сильноминерализованные хлоридные кальциево-натриевые воды в пределах наиболее погруженных отрицательных структур; 5 — направление регионального погружения водоносных комплексов и увеличения степени минерализации вод

турно-тектоническом отношении представлены платформами, предгорными прогибами, межгорными впадинами. Основные изменения химического состава подземных вод водоносных комплексов этих структур происходят в направлении погружения. Эти изменения следует рассматривать применительно к наиболее распространенным в пределах названных структур водовмещающим породам — осадочным терригенным и карбонатным (сульфатные и галогенные породы имеют незначительное развитие).

Типовой пример изменения состава вод в пределах водоносных комплексов крупных платформенных территорий показан на рис. 31. На участках наиболее приподнятых частей платформы

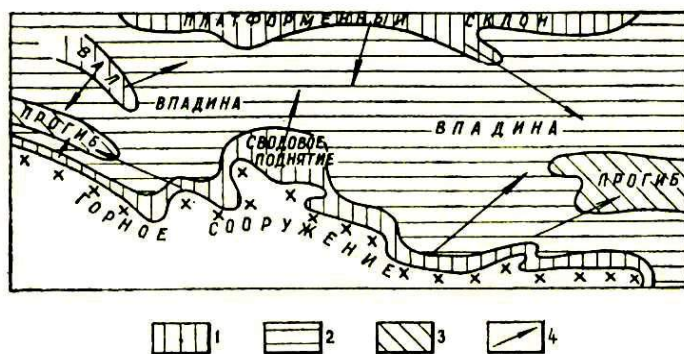
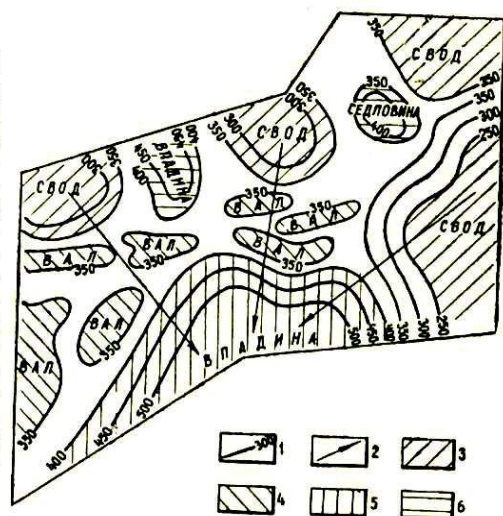


Рис. 32. Закономерности распределения подземных вод различного состава в пределах терригенных полевошпатовых и карбонатных отложений предгорных прогибов:

1 — пресные гидрокарбонатные воды в пределах положительных структур; 2 — минерализованные хлоридные натриевые воды в пределах моноклинальных погружений; 3 — сильноминерализованные хлоридные натриево-кальциево-магниевые воды в пределах отрицательных структур; 4 — направление регионального погружения водоносных комплексов и увеличения степени минерализации вод

Рис. 33. Распределение Σ_m и Cl в минерализованных хлоридных натриевых и хлоридных кальциевых и магниевых водах терригенных и карбонатных отложений платформ: 1 — изолиния содержания Σ_m (г/л) и Cl (мг-экв/л) в водах; 2 — увеличение содержания Σ_m и Cl в водах в направлении регионального погружения водоносного комплекса; 3 — минимальное содержание Σ_m и Cl в водах положительных структур первого порядка; 4 — пониженное — в водах положительных структур второго, третьего и т. д. порядков; 5 — максимальное — в водах отрицательных структур первого порядка; 6 — повышенное — в водах отрицательных структур второго, третьего и т. д. порядков



развиты пресные гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды, которые в направлении погружения сменяются сначала слабоминер-

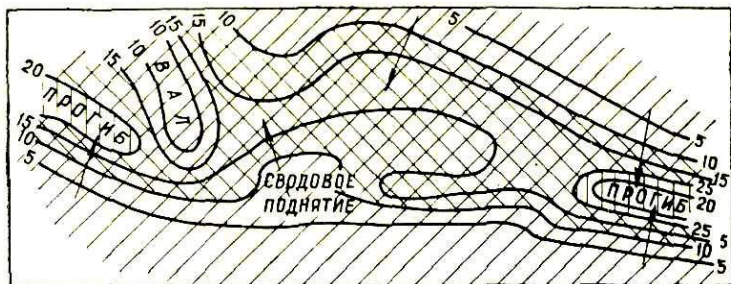


Рис. 34. Распределение Σ_M и Cl в минерализованных хлоридных натриевых, хлоридных кальциевых и магниевых водах терригенных и карбонатных отложений предгорных прогибов:

1 — изолиния содержания Σ_M (г/л) и Cl (мг·экв/л) в водах; 2 — увеличение содержания Σ_M и Cl в водах в направлении регионального погружения водоносного комплекса; 3 — минимальное содержание Σ_M и Cl в водах горно-складчатого и платформенного обрамлений; 4 — пониженное — в водах положительных структур II, III и т. д. порядков; 5 — максимальное — в водах отрицательных структур

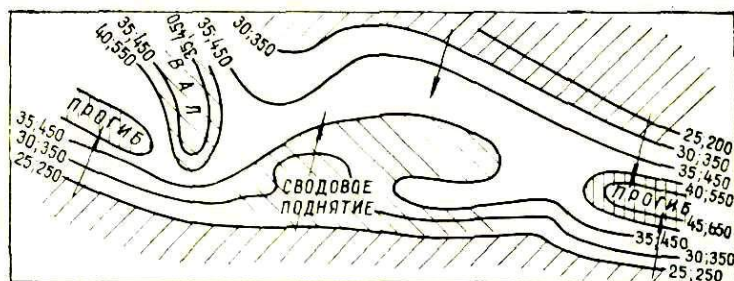


Рис. 35. Распределение Cl, Ca, Mg в водах различной минерализации и ионного состава:

1 — изолиния Cl, Ca, Mg (экв.%) в водах; 2 — увеличение содержания Cl, Ca, Mg в направлении регионального погружения; 3 — минимальное содержание Cl, Ca, Mg в водах положительных структур; 4 — промежуточное содержание Cl, Ca, Mg в водах; 5 — максимальное содержание Cl, Ca, Mg в водах отрицательных структур

рализованнами гидрокарбонатными натриевыми, затем минерализованными хлоридными натриевыми и далее сильноминерализованными хлоридными натриево-кальцевыми водами. Подобный

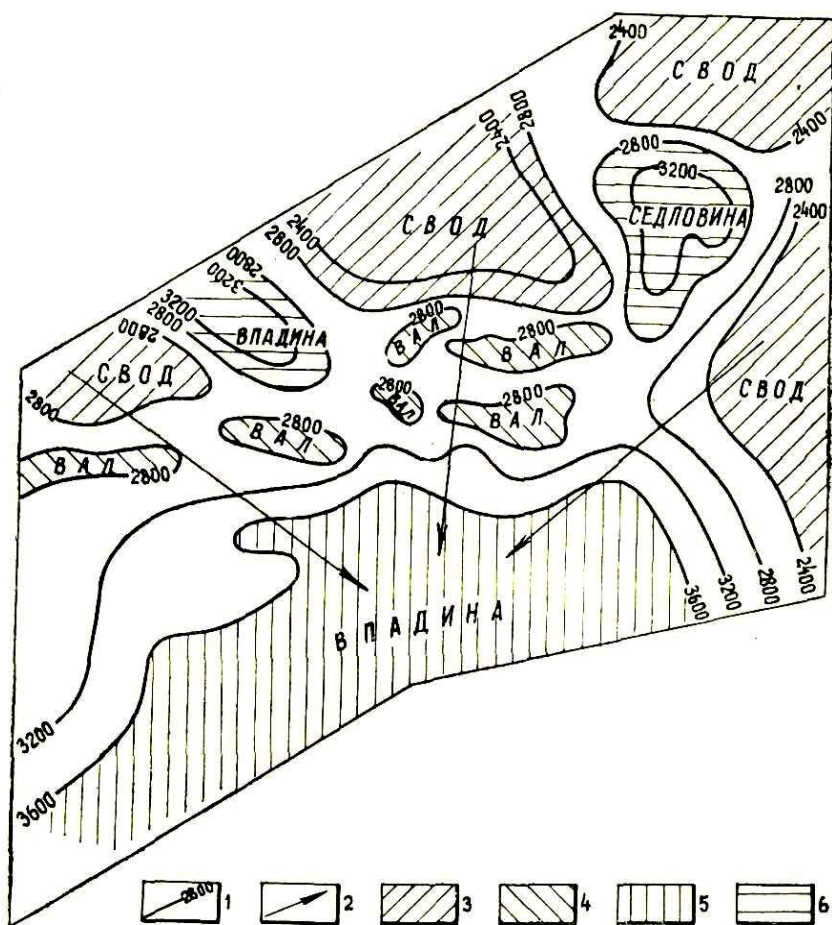


Рис. 36. Распределение Na в минерализованных хлоридных натриевых водах терригенных и карбонатных отложений платформ:
 1 — изоляция содержания Na (мг·экв/л) в водах; 2 — увеличение содержания Na в водах в направлении регионального погружения водоносного комплекса; 3 — минимальное содержание Na в водах положительных структур первого порядка; 4 — пониженное — в водах положительных структур второго, третьего и т. д. порядков; 5 — максимальное в водах отрицательных структур; 6 — повышенное — в водах отрицательных структур второго, третьего и т. д. порядков

характер изменения состава вод наблюдается и в водоносных комплексах предгорных прогибов (рис. 32). Таким образом, при смене подземных вод одних составов водами других составов в

направлении погружения водоносных комплексов в пределах крупных территорий постоянным гидрогеохимическим признаком является увеличение степени минерализации этих вод (рис. 33, 34).

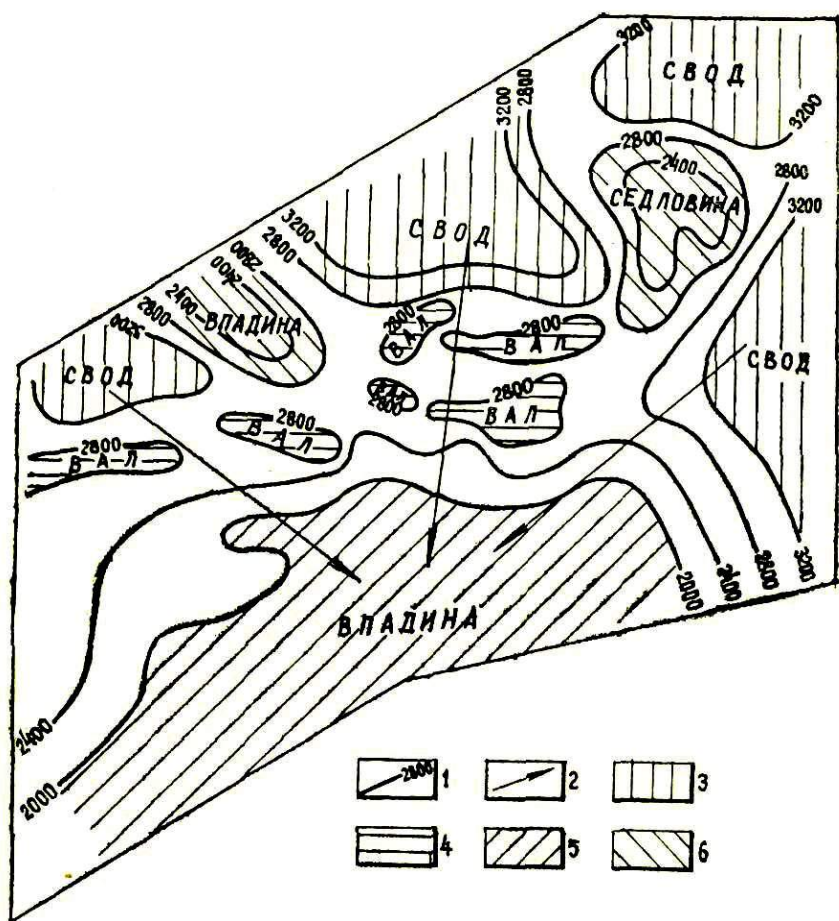


Рис. 37. Распределение Na в минерализованных хлоридных кальциевых и магниевых водах терригенных и карбонатных отложений платформ: 1 — изолиния содержания Na (мг-экв/л) в водах; 2 — уменьшение содержания Na в водах в направлении регионального погружения водоносного комплекса; 3 — максимальное содержание Na в водах положительных структур первого порядка; 4 — повышенное — в водах отрицательных структур первого порядка; 5 — минимальное — в водах отрицательных структур первого порядка; 6 — пониженное — в водах отрицательных структур второго, третьего и т. д. порядков

Идентично степени минерализации вод поведение в водах хлора, кальция, магния. Их содержание постоянно увеличивается в направлении погружения водоносных комплексов (рис. 35). Поведение

ние остальных ионов сложное. Эти ионы делятся на группы: а) Na^+ ; б) HCO_3^- , SO_4^{2-} . В подземных водах того или иного состава поведение натрия в направлении погружения водоносных комплексов неодинаково, но оно устойчиво в водах однородного состава: в хлоридных натриевых водах содержание натрия по погружению водоносных комплексов увеличивается (рис. 36), а в хлоридных натриево-кальциевых и натриево-кальциево-магниевых — уменьшается (рис. 37, 38). Если в пределах одного водо-

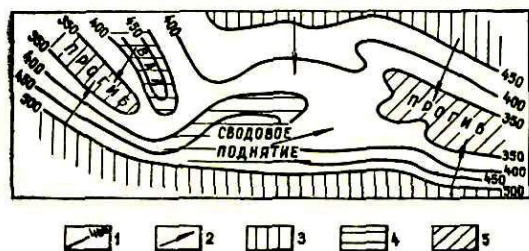


Рис. 38. Распределение Na в минерализованных хлоридных кальциевых и магниевых водах терригенных и карбонатных отложений предгорных прогибов:

1 — изолиния содержания Na (мг-экв/л) в водах; 2 — уменьшение содержания Na в водах в направлении регионального погружения водоносного комплекса; 3 — максимальное содержание Na в водах горно-складчатого и платформенного обрамлений; 4 — повышенное — в водах положительных структур второго, третьего и т. д. порядков; 5 — минимальное — в водах отрицательных структур

носного комплекса развиты воды разного состава, структурные особенности крупного плана, представленные погружением от сводов к впадинам или от горно-складчатых сооружений к прогибам и межгорным впадинам, на поведении натрия не отражаются, оно в этом случае определяется сменой составов вод. Из рис. 39, 40 видно, что содержание натрия в пределах одного из платформенных участков увеличивается от хлоридных натриево-кальциевых в сторону хлоридных натриевых вод. Закономерности распределения HCO_3^- и SO_4^{2-} в хлоридных натриевых и хлоридных натриево-кальциевых водах в связи со структурными условиями крупных территорий прямо противоположны хлору, кальцию, магнию. Содержание HCO_3^- и SO_4^{2-} в этих водах в направлении к отрицательным структурам уменьшается (рис. 41). Если в водоносных комплексах помимо хлоридных натриевых и хлоридных натриево-кальциевых вод присутствуют еще и гидрокарбонатные (или

сульфатные), то в пределах гидрокарбонатных вод содержание иона HCO_3^- и соответственно в сульфатных водах SO_4^{2-} в направлении к отрицательным структурам увеличивается

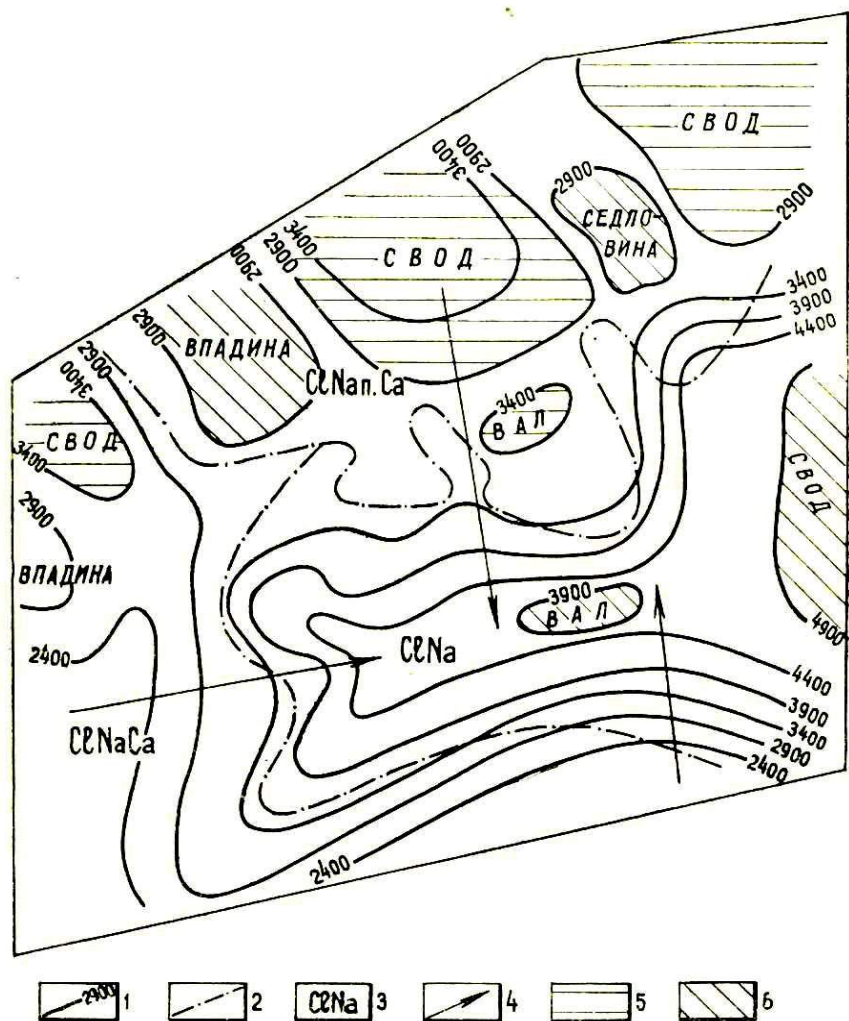


Рис. 39. Распределение Na в водах разного состава, приуроченных к различным структурам:

1 — изолиния содержания Na (мг-экв/л) в водах; 2 — граница распространения вод разного состава; 3 — индекс состава воды; 4 — направление увеличения содержания Na; 5 — повышенное содержание Na в хлоридных кальциевых водах положительных структур; 6 — пониженное содержание Na в хлоридных кальциевых водах отрицательных структур и в хлоридных натриевых водах положительных структур

(рис. 42, 43). Таким образом, одновременно с формированием в геологическом прошлом крупных структурных элементов форми-

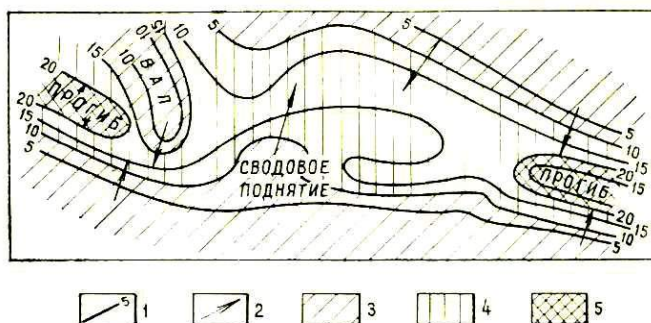
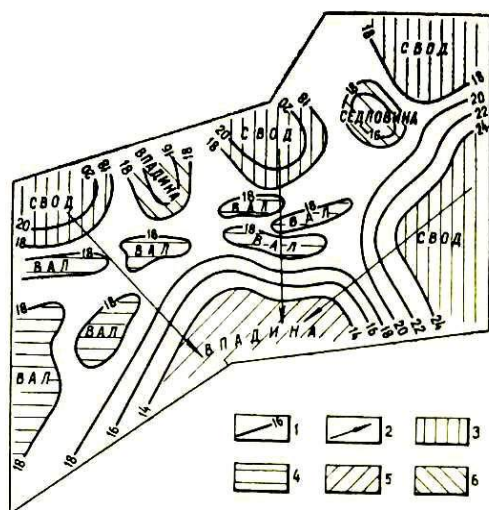


Рис. 40. Распределение Na в водах различной минерализации и ионного состава:

1 — изолиния содержания Na (экв.%) в водах; 2 — направления увеличения содержания Na в водах; 3 — минимальное содержание Na в гидрокарбонатных и сульфатных водах; 4 — максимальное — в хлоридных натриевых водах; 5 — пониженное — в хлоридных натриево-кальциево-магниевых водах

Рис. 41. Распределение HCO_3 и SO_4 в минерализованных хлоридных натриевых и хлоридных кальциевых и магниевых водах платформ:

1 — изолиния содержания HCO_3 и SO_4 (мг. экв./л) в водах; 2 — увеличение содержания HCO_3 и SO_4 в водах в направлении регионального погружения водоносного комплекса; 3 — высокое содержание HCO_3 и SO_4 в водах положительных структур первого порядка; 4 — повышенное — в водах положительных структур второго, третьего и т. д. порядков; 5 — минимальное — в водах отрицательных структур первого порядка; 6 — пониженное — в водах отрицательных структур второго, третьего и т. д. порядков



ровались и основные гидрогеохимические черты приуроченных к ним водоносных комплексов.

Тектонические усилия более частного характера, способствовавшие формированию структур второго и третьего порядков и более

мелких, так же оказали влияние на химический состав подземных вод, обусловив определенные их особенности. Воды, приуроченные к положительным структурам, отличаются по составу от вод, при-

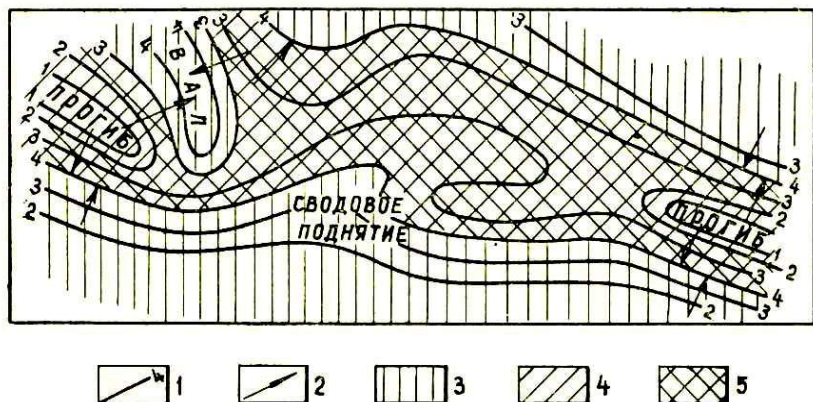


Рис. 42. Распределение HCO_3 и SO_4 в водах различной минерализации и ионного состава: 1 — изолиния содержания HCO_3 и SO_4 (экв.%) в водах; 2 — направление увеличения содержания HCO_3 и SO_4 в водах; 3 — максимальное содержание HCO_3 и SO_4 в гидрокарбонатных и сульфатных водах; 4 — минимальное — в хлоридных кальциевых водах; 5 — промежуточное — в хлоридных натриевых водах

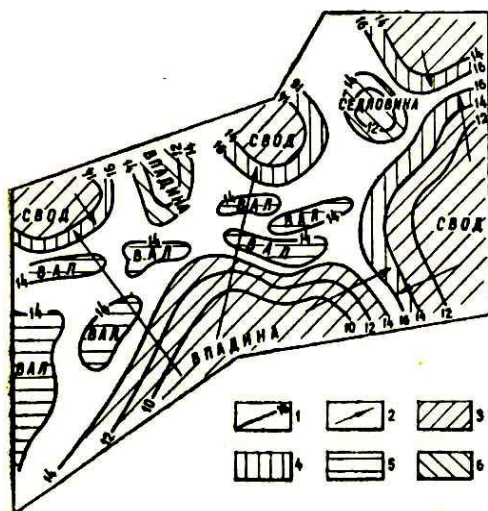


Рис. 43. Распределение HCO_3 в гидрокарбонатных и хлоридных водах платформ:

1 — изолиния содержания HCO_3 (мг·экв/л) в водах; 2 — увеличение содержания HCO_3 ; 3 — минимальное содержание HCO_3 в водах центральных частей положительных структур первого порядка; 4 — максимальное — в водах краевых частей положительных структур первого порядка; 5 — повышенное — в водах положительных структур второго, третьего и т. д. порядков; 6 — пониженное — в водах отрицательных структур второго, третьего и т. д. порядков

уроченных к отрицательным структурам. Так, в пределах положительных структур в отличие от отрицательных чаще распространены подземные воды гидрокарбонатного и сульфатного типов. К отрица-

тельными структурам, часто, помимо хлоридных натриевых, приурочены хлоридные натриево-кальциевые и натриево-кальциево-магниевые воды. Поведение отдельных компонентов различно в водах положительных и отрицательных структур. Так, в гидрокарбонатных, сульфатных и хлоридных натриевых водах положительных структур степень минерализации и содержание Cl^- , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} понижено, а содержание SO_4^{2-} и HCO_3^- повышено по сравнению с подземными водами того же состава, но распространенных в пределах отрицательных структур. В хлоридных натриево-кальциевых и хлоридных натриево-кальциево-магниевых водах положительных структур понижены степень минерализации и содержание Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} и повышено содержание Na^+ , SO_4^{2-} , HCO_3^- по сравнению с водами того же состава отрицательных структур. Закономерности распределения в подземных водах степени минерализации, хлора, кальция, магния показаны на рис. 33, 34, 35, а натрия, гидрокарбонат- и сульфат-иона — на рис. 36—43.

Если сравниваются гидрогеохимические особенности водоносных комплексов, которые распространены в пределах положительных и отрицательных структур, то не наблюдается значительного влияния на них различий в гипсометрическом положении структур. Часто воды положительных структур по сравнению с региональным гидрогеохимическим фоном менее, а отрицательных — более минерализованы. Гипсометрическое же разнообразие однотипных или только положительных или только отрицательных структур усложняет гидрогеохимические закономерности, свойственные каждому из видов структур. Так, в более погруженных антиклинальных структурах хлоридные натриевые воды приурочены как к молодым, так и к древним водоносным комплексам, а в менее погруженных — только к древним. В пределах относительно приподнятых антиклинальных структур широко развиты, как правило, гидрокарбонатные слабоминерализованные подземные воды, а в более погруженных — хлоридные натриевые и хлоридные кальциевые более минерализованные. Ниже приводятся примеры влияния разнообразия гипсометрического положения структур на химический состав подземных вод некоторых регионов. Так, в пределах относительно приподнятых южного склона Восточно-Кубанского прогиба и Адыгейского выступа Предкавказья в водоносном комплексе K_1h —ар широко распространены гидрокарбонатные и сульфатные воды с минерализацией до 23 г/л, менее широко — хлоридные натриевые и хлоридные натриево-кальциевые с минерализацией до 46 г/л. В Азовской антиклинальной зоне Западно-Кубанского прогиба Предкавказья, более погруженной по сравнению с Восточно-Кубанским прогибом и Адыгейским выступом, подземные воды того же водоносного комплекса более минерализованы (Σ_{M} до 72 г/л), они преимущественно хлоридные натриево-кальциевые. Воды палеогена и неогена Калужской, более глубо-

кой, чем Азовская, антиклинальной зоны сильнее минерализованы по сравнению с водами Азовской зоны и отличны от них по ионному составу. Так, в неогене Азовской зоны степень минерализации хлоридных натриевых вод не превышает 24, Калужской — 55 г/л. В неогене и палеогене Азовской зоны развиты HCO_3ClNa и

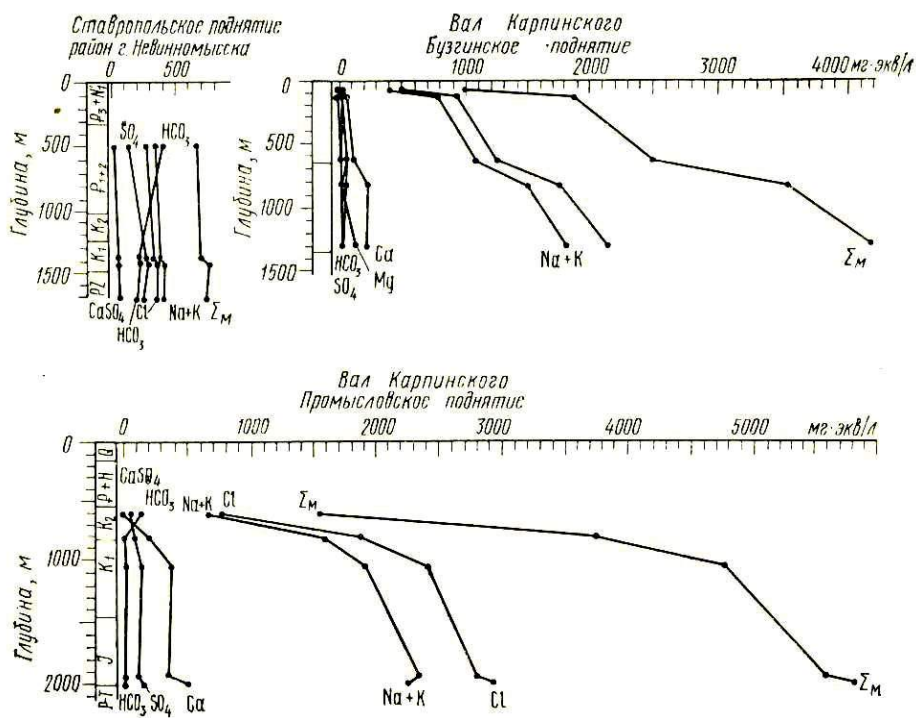
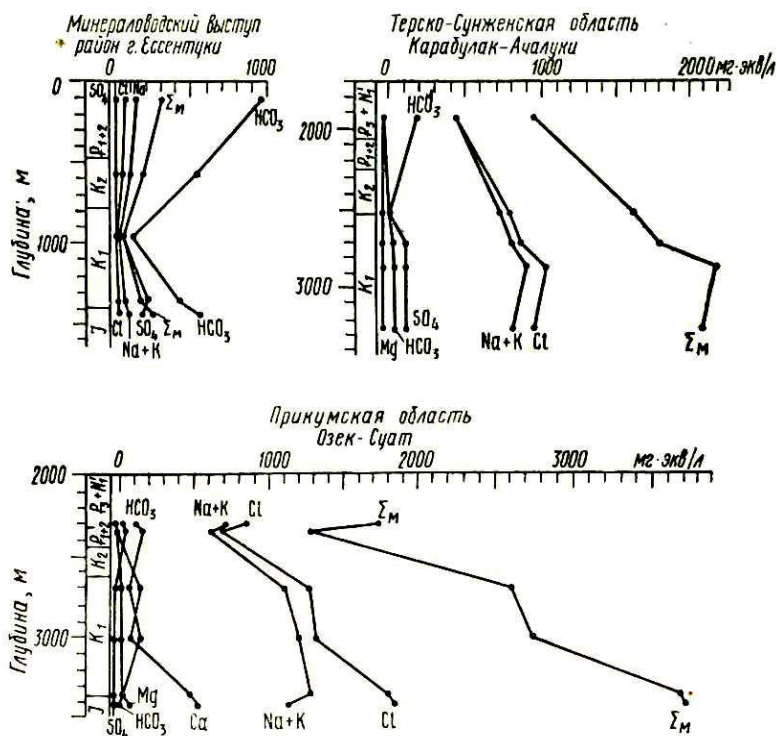


Рис. 44. Изменение химического состава подземных вод

HCO_3Na воды, которых нет в Калужской. В то же время в пределах Калужской зоны развиты ClNa . Ca воды, не встречающиеся в Азовской зоне.

Различия в составе вод, приуроченных к одноименным структурам с разным гипсометрическим положением, хорошо видны на рис. 44, составленном Н. Г. Киссиным для вод Восточного Предкавказья: воды мезокайнозойского разреза в пределах Минераловодского выступа по сравнению с водами Карабулак-Ачалукской антиклинальной структуры с более низкими отметками залегания, значительно менее минерализованы и сильнее обогащены гидрокарбонат-ионом; изменения по вертикальному разрезу в пределах

Минераловодского выступа незначительные, затрагивают преимущественно степень минерализации и HCO_3^- , а в пределах Карабулак-Ачалукской структуры — более значительные и затрагивают степень минерализации, Cl^- , Na^+ . Воды еще более погруженной Озек-Суатской антиклинальной структуры значительнее ми-



отдельных структур Предкавказья (по И. Г. Кисину, 1964)

нерализованы по сравнению с первыми двумя структурами и характеризуются резким увеличением по вертикальному разрезу степени минерализации Cl^- , Na^+ , Ca^{2+} .

Примером гидрогеохимической неоднородности в пределах различных частей отдельных структур является Большекинельский вал юго-востока Русской платформы по водоносным комплексам D_2-D_3 и D_3-C_1 . Складки западной и восточной частей вала приподняты относительно центральной. В этих частях вала вскрыты менее минерализованные по сравнению с центральной погруженной частью вала подземные воды. Воды различны также по ионному составу: в приподнятых частях вала воды водоносного комп-

лекса D_3-C_1 имеют хлоридный натриевый состав, а D_2-D_3 — хлоридный натриевый с повышенным содержанием кальция состав; в погруженной же части вала воды обоих водоносных комплексов преимущественного хлоридного натриево-кальциевого состава.

В качестве примеров гидрогеохимической неоднородности в пределах мелких структур интересны Тарханская, Пономаревская, Красноярская структуры Большекинельского вала юго-востока Русской платформы. Тарханская структура состоит из двух приподнятых, разделенных местным прогибом частей. В водоносном комплексе D_2-D_3 подземные воды структуры имеют $ClNaCa$ состав, их минерализация максимальна в прогнутой части и понижена в приподнятых частях структуры. В водоносном комплексе D_3-C_1 воды в прогнутой части структуры — $ClNa_{ап.Са}$ состава, в приподнятых — $ClNa$ состава. Пономаревская структура состоит из западной и восточной вершин: в водоносном комплексе D_2-D_3 в относительно приподнятой западной вершине подземные воды имеют $ClNa_{ап.Са}$ состав, пониженную степень минерализации и низкое содержание брома, в погруженной восточной — $ClNaCa$ состав, повышенную минерализацию и высокое содержание брома. Красноярская структура состоит из нескольких поднятий, разделенных местными прогибами. В водоносном комплексе D_3-C_1 в пределах поднятий подземные воды $ClNa$ состава с пониженными минерализацией и содержанием Ca^{2+} , Mg^{2+} , Br и повышенным содержанием SO_4^{2-} , в прогибаниях — воды $ClNa_{ап.Са}$ состава с повышенными минерализацией и содержанием Ca^{2+} , Mg^{2+} , Br и пониженным содержанием SO_4^{2-} .

В целом зависимость гидрогеохимических закономерностей от структурно-тектонических условий отчетливо проявляется в водоносных комплексах на платформах, в предгорных прогибах и межгорных впадинах при литолого-геохимической однородности пород. Геологические структуры с конкретным проявлением гидрогеохимических закономерностей можно считать и гидрогеохимическими структурами. Установлено два вида наиболее распространенных гидрогеохимических структур. Первый соответствует положительным тектоническим структурам, второй — отрицательным. Характерная, общая для любых, но однородных гидрогеохимических сред (например, для хлоридных натриевых вод и т. д.) особенность структур первого вида — пониженные минерализация подземных вод и содержание Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} в водах и повышенное содержание HCO_3^- , SO_4^{2-} , Na^+ . Особенность структур второго вида — повышенные минерализация вод и содержание Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} в водах и пониженное содержание HCO_3^- , SO_4^{2-} , Na^+ . В водах водоносных комплексов, объединяющих разнородные гидрогеохимические структуры, по погружению комплексов изменяется соотношение между ионами, что приводит к изменению в целом состава этих вод. Изменение состава вод в зависимости от структурно-

го положения своеобразно для различных гидрогеохимических сред.

Структурно-тектонический фактор влияет на качественные и количественные преобразования, происходящие в подземной воде, а также во вмещающей и окружающей ее средах, что свидетельствует о подземной воде как о сформированном естественноисторическим путем природном объекте. Конкретность проявления гидрогеохимических закономерностей под влиянием этого фактора — показатель влияния на формирование химического состава подземных вод инфильтрационного режима и повышенной подвижности, с одной стороны, и влияния относительно застойного режима и пониженной подвижности, с другой. Этим двум типам тектонического режима отвечают рассмотренные выше виды гидрогеохимических закономерностей. О влиянии на формирование химического состава подземных вод инфильтрационного режима свидетельствуют повышенные содержания в водах положительных структур HCO_3^- , SO_4^{2-} , Na^+ . Повышенные содержания в водах отрицательных структур Σ_m , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} свидетельствуют о накоплении ионов в слабоподвижных водах.

б.

Термодинамические факторы

Термодинамические факторы включают давление и температуру, которые существенно влияют на физико-химическое состояние подземных вод, на их взаимодействие с породами.

Влияние температуры на физико-химическое состояние водных растворов древних морей изучалось многими исследователями экспериментально. В результате получены закономерные изменения состава водных растворов в зависимости от изменения температуры. Увеличение ее вызывает уменьшение объема растворов, в результате чего происходит изменение концентрации веществ в растворах и выпадение некоторых веществ из растворов в твердом виде. Это сопровождается изменением состава растворов. Экспериментально показано, что при выпаривании из раствора морской воды в осадок последовательно выпадают гипс, галит, сильвин, карналлит и другие, а состав морской воды изменяется в направлении от хлоридно-сульфатного натриево-магниевого к хлоридному магниевому.

Влияние температуры на физико-химическое состояние подземных вод сказывается на изменении растворимости химических соединений при изменении температуры. Имеются многочисленные сведения об изменении растворимости карбоната кальция, карбоната кальция и магния, сульфата кальция, сульфата магния, сульфата натрия, хлористого натрия и других соединений. Растворимость одних соединений с увеличением темпе-

ратуры уменьшается, других — возрастает, третьих — практически не изменяется. С повышением температуры уменьшается растворимость карбонатов кальция и магния и в частичном интервале температур сульфатов кальция, натрия и магния.

Растворимость кальцита и доломита уменьшается при повышении температуры до 70° в несколько раз (табл. 14, 15). При

Таблица 14

Растворимость кальцита при различных температурах и парциальном давлении $P_{CO_2} = 0,00032$ атм

(по Б. П. Никольскому, 1935)

	Температура, °С						
	0	5	10	15	20	25	30
	CaCO ₃ , мг/л	81	75	70	65	60	56

Таблица 15

Растворимость кальцита и доломита в воде при $P_{CO_2} = 1$ атм

(по О. К. Янатьевой, 1954, 1955)

Температура, °С	Содержание, HCO ₃ , мг/л	
	кальцит	доломит
0	915	660
25	480	390
55	360	360
70	200	276

этом при низкой температуре растворимость кальцита выше (примерно в 1,5 раза), чем доломита, при более высокой температуре растворимость кальцита и доломита близки, при 55° их растворимости равны. При дальнейшем повышении температуры растворимость доломита незначительно превышает растворимость кальцита. Растворимость сульфата кальция при 0° составляет 1,759, при 40° — 2,093, при 40 — 100° растворимость уменьшается и при 100° она равна 0,66 г/л.

Растворимость Na₂SO₄ с повышением температуры до 50° увеличивается: при 10° она составляет 8,3, при 30 — 24,0, при 50 — 31,8%. Дальнейшее повышение температуры приводит к снижению растворимости Na₂SO₄. Аналогичный характер растворимости свойствен и MgSO₄: с повышением температуры от 0 до 70° она увеличивается от 18 (0°) до 37,1% (70°). В дальнейшем с повышением температуры растворимость MgSO₄ понижается, составляя при 100° — 33,5, при 200° — 1,5%. Постоянно при повышении температуры увеличивается растворимость хлористых солей. Так, растворимость галита при 25—450° увеличивается (Кононов, 1965) в три раза, а других хлористых солей (KCl, MgCl₂, CaCl₂) при повышении температуры до 300° также увеличивается в несколько раз (табл. 16). Наряду с хлористыми солями при повышении температуры увеличивается растворимость многих других соединений. В частности, растворимость NaHCO₃ составляет: при 0° — 0,5%, при 10 — 7,5, при 25 — 9,4, при 50 — 12,6, при 100° — 19,1%. К. Хитчел (1945) показал, что при температуре 128—336° растворимость кремнекислоты возрастает от 0,0495 до 0,2117 частей на 100 частей воды. По данным Краускопфа (1956), при 0°

в воде растворяется кремниевой кислоты 60—80, а при 85—90° — 300—380 мг/л. По Кабанову (1960), при 50° выщелачивается водой кварца в 1,7 раза больше, чем при 25°.

Растворимость химических соединений под влиянием давления и одновременно температуры и давления, как правило, увеличивается. Так, по данным А. В. Щербакова (1970), при увеличении давления на 100 атм повышается растворимость кальцита на 7,5,

Таблица 16

Таблица 17

Растворимость хлористых солей (в г/л) при различных температурах (по В. Ф. Дерпгольцу, 1966)

Растворимость ангидрита (в г/л) при различных давлениях и температурах (по В. И. Манихину, 1966)

Соли	Температура, °С					
	0	30	60	100	200	300
NaCl	263	265	271	280	315	375
KCl	222	272	313	360	450	540
MgCl ₂	346	354	379	425	575	675
CaCl ₂	343	501	575	601	765	800

Давление, атм	Температура, °С		
	30	40	50
1	2,498	2,197	1,896
500	3,790	3,686	4,489
1000	8,381	6,981	9,971
2000	14,389	12,973	16,962
3000	18,960	20,970	29,970

а ангидрита и гипса — на 7,7 и 5,7% соответственно. По данным В. И. Манихина (1966), с увеличением давления при постоянных температурах и с увеличением давления и температуры значительно возрастает растворимость ангидрита (табл. 17), а также гипса и мирабилита (табл. 18). По данным Гибсона, при постоянной температуре 25° с увеличением давления на 100 атм возрастает растворимость: CaCO₃ — на 7,5%; CaSO₄ — на 7,7, CaSO₄·2H₂O — на 5,7, CaF₂ — на 3,3%. Растворимость Na₂SO₄ (тенардита) при 25° и различных давлениях следующая: при 1 кг/см² — 21,9%, при 500 кг/см² — 23; при 1000 кг/см² — 23,9, при 2000 кг/см² — 26,1%. Н. И. Хитаровым показано, что при высоких давлениях и температурах растворяется водами кремнезем. Так, при 300—600° и давлении 1000—4000 кг/см² в 1 л воды переходит несколько граммов кремнезема.

Повышение температуры и давления влияет на взаимодействие подземных вод с породами. Результаты этого влияния получены рядом исследователей экспериментально и с помощью региональных исследований. По экспериментальным данным И. Г. Кисина и С. И. Пахомова (1967), высокая температура неодинаково действует на взаимосвязь между водами и породами, что в значительной степени определяется минералогическим составом пород, составом обменных катионов и составом растворов. Поэтому при повышении температуры возможно увеличение или уменьшение концентрации отдельных компонентов в растворах и уменьшение или

Растворимость некоторых веществ (в г/100 г) при повышенных
давлениях и температурах

(по В. И. Манихиной, 1962, 1965, 1967)

Вещество	Температура, °С	Давление, гтм				
		1	500	1000	2000	3000
Гипс	20	0,20	0,31	0,50	0,84	1,24
	25	0,21	0,34	0,58	0,93	1,44
	30	0,21	0,36	0,60	1,01	1,55
	40	0,21	0,36	0,60	1,00	1,55
Ангидрит	30	0,25	0,38	0,84	1,44	1,90
	40	0,22	0,37	0,70	1,30	2,10
	50	0,19	0,45	1,00	1,70	3,00
Мирабилит	15	11,6	12,6	13,5	15,1	—
	20	16,1	17,0	18,0	20,0	—
	25	22,0	23,0	23,9	26,0	—
	30	28,8	30,0	30,7	—	—

увеличение общей минерализации растворов. Так, в минерализованных водах с ростом температуры до 150—200° увеличивается содержание кремниевой и борной кислот; особенно ощутим выход из алюмосиликатных пород в воду кремниевой кислоты при температуре свыше 100°. По данным Н. А. Огильви (1956), имеется прямая зависимость между растворимостью минерального скелета породы и давлением. К. Е. Питьевой и С. А. Ковалевской проведено экспериментальное изучение влияния температуры и давления на взаимодействие подземных вод с породами.

В системе подземная вода — порода изменялось геостатическое и гидростатическое давление. По сравнению с гидростатическим давлением влияние геостатического давления оказалось более значительным. Фактор геостатического давления моделировался на карбонатных, сульфатных, терригенных, галогенных породах и растворах разной минерализации (от 1 до 200 г/л и более) и ионного состава. Породы отбирались с глубин от нескольких сотен до 2000—3000 м из отложений палеозоя и мезокайнозоя различных районов Советского Союза. В опытах поддерживалось геостатическое давление до 380 атм. В опытах с терригенными породами (каолинитовыми, гидрослюдистыми с карбонатным цементом глинами; кварцево-полевошпатовыми с карбонатным цементом песчаниками) взаимодействовали хлоридный натриевый ($\Sigma_{\text{M}} 15$ г/л), хлоридный натриево-кальциевый ($\Sigma_{\text{M}} 30$ г/л) и хлоридно-гидрокарбонатный натриевый растворы. В результате их взаимодействия при атмосферном давлении увеличилось содержание в растворах

Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- . При взаимодействии растворов и пород при повышенных давлениях также увеличилось содержание в растворах ионов Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , HCO_3^- и др. Однако при повышенных давлениях в растворы перешло большее количество каждого иона, чем при атмосферном, особенно это относится к натрию. В опытах с карбонатными (известняки, доломиты) и сульфатными (ангидриты) породами взаимодействовали: а) слабоминерализованные ($\Sigma_{\text{м}} 2-10$ г/л) сульфатные гидрокарбонатные и смешанного ионного состава воды с различным рН; б) минерализованные ($\Sigma_{\text{м}} 100-200$ г/л) хлоридные натриевые и хлоридные натриево-кальциевые воды с кислым и нейтральным рН. При взаимодействии с карбонатными и сульфатными породами вод первой и второй группы происходило их выщелачивание и в воду переходили кальций, магний, гидрокарбонат-ион, сульфат-ион. Сравнение перехода ионов из пород в воду при повышенных давлениях с переходом при атмосферном давлении показало, что в случае повышенных давлений оно больше. Например, при 300 атм миграция карбоната и сульфата кальция в воду по сравнению с атмосферным давлением в несколько десятков раз выше.

В природе влияние высоких температур на химический состав подземных вод существенно сказывается в районах развития тектонических нарушений в пределах молодых складчатых систем и районах современной и недавней вулканической деятельности. Высокие температуры в них способствуют усилению взаимодействия подземных вод с породами и формированию вод повышенной минерализации.

в.

Гидродинамические факторы

Влияние гидродинамических факторов на характер гидрогеохимических закономерностей и формирование химического состава подземных вод проявляется: а) по направлению движения подземных вод; б) скорости и времени движения подземных вод, а также длине путей фильтрации; в) перетокам. Влияние гидродинамических показателей на химический состав вод следует рассматривать отдельно для грунтовых и пластовых водоносных комплексов. Это объясняется тем, что в отличие от грунтовых водоносных комплексов, отчетливо характеризующихся значительной подвижностью подземных вод, воды пластовых водоносных комплексов являются в большинстве случаев малоподвижными.

В пределах грунтовых водоносных комплексов в направлении движения подземных вод изменяется степень их минерализации, как правило, она увеличивается. Это связано с тем обстоятельством, что по мере передвижения подземные воды взаимодействуют с породами, извлекая из них те или иные вещества. Качественные

особенности извлекаемых из пород веществ определяются особенностями состава пород. В направлении передвижения вод в пределах однородных в литолого-геохимическом отношении пород обычно изменяется количество растворенных в воде веществ при сохранении в неизменном состоянии качественной характеристики веществ. Влияние на химический состав грунтовых вод скоростей, времени и длин путей фильтрации необходимо рассматривать одновременно, так как эти параметры тесно взаимосвязаны. Так, изменение скоростей сказывается на изменении времени и путей фильтрации. Влияние этих параметров на химический состав подземных вод необходимо рассматривать при условии литолого-геохимической однородности пород, т. е. когда исключается разнообразие действия этого мощного источника вещественного состава подземных вод. В этом случае породы снабжают воды только определенными, свойственными данным породам компонентами.

При рассмотрении влияния на химический состав подземных вод скорости фильтрации следует ограничиться постоянным временем фильтрации. Это означает, что влияние подвижности вод на формирование гидрогеохимических закономерностей можно определить сравнением состава вод, имеющих разные скорости фильтрации, но взаимодействующих с породой в течение одинакового времени. При этом связь между скоростью и длиной пути фильтрации оказывается прямой, а именно: чем более подвижны воды, тем больший путь за одинаковое время проходят они через породы. При прохождении через породы воды взаимодействуют с ними. Следовательно, чем более подвижны воды, тем за одинаковое время, с большим объемом породы они взаимодействуют. Отсюда можно сделать заключение: более подвижные воды за одинаковое время приобретут больше веществ и будут более минерализованы, чем менее подвижные. Поэтому на разных участках одного и того же грунтового водоносного комплекса, сложенного слабо разлагаемыми, например, сульфатными породами, воды, сформированные в течение одного и того же времени, будут более минерализованы по сульфату кальция там, где они имеют большие скорости фильтрации. Если среди сульфатных пород имеются хорошо растворимые соли, например, рассеянный хлористый натрий, то на участках с большими скоростями фильтрации воды быстрее его удалят из пород, чем на участках с меньшими скоростями. Подземная вода, имеющая на разных участках различные скорости движения, один и тот же путь проходит за различное время: вода с большей скоростью за меньшее время и наоборот. В первом случае время взаимодействия воды с породой меньше, чем во втором. Поэтому вода в первом случае будет менее минерализована, чем во втором. Следовательно, в зависимости от конкретных условий возможны различные соотношения между скоростью фильтрации воды и ее минерализацией. Эти условия чаще всего выражаются с помощью величин площадей подземного стока. Для грунтовых вод площади подземного стока — это участки от цент-

ральных частей водораздела до дренирующих понижений. При одинаковой величине площади таких участков в случае больших скоростей фильтрации подземной воды, последняя будет иметь меньшую степень минерализации, чем в случае малых скоростей. Приведенные рассуждения справедливы для неравновесных систем вода — порода. Грунтовые воды горно-складчатых областей, северных районов гумидных областей, кристаллических массивов являются растворами, в которых большинство соединений в процессе формирования не достигают равновесия.

Вертикальные перетоки существенно сказываются на химическом составе грунтовых вод. В районах, где разрывные тектонические нарушения распространяются до верхней части земной коры, в грунтовые воды из глубоких водоносных комплексов поступают соленые и рассольные подземные воды. На отдельных участках, смешиваясь с грунтовыми водами, они увеличивают степень минерализации последних и изменяют их ионный состав. Степень изменения состава грунтовых вод определяется количеством притекающих глубоких подземных вод, степенью их минерализации и конкретным составом ионов. Чаще всего вновь сформированные подземные воды приобретают хлоридный натриевый или смешанный анионно-катионный состав, свойственный глубоким водам.

Гидродинамическому состоянию глубоких водоносных комплексов платформ, предгорных прогибов, межгорных впадин в общих чертах исследователи дают такую оценку: а) движение существует; б) движение практически отсутствует. Некоторыми исследователями в последнее время, в связи со сложностью решения вопросов гидродинамического состояния глубоких водоносных комплексов, серьезное внимание обращается на механизм движения рассольных глубокозалегающих вод. М. И. Зайдельсон (1973), в частности, указывает: «Вывод о том, что движение подземных рассолов Волго-Уральской области не подчиняется закономерностям движения напорных вод в классических артезианских бассейнах и что градиенты приведенных напоров, в первую очередь, отражают изменение уровня потенциальной энергии отнюдь не означает, что эти воды находятся в состоянии абсолютного покоя и фильтрационные потоки отсутствуют». М. И. Зайдельсон рассматривает движение рассольных глубоких подземных вод не как механическое перемещение, а как сложный процесс, в котором принимают участие различные движущие силы — осмотические, конвективные и др.

Современные представления о гидродинамических условиях глубоких водоносных комплексов платформ, предгорных прогибов и межгорных впадин самым тесным образом связаны с представлениями о формировании химического состава подземных вод. Многие гипотезы, рассматривающие современные подземные воды с геохимических позиций в качестве седиментационных, предусматривают статическое их состояние. Магматогенные гипотезы также исходят из статичности вод или их движения, направленного пре-

имущественно вертикально вверх. Инфильтрационные гипотезы подразумевают динамичность вод. Исходя из разнообразия химического состава подземных вод можно предположить, что современное распределение вод того или иного состава в пределах земной коры в какой-то степени связано с гидродинамическими условиями этих водоносных комплексов. Это подтверждает то положение, что состав подземных вод не остается совершенно неизменным и в тех случаях, когда состав водовмещающих пород довольно однороден. При этом обязательно и иногда очень значительно, изменяется степень минерализации вод. Отсюда следует, что формирование гидродинамических условий водоносных комплексов в пределах платформ и предгорных прогибов, а также межгорных впадин можно рассматривать как формирование изменчивой во времени и пространстве одной из сторон сложной системы «подземная вода». Водоносные комплексы платформ, предгорных прогибов, межгорных впадин — многофазные подвижные системы, в пределах которых различаются: а) области относительно повышенного положения — инфильтрации; б) области относительного погружения, совпадающие с областью подземного стока; в) участки вертикального движения вод в пределах областей подземного стока, посредством которого осуществляется разгрузка вод.

Таким образом, краевые структуры предгорных прогибов и межгорных впадин и сводовые структуры платформ вместе с погруженными частями прогибов, платформ, впадин образуют систему водоносных комплексов с областями инфильтрации, подземного стока и очагами разгрузки. Движение вод сложное, неравномерное. Неравномерность определяется неоднородностью пород по проницаемости и структурно-тектоническим условиям. Неравномерность движения вод — качественная и количественная. Первая состоит в изменчивости направления движения, вторая — в изменчивости скорости движения. Разнообразием скоростей движения регулируется распределение воды в пределах водоносных комплексов с неоднородной проницаемостью пород. Перераспределение водных масс происходит и в плане, и в разрезе осадочной толщи земной коры. Движение вод в пределах каждого в отдельности водоносного комплекса имеет свои характерные особенности, соответствующие общим особенностям формирования комплекса. Движение происходит на всей площади распространения водоносного комплекса, а гидравлическая связь каждого отдельного комплекса с другими осуществляется на ограниченных участках. В пределах пластовых водоносных комплексов, характеризующихся перечисленными особенностями гидродинамического строения, наблюдаются: а) изменение степени минерализации вод; б) изменение в соотношениях между ионами. Изменяются соотношения между теми ионами, которые поступают в воды из пород, с атмосферными осадками и из других источников (путем подтока вод из соседних водоносных комплексов и др.). Изменения степени минерализации

вод и соотношения между ионами происходят в направлении их движения в сторону погружения от областей инфильтрации. Степень минерализации при этом, как правило, увеличивается. В результате изменения соотношения между ионами изменяется в целом ионный состав подземных вод. Влияние гидродинамических условий на химический состав вод пластовых водоносных комплексов четко прослеживается в случае, когда исключается влияние других факторов, особенно литолого-геохимической неоднородности пород, т. е. когда водовмещающие породы водоносного комплекса выдержаны по минералогическому и химическому составу.

Изменения в химическом составе пластовых вод под влиянием гидродинамических условий наступают из-за ослабления действия одних физико-химических процессов и усиления других или же только усиления каких-то конкретных процессов. Ослабление или усиление действия тех или иных физико-химических процессов является результатом изменения гидродинамических условий. Последние чаще всего выражаются скоростью фильтрации и положением водоносных комплексов по отношению к областям инфильтрации. В итоге в различных частях единого водоносного комплекса, характеризующихся разнообразными гидродинамическими чертами по указанным параметрам, могут развиваться разные процессы и формироваться воды разного анионно-катионного состава. Так, в пределах водоносного комплекса, сложенного песчаными породами, выделяются два участка. Один примыкает к области инфильтрации атмосферной влаги. Подземные воды относительно подвижны, имеют слабую (до 2,5 г/л) минерализацию и гидрокарбонатный натриевый состав. Второй участок примыкает к первому и удален от области инфильтрации. Воды здесь малоподвижны, сильноминерализованы и имеют хлоридный натриевый и хлоридный натриево-кальциевый состав. В пределах первого участка относительно большая подвижность вод способствует поступлению атмосферной углекислоты и развитию процессов углекислотного разложения полевошпатовых песчаников. В пределах второго участка в обстановке малоподвижных вод главным является процесс метасоматического замещения натрия воды на кальций плагиоклазовой породы.

Усиление физико-химического процесса в подземных водах — результат того, что эти воды подвижны. При этом скорость фильтрации и положение водоносного комплекса относительно областей инфильтрации являются неизменными. В этом случае в водоносном комплексе постоянны физико-химические процессы взаимодействия подземных вод с породами. По характеру они свойственны конкретным условиям комплекса (литолого-геохимическим особенностям пород и др.). Поэтому в направлении движения вод из-за возрастания длительности протекания процессов обязательно увеличивается степень их минерализации, вследствие чего возможны изменения в соотношениях катионов; анионный состав при этом не изменяется. Так, например, в подземных водах, формирующихся

при метасоматическом замещении натрия воды на кальций плагиоклазовой породы, в направлении движения будет увеличиваться степень минерализации и меняться соотношение натрия и кальция; первого уменьшаться, второго увеличиваться. Анионный состав этих вод постоянен; они хлоридные.

Вертикальные перетоки способствуют смещению пластовых вод разного состава и формированию на отдельных участках вод, гидрогеохимически аномальных относительно гидрогеохимического фона, свойственного данному водоносному комплексу. Перетоки осуществляются преимущественно по тектонически нарушенным зонам. Четкое гидрогеохимическое проявление перетоков наблюдается при значительных скоростях движения воды по тектонически нарушенным зонам. При малых скоростях поступающие в данный водоносный комплекс воды другого комплекса, как правило, слабо влияют на химический состав вод данного комплекса.

Для пластовых подземных вод важным условием в формировании их химического состава является длительность развития водоносных комплексов. По А. Е. Ферсману (1947), «время является одной из важных координат природы». Примеры влияния длительности развития водоносных комплексов на их гидрогеохимические условия нередки. Наиболее характерны примеры разнообразия состава подземных вод, приуроченных к водоносным комплексам, однородным в литолого-геохимическом отношении, но с различным стратиграфическим положением, что является показателем разнообразия длительности развития вод. Время формирования химического состава вод каждого водоносного комплекса есть время его существования, т. е. время развития, что условно можно выразить посредством стратиграфического положения водоносных комплексов. Так, воды терригенных и карбонатных отложений мезокайнозойских водоносных комплексов Предкавказского предгорного прогиба имеют степень минерализации до 60—100 г/л, девона и карбона юго-востока Русской платформы часто превышают 200 г/л, а подсолевых комплексов кембрия Иркутского амфитеатра — 500 г/л. Ионный же состав вод перечисленных водоносных комплексов практически одинаков. Это хлоридные воды с различным соотношением натрия и кальция, что свидетельствует о сходных путях формирования химического состава вод этих комплексов. Содержание кальция больше в более минерализованных водах, поэтому подземные воды мезокайнозоя Предкавказья чаще натриево-кальциевые, девона и карбона юго-востока Русской платформы — натриево-кальциевые, кембрия Иркутского амфитеатра — кальциево-натриевые. Возрастание степени минерализации и содержания кальция в подземных водах от молодых к древним водоносным комплексам свидетельствует о влиянии на формирование химического состава подземных вод времени их развития.

ИЗМЕНЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО
СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД
ПОД ВЛИЯНИЕМ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ
ЧЕЛОВЕКА

В настоящее время, как никогда ранее, необходимо разумное сочетание интересов охраны условий жизни на Земле и бурного развития промышленности, отрицательно сказывающегося на чистоте природы. В проблеме охраны окружающей среды важное место занимают гидрогеохимические исследования. С помощью этих исследований решаются вопросы изменения химического состава подземных вод при их эксплуатации, гидротехническом строительстве, загрязнении сточными водами промышленных предприятий и некоторые другие.

Изменения химического состава подземных вод при эксплуатации и гидротехническом строительстве определяются главным образом подтоком в данный водоносный комплекс подземных вод из соседних водоносных комплексов. При эксплуатации подземных вод подток происходит под влиянием отбора воды из данного комплекса. При гидротехническом строительстве подток обуславливается нарушением естественной гидродинамической обстановки, проявляющейся в возникновении гидравлической связи между водоносными комплексами, которые до возведения гидротехнического сооружения были разобщенными. Подземные воды, подтекающие в данный водоносный комплекс, часто имеют иной химический состав. При их смешении образуются воды нового состава, неравновесные по отношению к вмещающим и окружающим средам. В связи с этим главными задачами исследования изменения химического состава подземных вод под влиянием эксплуатации и гидротехнического строительства являются: а) изучение характера проявления процессов смешения подземных вод; б) изучение состава смешанных вод в различных частях водоносного комплекса на площади, подверженной влиянию посторонних вод; в) выявление закономерностей распространения смешанных вод в пространстве и во времени; г) выявление влияния на распространение смешанных вод природных факторов; д) изучение физико-химических процессов взаимодействия смешанных вод с породами. В результате исследований составляется карта прогнозного районирования изменения химического состава подземных вод под влиянием эксплуатации и гидротехнического строительства. На ней фиксируется размещение водозаборов и гидротехнических сооружений; дается количественная оценка водозаборов; показывается химический состав подземных вод, подверженных влиянию водозаборов и гидротехнических сооружений; приводится прогноз качественного изменения подземных вод в радиусе влияния водозаборов и гидротехнических сооружений, а также прогноз изменения геологи-

ческой среды (водно-физических и прочностных свойств пород и др.) под воздействием физико-химических процессов, возникающих в результате изменения состава подземных вод при их эксплуатации и под влиянием гидротехнического строительства.

Изучение изменения химического состава подземных вод под влиянием загрязнения сточными водами промышленных предприятий вызваны необходимостью охраны чистоты воды. В связи с этим изучение изменения химического состава этих вод под влиянием деятельности человека неразрывно связано с проблемой охраны водных ресурсов. Уже сейчас во многих районах мира ощущается недостаток пресной воды. Так, в 1949 г. городской водопровод в г. Нью-Йорке располагал 35% требуемого количества воды¹; летом 1959 г. в г. Неаполе пресная вода продавалась на рынке. Вследствие прогрессирующего загрязнения вод промышленными и бытовыми отходами в будущем возможно увеличение дефицита пресной воды. В 1963 г. только нефтяная промышленность США дала около 1,35 млрд. м³ сточных вод. В СССР вместе с нефтью в 1965 г. было извлечено 190 млн. м³ пластовых вод, в 1970 г. эта цифра превысила 300 млн. м³. Общее количество сточных вод всех отраслей промышленности в СССР достигнет к 1980 г. величин, равных годовому стоку таких крупных рек, как Ока и Дон вместе взятых².

Тяжелая обстановка с проблемой охраны водоемов сложилась в США и странах Европы. Журнал «Тайм» недавно отметил, что половина промышленных отходов, загрязняющих биосферу планеты, приходится на США. Ежегодно промышленные предприятия США выбрасывают на земную поверхность и в воду 165 млн. т твердых отходов и выпускают в атмосферу 172 млн. т сажи, пыли и пепла. Реки Америки превратились в сточные канавы. В них спускают отходы предприятия химической, нефтеперерабатывающей и других отраслей промышленности. В 1969 г. р. Кайахога (штат Огайо) буквально загорелась, столько в нее было вылита нефти и горючих продуктов, при этом пожар уничтожил два железнодорожных моста³. Миллионы квадратных миль американских рек и озер оказались зараженными ртутью. Ртуть обнаружена в водоемах 21 штата. В ряде районов, например, в г. Аламогордо (штат Нью-Мексико) отмечены массовые отравления ртутью.

Канадцы обнаружили ртуть в куропатках и рыбе. Около ста японцев умерло в результате отравления рыбой, выловленной в зал. Минамата, куда спускал свои отходы завод по производству поливинилхлорида.

Река Рейн, служащая источником питьевого водоснабжения 18 млн. человек, также превращена в сточную канаву. Профессор

¹ Ленькова А. *Оскальпированная земля*. М., «Прогресс», 1971.

² «Комсомольская правда», 25.IV 1970

³ «За рубежом», 1971, № 4.

Майнцкого университета Иоахим Борнефф заявил, что «...соединения углеводорода, являющиеся возбудителями рака, встречаются в Рейне в тысячу раз чаще, чем в обычных грунтовых водах». Отходы химических и металлургических предприятий ФРГ, коксовых фабрик и горных предприятий ФРГ, Франции и Голландии попадают в Рейн. На 857 км своего течения, река в своих водах несет ежедневно 40 000 т поваренной соли, 16 150 т сульфата, 2 260 т нитратов, 103 т фосфата, 554 т аммиака, 295 т железа и 2 640 т органических продуктов.

Как в нашей стране, так и за рубежом на разработку и осуществление мер по очистке промышленных отходов направляются огромные средства. Капитальные вложения в создание очистных сооружений и затраты на выполнение научно-исследовательских работ в этом направлении составили в США более 150 млн. долл. (Адамс, 1966).

В речи на V сессии Верховного Совета СССР К. Г. Пысин, сообщил, что до 1965 г. по бюджету РСФСР на строительство очистных сооружений ежегодно расходовалось в среднем 20—30 млн. руб., а с 1968 г. на эти цели ежегодно расходуется более 100 млн. руб. только по Российской Федерации¹. В 1966—1970 гг. в нашей стране в эксплуатацию введено свыше 8 тыс. очистных сооружений.

Гидрогеохимические исследования в проблеме окружающей среды должны быть направлены на выявление участков распространения подземных вод, подверженных загрязнению биологически вредными стоками, а также на удаление загрязнений с поверхности Земли.

Исследования по выявлению участков подземных вод, подверженных загрязнению промышленными стоками, являются сложными вследствие большого разнообразия состава указанных стоков. Сточные воды различных промышленных предприятий характеризуются огромным диапазоном общей минерализации и значительными колебаниями в концентрации отдельных компонентов, наличием разнообразных органических веществ и большого числа микроэлементов. При загрязнении промышленными стоками подземных вод образуются смеси сложного состава, по новому реагирующие с геологической средой, в частности с породами. Основные задачи исследований: а) изучение химического состава загрязненных подземных вод; б) изучение изменений в химическом составе вод под влиянием загрязнений, происходящих от мест поступления загрязнений в водоносный комплекс в направлении передвижения подземных вод; в) изучение закономерностей миграции загрязнений в подземных водах; г) выявление влияния физико-химических процессов (адсорбции, диффузии, ионного обмена) на распространение загрязнений в водах; д) выявление особенностей миграции загрязнений в подземных водах в связи с

¹ «Известия», 12.XII 1968.

гидродинамическими условиями водоносных комплексов — направлением и скоростями движения подземных вод, фильтрационной неоднородностью пород; е) изучение влияния загрязненных подземных вод на геологические явления, в частности фильтрационные свойства пород.

В целях изучения образования смесей подземных вод с загрязняющими растворами и процессов их взаимодействия с породами проводятся экспериментальные исследования. Систематизируются сведения о составе загрязнений и распространении различных типов загрязнений на изучаемой территории, а также сведения о составе загрязненных и распространении различных типов смесей подземных вод с загрязнителями на изучаемой территории. Выясняется расположение промышленных предприятий — объектов загрязнения подземных вод со сведениями об объемах загрязняющих растворов. Составляется карта прогнозного районирования, на которой приводятся: прогноз продвижения загрязнений в пространстве и во времени; прогноз качественного изменения подземных вод вследствие загрязнения; прогноз изменения геологической среды под воздействием физико-химических процессов, возникающих из-за изменения состава подземных вод при загрязнении.

Гидрогеохимические исследования, направленные на удаление загрязнений с поверхности Земли, способствуют изоляции от сферы жизни и деятельности человека тех веществ и вод, которые представляют для него прямую опасность и уже недоступны извлечению из сточных вод или отсутствует целесообразность этого (экономическая, технологическая или санитарная). Изоляция вредных отходов промышленности для оздоровления условий труда и жизни человека в настоящее время технически воплощается: а) в отвердении и последующем захоронении в глубоких шахтах, подземных камерах и бункерах, или затопление на дно морей и океанов; б) закачке вредных сточных вод в различные геологические формации ниже поверхности Земли и ниже уровня залегания резервуаров питьевого и технического водоснабжения.

Поскольку и в будущем сохранится необходимость в подземном захоронении вредных растворов, поступающих от промышленных предприятий, можно сказать, что разработка наиболее, рациональных и надежных способов захоронения биологически вредных веществ приобретает в развитии промышленного потенциала любой индустриальной страны огромное значение. Изоляции от биосферы должны подлежать только особо вредные высококонцентрированные растворы. Их объем сравнительно невелик, так что захоронение этих растворов не сможет привести к заметному количественному уменьшению водных ресурсов того или иного района. В связи с подземным захоронением промышленных стоков возникают разнообразные и сложные задачи, требующие обязательного решения. Одна группа задач предусматривает разработку рекомендаций по поискам пластов-коллекторов. Другую группу со-

ставляют задачи по обоснованию изменения во времени и пространстве степени приемистости водоносными комплексами стоков в эксплуатационный период. Третья группа ставит целью обоснование продвижения промышленных стоков по водоносному комплексу в период их захоронения и в последующий период. Все эти задачи решаются в несколько этапов. В соответствии с числом главных задач насчитывается три этапа.

Цель исследований первого этапа — рекомендации по распространению водоносных комплексов, пригодных для захоронения промышленных стоков. Главные условия, которые необходимо соблюдать при подземном захоронении промышленных стоков и на что необходимо ориентироваться при поисках пластов-коллекторов, следующие: 1) водоносный комплекс должен обладать достаточной емкостью; 2) он должен быть надежно изолирован от водоносных горизонтов с пресной водой и любой другой водой, имеющей народнохозяйственное значение; 3) водоносный комплекс не должен содержать воду, используемую в качестве полезного ископаемого; 4) распространение промышленных стоков по водоносному комплексу должно протекать с геологических позиций медленно. Кроме того должна соблюдаться экономическая целесообразность подземного захоронения промышленных стоков в каждом конкретном случае применительно к конкретным промышленным предприятиям.

При поисках участков предполагаемого подземного захоронения промышленных стоков следует иметь в виду, что существует несколько способов их захоронения: 1) сброс в естественные (карстовые, трещиноватые) или искусственные (шахты и пр.) пустотные полости зоны аэрации; 2) нагнетание в пределах участка грунтового водоносного комплекса, характеризующегося повышенной проницаемостью пород и относительной изолированностью; 3) нагнетание в естественные (карстовые) или искусственные (участки выработанных нефтяных и газовых залежей) пустотные полости глубоких водоносных комплексов; 4) нагнетание в пределы нефтяных и газовых залежей для поддержания пластового давления при их эксплуатации; 5) нагнетание в глубокозалегающие водоносные комплексы.

Перечисленные способы следует применять для различных гидрогеологических условий. Первыми двумя можно наиболее успешно пользоваться в районах развития кристаллических массивов и в горно-складчатых областях. Широкое распространение в этих районах блоковой структуры обуславливает наличие участков с различной трещиноватостью и относительную их изолированность. Остальные три способа следует применять в платформенных областях со свойственными этим областям выдержанными на больших территориях водоносными комплексами, каждый из которых обладает специфическими, сформированными в его пределах свойствами, а также в геосинклинальных областях. Исследования на первом этапе носят региональный характер. Изучаются: пористость и

проницаемость пород, химической (макро- и микроэлементный) состав подземных вод, глубины залегания, мощности и распространение водоносных комплексов, рекомендуемых для захоронения промышленных стоков. В итоге составляется прогнозная карта, на которой оконтуриваются регионы с одним или несколькими водоносными комплексами, характеризующимися различной степенью благоприятности для захоронения промышленных стоков. На прогнозную карту наносятся участки водоносных комплексов, для которых установлена вертикальная гидравлическая связь; на карте показывается направление вертикальных перетоков.

Цель второго этапа данных исследований — обоснование изменения приемности водоносными комплексами промышленных стоков в период их захоронения. Оно проводится гидрогеохимическим методом, основанным на том, что в ходе захоронения промышленных стоков приемность водоносного комплекса может увеличиваться или уменьшаться под влиянием физико-химического взаимодействия промышленных стоков с подземными водами и воздействия их на породы. Следовательно, может увеличиваться или уменьшаться количество промышленных стоков, которое в состоянии принять водоносный комплекс. Возможны случаи, когда водоносные комплексы по гидрогеохимическим причинам прекращают принимать их. Таким образом, характер и интенсивность физико-химических процессов в значительной степени определяют целесообразность захоронения промышленных стоков в конкретный водоносный комплекс. Изучение физико-химических процессов связано с большими трудностями, определяемыми влиянием на них ряда природных факторов, в частности, состава промышленных стоков, подземных вод, пород, давления и температуры, фильтрационных свойств пород. На данном этапе эти факторы еще слабо изучены. Зависимость физико-химических процессов от перечисленных факторов необходимо изучать экспериментально.

Основные направления гидрогеохимических исследований для прогноза подземного захоронения промышленных стоков следующие: 1) изучение состояния и формирования естественных гидрогеохимических условий водоносного комплекса; 2) изучение физико-химических процессов, возникающих в водоносном комплексе при захоронении промышленных стоков; 3) изучение изменения естественной проницаемости пород водоносного комплекса под влиянием этих процессов. В первых двух случаях главным является естественноисторический метод исследования, в третьем — также и экспериментальный. Для правильного выполнения гидрогеохимических исследований по вышеуказанным направлениям необходимо разрабатывать ряд частных вопросов, таких, как: 1) систематизация промышленных стоков по химическому составу, выделение групп наиболее биологически вредных из них; составление карты распространения стоков различного состава с различной степенью биологической вредности; 2) составление карты

химического состава смесей этих стоков с подземной водой; 3) расчет насыщенности смесей стоков с подземной водой сульфатом и карбонатом кальция; 4) составление карты распространения смесей стоков с подземной водой, характеризующихся конкретной степенью перенасыщенности сульфатом и карбонатом кальция. Оконтуривание водоносных комплексов или участков водоносных комплексов, неблагоприятных для захоронения промышленных стоков в результате образования осадка карбоната или сульфата кальция; 5) исследование физико-химических процессов взаимодействия стоков (и смесей их с подземной водой) с породами; 6) исследование влияния на физико-химическое взаимодействие стоков с породами давления, температуры, состава промышленных стоков, состава подземных вод и пород и фильтрационных свойств пород; 7) выделение главных видов физико-химического взаимодействия отдельных групп стоков с породами и установление влияния главных видов физико-химических процессов на приемистость водоносными комплексами стоков.

На третьем этапе исследований по проблеме подземного захоронения промышленных стоков большое внимание уделяется гидрогеологическим исследованиям для составления гидродинамических схем и схем фильтрационного строения водоносных комплексов. Эти схемы служат основой для расчета продвижения стоков в пределах водоносного комплекса и для оценки изменения приемистости их водоносными комплексами вследствие физико-химического взаимодействия с подземными водами и породами. На схему фильтрационной неоднородности пород наносятся качественные и количественные показатели фильтрационных свойств водоносных комплексов. К качественным относятся структурные показатели (расположение разрывных нарушений, складок, сводов и т. д.), палеогидрогеологические (распространение палеокарста, пути, области сноса и накопления осадков древних морей и пр.), литолого-геохимические особенности пород, химический состав подземных вод и др. Обращается также внимание на явления провала инструментов при бурении скважин, на поглощение бурового раствора. Количественные показатели: пористость, проницаемость, приемистость нагнетательных скважин, проводимость. Пористость и проницаемость получают лабораторным путем, путем анализа шлифов и путем анализа каротажных диаграмм.

Гидродинамические схемы составляют для двух стадий: 1 — захоронения промышленных стоков в водоносный комплекс; 2 — следующей за захоронением. На первой стадии стоки закачиваются в водоносный комплекс; их распространение по водоносному комплексу определяется технологическими особенностями и режимом закачки. Чаще всего в период закачки они перемещаются на небольшие расстояния, исчисляемые несколькими десятками километров за десятилетия. На второй стадии, когда закачка стоков в водоносный комплекс закончилась, они распространяются по водоносному комплексу в условиях естественного гидродинамиче-

ского режима, перемещаясь потоком подземных вод. Длительность распространения стоков по водоносному комплексу на второй стадии определяется скоростью движения подземных вод и характером физико-химических процессов. Задача гидрогеологического прогнозирования на этой стадии заключается в определении расстояния и времени снижения концентрации вредных составляющих промышленных стоков в подземных водах до допустимых норм.

Итогом исследований по подземному захоронению является прогнозное районирование территорий по гидрогеохимическим условиям захоронения промышленных стоков. Карта прогнозного районирования составляется на основе знаний о состоянии естественной гидрогеохимической обстановки водоносных комплексов; фильтрационных свойствах пород комплексов; физико-химических процессах взаимодействия проток с подземными водами и породами; влиянии на системы промышленный сток — порода, промышленный сток — подземная вода и промышленный сток — подземная вода — порода природных факторов. К природным факторам относятся давление, температура, литолого-геохимические свойства пород, состав промышленных стоков и подземных вод, фильтрационная характеристика. Карта прогнозного районирования составляется для территории распространения одного водоносного комплекса и территории распространения нескольких водоносных комплексов в вертикальном разрезе. Таксономические единицы районирования территории распространения одного водоносного комплекса следующие: провинция, область, подобласть первого порядка, подобласть второго порядка. Провинция — наиболее крупная единица; она соответствует характеристике химического состава подземных вод. Следовательно, провинция — это участок земной коры в пределах водоносного комплекса, характеризующийся единством химического состава подземных вод. В качестве гидрогеохимической основы для выделения провинций следует использовать гидрогеохимическую карту с показом распространения подземных вод различных гидрогеохимических типов. В гидрогеохимическую характеристику помимо формулы химического состава входят степень минерализации подземных вод и величина рН.

В соподчинении с провинцией находится более мелкая таксономическая единица районирования — область. Область — это участок земной коры в пределах водоносного комплекса, характеризующийся единством химического состава промышленных стоков, т. е. участок распространения одного или группы промышленных стоков, подлежащих одновременному захоронению. Промышленные стоки характеризуются качественно и количественно, т. е. по ионному составу, степени минерализации, рН. В пределах каждой области устанавливается предполагаемый состав смесей промышленных стоков с подземной водой и на его основании выявляется совместимость промышленных стоков с подземной водой по карбонату и сульфату кальция.

Подобласть первого порядка выделяется в соответствии с литолого-геохимической характеристикой водовмещающих пород, т. е. подобласть первого порядка — участок земной коры в пределах водоносного комплекса, характеризующийся литолого-геохимической однородностью. В зависимости от сочетания состава промышленных стоков, состава их смесей и подземных вод, а также состава пород, в пределах подобластей первого порядка должны развиваться своеобразные физико-химические процессы между жидкой и твердой фазами. В зависимости от характера процессов будут происходить изменения в фильтрационных и емкостных свойствах пород. Как правило, растворение и различных видов выщелачивание способствуют увеличению этих свойств; осадкообразование и сорбция — уменьшению; ионный обмен слабо влияет на эти свойства.

В самом общем виде можно выделить несколько литолого-геохимических разностей пород со своеобразным влиянием на физико-химические процессы: а) песчаные кварцевые породы; б) песчаные полевошпатовые породы; в) глинистые породы; г) известняковые породы; д) доломитовые породы; е) ангидритовые породы. Песчаные кварцевые породы довольно инертны относительно физико-химического взаимодействия с растворами любого состава; песчаные полевошпатовые породы подвергаются активному воздействию слабоминерализованных и углекислых вод; карбонатные породы и ангидриты подвергаются воздействию слабоминерализованных и сильноминерализованных вод хлоридного натриевого состава. При прочих равных условиях, интенсивность протекания процессов разложения известняков больше, чем доломитов; минимальна она для ангидритов.

Подобласть второго порядка выделяется на основании фильтрационной неоднородности пород. Каждый участок земной коры в пределах водоносного комплекса, характеризующийся конкретным видом фильтрационной неоднородности или фильтрационной однородностью пород, составляет подобласть второго порядка. Учет фильтрационных свойств пород необходим вследствие того, что они влияют на количественное проявление физико-химического взаимодействия промышленных стоков и их смесей и подземных вод с породами. При условии одинакового времени существования систем промышленный сток — порода и промышленный сток — подземная вода — порода взаимодействие растворов любого состава с породами значительно больше на участках с большей проницаемостью пород. В связи с этим на карте районирования выделяются участки водоносных комплексов с различным изменением фильтрационных и емкостных свойств, определяемых различной естественной проницаемостью пород. Количественные градации проницаемости следует устанавливать в каждом конкретном случае отдельно в зависимости от особенностей среды и на основании статистических приемов разбиения на совокупности.

В итоге на карте районирования выделяются несколько категорий областей, подобластей первого и второго порядков с разной степенью благоприятности захоронения промышленных стоков, исходя из проявления физико-химических процессов под влиянием различных факторов.

При районировании, в целях подземного захоронения промышленных стоков территории распространения в вертикальном разрезе земной коры нескольких водоносных комплексов одновременно, выделяются районы первого, второго, третьего и четвертого порядков. Районы первого порядка выделяются в соответствии с характеристикой химического состава подземных вод; районы второго порядка — химического состава проточков; районы третьего порядка — литолого-геохимических особенностей пород; районы четвертого порядка — фильтрационных свойств пород. По совокупности районов различных порядков выделяется в самостоятельную таксономическую единицу «обобщающий район». Обобщающий район имеет несколько видов в зависимости от природных особенностей конкретных участков земной коры и от особенностей в составе промышленных стоков. Главным показателем обобщающего района является благоприятность или неблагоприятность его для подземного захоронения промышленных стоков, устанавливаемая на основании анализа состава промышленных стоков, подземных вод, состава породы и фильтрационных свойств пород.

Глава 6

СИСТЕМАТИЗАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПО УСЛОВИЯМ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

Вопросы генезиса химического состава подземных вод затрагиваются во многих работах: В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана, О. А. Алекина, Г. Н. Каменского, М. Г. Валяшко, И. К. Зайцева, Е. В. Пиннекера, Е. В. Посохова, В. А. Сулина, Г. М. Сухарева, С. А. Шагоянца, В. А. Щербакова, С. И. Смирнова, В. С. Самаринной, В. М. Швеца и др. Однако эти работы, за исключением работ В. И. Вернадского, не содержат обобщающих генетических классификационных схем. Работ, посвященных непосредственно классифицированию подземных вод по условиям формирования химического состава мало, и пока эта проблема практически не разработана. Необходимость создания генетической гидрогеохимической классификации в настоящее время вызвана потреб-

ностью установления главных направлений детального изучения формирования геохимических свойств различных типов подземных вод и прогноза их практического использования. Классификация должна достаточно полно отвечать на разносторонние вопросы проблемы формирования химического состава подземных вод изученной части земной коры.

Принципиальная схема генетической гидрогеохимической классификации, предлагаемая К. Е. Питьевой, соответствует главным положениям, характеризующим формирование химического состава подземных вод. В связи с этим в ее основу положены источники вещественного состава подземных вод, факторы и процессы формирования состава вод. Источники, факторы и процессы систематизируются исходя из характерных особенностей, оказывающих существенное влияние на химический состав вод. Так, важная роль литолого-геохимических свойств пород в формировании гидрогеохимических условий обуславливает классифицирование пород в соответствии с характером физико-химических процессов, возникающих в системе подземная вода — порода и в соответствии с особенностями физического воздействия подземных вод на породы. С этих позиций породы представляют собой геохимически сложные тела, различные составные части которых неодинаково поддаются воздействию подземных вод.

В связи с характером физико-химических процессов, возникающих между подземными водами и породами, последние делятся на группы. В эти группы объединяются породы с характерными особенностями пороодообразующих минералов, водно-растворимого комплекса, цементирующих веществ. В каждую из групп входят породы с одним минералом или минералогическими совокупностями, способствующими развитию того или иного конкретного физико-химического процесса. Так, среди осадочных пород по характеру пороодообразующих минералов выделяются: а) полевошпатовые породы, определяющие развитие во взаимодействующих с ними подземных водах преимущественно процесса гидролиза; б) кварцевые, практически не поддающиеся разложению подземными водами; в) карбонатные, сложенные известняком, доломитом, с широким развитием процессов углекислотного выщелачивания и выщелачивания минерализованными, с высокой ионной силой, подземными водами; г) сульфатные, представленные гипсом, ангидритом, с широким развитием процессов растворения и выщелачивания минерализованными, с высокой ионной силой, водами. Для глинистых разностей пород характерно взаимодействие с подземными водами ионным обменом. Ионный обмен в значительной степени определяется минералогическим составом глинистых пород (как уже указывалось, наиболее значителен ионный обмен с породами, сложенными минералами монтмориллонитовой группы; менее значителен — с породами, сложенными минералами иллитовой группы; минимален — с породами, сложенными минералами каолинитовой группы). Основной процесс взаимодей-

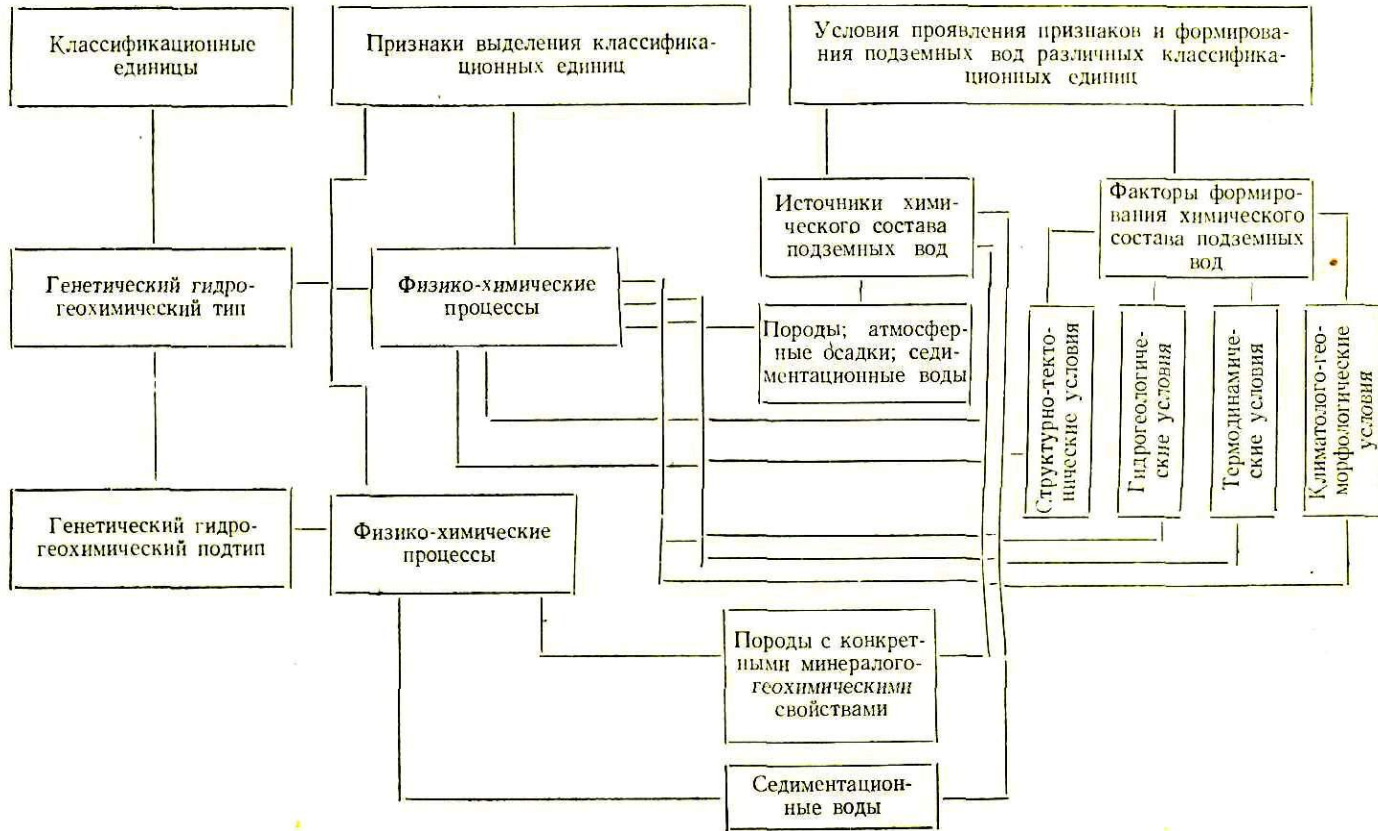
ствия воды с галогенными породами растворение. Но в зависимости от солевого состава этих пород воды обогащаются различными ионами. В связи с этим галогенные породы целесообразно классифицировать на галитовые, сильвиновые, эпсомитовые и другие (при растворении первых в воды переходит натрий, вторых — помимо натрия, калий, третьих — также и магний).

По структурно-тектоническим условиям территории классифицируются на две крупные категории: а) горно-складчатые области; кристаллические массивы; б) платформенные территории; территории предгорных прогибов и межгорных впадин. Подземные воды по условиям залегания классифицируются на грунтовые и пластовые, а в их пределах в свою очередь выделяются группы вод с характерными свойствами.

В классификации подземных вод по условиям формирования химического состава, по К. Е. Питьевой, классификационными единицами являются генетические гидрогеохимические типы и подтипы. Признак типов и подтипов — процессы формирования химического состава подземных вод. Основанием для этого является то, что состав подземных вод отдельного генетического гидрогеохимического типа или подтипа формируется посредством того или иного физико-химического процесса или комплекса процессов, свойственных подземным водам только данного типа или подтипа. Проявление каждого конкретного физико-химического процесса возможно только в случае сочетания определенных источников вещественного состава вод и факторов, обуславливающих деятельное состояние этих источников, т. е. любой физико-химический процесс является следствием проявления строго конкретных источников и факторов. Деятельное состояние того или иного источника вещественного состава подземных вод обуславливается или одним фактором или комплексом факторов.

Источники химического состава подземных вод и природные факторы составляют вместе условия формирования состава вод, т. е. формирования генетических гидрогеохимических типов и подтипов. Генетический тип — более крупная таксономическая единица классификации. Генетический гидрогеохимический подтип — классификационная единица второго порядка, соподчиненная с генетическим типом. В генетический тип объединяются подземные воды, характеризующиеся общностью физико-химических процессов, обусловленных сочетанием определенных источников состава вод и структурно-тектонических, гидрогеологических, термодинамических и климатолого-геоморфологических факторов в том или ином конкретном проявлении (табл. 19). Структурно-тектонические условия предусматривают положение подземных вод относительно структур, обеспечивающих ту или иную степень их гидрогеологической закрытости или открытости. Гидрогеологические условия характеризуют положение вод водоносного комплекса или части комплекса по отношению к областям инфильтрации. Учет термодинамических условий, отражающих пластовые темпе-

Принципиальная схема построения генетической гидрогеохимической классификации



ратуру и давление, важен с позиций влияния температуры и давления на взаимодействие подземных вод с породами и на изменение химических свойств этих вод вследствие изменения их структуры. Учет климатолого-геоморфологических условий важен для выявления формирования химического состава грунтовых вод в гумидных и аридных областях с характерными макро-, мезо- и микрочертами рельефа.

В генетический подтип выделяются подземные воды, характеризующиеся каким-то одним, наиболее существенным физико-химическим процессом, обусловленным минералого-геохимическим составом пород или же геохимическими свойствами седиментационных вод (см. табл. 19). Согласно классификации в осадочных отложениях в изверженных и метаморфических породах в пределах изученной части земной коры развиты подземные воды шести генетических типов: *А* — седиментационные; *Б* — сложного физико-химического взаимодействия с породами; *В* — сложного физико-химического взаимодействия с породами и концентрирования ионов; *Г* — растворения; *Д* — континентального засоления; *Е* — смешения.

Подземные воды генетического типа *А* (седиментационные) по химическому облику теоретически могут соответствовать составу палеоморей, имевших нормальную, повышенную, высокую и резко высокую соленость с переменным преобладанием ионов хлора, сульфат-иона, натрия, магния, калия (табл. 20). Как правило, седиментационные воды приурочены к закрытым гидрогеологическим структурам, которые испытывали в геологическом прошлом преимущественно погружение, не подвергались влиянию атмосферных факторов. Пример подобных структур — соляные купола и синклиналильные понижения в пределах галогенных пород. Реже таким примером могут служить сложные складки резко погружающихся склонов предгорных прогибов, межгорных и платформенных впадин в пределах сульфатных, терригенных и карбонатных пород. Наибольшая возможность сохранения в недрах земли захороненных седиментационных вод существует для участков, сложенных галогенными породами. Для них характерно линзообразное залегание маточных рассолов. Им же свойственны солянокупольные структуры со множеством разрывных нарушений сплошности, благодаря которым воды оказываются плотно и надежно локализованными и изолированными от влияния внешних факторов. Как правило, растворенные в этих водах вещества находятся в равновесии с галогенными породами и воды с ними в течение геологической истории не взаимодействуют. Типичный пример седиментационных вод — хлоридно-сульфатные магниевонатриевые воды со степенью минерализации 32—33 г/100 г, приуроченные к кунгурским галогенным породам Приоренбуржья.

Подземные воды генетического типа *Б* — сложного физико-химического взаимодействия с породами — это грунтовые воды, приуроченные к верхней части земной коры в пределах горно-

складчатых областей, кристаллических массивов, платформ, предгорных прогибов, межгорных впадин. Это воды, расположенные в районах инфильтрации атмосферной влаги, области распространения которых характеризуются гумидным климатом. Пластовое давление этих вод, как правило, не превышает 25 атм, а температура — не выше 20°. Источники химического состава этих вод главным образом породы, а также атмосферные осадки. Климатические, структурно-тектонические и гидрогеологические условия определяют главные черты подземных вод типа *Б* — возобновляемость и обогащенность газами (углекислым и кислородом) атмосферного происхождения. Эти черты обуславливают возможность протекания ряда физико-химических процессов, свойственных только такого рода подземным водам. В зависимости от особенностей минералогического состава пород преимущественное развитие получает какой-то один физико-химический процесс. В зависимости от минералогических особенностей пород оказываются действительными разные газы — либо кислород, либо углекислота. Возможны также процессы обменного характера, без участия газов. Каждому конкретному процессу соответствуют подземные воды определенного химического состава, которые представляют собой воды конкретного генетического гидрогеохимического подтипа. В пределах генетического типа *Б* выделяются воды пяти подтипов: 1) окисления (*Б^а*); 2) углекислотного выщелачивания (*Б^б*); 3) гидролиза (*Б^в*); 4) катионного обмена (*Б^г*); 5) восстановления сульфатов (*Б^д*).

Подземные воды окисления *Б^а* формируются при обогащенности пород сульфидами металлов. В их составе главным из анионов является сульфат-ион. Степень минерализации вод окисления, как правило, до 1, редко до 2 г/л. Катионный состав вод окисления зависит от состава водовмещающих пород. В случае обогащения сульфидами известняковых пород, в составе вод главным является кальций, доломитовых — кальций и магний, силикатных осадочных — натрий, изверженных — или кальций, или натрий, или магний. Подземные воды углекислотного выщелачивания (подтип *Б^б*) формируются в карбонатных и обогащенных карбонатным материалом терригенных породах. По анионному составу воды гидрокарбонатные, по катионному — кальциевые или магниевые. Степень минерализации вод менее 1 г/л (см. табл. 20). Подземные воды гидролиза (*Б^в*) формируются в изверженных и полевошпатовых осадочных породах. Они имеют гидрокарбонатный натриевый состав со степенью минерализации менее 2 г/л. Подземные воды катионного обмена (подтип *Б^г*) формируются при условии глинистости пород, обеспечивающей наличие в мелкодисперсном материале поглощенных катионов. В случае взаимодействия с породами гидрокарбонатных натриевых вод натрий вод обменивается на кальций поглощенного комплекса пород и формируются гидрокарбонатные кальциевые воды. В случае взаимодействия с породами гидрокарбонатных кальциевых вод форми-

Генетический гидрогеохимический тип	Условия формирования генетических гидрогеохимических типов				
	источники химического состава подземных вод	факторы формирования химического состава подземных вод			
		структурно-тектонические условия	гидрогеологические условия	термодинамические условия	
				давление, атм	температура, °C
1	2	3	4	5	6
Воды, сохранившиеся неизменными от седиментационных бассейнов А	Воды различных стадий седиментации	Изолированные структуры в условиях преобладающего погружения территорий	Изолированные участки грунтовых и пластовых водоносных комплексов на различных глубинах	25—>1000	20—>200
Воды сложного физико-химического взаимодействия с породами Б	1. Осадочные терригенные и карбонатные породы; изверженные и метаморфические породы 2. Атмосферные осадки	Верхняя часть земной коры в пределах платформ, предгорных прогибов, межгорных впадин; горно-складчатые области; кристаллические массивы	Грунтовые воды	<25	<20

Климатические условия	Генетический гидрогеохимический подтип		Главные условия формирования генетических гидрогеохимических подтипов—минералого-геохимический состав пород; высокая ионная сила подземных вод; характер седиментационных вод
	наименование, индекс	химический состав, Σ, г/л	
Гумидные области	А ^а А ^б А ^в А ^г		Седиментационные воды нормальной солености Седиментационные воды садки гипса Седиментационные воды садки галита Седиментационные воды садки калийных и магниевых солей
	Воды окисления Б ^а	SO ₄ Ca; <2 SO ₄ CaMg (MgCa); <2 SO ₄ Na; <2 SO ₄ (Ca, Mg, Na); <2	Обогащенность пород сульфидами металлов: известняковых доломитовых силикатных осадочных изверженных
	Воды углекислотного выщелачивания Б ^б	HCO ₃ Ca; <1 HCO ₃ CaMg (MgCa); <1 HSiO ₃ Na (Ca); <1	Карбонатные породы и карбонатность терригенных пород: известняковых доломитовых кварцевые породы
	Воды гидролиза Б ^в	HCO ₃ Na; <2	Изверженные и полевошпатовые осадочные породы
	Воды катионного обмена Б ^г	HCO ₃ Na HCO ₃ Ca HCO ₃ CaMg (MgCa) } <2	Глинистые разности терригенных пород. Глинистость карбонатных пород
	Воды восстановления сульфатов Б ^д	HCO ₃ Na; <2	

1	2	3	4	5	6
Воды сложного физико-химического взаимодействия с породами и концентрации ионов <i>B</i>	Осадочные терригенные, карбонатные и сульфатные породы	Платформы, предгорные прогибы, межгорные впадины	Пластовые воды краевых частей артезианских бассейнов	<250	<80 редко больше
			Пластовые воды погруженных частей артезианских бассейнов		
			Пластовые воды центральных частей артезианских бассейнов	>250	>80

7	8	9	10
	Воды окисления и концентрирования <i>B^a</i>	SO ₃ п.ClNa; SO ₃ ClNa; ClSO ₃ Na; Clп.SO ₃ Na 2—20	Обогащенность осадочных пород сульфидами металлов
	Воды углекислотного выщелачивания и концентрирования <i>B^b</i>	HCO ₃ п.ClNa; HCO ₃ ClNa; ClHCO ₃ Na; Clп.HCO ₃ Na 2—20	Карбонатные породы и карбонатность терригенных пород
	Воды гидролиза и концентрирования <i>B^в</i>	HCO ₃ п.ClNa; HCO ₃ ClNa; ClHCO ₃ Na; Clп.HCO ₃ Na 2—40	Полевошпатовые осадочные породы
	Воды восстановления сульфатов и концентрирования <i>B^г</i>	HCO ₃ п.ClNa; HCO ₃ ClNa; ClHCO ₃ Na; Clп.HCO ₃ Na 2—40	
	Воды концентрирования <i>B^д</i>	ClNa 20—300	Терригенные и карбонатные породы
	Воды выщелачивания под влиянием повышенной ионной силы и концентрирования <i>B^е</i>	ClNaп. Ca (Mg); ClNaCa (Mg); ClCa (Mg) Na; ClCa (Mg) п. Na 40—>300	1. Карбонатные и сульфатные породы 2. Повышенная ионная сила подземных вод
	Воды метасоматического замещения и концентрирования <i>B^ж</i>	ClNaп. Ca; ClNaCa; ClCaNa; ClCaп. Na 20—>300	Полевошпатовые осадочные породы
	Воды катионного обмена и концентрирования <i>B^з</i>	ClNaп. Ca (Mg) 2—>300	Глинистые разности терригенных пород Глинистость карбонатных пород

1	2	3	4	5	6
Воды раст- ворения Г	Сульфатные и галогенные породы	Разнообраз- ные структу- ры II и бо- лее мелких порядков на платформах, в предгорных прогибах, межгорных впадинах	Грунтовые воды	<25	<20
			Грунтовые и пластовые воды	25—>1000	20—>200
Воды конти- нентального засоления Д	Засоленные породы	Платформы, предгорные прогибы, межгорные впадины	Грунтовые воды	<25	≈ 20
Воды смеше- ния Е		Зоны текто- нических нарушений	Грунтовые и пластовые воды	25—>1000	20—>100

руются гидрокарбонатные натриевые воды. Возможны воды смешанные по катионному составу. Степень минерализации вод менее 2 г/л. Подземные воды восстановления сульфатов (подтип Б²) формируются в восстановительной обстановке из сульфатных натриевых вод. Состав вод восстановления гидрокарбонатный натриевый; степень минерализации менее 2 г/л.

Подземные воды генетического типа В — сложного физико-химического взаимодействия с породами и концентрирования ионов — широко распространены в осадочных терригенных и карбонатных отложениях земной коры. Особенности вод этого типа: независимость состава от климатических условий; распространение в пределах платформ, предгорных прогибов, межгорных впадин; принадлежность к категории пластовых вод; широкое развитие процессов взаимодействия вод с породами и слабое проявление атмосферных осадков в качестве источников вещественного состава вод. Для самых первых стадий развития водоносных комплексов, включающих пластовые воды типа В, характерным явился отжим седиментационных вод из уплотняющихся глинистых пород. По данным региональных и экспериментальных исследований из осадков отжимались воды преимущественно при мощности перекрывающего слоя от нескольких десятков сантиметров до

Продолжение табл. 20

7	8	9	10
Аридные области	Г ^а	SO ₄ Ca <2	Сульфатные незасоленные породы
	Г ^б Г ^в Г ^г	SO ₄ п.СlNa; SO ₄ СlNa; СlSO ₄ Na; Сlп. SO ₄ Na 2—>180 СlNa; 120—>260 СlNaп. Mg (K); СlNaMg (K); СlMg (K) Na; СlMg (K) п. Na 230—>340	Сульфатные засоленные породы Галитовые породы Калийные и магниевые га- логенные породы
		СlNa; 20—80 СlNaп. Mg (п. Ca) СlNaMg (Ca) >100	
		Разнообразный ионный со- став и степень минера- лизации	

нескольких метров, а следовательно, главным образом, в морской бассейн. В дальнейшем развитие водоносных комплексов характеризовалось взаимодействием подземных вод с породами. На развитие водоносных комплексов наряду с другими периодически влияли и атмосферные факторы, которые способствовали сохранению малой минерализации вод. Другие факторы, вызывая концентрирование вод, способствовали увеличению их минерализации. Процессы концентрирования ионов в подземных водах возможно протекали под воздействием гравитационного, магнитного и других полей земли; под влиянием испарения; в результате осмотических явлений; явлений, сопровождающих «эффект Коржинского», и др. Количественная оценка этих явлений в настоящее время отсутствует. В то же время отсутствуют удовлетворительные объяснения формирования высокоминерализованных подземных вод с тех или иных позиций. Увеличение степени минерализации подземных вод путем концентрирования не противоречит пространственным гидрогеохимическим закономерностям и соотношению вод различного ионного состава в вертикальном разрезе земной коры. Одним из существенных проявлений концентрирования является приуроченность хлоридных натриевых и натриево-кальциевых минерализованных вод к глубоким водоносным комплексам. Общей отличии-

тельной особенностью состава вод типа В является постоянное присутствие в водах этого типа хлора и натрия.

В разных соотношениях с хлором и натрием в водах присутствуют гидрокарбонат-ион, сульфат-ион, кальций, магний. В целом это гидрокарбонатно-хлоридные натриевые, сульфатно-хлоридные натриевые (в них наряду с гидрокарбонат-ионом и сульфат-ионом ведущим является и хлор), хлоридные натриевые, хлоридные кальциевые или магниевые (в последних наряду с кальцием и магнием ведущим является и натрий) воды с минерализацией от 2 до 340 г/л и более (см. табл. 20). Исходные воды — это преимущественно седиментационные воды морей нормальной (или близкой к ней) солености, которые имели хлоридный с повышенным сульфат-ионом натриевый состав и минерализацию 3—13 г/100 г. Современные подземные пластовые воды типа В отличаются от исходных седиментационных вод: а) если они расположены по соседству с областями инфильтрации атмосферной влаги — пониженной минерализацией и содержанием хлора и повышенным содержанием гидрокарбонат-иона или сульфат-иона; б) если они значительно удалены от областей инфильтрации — повышенной и резко высокой минерализацией, увеличенным содержанием хлора, натрия, кальция (или магния), сульфат-иона. Первые занимают краевые части платформенных впадин, геосинклинальные склоны предгорных прогибов, распространяясь по погружению водоносных комплексов до глубин 1000 м и более. Они относительно подвижны (0,03—0,05 м/год), в прошлом испытывали постоянное влияние атмосферных факторов. Вторые приурочены к относительно пониженным структурам на платформах, занимают центральные части платформенных впадин, предгорных прогибов на глубинах от 300 до 5000 м и более; слабо подвижны (менее 0,03 м/год).

Высокая концентрация хлора и натрия в водах типа В является в значительной степени следствием концентрирования. Присутствие в водах этого типа гидрокарбонат- и сульфат-ионов, а также кальция и магния — результат, главным образом, взаимодействия вод с породами. Концентрирование свойственно всем подземным водам генетического типа В. Но в различных структурно-тектонических и гидродинамических условиях соотношение между одновременно протекающими процессами разбавления и концентрирования неодинаково. Преобладание концентрирования над разбавлением в значительной степени определяется удалением вод от областей инфильтрации, увеличением их погруженности, уменьшением подвижности. Следовательно, степень влияния процессов концентрирования на формирование химического состава подземных вод рассматриваемого типа в разных частях водоносных комплексов неодинакова. В одних частях этих комплексов они являются преобладающими, хотя и проявляются наряду с процессами взаимодействия вод и пород, в других — менее значительными. Как в случае преобладания процессов концентрирова-

ния, так и в противоположном существует взаимодействие подземных вод с вмещающими породами.

Характер взаимодействия определяется минеральным составом пород. В зависимости от минерального и химического состава пород в пределах вод типа *B* выделяется несколько генетических подтипов. Подтипы выделяются в соответствии с физико-химическими процессами, которые обуславливают поступление в воды дополнительных к хлору и натрию других ионов. На характере взаимодействия подземных вод с породами так же, как и на степени проявления концентрирования, отражаются структурно-тектонические и гидродинамические условия. В соответствии с последними воды генетического типа *B* делятся на три группы подтипов. В одну группу вод генетического типа *B* входят воды водоносных комплексов, незначительно удаленных от областей инфильтрации атмосферной влаги. В структурно-тектоническом отношении они приурочены к краевым, относительно приподнятым частям платформ, предгорных прогибов, межгорных впадин. Водоносные комплексы, содержащие эти воды, характеризуются повышенными пластовыми давлениями (до 250 атм) и температурами (чаще до 80°). Воды этих водоносных комплексов обладают относительно повышенной подвижностью, атмосферным питанием. Они насыщены кислородом, а также углекислотой (атмосферного и глубинного происхождения). Характерной особенностью химического состава подземных вод этой группы является сохранение в значительной мере основных черт состава подземных вод генетического типа *B* и обязательное присутствие дополнительных компонентов — хлора и натрия. Химический состав подземных вод рассматриваемой подгруппы формируется с помощью процессов физико-химического взаимодействия с породами, свойственных водам типа *B* и дополнительно процессов концентрирования. По мере удаления от областей инфильтрации увеличивается роль процессов концентрирования. Длительность геологического развития способствовала концентрированию. Поэтому воды, приуроченные к более древним отложениям, более минерализованы: они содержат больше хлора и натрия и других ионов. Например, в палеозое юго-востока Русской платформы гидрокарбонатные воды меньше распространены, чем в мезокайнозое Предкавказья. В пределах этой группы вод выделяются воды четырех генетических подтипов. Воды подтипа *B^a* — окисления и концентрирования имеют состав $\text{SO}_4 \text{ п. ClNa}$, $\text{SO}_4 \text{ ClNa}$, $\text{ClSO}_4 \text{ Na}$, $\text{Cl п. SO}_4 \text{ Na}$ со степенью минерализации 2—20 г/л. Эти воды развились из грунтовых вод подтипа *B^b* (вод окисления). Подземные воды подтипа *B^b* — углекислотного выщелачивания и концентрирования имеют состав $\text{HCO}_3 \text{ п. ClNa}$, $\text{HCO}_3 \text{ ClNa}$, $\text{ClHCO}_3 \text{ Na}$, $\text{Cl п. HCO}_3 \text{ Na}$ со степенью минерализации 2—20 г/л. Они развились из грунтовых вод подтипа *B^b*. Воды подтипа *B^c* — гидролиза и концентрирования, их состав $\text{HCO}_3 \text{ п. ClNa}$, $\text{HCO}_3 \text{ ClNa}$, $\text{ClHCO}_3 \text{ Na}$, $\text{Cl п. HCO}_3 \text{ Na}$. Степень минерализации от 2 до 40 г/л. Воды подтипа *B^c* — вос-

становления сульфатов и концентрирования по составу сходны с водами гидролиза полевошпатовых пород и концентрирования.

Во вторую группу вод генетического типа *B* выделяется подтип собственно хлоридных натриевых вод (*B^d*) со степенью минерализации 20—300 г/л (иногда более). Это пластовые воды погруженных частей артезианских бассейнов. Источники хлора и натрия (эквивалентного хлору) — минералы терригенных пород (слюды), атмосферная влага, питающая пластовые водоносные комплексы. Основной процесс формирования хлоридных натриевых вод — концентрирование. На участках развития галогенных пород из последних хлористый натрий поступает в подземные воды терригенных и карбонатных отложений путем диффузии. В третью группу пластовых вод типа *B* выделяются воды трех подтипов. Для них характерно преобладание в составе анионов хлора и различное соотношение между натрием, кальцием, магнием. Степень минерализации вод этих подтипов превышает степень минерализации хлоридных натриевых вод, имеет широкий диапазон (20—>300 г/л). Формируются эти воды путем поступления кальция и магния в хлоридные натриевые воды. Источники кальция и магния — преимущественно породы. Процесс концентрирования сохраняется для этих вод.

Подземные воды генетического подтипа *B^e* — это хлоридные натриево-кальциевые магниевые воды с различным сочетанием между катионами (см. табл. 20). Формируются помимо процессов концентрирования путем разложения пород водами с повышенной ионной силой. Породы разлагаются высокоминерализованными хлоридными натриевыми водами. Разложению подвергаются карбонатные породы и карбонатные примеси к песчаным и другим породам, а также сульфатные породы и сульфатные примеси к другим породам. При взаимодействии с известняками и сульфатными породами увеличивается в водах содержание кальция; при воздействии на доломитизированные породы в водах увеличивается также содержание магния. Степень минерализации вод часто от 40 до 340 г/л; в некоторых частях земной коры она достигает 500—600 г/л.

Воды подтипа *B^{жс}* — это воды метасоматического замещения и концентрирования. Процесс метасоматического замещения развивается в полевошпатовых осадочных породах под воздействием хлоридных натриевых вод. Происходит замещение натрия воды кальцием полевых шпатов. Формируются хлоридные натриево-кальциевые воды со степенью минерализации чаще всего в диапазоне 20—300 г/л; в некоторых случаях этот диапазон расширяется за счет увеличения максимального предела минерализации. Воды подтипа *B^з* приурочены к глинистым породам, обладающим значительной емкостью поглощения и катионным обменом. В них чаще всего происходит обмен натрия вод на кальций поглощенного комплекса пород, так как этот обмен отвечает условию установления равновесного состояния между водой (катион натрия

является в соленых и рассольных водах преобладающим) и породой (в обменном комплексе породы присутствуют натрий, кальций и магний; из двух последних кальций обладает большей энергией обмена). В результате катионного обмена формируются хлоридные кольцевые воды с минерализацией 2—300 г/л и более.

Подземные воды генетического типа Γ — воды растворения — приурочены к разнообразным структурам в пределах платформ, предгорных прогибов, межгорных впадин и других, на глубинах от нескольких сотен до тысяч метров. Пластовая температура 20—200° и более, давление 25—1250 атм и более. Воды этого типа имеют разнообразное положение по отношению к областям инфильтрации. В различной степени они испытывали и испытывают влияние атмосферных факторов, постоянно разбавлялись и разбавляются атмосферной влагой, вследствие чего обладали и обладают тенденцией к взаимодействию с породами. По приуроченности к породам разного минералогического состава в водах типа Γ выделяются подтипы. Воды подтипа Γ^a формируются в результате взаимодействия с сульфатными породами. Состав вод сульфатный кальциевый с минерализацией до 2 г/л. В засоленных сульфатных породах формируются воды, содержащие одновременно с сульфат-ионом хлор, а среди катионов значительные количества натрия (подтип Γ^b). Воды подтипа Γ^c формируются в галитовых породах — это хлоридные натриевые воды с минерализацией 120—260 г/л и более. Воды подтипа Γ^e формируются в галогенных породах, в которых присутствуют соли магния и др. По составу это хлоридные магниевые воды с повышенным содержанием калия, с минерализацией 230—340 г/л и более. Исходными водами для подземных вод типа Γ явились седиментационные воды: в случае сульфатно-хлоридных натриевых вод седиментационные воды повышенной солености $\text{Cl п. SO}_4\text{NaMg}$ состава, в случае хлоридных натриевых — высокой солености ClNaMg состава, в случае хлоридных магниевых — резко высокой солености $\text{Cl п. SO}_4\text{Mg п. Na}$ и $\text{ClSO}_4\text{Mg п. Na п. K}$ и $\text{Cl п. SO}_4\text{Mg}$ состава.

Подземные воды типа Δ — воды континентального засоления. Они развиты в аридных областях на участках преобладания испарения над осадками. По условиям залегания это грунтовые воды. По составу — преимущественно хлоридные натриевые с минерализацией 20—80 г/л, реже хлоридные натриево-кальциевые и магниевые с минерализацией 100 г/л и более. Эти воды формируются при незначительных глубинах залегания, обеспечивающих интенсивное их испарение. Последнее способствует развитию процессов континентального засоления. Взаимодействие подземных вод с засоленными породами приводит к их значительной минерализации.

Воды генетического типа E выделяются как воды смешения, с разнообразным ионным составом и степенью минерализации. Приурочены они к зонам разрывных тектонических нарушений. По условиям залегания чаще пластовые, реже грунтовые.

Раздел III

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В РАЗЛИЧНЫХ ТИПАХ ВОД

Глава 7

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАКРОЭЛЕМЕНТОВ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ РАЗНОГО СОСТАВА

В данной главе рассматриваются особенности распространения макроэлементов в подземных водах разного ионного состава и разной степени минерализации. Такое рассмотрение способствует уточнению ряда гидрогеохимических вопросов, например, вопросов о своеобразии формирования состава вод, о роли пород и других факторов в формировании гидрогеохимических закономерностей и др. Закономерности изменения химического состава природных вод рассмотрены в работах М. Г. Валяшко, где выделены наиболее распространенные в земной коре катионогенные и анионогенные элементы. Первые: Fe, Ca, Mg, Na, K; вторые: Si, P, C, S, Cl. Устойчивость в водах веществ определяется растворимостью соединений, образованных указанными элементами. При увеличении минерализации в водах накапливаются все более растворимые соединения. Роль разных элементов в формировании химического состава вод разной степени минерализации неодинакова, что наглядно видно по графикам средних обобщающих кривых относительного содержания ионов для вод различной минерализации. Из рис. 24 видно, что при возрастании степени минерализации главными анионами последовательно являются SiO_2 , CO_3 и HCO_3 , SO_4 , Cl. Отсюда анионогенные элементы составляют следующий ряд повышения устойчивости в растворенном состоянии в природных водах: P, Si, C, S, Cl. Из рис. 23 видно, что среди катионогенных элементов первое место принадлежит Ca и Na, а Mg почти не меняет своей роли в водах с повышением степени их минерализации. Из рис. 23 и 24 также видно, что при степени минерализации, превышающей 1000 мг/кг, линии поведения CO_3^{2-} и Ca^{2+} раздваиваются, что свидетельствует об изменении условий, влияющих на миграцию этих ионов. В целом конфигурация линий распределения ионов на графиках и их соотношение со степенью минерализации свидетельствуют о существовании

трех химических типов вод: карбонатного, сульфатного, хлоридного. В книге Е. В. Пиннекера «Рассолы Ангаро-Менского артезианского бассейна» (1966) приведен график зависимости химического состава рассолов от степени минерализации (см. рис. 25). Воды этого бассейна, по мнению Е. В. Пиннекера, являются своего рода эталоном, так как имеют широкий диапазон степени минерализации (от пресных до насыщенных рассолов). Из рассмотрения графика следует, что между степенью минерализации и ионным составом вод существует определенная зависимость. Основной вывод, который вытекает из этой зависимости, по мнению Е. В. Пиннекера, заключается в том, что по мере увеличения степени минерализации соленых и рассольных вод в них происходит постепенное замещение натрия кальцием или магнием при постоянстве содержания хлора. Переход натриевых рассолов в рассолы кальция и магния представлен ясно выраженным скачком степени минерализации. Изменение состава зависит главным образом от условий залегания, литологии водовмещающих пород и термодинамической обстановки и отвечает средним значениям степени минерализации воды от 290 до 350 г/л. Переходный интервал степени минерализации иногда понижается до 240—270 или возрастает до 370 г/л.

Закономерности распространения макроэлементов в водах разного состава изучались многими исследователями по картам и графикам. Составлялись графики распределения хлора, сульфат-иона, гидрокарбонат-иона, натрия, магния, кальция в водах в зависимости от степени минерализации; карты размещения степени минерализации и макроэлементов в водах однородного состава и разного состава многих водоносных комплексов палеозоя Русской платформы, мезокайнозоя Предкавказья, палеозоя и мезокайнозоя Предкарпатя и водоносных комплексов других районов. Изучались водоносные комплексы, сложенные терригенными, карбонатными, сульфатными, галогенными породами, а также пластовые и грунтовые воды, т. е. воды с различными условиями залегания. В итоге выяснен характер распределения макроэлементов в гидрокарбонатных, сульфатных, хлоридных натриевых, хлоридных натриево-кальциевых и хлоридных натриево-кальцево-магниевых водах.

Гидрокарбонатные подземные воды имеют степень минерализации преимущественно от нескольких десятков мг/л до 25—30 г/л. При степени минерализации до 1 г/л в этих водах среди катионов главными являются кальций и магний; воды имеют HCO_3CaMg состав. С ростом степени минерализации увеличивается содержание в водах всех ионов. Соотношение между ионами: $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-}$ и Cl^- ; Ca^{2+} и $\text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+$. Гидрокарбонатные воды со степенью минерализации менее 1 г/л приурочены к разнообразным в литологическом отношении породам: карбонатным, терригенным с карбонатным цементом, а также сульфатным с терригенными и карбонатными примесями. Развиты они в

областях инфильтрации. По условиям залегания это, как правило, грунтовые воды.

В гидрокарбонатных водах со степенью минерализации более 1 г/л главными анионами являются гидрокарбонат-ион и хлор, катионом — натрий. Воды имеют состав: при степени минерализации 1—10 г/л — HCO_3Na , HCO_3ClNa , HCO_3ClNa ; при степени минерализации >10 г/л — ClHCO_3Na и Cl п. HCO_3Na . В первых водах $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^-$; во вторых — $\text{Cl}^- > \text{HCO}_3^-$. В тех и других водах $\text{Na}^+ > \text{Cl}^-$ и $\text{Na}^+ > \text{HCO}_3^-$. Зависимость поведения ионов от степени минерализации в гидрокарбонатных водах со степенью минерализации более 1 г/л неодинакова при рассмотрении их в абсолютных и относительных величинах. Ионы подразделяются на три группы. К первой группе относятся хлор и натрий. Как абсолютное, так и относительное содержание этих ионов с ростом степени минерализации в гидрокарбонатных водах возрастает. Ко второй группе относятся кальций, магний, сульфат-ион. Их абсолютное содержание с ростом степени минерализации увеличивается, а относительное — уменьшается. К третьей группе относится гидрокарбонат-ион. Этот ион характеризуется сложным распределением. В водах со степенью минерализации до 10 г/л увеличивается абсолютное и относительное содержание гидрокарбонат-иона; при степени минерализации 10—20 г/л увеличивается абсолютное и уменьшается относительное содержание гидрокарбонат-иона; при степени минерализации более 20 г/л как абсолютное, так и относительное содержание гидрокарбонат-иона уменьшается (табл. 21). Поэтому в водах различной степени минерализации существует непостоянство в соотношении между гидрокарбонат-ионом и хлором. Степень минерализации гидрокарбонатных вод коррелируется хорошо с теми ионами, которые в этих водах являются главными, преобладающими. Так, при изменении в них соотношения хлора и гидрокарбонат-иона изменяется характер корреляционных связей степени минерализации с этими ионами. В HCO_3ClNa водах (при $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^-$) наиболее высокие коэффициенты корреляции (0,8—0,9) наблюдаются для зависимости степени минерализации и гидрокарбонат-иона; для степени минерализации и хлора они меньше (0,6—0,7). В ClHCO_3Na водах (при $\text{Cl}^- > \text{HCO}_3^-$), наоборот, наибольшими значениями коэффициентов корреляции характеризуются степень минерализации и хлор, меньшими — степень минерализации и гидрокарбонат-ион.

Суммарная минерализация одинаковых по ионному составу гидрокарбонатных вод в различных водоносных комплексах различных районов неодинакова. Так, например, в западном Предкавказье в верхних кайнозойских водоносных комплексах она несколько больше, чем в нижних: HCO_3ClNa воды нижнего мела имеют степень минерализации 1,5—19,85 г/л; кайнозой 3—16 г/л; степень минерализации ClHCO_3Na вод нижнего мела Азовской антиклинальной зоны 2,5—22 г/л, палеоцена 8—24 г/л, эоцена

Поведение макроионов в водах различного состава

Тип воды	Степень минерализации воды, г/л	Поведение $\frac{\text{абсолютное}}{\text{относительное}}$ ионов с возрастанием степени минерализации					
		HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}
Гидрокарбонатные	1—10	∨∨	∧∧	∨∨	∨∨	∧∧	∧∧
	10—20	∧∧	∧∧	∨∨	∨∨	∧∧	∧∧
	>20	∧∧	∧∧	∨∨	∨∨	∧∧	∧∧
Сульфатные	<2	∨∨	∧∧	∨∨	∨∨	∧∧	∧∧
	2—10	слабо изменяется	∧∧	∧∧	∧∧	∧∧	∧∧
	10—20		∧∧	∧∧	∧∧	∧∧	∧∧
	>20		∧∧	∧∧	∧∧	∧∧	∧∧
	∧∧		∧∧	∧∧	∧∧	∧∧	
Хлоридные натриевые	от 25 до 200	∧∧	∧∧	∨∨	∨∨	∧∧	∧∧
Хлоридные натриево-кальциевые	до 70	∧∧	∧∧	∨∨	∧∧	∧∧	∧∧
	>70	∧∧	∧∧	∧∧	∧∧	∧∧	∧∧
Хлоридные натриево-кальциево-магниевые	до 70	∧∧	∧∧	∧∧	∧∧	∧∧	∧∧
	>70	∧∧	∧∧	∧∧	∧∧	∧∧	∧∧

Примечание. >—увеличение содержания ионов; <—уменьшение содержания ионов.

11,5—25,5 г/л. SiHCO_3Na воды неогена Терско-Сунженской области наименее минерализованы (3,3—16 г/л) по сравнению с SiHCO_3Na водами других районов Предкавказья. Гидрокарбонатные воды со степенью минерализации более 1 г/л чаще всего приурочены к терригенным полевошпатовым отложениям. По условиям залегания эти воды являются пластовыми. Располага-

ются они вблизи областей инфильтрации до глубин 1000 м и более.

Сульфатные подземные воды имеют степень минерализации несколько десятков мг/л—100 и более г/л. По поведению ионов относительно степени минерализации они делятся на две группы. Первая группа — сульфатные кальциевые воды со степенью минерализации менее 2 г/л. С ростом степени минерализации в этих водах увеличивается содержание всех ионов. Сульфатные воды с минерализацией менее 2 г/л приурочены к терригенным и карбонатным породам, обогащенным сульфидами металлов или гипсово-ангидритовым цементом, а также к сульфатным породам. В случае сульфатных пород воды имеют обязательно сульфатный кальциевый состав, а в случае терригенных и карбонатных — в них значительное место принадлежит, помимо сульфат-иона, также и гидрокарбонат-иону. В этих водах



Вторая группа сульфатных вод — сульфатно-хлоридные натриевые воды со степенью минерализации более 2 г/л. Эти воды характеризуются сложным поведением ионов в зависимости от степени минерализации. Ионы делятся на четыре группы. В первую входят хлор и натрий. В сульфатно-хлоридных натриевых водах при возрастании степени минерализации абсолютное и относительное содержание этих ионов постоянно и значительно увеличивается. Вторую группу составляют кальций и магний. С ростом степени минерализации абсолютное содержание этих ионов в воде увеличивается (см. табл. 21), но по сравнению с хлором и натрием незначительно; поэтому относительное их содержание в воде уменьшается. К третьей группе относится гидрокарбонат-ион. Содержание этого иона в сульфатно-хлоридных натриевых водах с ростом степени минерализации изменяется очень слабо. Четвертая группа включает сульфат-ион. Изменение содержания этого иона в сульфатно-хлоридных натриевых водах отличается наибольшей сложностью. Содержание сульфат-иона в водах со степенью минерализации 2—10 г/л увеличивается с ростом степени минерализации в абсолютном и относительном выражении; в водах со степенью минерализации 10—20 г/л содержание сульфат-иона увеличивается в абсолютных единицах и уменьшается в относительных; в водах со степенью минерализации >20 г/л содержание сульфат-иона уменьшается в абсолютном и относительном выражении (см. табл. 21). В связи с этим соотношение между сульфат-ионом и хлором изменяется в соответствии с изменением степени минерализации. С увеличением степени минерализации в воде увеличивается роль хлора. Он возрастает и в абсолютных и в относительных величинах. В водах со степенью минерализации 2—10 г/л $\text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$; в водах со степенью минерализации более 10 г/л $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$. Сульфатно-хлоридные натрие-

вые воды с минерализацией более 2 г/л приурочены к засоленным карбонатно-сульфатным и сульфатно-галогенным породам. В отличие от сульфатных кальциевых вод с минерализацией до 2 г/л, которые по условиям залегания являются грунтовыми водами, сульфатно-хлоридные натриевые воды — чаще пластовые; залегают на различных глубинах.

Хлоридные натриевые подземные воды по особенностям распределения степени минерализации делятся на две группы. Первая группа — хлоридные натриевые со степенью минерализации, изменяющейся от минимально возможных (30—40 г/л) до максимально возможных значений (200 г/л и более). Это воды, приуроченные к терригенным и карбонатным отложениям платформ, предгорных прогибов, межгорных впадин. Рост степени минерализации этих вод обеспечивается, главным образом, увеличением содержания хлора и натрия (коэффициенты корреляции между ними приближаются к единице). Увеличение содержания хлора в водах по мере роста степени минерализации происходит как в абсолютных, так и в относительных величинах. Территориальное расположение хлоридных натриевых вод в пределах водоносных комплексов часто различно. Поэтому различно и соотношение этих вод с водами других составов и различно соотношение в них между катионами. В случае, когда хлоридные натриевые воды располагаются в водоносном комплексе между слабоминерализованными гидрокарбонатными и сильноминерализованными хлоридными натриево-кальциевыми водами, с ростом степени минерализации абсолютное содержание натрия в хлоридных натриевых водах в направлении к хлоридным натриево-кальциевым увеличивается. Содержание натрия в относительных величинах в хлоридных натриевых водах увеличивается до границы с хлоридными натриево-кальциевыми, от которой оно уменьшается. В рассматриваемом случае в хлоридных натриевых водах $Na^+ > Ca^{2+}$, Mg^{2+} в абсолютном и относительном выражении (см. табл. 21). В случае, если хлоридные натриевые воды образуют замкнутый участок среди хлоридных натриево-кальциевых вод разной минерализации, в пределах первых в направлении от последних с меньшей минерализацией абсолютное и относительное содержание натрия увеличивается. В направлении же к хлоридным натриево-кальциевым водам с большей минерализацией в хлоридных натриевых водах абсолютное содержание натрия увеличивается, а относительно кальция — уменьшается (см. рис. 38).

Содержание кальция и магния в хлоридных натриевых водах в случае их контакта с слабоминерализованными гидрокарбонатными и сильноминерализованными хлоридными натриево-кальциевыми водами с ростом степени минерализации, т. е. в сторону распространения последних увеличивается, а в случае размещения среди них изменение содержания кальция и магния противоположно натрию. Сначала с ростом степени минерализации содер-

жание кальция и магния уменьшается, а затем — увеличивается. Содержание сульфат-иона и гидрокарбонат-иона в хлоридных натриевых водах с ростом степени минерализации уменьшается. Как правило, в этих водах с меньшей минерализацией разброс в содержании ионов больше, чем в водах с большей минерализацией. В сильноминерализованных хлоридных натриевых водах колебания в содержании ионов, особенно гидрокарбонат-иона и сульфат-иона, незначительны.

Хлоридные натриевые воды терригенных и карбонатных отложений имеют существенные колебания степени минерализации. Так, в Предкавказье — до 70, на юго-востоке Русской платформы — более 200 г/л. Хлоридные натриевые воды сульфатно-галогенных и галогенных отложений отличаются от таковых в терригенных и карбонатных отложениях по степени минерализации и соотношению с ней содержания основных ионов. Степень минерализации подземных вод в последних отложениях имеет значительные, а в первых — небольшие пределы колебания, но при этом высокие значения. Магний, кальций, гидрокарбонат-ион в водах сульфатно-галогенных и галогенных отложений практически не обнаруживают связи со степенью минерализации. Содержание сульфат-иона абсолютно и относительно повышено по сравнению с хлоридными натриевыми водами терригенных и карбонатных отложений. В водах сульфатно-галогенных и галогенных отложений наблюдается увеличение содержания сульфат-иона по мере роста степени минерализации. Коэффициенты корреляции сульфат-иона со степенью минерализации, хлором, натрием в водах сульфатно-галогенных и галогенных отложений высоки.

Хлоридные натриево-кальциевые воды приурочены преимущественно к карбонатным и терригенным отложениям — это пластовые воды, залегающие на различных глубинах. Степень минерализации этих вод от нескольких десятков до 500 г/л и более. Ионы описываемых вод по характеру соотношения со степенью минерализации делятся на три группы. В первую входят хлор, кальций, магний. Содержание этих ионов по мере увеличения степени минерализации возрастает. Во вторую группу входит натрий, абсолютное содержание которого в водах с увеличением степени минерализации незначительно возрастает, а относительное — уменьшается. Таким образом, в хлоридных натриево-кальциевых водах с ростом степени минерализации изменяется соотношение кальция (и магния) с натрием: увеличивается содержание кальция (и магния) и уменьшается содержание натрия. Третью группу составляют гидрокарбонат-ион и сульфат-ион, абсолютное и относительное содержание которых в этих водах с ростом степени минерализации уменьшается. Степень минерализации хлоридных натриево-кальциевых вод резко различна для разных районов и разных водоносных комплексов. Так, в Предкавказье степень минерализации этих вод в мезокайнозой — 40—180 г/л, вод девона и карбона на юго-востоке Русской платфор-

мы — 80—330 г/л и более, вод кембрия в Иркутском амфитеатре часто превышает 500 г/л. Степень минерализации этих вод K_{1h} — ар в западном и центральном Предкавказье 25—50, в восточном — 120—160, вод K_{1a1} соответственно 40—60 и 80—100 г/л.

Распределение ионов в хлоридных натриево-кальцево-магниевых водах терригенных и карбонатных отложений относительно степени минерализации сходно с их распределением в хлоридных натриево-кальцевых водах. Некоторое отличие состоит в более четком увеличении с ростом степени минерализации содержания магния. В хлоридных натриево-кальцево-магниевых и хлоридных магниевых водах галогенных отложений вследствие малых колебаний степени минерализации закономерности распределения гидрокарбонат-иона, хлора, натрия, кальция выражены относительно степени минерализации нечетко. Тем не менее отмечается тенденция к уменьшению содержания гидрокарбонат-иона и увеличению содержания хлора, натрия, кальция с ростом степени минерализации воды.

В подземных водах разных гидрогеохимических типов определенным диапазонам степени минерализации соответствуют различные соотношения между ионами (рис. 45). Для подземных вод характерно: а) единое поведение хлора и натрия в водах любого ионного состава и степени минерализации; б) близкое поведение магния и кальция в пресных гидрокарбонатных, в минерализованных хлоридных натриево-кальцевых и натриево-кальцевых магниевых, а также хлоридных натриевых водах; в) близкое поведение гидрокарбонат-иона в минерализованных хлоридных натриево-кальцевых и хлоридных натриево-кальцево-магниевых водах. Особенности распределения ионов в зависимости от степени минерализации выражены двумя кривыми катионов (натрия, кальция, магния) и тремя кривыми анионов (хлора, сульфат-иона, гидрокарбонат-иона). Кривая натрия располагается выше кривой кальция и магния, и расходятся они тем больше, чем меньше степень минерализации воды. При минерализации около 200 г/л и выше кривая кальция и магния приближается к кривой натрия. Верхняя кривая по анионам — это кривая хлора, промежуточная — сульфат-иона в сульфатных водах, а нижняя — сульфат-иона в минерализованных хлоридных натриево-кальцевых водах. Между кривыми по сульфат-иону располагается несколько кривых, характеризующих поведение гидрокарбонат-иона в водах разного состава и сульфат-иона в гидрокарбонатных водах, хлоридных натриевых и хлоридных магниевых водах. Сближение кривой натрия с кривой магния и кальция в водах с большей степенью минерализации свидетельствует об увеличении роли последних двух катионов в рассольных водах и указывает на замещение натрия в процессе увеличения минерализации вод кальцием и магнием.

В целом в подземных водах с различными условиями залегания выделяется несколько групп ионов со специфическим поведе-

нием относительно степени минерализации. Хлор характеризуется постоянным увеличением с ростом степени минерализации независимо от ионного состава подземных вод. Содержание сульфат-иона, гидрокарбонат-иона с ростом степени минерализации изме-

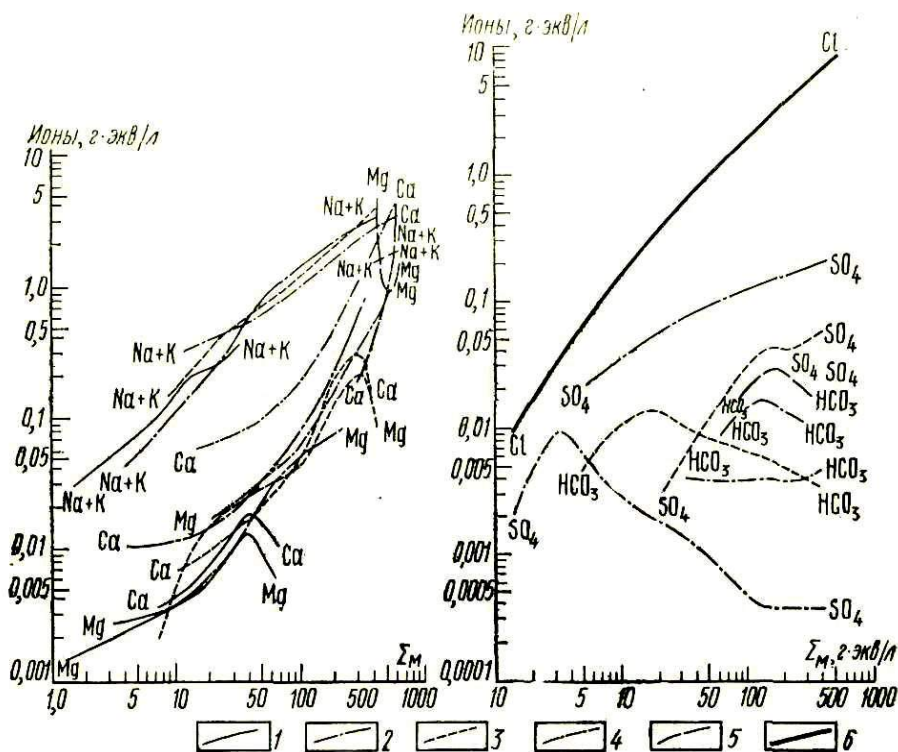


Рис. 45. Зависимость между степенью минерализации и ионами в подземных водах различного состава.

Распределение ионов в водах: 1 — гидрокарбонатных; 2 — сульфатных; 3 — хлоридных натриевых; 4 — хлоридных натриево-кальциевых; 5 — хлоридных натриево-магниевых; 6 — средняя для вод разного состава

няется по-разному: до величин степени минерализации в несколько десятков г/л оно увеличивается в абсолютных и относительных значениях. При дальнейшем росте степени минерализации увеличивается абсолютное и уменьшается относительное содержание этих ионов. При последующем росте степени минерализации абсолютное и относительное содержание сульфат-иона и гидрокарбонат-иона уменьшается. Распределение иона натрия в под-

земных водах с ростом степени минерализации сложное. Его содержание до величин степени минерализации в несколько десятков г/л, возрастает, а при больших ее величинах — уменьшается. Содержание ионов кальция и магния в водах с ростом степени мине-

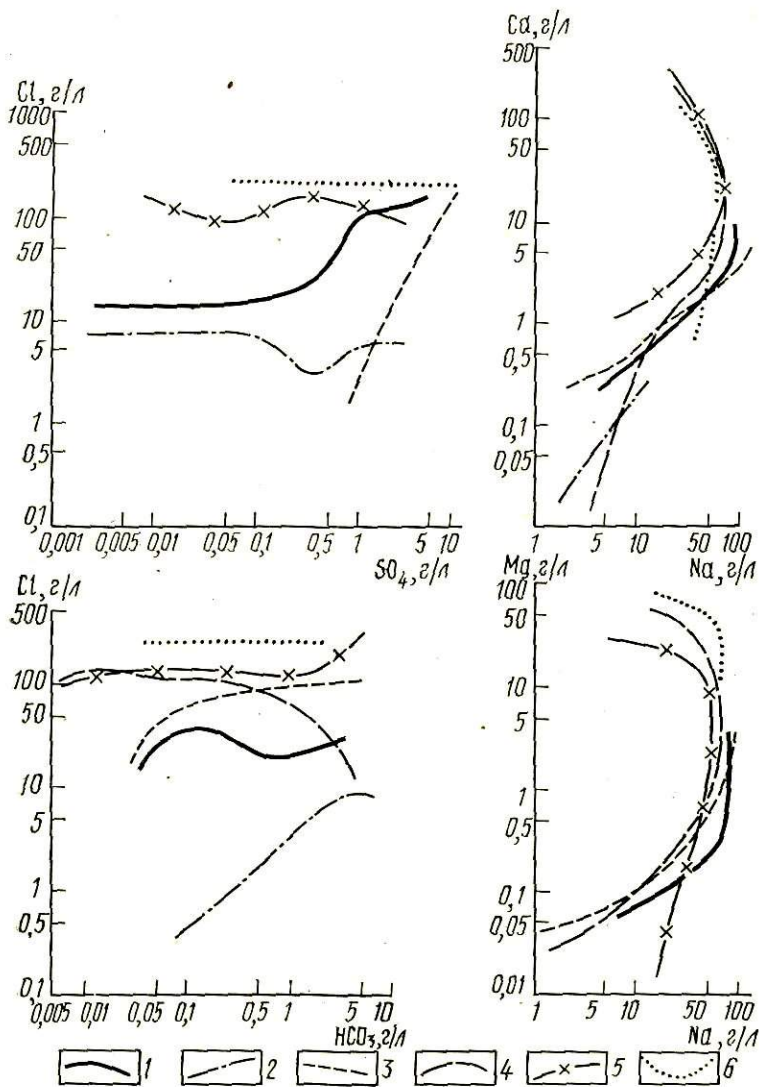


Рис. 46. Взаимораспределение ионов в водах разного состава. Воды: 1 — хлоридные натриевые, 2 — гидрокарбонатные, 3 — сульфатные, 4 — средняя для вод разного состава, 5 — хлоридные кальциевые, 6 — хлоридные магниевые

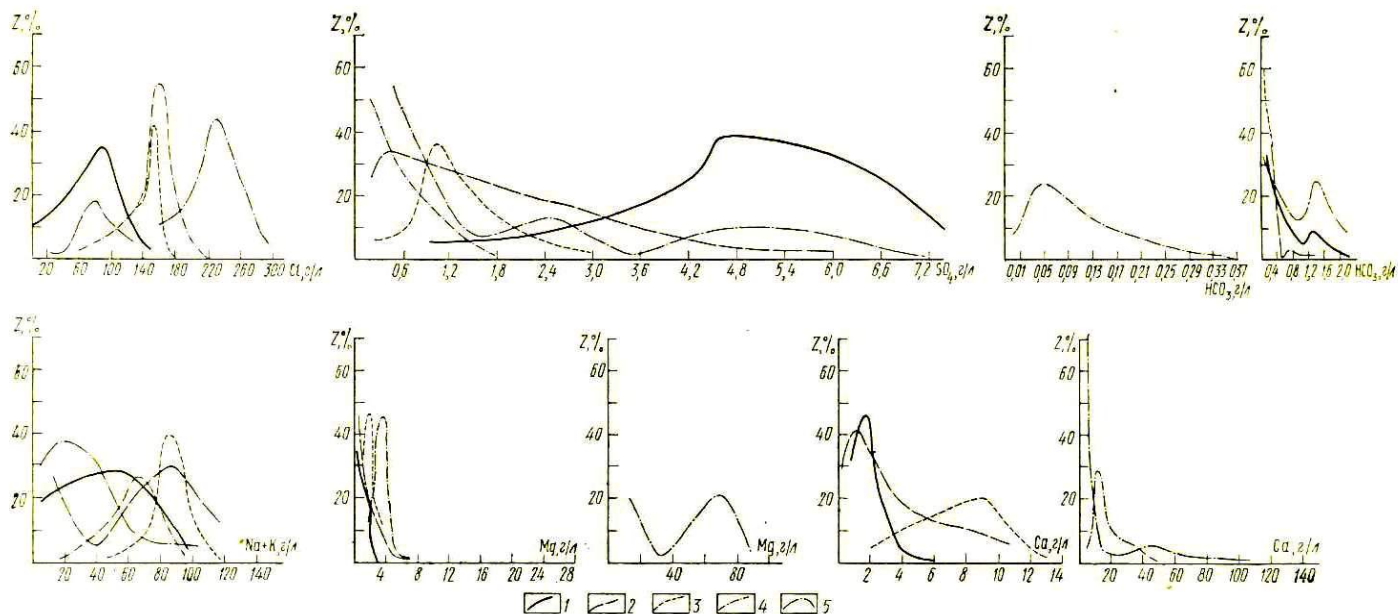


Рис. 47. Распределение Cl, SO₄, HCO₃, Na, Mg, Ca в водах разного состава, приуроченных к разнообразным литолого-геохимическим условиям:

1 — воды сульфатных отложений. Типы хлоридный, натриевый. Классы Cl > SO₄ > HCO₃; Na > Ca > Mg. Группы: ClSO₄Na; Cln.SO₄Na. 2 — воды галитовых отложений. Типы хлоридный, натриевый.

Классы: Cl > SO₄ > HCO₃; Na > Ca > Mg. Группа: ClNa. 3 — воды терригенных и карбонатных отложений. Типы хлоридный, натриевый. Классы Cl > SO₄ > HCO₃; Na > Ca > Mg. Группа: ClNa. 4 — воды терригенных и карбонатных отложений. Типы хлоридный, натриевый, кальциевый. Классы: Cl > SO₄ > HCO₃; Na > Ca > Mg и Ca > Na > Mg.

Группы: ClNa.n.Ca; ClNaCa; ClCaNa. 5 — воды соленосных отложений. Типы хлоридный, натриевый и магниевый.

Классы: Cl > SO₄ > HCO₃; Na > Mg > Ca и Mg > Na > Ca.

Группы: ClNa.n.Mg; ClNaMg; ClMgNa; ClMgn.Na.

Z — частота встречаемости

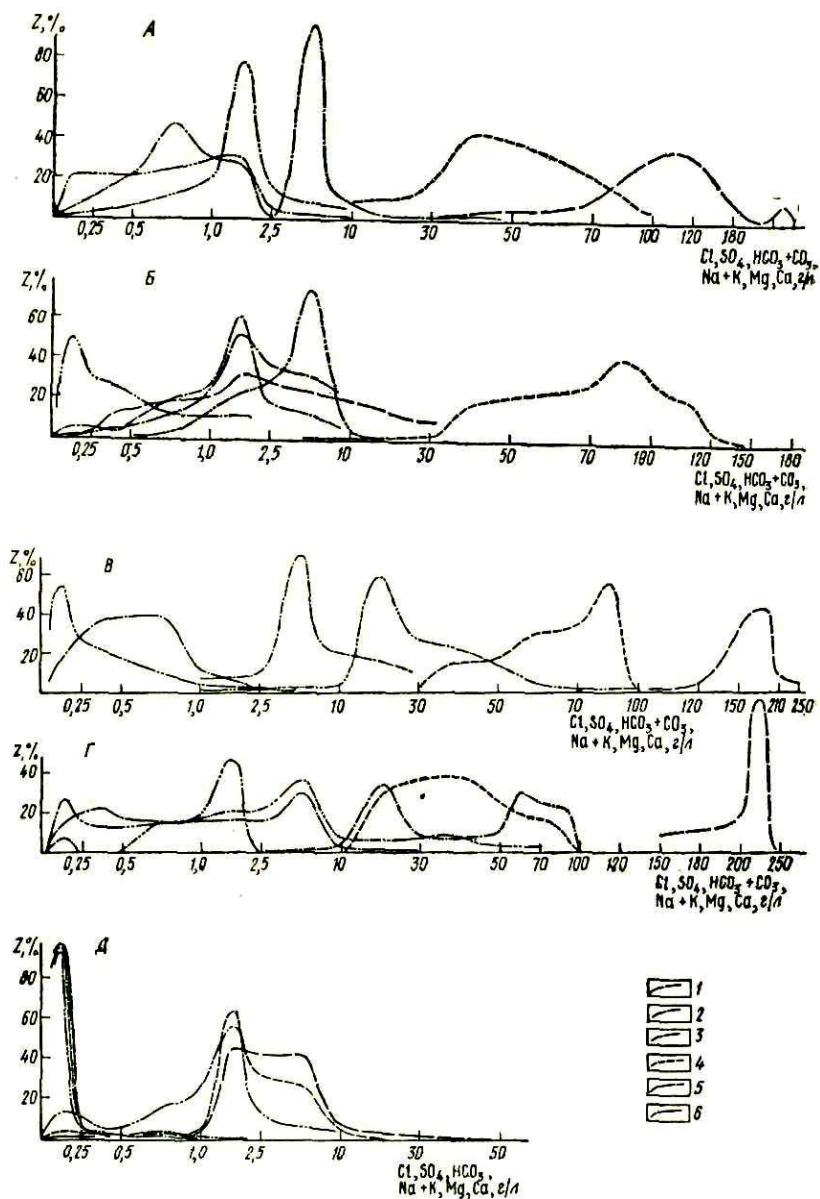


Рис. 48. Распределение водов в водах разных типов, классов, групп.
 А. Типы хлоридный, натриевый. Классы: $Cl > SO_4 > HCO_3$; $Na > Ca > Mg$
 Группы: Cl, SO_4, Na ; Cl, SO_4, Na
 Б. Типы хлоридный, натриевый. Классы: $Cl > SO_4 > HCO_3$; $Na > Ca > Mg$
 Группа: Cl, Na
 B. Типы: хлоридный, натриевый и кальциевый. Классы: $Cl > SO_4 > HCO_3$; $Na > Ca > Mg$ и $Ca > Na > Mg$. Группы: Cl, Na, Ca ; Cl, Na, Ca ; Cl, Ca, Na

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ Br, B, I, Li, Sr, Rb, Cs В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ И ИХ ПРОМЫШЛЕННОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В подземных водах присутствуют многие микроэлементы, имеющие то или иное практическое значение. Одни из них играют ведущую роль в поисковых исследованиях месторождений полезных ископаемых, выступая в качестве прямых и косвенных поисковых показателей на рудные и нерудные (твердые, жидкие) полезные ископаемые. Особое значение имеют некоторые микроэлементы (Zn, Cu, Pb, Mo, Fe и др.) для поисков рудных месторождений. Присутствие ряда микроэлементов (мышьяка и др.) в подземных водах придает им лечебные свойства. Большое значение приобретает в последнее время использование подземных вод в качестве минерального сырья. Такие воды называются промышленными водами. Полезными микроэлементами, извлечение которых из подземных вод перспективно, являются бром, бор, йод, литий, стронций, а также цезий, рубидий. В данной главе рассматриваются эти микроэлементы, характеризующиеся хорошей изученностью и особенностями содержания в подземных водах различного состава, приуроченных к разнообразным в литолого-геохимическом отношении породам.

§ 1.

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ Br, B, I, Li, Sr, Rb, Cs В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ

Содержание брома, бора, йода, лития, стронция, рубидия, цезия резко неодинаково в поверхностных и подземных водах с различными условиями залегания. В поверхностных водах (кроме соляных озер и морских) и грунтовых водах платформенных областей с гумидным климатом, в грунтовых водах горно-складчатых областей и кристаллических массивов содержание этих микроэлементов мало. Содержание микроэлементов повышено в

Г. Типы хлоридный, натриевый и магниевый. Классы: $Cl > SO_4 > HCO_3$; $Na > Mg > Ca$ и $Mg > Na > Ca$. Группы: $ClNa, Mg$; $ClNa, Mg$; $ClMg, Na$; $ClMg, Na$.

Д. Типы карбонатный, натриевый. Классы: $HCO_3 > Cl > SO_4$; $Na > Ca > Mg$. Группы: $HCO_3, ClNa$; $HCO_3, ClNa$.

Линии распределения: 1 — Cl, 2 — SO_4 ; 3 — HCO_3 ; 4 — Na; 5 — Mg; 6 — Ca

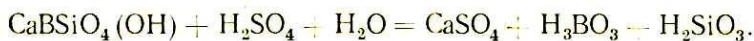
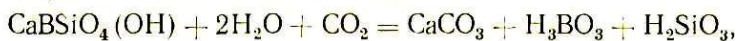
водах морей и океанов, в водах соленых озер, в грунтовых водах аридных областей и в пластовых водах.

Бром. Химический элемент VII группы периодической системы Д. И. Менделеева. Порядковый номер 35, атомный вес 79,916. Открыт Баллардом в 1826 г. Характеризуется химической активностью. Многие его соединения особенно с натрием, калием, железом, кальцием, магнием хорошо растворимы в воде. В природе бром вследствие хорошей растворимости его соединений находится преимущественно в рассеянном состоянии. К небольшому числу минералов брома, нерастворимых в воде, относятся йодобромит $\text{Ag}(\text{Br}, \text{Cl}, \text{I})$, бромаргирит AgBr , эмболит $\text{Ag}(\text{Cl}, \text{Br})$, бромистый аммоний NH_4Br . Уже в XIX в. появились сведения о присутствии брома в минералах, организмах, каменном угле, в продуктах вулканической деятельности. Сначала они носили качественный характер, затем, после того как была разработана методика анализа брома, появились указания на количественное распределение брома в природе. Начиная с 1935 г., Академией наук СССР проводятся специальные исследования по био- и геохимии брома. В 80-х годах прошлого века появились данные о содержании брома в водах морей и океанов; в начале XX в. — о содержании брома в растениях, пищевых продуктах, породах; в середине XX в. — о содержании брома в соленых озерах. Большой вклад в получение количественной характеристики по бромю в соленых озерах и галогенных породах внесли исследователи Института галлургии СССР (М. Г. Валяшко, А. И. Дзене-Литовский и др.). Содержание брома в поверхностных водах сильно колеблется. В морской и океанической воде, по А. П. Виноградову (1948), $6,6 \cdot 10^{-3}\%$ брома. При концентрировании морской воды содержание в ней брома повышается.

Атмосферные осадки, по А. П. Виноградову (1948), содержат около $4,5 \cdot 10^{-7}\%$ брома; в речных водах — около $2,0 \cdot 10^{-6}\%$. В водах пресных озер — около $4,57 \cdot 10^{-7}\%$. В соленых озерах содержание брома значительное, колеблется от $2 \cdot 10^{-3}$ до $7 \cdot 10^{-1}\%$. В грунтовых водах гумидных областей его содержится около $1,5 \cdot 10^{-6}\%$. В подземных водах областей современной вулканической деятельности количество брома достигает десятых долей процента, в грунтовых водах аридных областей — $2 \cdot 10^{-3}$ — $13 \cdot 10^{-3}\%$. В пластовых подземных водах содержание брома колеблется в пределах $2 \cdot 10^{-3}$ — $4 \cdot 10^{-1}\%$ и более.

Как видно из приведенных цифр, наибольшие колебания содержания брома характерны для пластовых подземных вод, заключенных в осадочных отложениях. Содержание брома в этих водах имеет более узкие пределы в зависимости от приуроченности подземных вод к конкретным литолого-геохимическим разностям пород. Наибольшие его количества наблюдаются в водах галогенных отложений, содержащих магниевые соли; меньше — в водах терригенных и карбонатных отложений; минимальные — в водах сульфатных и галитовых отложений.

Бор. Этот элемент занимает в системе Д. И. Менделеева порядковый номер 5 и является первым и самым легким представителем элементов III группы. Атомный вес 10,82; плотность 2,5; температура плавления 2075°; кипения 2550°; удельный вес 2,314; твердость 9,5. В природе известны два устойчивых изотопа бора с атомными весами 10 и 11. Соотношение $B^{11}:B^{10}=81,17:18,83=4,26$. В атоме бора пять электронов, из которых три — на внешней оболочке, чем объясняется трехвалентность бора в большинстве его соединений. У бора высокий потенциал ионизации, определяющий энергию связи электронов с ядром, что влияет на характер образования его химических связей с другими элементами. Высокий потенциал ионизации определяет роль бора как комплексобразователя. Он образует прочные комплексные анионы: с кислородом BO_3^{-3} ; с водородом и кислородом борную кислоту H_3BO_3 , метаборную кислоту HBO_2 , тетраборную кислоту $H_2B_4O_7$ (при потере воды образуется борный ангидрид B_2O_3). В элементарном виде бор открыт в 1808 г. К настоящему времени бор обнаружен в растениях, организмах, породах, атмосферных осадках, в морских, озерных и речных водах и в подземных водах. Известно девятьюсто с лишним борных минералов, относящихся к боратам, боросиликатам и бороалюмосиликатам. Значительной растворимостью обладает ряд гипергенных боратов (ашарит, гидроборацит, нивонит, калиборит, колеманит, пандермит, улексит). По данным Н. А. Шлезингера, И. Б. Фейгельсона, А. И. Спирягиной, на растворимость боратов влияет присутствие в воде хлористого натрия и сульфата магния. По данным А. Б. Здановского и Е. И. Ляховской, до концентрации хлористого натрия в воде в 10—20% растворимость боратов максимальная, а при большей концентрации она уменьшается. Этими исследователями показано также влияние температуры на растворимость боратов; растворимость многих боратов с ростом температуры увеличивается. В природе более распространены боросиликаты и бороалюмосиликаты, которые считались практически нерастворимыми. С. Р. Крайновым (1973) показано, что эти борные минералы поддаются выщелачиванию водами; при этом большую роль играют углекислотное и сернокислотное выщелачивание:



К. Е. Питьевой (1969) отмечалось, что борный минерал турмалин переходит в гидрокарбонатную натриевую воду.

По содержанию бора в поверхностных водах имеется большое количество данных. В водах пресных озер, прудов бора мало (0,0001—0,0004%); в озерах аридных областей содержание бора выше (0,009%). В водах рек бора 0,00002—0,0000038% (Глебович, 1961). Повышено количество бора в водах морей и океанов; к настоящему времени установлено содержание бора в морской

воде 0,00015—0,0005% от суммы солей. Бора в грунтовых водах гумидных областей около сотых—десятых долей мг/л, аридных—до 10 мг/л. Воды областей современной вулканической деятельности и грязевых вулканов содержат бора до нескольких граммов в литре. В подземных пластовых водах содержание бора изменяется в широких пределах (от 20 до 500 мг/л и более).

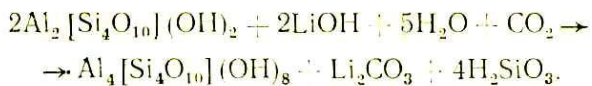
Примером количественной характеристики бороносных минеральных вод могут служить воды источников Армении (Крайнов, Корольков, 1962). В них содержание бора достигает 100 мг/л (но есть источники, воды которых содержат единицы и первые десятки мг/л бора). Термальные высокобороносные воды (с содержанием бора в несколько граммов в литре) обнаружены на Камчатке, в Италии, США, Индонезии, Исландии. По Н. В. Тагеевой (1943), среднее содержание бора в водах, связанных с вулканической деятельностью, около 1,5% от общей минерализации, а в водах грязевых вулканов около 9·10⁻¹% от общей минерализации. Широко распространены подземные воды глубоких водоносных комплексов с содержанием бора 20—100 мг/л. Пластовые воды с содержанием бора менее 100 мг/л известны на значительной части Русской платформы, во многих районах северного Кавказа, в Сибири. Пластовые воды с максимальным содержанием бора имеют место в третичных отложениях Кавказа; в пермских отложениях Русской платформы, в мезокайнозое Средней Азии.

Иод. Элемент VII группы периодической системы Менделеева. Его порядковый номер 53, атомный вес 126,91, плотность 4,94. Хорошо растворим в воде (300 мг/л при 0° и атмосферном давлении). В природе известны соединения йода: йодобромит Ag(Br, I, Cl), купройодаргирит (Ag, Cu)I, йодирит AgI и др. Большая часть йода находится в природных объектах в рассеянном состоянии. Вследствие высокой растворимости, йод редко накапливается, при повышении температуры его растворимость увеличивается, йод широко распространен в природе; встречается в атмосферных осадках; содержится в водах океанов, озер, морей, рек, в подземных водах, разнообразных породах, растениях, организмах. Содержание йода в поверхностных и пресных подземных водах, а также в водах морей и океанов редко превышает десятые доли мг/л. В соленых пластовых подземных водах содержание йода достигает несколько десятков мг/л.

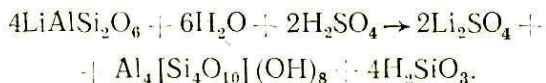
Литий. Элемент I группы периодической системы Менделеева с порядковым номером 3, атомным весом 6,94. Химически активен. Образует многочисленные соединения с кислородом, галогенами, фосфором, серой и др. Большая часть этих соединений растворима в воде, особенно сподумен, который, по А. И. Гинзбургу, легко выщелачивается:



Дальнейшее выщелачивание образовавшегося монтмориллонита протекает с переходом его в каолинит:



Выщелачивание слюды может быть и сернокислотным, при котором также образуется каолинит:



Литневые слюды с большим трудом, но тоже поддаются выщелачиванию.

Содержание лития в поверхностных водах разнообразно и изменяется от долей до десятков мг/л. В водах рек, пресных озер лития, как правило, не более 0,5 мг/л. В водах соляных озер содержание лития достигает 20—40 мг/л. Многими исследователями отмечается, что повышенные содержания лития свойственны минеральным (лечебным) подземным водам. Так, М. Т. Линдроп и Ю. М. Толмачев (1936) определили, что в минеральных Кавказских водах литий содержится в количествах 0,03—2,4 мг/л. А. П. Виноградов (1948) выяснил, что в минеральных водах, приуроченных к гранитоидам, содержатся повышенные количества лития. Содержание лития в водах минеральных источников достигает 3—5 мг/л. В минерализованных пластовых подземных водах содержание лития колеблется от единиц до 100 мг/л и более. Содержание лития от единиц до первых десятков миллиграммов в литре характерно для пластовых подземных вод песчаных, карбонатных, сульфатных, галитовых отложений. В водах галогенных полигалитовых и карналитовых отложений, а также в водах глинистых отложений количество лития повышено. В грунтовых водах развитых в различных климатических областях, содержание лития очень мало.

Стронций. Элемент II группы периодической системы Менделеева; порядковый номер 38; атомный вес 87,63. Химически активен; образует окислы, гидраты окислов, соли угольной, серной, соляной кислот и др. Хорошо растворимы в воде соединения стронция с галондами; плохо растворимы фтористый стронций, карбонат стронция (стронцианит SrCO_3) и сульфат стронция (целестин SrSO_4). Распределение стронция в природных водах *неравномерное*. Минимальное его количество — в атмосферных осадках, в водах рек, пресных озер, в грунтовых водах гумидных областей, в водах горно-складчатых областей и кристаллических массивов (от следов до единиц мг/л). Повышено содержание стронция в лечебных, термальных водах, где оно достигает десятков и даже нескольких сотен мг/л. Максимальные количества характерны для соленых и рассольных подземных вод осадочных отложений; в этих водах содержание стронция колеблется от десятков до нескольких тысяч мг/л. До 2000 мг/л доходит содержание

стронция в подземных водах карбонатных отложений юго-востока Русской платформы и превышает 2000 мг/л в подземных водах кембрийских отложений Иркутского амфитеатра.

Рубидий. Элемент I группы периодической системы Менделеева, порядковый номер 37; атомный вес 85,48. Относится к группе щелочных металлов. В природе встречается редко и не образует самостоятельных минералов, входит в состав литневых и калиевых минералов.

Цезий. Элемент I группы периодической системы Менделеева, порядковый номер 55, атомный вес 132,91. Встречается в рассеянном состоянии в лепидолите и карналлите.

Рубидий и цезий в природных водах содержатся по сравнению с рассмотренными микроэлементами в очень малых количествах. По данным Е. С. Бурксер, Н. В. Комар и др. (1932), в воде Черного моря 0,32—0,45 мг/л рубидия; Азовского — 0,20 мг/л, Каспийского — 0,016 мг/л. В пресных водах озер и в речных водах — как правило, следы. Повышено содержание рубидия в водах соленых озер; в них оно достигает единиц мг/л. По данным Грина (1945), в морской воде содержится около 0,0005 мг/л цезия. В подземных водах содержания рубидия и цезия незначительны. В пресных грунтовых водах эти микроэлементы, как правило, не обнаруживаются. По данным Л. В. Славяновой и М. С. Галицына (1970), в подземных водах Прикаспийской впадины, формирующихся путем выщелачивания галита, рубидия — следы. Повышенные содержания рубидия в водах впадины приурочены к калийным солям пермской галогенной толщи. В целом в соленых и рассольных пластовых водах осадочных отложений рубидия содержится от долей до первых единиц мг/л.

§ 2.

ФОРМИРОВАНИЕ Br, B, I, Li, Sr, Rb, Cs в ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ

Факторы формирования микроэлементов в подземных водах рассматриваются применительно к пластовым водоносным комплексам, поскольку к ним приурочены, как правило, промышленные концентрации вышеуказанных микроэлементов. Основное внимание уделяется структурно-тектоническим, термодинамическим и гидрогеохимическим условиям водоносных комплексов. Распределение микроэлементов в подземных водах в зависимости от структурно-тектонических условий следует рассматривать в двух аспектах: колебательные движения земной коры и их роль в формировании микроэлементного состава вод; структурное положение водоносных комплексов и его влияние на накопление микроэлементов в водах комплексов. Характер тектонических движений оказал существенное влияние на формирование микроэлементов

в подземных водах. С этих позиций выделяются три типа регионов. К первому относятся регионы с преобладанием отрицательных тектонических движений, где водоносные комплексы испытывали преимущественно погружение, а воды находились в условиях слабой возобновляемости и слабой связи с атмосферой. Это наиболее погруженные части платформ, межгорные впадины, предгорные прогибы. В таких регионах складывались благоприятные условия для накопления микроэлементов в водах. Ко второму типу относятся регионы с преобладанием положительных движений, где в связи с постоянным воздыманием водоносные комплексы развивались в условиях относительно интенсивной возобновляемости подземных вод при активном воздействии атмосферных факторов. В таких условиях соленые или рассольные воды опреснялись и содержание микроэлементов при этом уменьшалось. Это горно-складчатые области, сводовые структуры платформ, кристаллические массивы. К третьему типу относятся регионы с чередованием положительных и отрицательных движений, обусловившим и наиболее сложные гидрогеологические условия и различную обогащенность вод микроэлементами. Это краевые части платформ, предгорных прогибов.

В регионах первого типа распространены пластовые воды повышенной и высокой минерализации хлоридного натриевого и хлоридного натриево-кальциевого (магниевого) состава. Эти воды содержат повышенные и высокие количества любого из рассматриваемых микроэлементов в пределах, свойственных этим микроэлементам. Количество брома в них колеблется от 300 до 3000 мг/л и более; количество стронция — до 300—2000 мг/л и более; бора — от 30 до 100 мг/л и более; лития — 20—100 мг/л и более; йода — 10—60 мг/л и более; рубидия и цезия — единицы миллиграммов в литре. В регионах второго типа распространены грунтовые воды; преимущественно они пресные и содержат брома, бора, йода, лития, стронция доли мг/л — единицы мг/л; рубидия и цезия — следы. Регионы третьего типа промежуточные между регионами первого и второго типов. В этих регионах широко распространены слабоминерализованные гидрокарбонатные натриевые и минерализованные хлоридные натриевые воды, в которых стронция содержится до 300 мг/л; брома — несколько десятков мг/л; бора — единицы — первые десятки мг/л в хлоридных натриевых водах и до 100 мг/л и более в гидрокарбонатных натриевых водах; йода — до 10—20 мг/л; рубидия и цезия — следы.

Сложное строение водоносных комплексов определило сложность гидрогеохимических условий и распределения микроэлементов в подземных водах в пределах отдельных водоносных комплексов и по вертикальному разрезу. Так, наиболее крутая структурная особенность платформ, предгорных прогибов, межгорных впадин — погружение водоносных комплексов от повышенных участков к пониженным, определяет увеличение концентрации микроэлементов в водах по мере погружения комплексов. Это ха-

рактерная особенность распределения микроэлементов в пластовых подземных водах; она наблюдается повсеместно и свойственна рассматриваемым, а также всем прочим микроэлементам. На рис. 49 показано увеличение содержания брома, бора, йода в подземных водах однородного состава водоносных комплексов платформ в направлении регионального погружения комплексов.

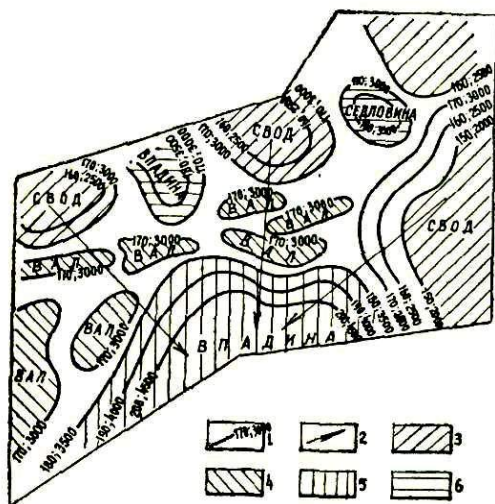


Рис. 49. Распределение Br, B, I в хлоридных натриевых и хлоридных натриево-кальциево-магниеиых водах платформ:

1 — изолиния содержания Br, B, I в водах (мг/л); 2 — увеличение содержания Br в водах в направлении регионального погружения водоносного комплекса; 3 — минимальное содержание Br в водах положительных структур первого порядка; 4 — пониженное — в водах положительных структур второго, третьего и т. д. порядков; 5 — максимальное — в водах отрицательных структур первого порядка; 6 — повышенное — в водах отрицательных структур второго, третьего и т. д. порядков.

Минимальные содержания микроэлементов наблюдаются в подземных водах, развитых в пределах платформенных сводовых структур; максимальные — в пределах платформенных впадин. Структуры второго и более мелких порядков на платформах, в предгорных прогибах и межгорных впадинах влияют на распределение в подземных водах микроэлементов. Выделяются две группы структур. Первая группа — валы и другие положительные структуры второго, третьего и более мелких порядков; подземным водам водоносных комплексов этих структур свойственно относительно пониженное содержание микроэлементов. Вторая группа — впадины и другие отрицательные структуры второго, третьего и более мелких порядков. Подземные воды этих структур, как правило, отличаются относительно повышенным содержанием микроэлементов. Эта закономерность выдерживается строго в случае литолого-геохимической однородности вмещающих пород (рис. 50—52).

При рассмотрении влияния структурно-тектонических условий на распределение микроэлементов в водах важно учитывать наличие дизъюнктивных нарушений. Крупные нарушения, как правило, ограничивают горные сооружения. Они широко развиты в пределах предгорных прогибов, платформ на границах разноименных

структур, а также в горно-складчатых областях, по ним могут смешиваться воды различного микроэлементного состава, что, вероятно, и объясняет наблюдающееся на этих участках своеоб-

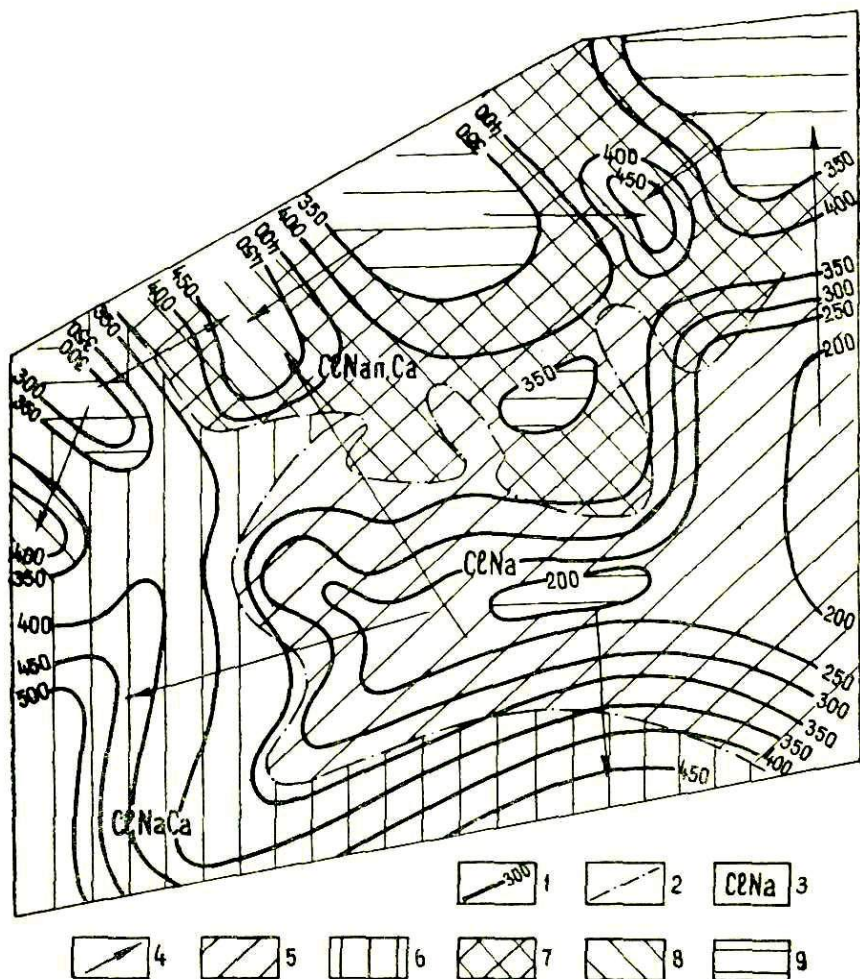


Рис. 50. Распределение Br, B, I в подземных водах различного состава различных структур:

1 — изоляция содержания Br, B, I (мг/л) в водах; 2 — граница распространения вод различного состава; 3 — индекс химического состава воды; 4 — направление увеличения содержания Br, B, I; 5 — минимальное содержание Br, B, I в хлоридных натриевых водах; 6 — максимальное в хлоридных натриево-кальциевых водах; 7 — промежуточное — в хлоридных натриевых с повышенным кальцием водах; 8 — повышенное — в водах отрицательных структур второго, третьего и т. д. порядков; 9 — пониженное — в водах положительных структур второго, третьего и т. д. порядков

разие в распределении микроэлементов. По данным А. Н. Султанходжаева и Ф. Г. Зигана (1975), подземные воды большинства структур, расположенных в области флексурно-разрывных зон Ферганы, характеризуются высокими содержаниями микроэлементов — йода, брома, фтора, бора, аммония. Основная причина этому, по мнению исследователей, — смещение разных по генезису и

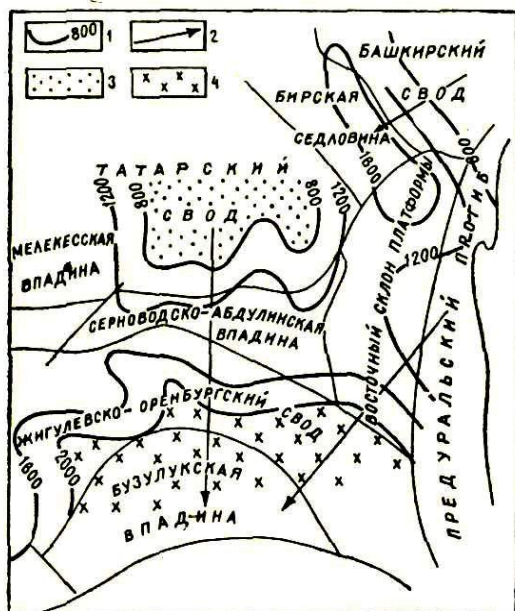


Рис. 51. Распределение Br в минерализованных хлоридных натриево-кальциевых водах в зависимости от макроривов и структурных условий:

1 — изолиния содержания Br (мг/л); 2 — направление увеличения содержания в водах Br, Cl, Ca, Mg и уменьшения Na; 3 — минимальное содержание Br в водах положительных структур I порядка; 4 — максимальное — в водах отрицательных структур первого порядка

содержанию микроэлементов подземных вод выше- и нижележащих горизонтов по зонам структурно-тектонических нарушений. Функцией структурно-тектонических условий является глубина залегания водоносных комплексов. Исследователями выяснена для многих случаев определенная зависимость распределения элементов в водах от глубины. Анализ большого фактического материала по распределению микроэлементов в подземных водах, залегающих на различных глубинах, показал, что соотношение между

содержанием микроэлементов в подземных водах и глубиной их залегания сложное. Как для макроэлементов, так и для микроэлементов имеется общая тенденция увеличения их содержания с глубиной. Сложность же их распределения в том, что эта тенденция часто нарушается, что проявляется в резком изменении содержания микроэлементов в водах на коротких интервалах глубин.

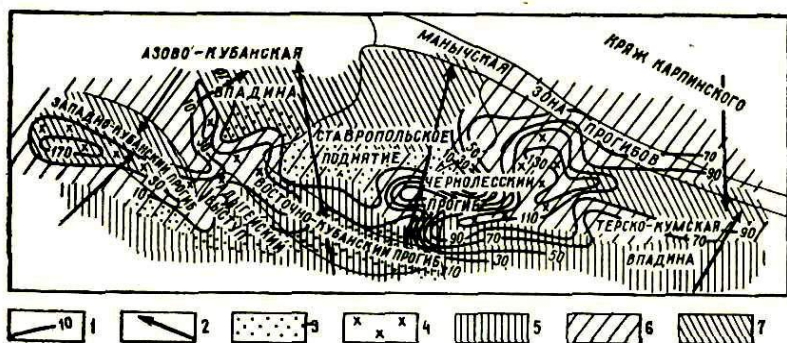


Рис. 52. Распределение бора в водах в зависимости от макроионов и структурных условий (на примере Кр. Кавказа): 1 — изолиния содержания В, мг/л; 2 — направление увеличения содержания В, Cl, Na, Ca, Mg; 3 — минимальное содержание В в водах положительных структур; 4 — максимальное — в водах отрицательных структур. Подземные воды: 5 — гидрокарбонатные; 6 — хлоридные натриевые; 7 — хлоридные натриево-кальцево-магниевые

Четкого закономерного изменения содержания в водах микроэлементов с увеличением глубины поэтому, как правило, не наблюдается. Как и в случае макроэлементов, отсутствие закономерного распределения микроэлементов с глубиной объясняется значительной зависимостью миграции микроэлементов в водах, помимо глубины залегания, от макроэлементного состава, степени минерализации вод, от литолого-геохимических условий, от степени подвижности вод, от положения их относительно областей инфильтрации и т. д.

На рис. 53 приведен пример распределения брома, йода, бора в подземных водах вертикального разреза Южно-Эмбенского района. Как видно из рис. 53, прямолинейная зависимость между содержанием указанных микроэлементов в водах и глубиной отсутствует. По сведениям А. Н. Султанходжаева и Ф. Г. Зигана (1975), в подземных водах Ферганской долины распределение микроэлементов в вертикальном разрезе также не является функцией глубины — оно носит своеобразный характер, сложившийся под влиянием комплекса факторов. В частности, регионально выделяются на глубинах порядка 1000 м относительно слабоминерализованные подземные воды верхнемеловых отложений, с ано-

мально пониженным содержанием многих микроэлементов; выше и ниже по разрезу подземные воды более минерализованы как по макро-, так и по микроэлементам. Своеобразный характер верхне-меловых подземных вод определяется структурным их положением, палеогидродинамическими условиями, фациями. По данным К. Е. Питьевой, распределение брома, бора, йода, лития, стронция в подземных водах палеозоя юго-востока Русской платформы и

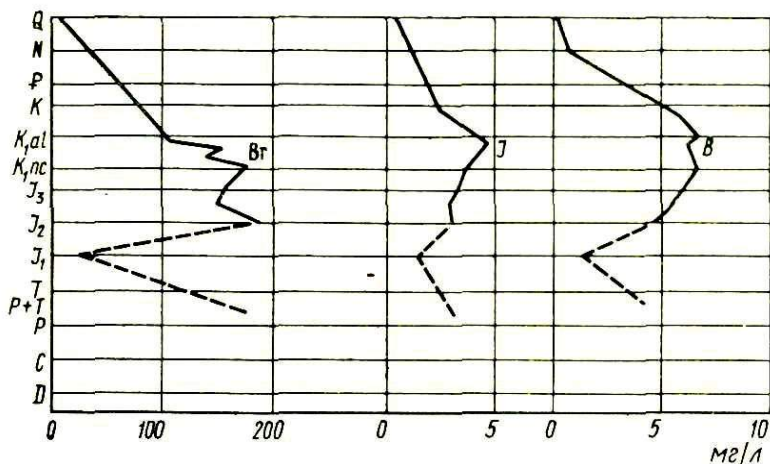


Рис. 53. Зависимость концентрации брома, йода и бора в подземных водах Южно-Эмбенского района от глубины их залегания (по Л. В. Славяновой, М. С. Галлицину, 1970)

мезокайнозоя Предкавказского прогиба не имеют строгого подчинения глубине залегания; в водах различных водоносных комплексов, характеризующихся своеобразными литолого-геохимическими и другими условиями, содержание этих микроэлементов колеблется в разных пределах. Получается довольно нестроя картина распределения микроэлементов в подземных водах с глубиной их залегания. Следовательно, глубину залегания следует рассматривать не в качестве фактора формирования микроэлементного состава подземных вод, а как функцию других факторов, в частности, структурно-тектонического.

Рассматривая влияние давления и температуры на распределения микроэлементов в подземных водах, следует отметить, что эти факторы определяют барро- и термодиффузию, а также усиливают другие физико-химические процессы. Степень проявления этих процессов на миграционных способностях микроэлементов почти не изучена. По данным А. Н. Султанходжаева и Ф. Г. Зигана (1975), термодинамическая обстановка подземной гидросферы определяет переход многих химических элементов из твердой фазы в жидкую и газообразную, температура определяет переход во-

ды из одного состояния в другое и изменяет скорость химических реакций. В условиях высоких давлений и температур увеличивается агрессивность вод и растворимость многих минералов, содержащих микроэлементы. Поэтому особенно высокотемпературные (до 117°) подземные воды неогена и палеогена многих районов Средней Азии обогащены целым комплексом микроэлементов. Л. В. Славянова и М. С. Галицын (1970), сравнивая содержание

микроэлементов в водах сходного ионного состава, по приуроченных к структурам с различным температурным режимом, пришли к выводу, что неодинаковое содержание микроэлементов в водах этих структур является следствием влияния температуры. Сопоставляя рассолы мезозойских отложений в районе Южно-Эмбенского поднятия с рассолами вала Карпинского, близкими по составу основных ионов и общей минерализации, Л. В. Славянова и М. С. Галицын отмечают, что в пределах вала Карпинского рассолы, имеющие значительно более высокую температуру, содержат в 2—3 раза больше лития и йода, а также больше рубидия, бора, стронция. Эти же исследователи, на примере вала Карпинского и южной Эмбы, показывают влияние гидростатического давления на содержание в подземных водах микроэлементов, считая, что содержание их в водах под влиянием давления увеличивается (рис. 54).

Зависимость распределения микроэлементов в подземных водах от химических свойств последних имеет большое значение для формирования микроэлементного состава вод. Химические свойства подземных вод во многом определяют миграционные способности микроэлементов, их склонность к расселению, накоплению в водах, удалению из вод. Ниже рассматриваются особенности распространения микроэлементов в подземных водах разного состава и поведения микроэлементов в зависимости от макроионов.

В слабоминерализованных гидрокарбонатных водах, по немногочисленным сведениям, содержится стронция больше, чем лития. О закономерностях поведения каждого из этих элементов в гид-

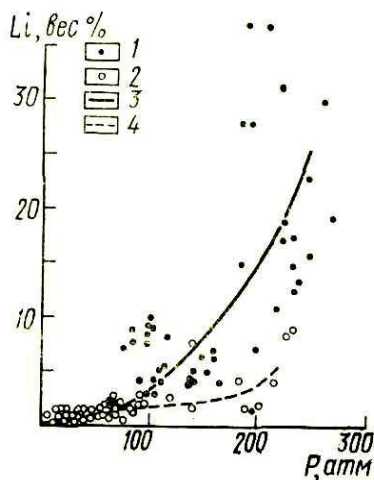


Рис. 54. Зависимость содержания лития от гидростатического давления в подземных водах мезозойских отложений (по Л. В. Славяновой, М. С. Галицыну, 1970): 1 — подземные воды вала Карпинского; 2 — Южной Эмбы; 3 — среднее содержание лития (мг/л) в водах вала Карпинского; 4 — в водах Южной Эмбы

рокарбонатных водах практически нет сведений. Гидрокарбонатные воды с минерализацией до 25 г/л по содержанию брома, бора, йода делятся на две группы: а) $B > Br > I$; б) $Br \approx B \approx I$. К первой группе относятся воды с соотношением $HCO_3^- > Cl^-$ и малой (примерно до 10 г/л) минерализацией, ко второй — воды с соотношением $HCO_3^- < Cl^-$ и повышенной (до 20–25 г/л) минерализацией. В водах первой группы содержание бора может превышать содержание брома, а последнее — йода в несколько (до десяти) раз. В сульфатных подземных водах повышенной минерализации (более 30–50 г/л) содержание брома и стронция часто близки между собой и в то же время больше, чем содержание бора, йода, лития. Соотношения между бором, йодом, литием следующие: содержание бора незначительное, но все же оно превышает содержание йода и лития; йода и лития — близки. В минерализованных хлоридных натриевых подземных водах (со степенью минерализации более 30–50 г/л) в максимальных количествах из всех рассматриваемых микроэлементов присутствуют бром и стронций, в минимальных количествах — йод и литий, бор — в промежуточных количествах. Содержание брома часто близко, а иногда превышает содержание стронция. Содержание йода близко к содержанию лития или превышает его.

Соленые и рассольные хлоридные натриево-кальциевые подземные воды по характеру соотношения между микроэлементами близки к хлоридным натриевым водам. Отличие количественное, т. е. в первых каждого микроэлемента содержится больше, чем в последних. Содержание всех микроэлементов в хлоридных натриево-кальциевых водах увеличивается с ростом в них кальция, т. е. от вод $ClNa$ п. Ca состава к водам $ClNaCa$ и $ClCaNa$. В соленых и рассольных хлоридных магниевых водах, приуроченных к галогенным отложениям, содержащим магниевые соли, в наибольших количествах содержится бром, в несколько меньших — бор, еще меньших — литий и стронций, в минимальных — йод. Содержание брома, бора, лития возрастает по мере увеличения в водах магния, т. е. от вод $ClNa$ п. Mg состава к водам $ClNaMg$ и $ClMgNa$. Распределение каждого из микроэлементов в подземных водах по отношению к макроэлементам и степени минерализации характеризуется своими особенностями (табл. 22). Тенденция изменения содержания брома в водах разного состава одинакова по отношению к хлору и степени минерализации (рис. 55): содержание брома увеличивается с ростом хлора и степени минерализации. Увеличение содержания брома неравномерное. Резкие изменения в содержании брома происходят в узких интервалах степени минерализации и хлора. Так, например, в сульфатных водах палеозоя юго-востока Русской платформы со степенью минерализации 45–211 г/л содержание брома 20–478 мг/л, в хлоридных натриевых водах этой территории соответственно 127–352 г/л и 72–630 мг/л; в хлоридных натриево-кальциевых — 127–340 г/л

Поведение микроэлементов в подземных водах по отношению к макроэлементам

Микроэлементы	Макроэлементы	Состав вод	Поведение микроэлементов по отношению к макроэлементам
1	2	3	4
Бром	хлор	сульфатные, хлоридные натриевые, хлоридные натриево-кальциевые, хлоридные магниевые	> > > >
	натрий	гидрокарбонатные, сульфатные, хлоридные натриево-кальциевые, хлоридные магниевые	> > < <
	кальций	хлоридные натриево-кальциевые	>
	магний	хлоридные магниевые	>
	кальций, магний	гидрокарбонатные, сульфатные, хлоридные натриевые	<
Бор	хлор	сульфатные, хлоридные натриевые и др.	>
	натрий	сульфатные, хлоридные натриевые, хлоридные натриево-кальциевые, хлоридные магниевые	< <
	кальций, магний	хлоридные натриевые, хлоридные магниевые, хлоридные натриево-кальциевые	>
	кальций, магний, натрий, хлор, гидрокарбонат-ион	гидрокарбонатные	>
	сульфат-ион	»	<

1	2	3	4
Йод	сульфат-ион	хлоридные натриево-кальциевые, хлоридные магниевые	<
Литий	магний, хлор, натрий, кальций	хлоридные магниевые, хлоридные магниевые, хлоридные магниевые, хлоридные магниевые	> > < <
Стронций	магний, кальций, сульфат-ион	хлоридные магниевые, хлоридные натриево-кальциевые хлоридные натриево-кальциевые, хлоридные магниевые	> > <
	натрий	хлоридные натриево-кальциевые, хлоридные магниевые, хлоридные натриевые гидрокар- бонатные и др.	< >
	хлор	хлоридные магниевые, хлоридные натриевые, хлоридные натриево-кальциевые и др.	< >

и 100—2464 мг/л; в хлоридных магниевых водах — 313—363 г/л и 1580—5173 мг/л.

По соотношению брома с натрием выделяются подземные воды: а) гидрокарбонатные и сульфатные с коэффициентом корреляции $r_{Br/Na} > 0,5$; б) хлоридные натриевые с отсутствием однозначного соотношения брома с натрием; хлоридные натриево-кальциевые и хлоридные магниевые с коэффициентом корреляции $r_{Br/Na} < 0,5$. Соотношение брома с кальцием и магнием преимущественно прямое (рис. 55, 56, табл. 22), причем с кальцием наиболее отчетливо проявляется в хлоридных натриево-кальциевых водах ($r_{Br/Ca} > 0,5$), а с магнием — в хлоридных магниевых водах ($r_{Br/Mg} > 0,5$). В гидрокарбонатных, сульфатных, хлоридных натриевых водах взаимосвязь брома с кальцием и магнием слабая или отсутствует (величины коэффициентов корреляции $r_{Br/Ca} (Mg) < 0,5$).

Закономерное отношение брома к сульфат-иону и гидрокарбонат-иону в водах различного химического состава отсутствует:

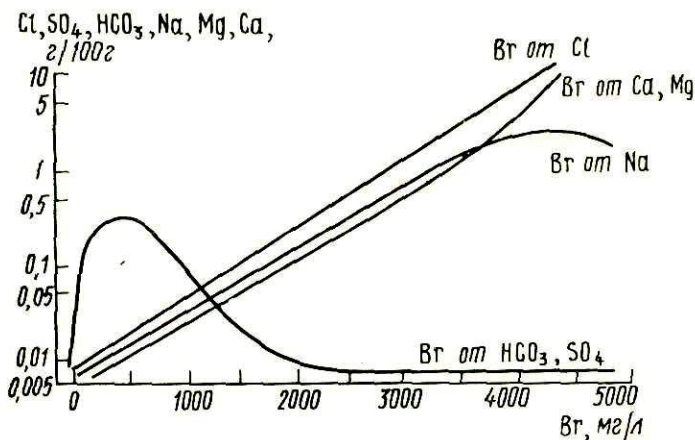


Рис. 55. Поведение Br в подземных водах в зависимости от макроионов

коэффициенты корреляции брома с сульфат-ионом и гидрокарбонат-ионом имеют обратный знак и малые величины; т. е. с увеличением содержания брома содержание сульфат-иона и гидрокарбонат-иона в водах уменьшается. Бор обнаруживает следующие закономерности распределения относительно различных гидрогеохимических сред: максимальное (>100 мг/л) содержание его наблюдается в рассольных хлоридных магниевых водах галогенных отложений, минимальное (2—50 мг/л) — в соленых сульфатных и хлоридных натриевых водах различных осадочных отложений, промежуточное (10— >80 мг/л) — в рассольных хлоридных натриево-кальциевых, хлоридных натриево-кальциево-магниевых и слабосоленых гидрокарбонатных водах терригенных и карбонатных отложений. Отношение бора к степени минерализации и хлору в водах разного состава прямое. Преобладает положительное корреляционное соотношение бора со степенью минерализации и хлором. С нат-

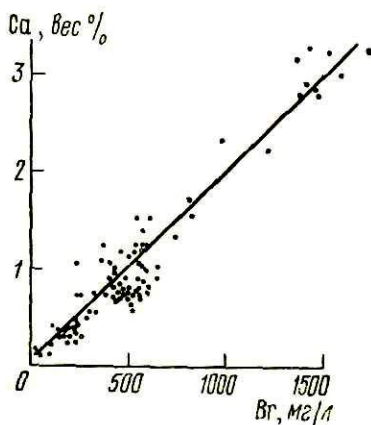


Рис. 56. Зависимость содержания брома от концентрации кальция в подземных водах Куйбышевской области (по Л. В. Славяновой, М. С. Галицыну, 1970)

рием оно в большинстве случаев обратное (рис. 57). Исследованиями установлено, что взаимосвязь бора с кальцием и магнием прямая в минерализованных хлоридных натриевых, хлоридных натриево-кальциевых и сильноминерализованных хлоридных магниевых водах; по отношению к натрию—прямая в водах всех составов, кроме минерализованных хлоридных натриево-кальциевых и маг-

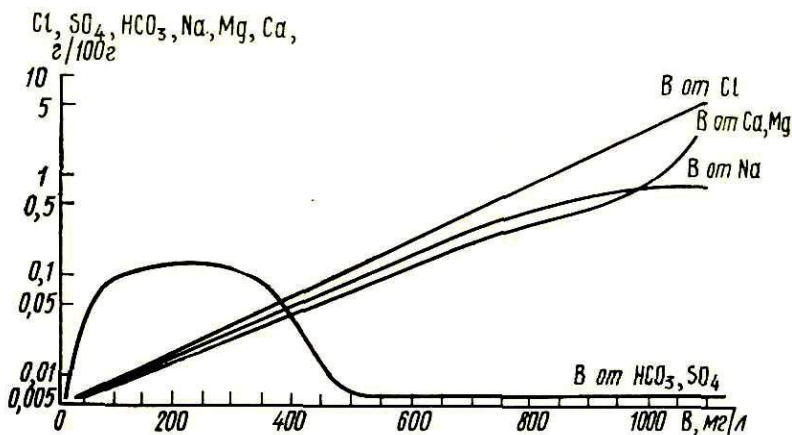


Рис. 57. Поведение В в подземных водах в зависимости от макроионов

ниевых вод (в этих водах она обратная). По отношению к сульфат-иону связь у бора прямая только в сильноминерализованных хлоридных магниевых водах соленосных отложений, в водах всех других составов она—обратная. Зависимость бора от гидрокарбонат-иона сложная и разнообразная в слабоминерализованных гидрокарбонатных водах и обратная— в водах прочих составов. Наиболее своеобразно соотношение бора со степенью минерализации и макроионами в слабоминерализованных гидрокарбонатных водах: с $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^-$ содержание бора и всех ионов (кроме SO_4^{2-}) увеличивается с ростом степени минерализации; в водах с $\text{HCO}_3^- < \text{Cl}^-$ содержание бора, гидрокарбонат-иона и сульфат-иона уменьшается, содержание прочих ионов увеличивается с ростом степени минерализации. Также сложно оно для вод хлоридных натриево-кальциевых и хлоридных магниевых. В этих водах его содержание изменяется с изменением содержания кальция и магния. С увеличением этих ионов оно возрастает. В этих же водах с ростом кальция и магния уменьшается содержание сульфат-иона и гидрокарбонат-иона, что определяет обратную взаимосвязь бора с сульфат- и гидрокарбонат-ионом.

Иод. Элемент, отличающийся сложным поведением по отношению к степени минерализации и макроэлементам (рис. 58; см.

табл. 22). В основном для него характерны слабые связи со степенью минерализации и макроионами, о чем свидетельствуют малые (0,003—0,45) коэффициенты корреляции. Наиболее отчетливо прослеживается отношение йода к степени минерализации, кальцию, магнию, хлору. Оно часто прямое — содержание йода увеличивается с увеличением этих ионов и степени минерализа-

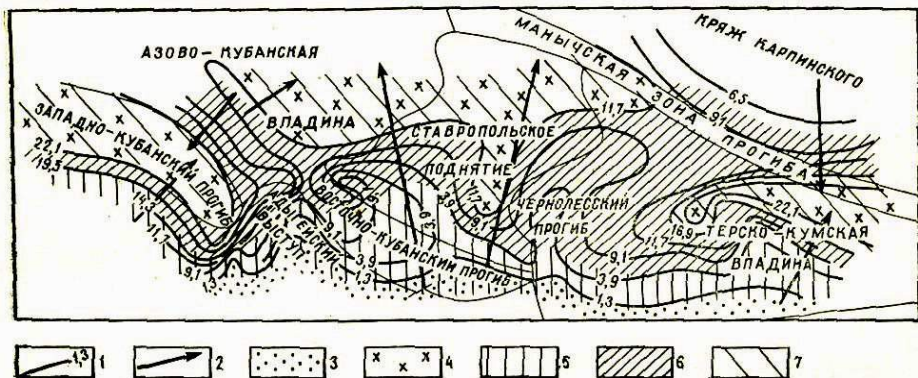


Рис. 58. Распределение J в водах в зависимости от макроионов и структурных условий (на примере Предкавказья): K_{JH} —ар:

1 — изолиния содержания J (мг/л); 2 — направление увеличения содержания J, Cl, Na, Ca, Mg; 3 — минимальное содержание J в водах положительных структур; 4 — максимальное содержание J в водах отрицательных структур. Подземные воды: 5 — гидрокарбонатные; 6 — хлоридные натриевые; 7 — хлоридные натриево-кальциево-магниевые

ции. Это проявляется также в повышенном его содержании (10—12—40 мг/л и более) в хлоридных натриево-кальциевых и хлоридных магниевых водах высокой минерализации. Отношение йода к сульфат-иону в этих водах обратное; к гидрокарбонат-иону в гидрокарбонатных водах, в случае обогащенности пород органикой — прямое, в других случаях — обратное.

Литий в максимальных количествах содержится в сильноминерализованных хлоридных магниевых водах галогенных отложений; в водах других составов его содержание мало. Отсюда наличие хотя и слабой тенденции лития к положительной связи со степенью минерализации, хлором, магнием и его отрицательное отношение к натрию и кальцию в большинстве подземных вод (рис. 59). Коэффициенты корреляции лития с макроэлементами в водах конкретных составов и комплексов часто $< 0,5$, а с магнием и хлором в хлоридных магниевых водах галогенных отложений — $> 0,5$.

Поведение стронция в гидрогеохимических средах по сравнению с другими микроэлементами своеобразно и обособлено, что

проявляется: а) в его четкой прямой связи в водах различного состава с кальцием, а в хлоридных магниевых водах с магнием (коэффициенты корреляции $Sr/Ca > 0,5$); б) обратной связи в большинстве вод с сульфат-ионом. Поведение стронция относительно натрия в хлоридных натриево-кальциевых и хлоридных магниевых водах — обратное, в прочих — прямое, а относительно степени минерализации и хлора во всех подземных водах, кроме хлоридных магниевых соленосных отложений, прямое (см. рис. 59).

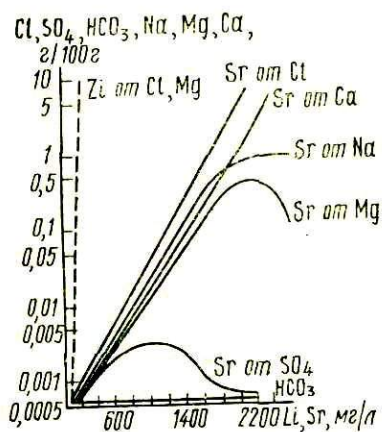


Рис. 59. Поведение Li и Sr в подземных водах в зависимости от макроионов

эти элементы иногда образуют в водах большие, промышленного значения концентрации. Но эти воды ограничены территориально и не могут представлять большого практического интереса. Микроэлементный состав седиментационных вод безусловно сыграл роль в формировании микроэлементного состава современных подземных вод. Однако это участие было ограничено, так как в ходе геологической истории седиментационные воды претерпели значительные преобразования. Рассматривая породы как источник микроэлементов подземных вод, следует различать органическую и минеральную части пород. О связи некоторых микроэлементов (йода и др.) с органическим веществом свидетельствуют высокие их содержания в подземных водах, контактирующих с нефтяными и газовыми месторождениями, а также наблюдаемое в некоторых случаях соответствие распределения микроэлементов и органических веществ в водах, а кроме того, и органических веществ в породах.

По В. В. Красинцевой (1959), иловые растворы хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава обогащаются бором за счет органических веществ. А. В. Щербаков (1961) отмечает, что бор

Источники микроэлементов в подземных водах разнообразны. В настоящее время имеется обширная литература об источниках микроэлементного состава подземных вод. Учитываются ювенильный фактор, седиментационные воды, породы. Влиянию земных недр придается серьезное значение, когда речь идет о формировании борных, бромных вод горно-складчатых областей и районов вулканической деятельности. По данным С. Р. Крайнова и М. Х. Корольковой (1962), часть бора углекислых подземных вод альпийской складчатой системы является ювенильным. При вулканических извержениях

в подземных водах в значительной степени связан с рассеянными нефтяными и другими органическими веществами. Исходя из взаимосвязи бора с органическими веществами Н. В. Кулаковым (1964) рекомендуется использовать бор в соленых и рассольных подземных водах в качестве поискового показателя на нефть и газ. Из микроэлементов наиболее тесная связь с органическими веществами, по мнению многих исследователей, наблюдается у йода. Эта связь отмечена Т. И. Казьминой (1953), для подземных вод девона Волго-Уральской области. Тесная связь йода с органическими веществами подчеркивается в работах В. М. Швеца (1970). А. Е. Ферсман (1933) писал «Йод — настоящий биогенный элемент, встречающийся во всех без исключения организмах». Если относительно йода следует согласиться с ведущей ролью органического вещества в качестве его источника в подземных водах, то другие микроэлементы с органическими веществами связаны гораздо слабее. Существенным источником брома, бора, лития, стронция, рубидия, цезия в подземных грунтовых и пластовых водах является минеральная часть пород. Практически все породы содержат микроэлементы. Однако породы содержат разные и в различном количестве микроэлементы. Относительно содержания брома имеют место три группы осадочных пород. В первую группу входят гипсы и ангидриты с минимальным ($<0,004\%$) содержанием брома. Ко второй группе относятся доломиты и глинистые разности пород, в которых содержание брома колеблется в пределах $0,0001-0,04\%$. Третья группа — галогенные породы с содержанием брома $0,002-0,02\%$. В мелкодисперсных породах (глинистые разности, доломиты) бром содержится в сорбированном состоянии. По данным Б. Я. Розена (1951), бром поглощается илами из морской и озерной воды. В присутствии хлоридных и сульфатных солей калия, магния, кальция, натрия поглощение усиливается.

Присутствие брома в сульфатных (гипсах, ангидритах) породах и известняках связано с примесью к ним мелкодисперсного материала. В галогенных породах бром изоморфный. По содержанию бора среди осадочных пород выделяются: а) терригенные; б) галогенные; в) карбонатные и сульфатные. В терригенных песчаных породах значительная часть бора содержится в составе труднорастворимых минералов турмалина, датолита. Датолит, по сравнению с турмалином, более подвержен разложению подземными водами; и тот и другой неодинаково устойчивы относительно вод разного состава; оба минерала более поддаются растворению пресными водами различного состава и слабоминерализованными гидрокарбонатными натриевыми водами; в сильноминерализованных хлоридных натриевых и хлоридных натриево-кальциевых водах эти минералы растворяются очень слабо.

Глинистые разности пород содержат преимущественно сорбированный бор. В. В. Красинцева (1960) считает, что обогащение морских илов бором происходит не только за счет органических

веществ, но и вследствие сорбционных процессов. По ее данным, резкое понижение содержания бора в иловых водах хлоридного натриево-кальцевого типа, возможно, связано с молекулярной сорбцией труднорастворимых боратов кальция, повышающейся с увеличением примерно втрое концентрации ионов кальция в иловых водах этого типа.

С. П. Попов (1937) отмечает: «Нельзя отрицать возможность захвата бора путем адсорбции минералами коллоидного характера». Н. М. Страхов и И. Д. Борнеман-Старышкевич (1946), рассматривая распределение стронция, брома и бора в породах нижнепермской галогенной толщи Башкирского Приуралья, считают причиной аномально повышенного обогащения терригенных пород этими элементами глинистый материал, который сорбционно извлекал и уводил в осадок из лагунной воды бор и другие микроэлементы. Исследования роли сорбции в процессе миграции бора были произведены В. А. Поляковым, А. И. Пантелеевой, Н. И. Воробьевой (1963). Бор в форме H_3BO_3 сорбируется осадком в интервале рН 4—7. При рН 9 сорбция уменьшается и при рН 11—12 она достигает всего лишь 3—5%. На сорбционные процессы влияет ионный состав воды: так, значительные количества сульфат-иона замедляют сорбцию бора (из растворов, содержащих сульфат-ион около 100 мг/л, бор не сорбировался гидроксидом железа ни в кислой, ни в щелочной средах). В седиментационных бассейнах бор мог увлекаться глинистыми частицами, особенно это могло произойти при обогащении глинистых частиц гидроокислами железа, магния, марганца. В галогенных породах бор чаще всего содержится в виде боратов. По данным М. Г. Вальяшко и др. (1966), основное количество бора выпадает в осадок вблизи эвтонки в виде магниевого хлорбората $MgO \cdot B_2O_3 \cdot xH_2O \cdot yMgCl_2$; т. е. наиболее обогащены им галогенные породы, содержащие хлорид магния-бишофит. Карбонатным породам не свойственны борные соединения, однако эти породы во многих случаях содержат значительные его количества, что можно объяснить присутствием в карбонатных породах глинистого материала. Обогащенность глинистым материалом галита также способствует повышению содержания бора в галитовых породах. Сульфатные породы, подобно карбонатным породам и галиту, содержат мало бора.

Литий в значительных количествах содержится в глинистых разностях пород и доломитах и в малых количествах в галогенных породах, ангидритах, известняках. В глинистых разностях пород литий присутствует в сорбированном виде, в галогенных — в составе вторичных минеральных образований, так как частично в процессе осадкообразования литий изоморфно увлекался различными частицами осадка. В целом в терригенных и карбонатных породах бром и бор содержатся преимущественно в сорбированном виде; йод связан с органическими веществами; стронций — со стронциевыми минералами (главным образом карбонатом

стронция), которыми обогащены карбонатные породы и карбонатные примеси (цемент и др.) к терригенным породам. Для галогенных галитовых пород характерен изоморфный бром; в галогенных породах более поздних стадий соленакопления бром находится в изоморфном и рассеянном состояниях; литий в галогенных породах содержится в изоморфном и рассеянном состояниях. Йод присутствует в органических веществах глинистых примесей к галогенным породам. Стронций в сульфатных породах содержится в форме минерала сульфата стронция.

В последнее время накоплены факты, свидетельствующие о связи микроэлементного состава подземных вод с литолого-геохимическими свойствами пород. По данным Л. В. Славяновой и М. С. Галицына (1970), в пределах юго-восточного склона Русской платформы повышенные содержания бора в подземных водах нижнепермских отложений установлены в тех районах, где эти воды связаны с ангидритами, содержащими относительно более высокие концентрации бора, чем остальные породы этого возраста. Этими же авторами указывается, что в рассолах глубоких горизонтов концентрация микроэлементов рубидия и лития зависит от наличия в породах полевых шпатов. Между содержанием полевых шпатов в толще водовмещающих пород и содержанием в подземной воде рубидия устанавливается прямая связь, а с содержанием лития — обратная. Авторы объясняют это эпигенетической альбитизацией плагиоклазов (а также другими вторичными процессами), а именно литий как элемент с небольшим ионным радиусом стремится войти в кристаллическую решетку вновь образующихся при альбитизации минералов, а рубидий с большим ионным радиусом стремится перейти в раствор.

С позиций закономерностей распределения микроэлементов в пластовых водах в связи с литолого-геохимическими особенностями пород К. Е. Питьевой (1969) выделяются водоносные комплексы: а) с терригенными, карбонатными; б) галогенными; в) сульфатными водовмещающими породами, которым соответствуют воды с конкретным содержанием микроэлементов. Так, для пластовых вод водоносных комплексов первой группы характерны бром (до 2500), стронций (до 150), бор (до 100), йод (1—30); для второй группы — бром (до 3000), бор (до 1000), литий (до 100), йод (до 30); для вод третьей группы — стронций (до 500 мг/л и более). Зависимость распределения микроэлементов в подземных водах от обогащенности ими пород прослеживается на конкретных примерах. Для некоторых районов характерно повышенное содержание того или иного микроэлемента в породах и подземных водах, вмещенных в эти породы. В других районах, где породы обеднены микроэлементами, воды, вмещенные в эти породы, также содержат малые количества микроэлементов. Или же в породах и водах определенного водоносного комплекса одного микроэлемента содержится больше, чем другого микроэлемента. Например, на юго-востоке Русской платформы в подземных водах и

вмещающих их сульфатных породах пермских водоносных комплексов стронция содержится больше (соответственно более 1000 мг/л и 0,07—0,9 г/100 г), чем в водах и вмещающих их терригенно-карбонатных породах девона и карбона (соответственно сотни мг/л и 0,005—0,1 г/100 г). Лития содержится больше и в подземных водах и в галогенных породах пермских водоносных

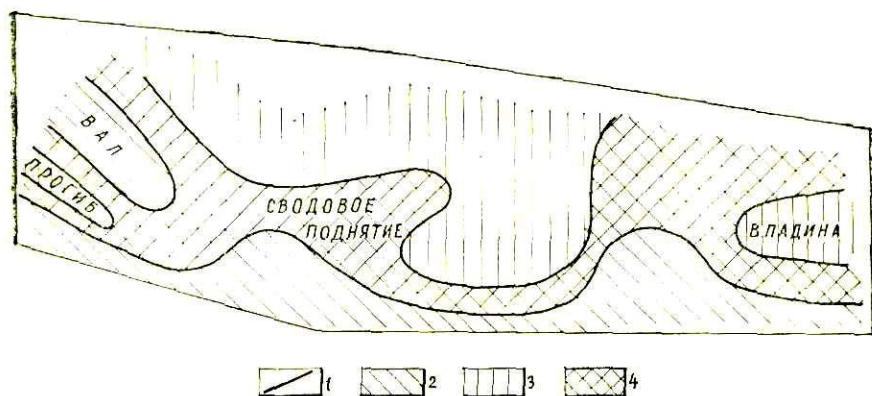


Рис. 60. Пример распределения Вг в водах и породах глубоких водоносных комплексов:

1 — граница с различным содержанием Вг в водах и породах. Участки с содержанием Вг в водах и породах: 2 — пониженным; 3 — повышенным; 4 — промежуточным

комплексов (соответственно десятки мг/л и около 0,005 г/100 г и более), чем в подземных водах и терригенно-карбонатных породах девона и карбона (соответственно единицы мг/л и 0,0001—0,005 г/100 г). Стронция содержится в подземных водах девона и карбона сотни мг/л и вмещающих их терригенно-карбонатных породах 0,005—0,1 г/100 г, что значительно превышает содержание в этих водах и породах лития (соответственно единицы мг/л и 0,0001—0,005 г/100 г). Определено соответствие в распределении брома в подземных водах и породах (рис. 60).

Отмечается связь бора подземных вод с минеральным, сорбированным, изоморфным, органическим бором пород. Связь бора в подземных водах с минеральным бором, содержащимся в породах, хорошо видна на примере Предкавказья, в породах которого широко развит борный минерал турмалин (рис. 61). Его переход в воды из пород обуславливается повышенной гидрокарбонатностью и относительно малой их минерализацией. Особенно обогащены турмалином породы на участках, соответствующих морским бассейнам, прилегавшим к сушам — областям сноса терригенного материала. О переходе бора в подземные воды при разложении турмалина свидетельствует накопление бора в искус-

ственных растворах, фильтруемых через этот минерал в лабораторных условиях. При этом больше бора накапливается в щелочных гидрокарбонатных натриевых растворах, меньше — в хлоридных натриевых. Свидетельством перехода бора в гидрокарбонатные натриевые воды из пород за счет разложения турмалина является также прямая связь содержания в водах и водовмещающих породах кремния и алюминия, так как турмалин—алюмосиликат и его разложение сопровождается переходом в воду наряду с бором также кремния и алюминия. То что турмалин является источником бора в подземных водах, подтверждается: 1) наличием бора в солянокислых вытяжках из пород; 2) наличием турмалина в породах; 3) разложением турмалина водными растворами; 4) соответствием содержания турмалина и бора в породах содержанию бора в подземных водах; 5) прямой зависимостью между бором в подземных водах и в солянокислых вытяжках из пород, а также количеством бора в породах, определенного сплавлением; 6) высокими коэффициентами корреляции для бора в подземных водах и породах.

О переходе сорбированного бора из пород в подземные воды свидетельствует соответствие поведения в водах бора поведению лития, рубидия, цезия, т. е. тех микроэлементов, которые одновременно накапливаются в хлоридных натриевых и хлоридных натриево-кальциевых водах в условиях концентрирования. О существенной роли сорбированного бора пород в формировании бороносных вод свидетельствует высокая корреляционная связь между бором и литием (0,5) в минерализованных хлоридных натриевых и натриево-кальциевых водах; коэффициенты корреляции для тех же элементов в слабоминерализованных гидрокарбонатных и других водах низкие.

Одним из существенных показателей формирования микроэлементного состава подземных вод за счет пород являются эксперименты по взаимодействию вод с породами. В. В. Красищева (1960, 1968) показала, что при температуре 200° водой в присутствии углекислоты из пород выщелачиваются бор, мышьяк, аммоний и др. По К. Е. Питьевой (1969), результаты опытов по растворению турмалина искусственными растворами разного состава показали, что имеет место переход бора из турмалина преимущественно в растворы гидрокарбонатного натриевого состава.

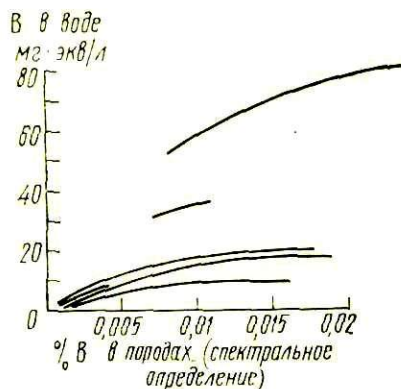


Рис. 61. Распределение бора в водах предгорных прогибов и платформ в зависимости от его содержания в породах

По данным опыта в один литр гидрокарбонатного натриевого раствора с концентрацией 20%, с рН 8 в течение 100 ч перешло из турмалина 2 мг бора. В трех фильтрах раствора гидрокарбонатно-хлоридного натриевого состава (70% HCO_3 и 30% NaCl) с общей минерализацией 5 г/л, полученных путем взаимодействия с турмалином, было обнаружено 0,15; 0,25; 0,60 мг/л бора; в фильтрах хлоридного натриевого состава бора обнаружено практически не было.

Подземные воды содержат в промышленных количествах, как правило, не все микроэлементы сразу, а определенный комплекс микроэлементов. По сочетанию микроэлементов в промышленных количествах подземные воды делятся на несколько промышленных типов. Наиболее распространены следующие типы промышленных подземных вод: а) бромно-йодные (Br—I); б) борные (B); в) бромно-борно-йодные (Br—B—I); г) бромно-борные (Br—B); д) бромно-литиевые (Br—Li); е) стронциевые (Sr); ж) бромно-йодно-стронциевые (Br—I—Sr). Как правило, промышленные воды формируются при взаимодействии конкретных гидрогеохимических сред с вмещающими породами, являющимися источниками микроэлементов в подземных водах (табл. 23). Так, источник брома в бромно-йодно-стронциевых и бромно-борно-йодных водах — преимущественно бром глинистых разностей, присутствующих в виде значительных добавок к песчаным и карбонатным породам. Источники стронция в бромно-йодно-стронциевых водах, заключенных в карбонатных породах, преимущественно карбонаты и сульфаты стронция. В терригенных породах, которые, как правило, содержат в разной степени карбонатный цемент, включающий стронциевые минералы, последние являются источником стронция в водах, приуроченных к терригенным породам. Источник стронция в стронциевых промышленных водах сульфатных пород — стронциевый минерал целестин (сульфат стронция), в бромно-йодно-стронциевых водах галитовых пород — целестин и изоморфный стронций. Источники йода во всех йодосодержащих промышленных водах терригенных и карбонатных отложений преимущественно йодорганические соединения пород и йод, содержащийся в сорбированном виде в глинистых частицах. Для борных, борно-йодных и бромно-борно-йодных вод источниками бора в водах являются борные минералы (турмалин, датолит в песчаных породах), а также сорбированный бор глинистых разностей пород. Бромно-борные и бромно-борно-литиевые промышленные воды в генетическом отношении — это воды растворения и выщелачивания. По макроионному составу они преимущественно хлоридные магниевые. Водовмещающие породы — калий и магнийсодержащие галитовые породы. Они являются источником брома, бора, лития в указанных промышленных водах. Главную роль в формировании брома вод галогенных пород играет изоморфный бром. Литий в галогенных породах присутствует в виде изоморфных примесей к галитам, а также в форме вторичных ми-

*Примеры пород — возможных источников микроэлементов
в различных промышленных типах подземных вод*

Микроэлементы	Типы промышленных вод	Породы
Йод	йодные	терригенные и карбонатные с глинистыми примесями
Бор	борные, борно-йодные, бромно-борно-йодные	песчаные глинистые
Бор	бромно-борные, бромно-борно-литиевые	галитовые
Бром	бромно-йодно-стронциевые, бромно-борно-йодные	глинистые
Бром	бромно-борные, бромно-борно-литиевые	галитовые
Бром	бромно-йодно-стронциевые	галитовые, карбонатные; терригенные с карбонатным цементом
Стронций	стронциевые	сульфатные
Литий	литиевые	галогенные
Литий	бромно-борно-литиевые	галитовые

Таблица 24

*Приуроченность типов промышленных
подземных вод к породам*

Типы промышленных вод	Породы
Бромно-йодные	терригенные и сульфатные
Бромно-йодно-стронциевые	терригенные, карбонатные и сульфатные
Бромно-борно-йодные	терригенные и карбонатные
Бромно-борно-литиевые	сульфатные и галогенные
Бромно-борные	сульфатные и галогенные
Борные	терригенные и карбонатные
Стронциевые	сульфатные и галогенные

неральных соединений в сильвиитах, карналлитах и других солях. В глинистых частицах галогенных пород литий, подобно бромю, сорбированный. Вследствие большой растворимости литиевых минеральных соединений последние играют значительную роль в формировании литиевых промышленных вод.

Бромно-йодные, борные, бромно-борно-йодные типы промышленных подземных вод в генетическом отношении являются водами сложного взаимодействия с терригенными и карбонатными породами (табл. 24). Бромно-борные, бромно-борно-литиевые, стронциевые промышленные воды являются в генетическом отношении водами растворения и выщелачивания сульфатных и галогенных пород. Бромно-йодно-стронциевые промышленные воды в генетическом отношении могут относиться к обоим вышеназванным типам. Они могут формироваться при выщелачивании терригенных и карбонатных, а также сульфатных пород.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Глава 9

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГРУНТОВЫХ ВОД ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ С ГУМИДНЫМ КЛИМАТОМ

§ 1.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ВОД, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ СПЕЦИФИКУ ИХ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

К грунтовым водам гумидных областей относятся воды районов, где осадки преобладают над испарением. Гумидные области имеют обширное распространение, охватывая на территории СССР большую часть Русской платформы, Западную и Восточную Сибирь. Последние представлены районами вечной мерзлоты со сложными, изменяющимися с севера на юг условиями промерзания — оттаивания. Европейская территория Советского Союза характеризуется различными геоморфолого-климатическими зонами, обуславливающими разнообразие залегания грунтовых вод. По В. С. Ильину, в эту территорию входят зоны: грунтовых вод типа тундровых, высоких вод севера, грунтовых вод неглубоких оврагов, грунтовых вод глубоких оврагов. По Б. Л. Личкову, воды всех этих зон объединяются в зону тундры, хвойных лесов, лиственных лесов, лесостепи (рис. 62).

Особенности распространения грунтовых вод на карте Л. Н. Семихатова, В. И. Духаниной, Н. В. Родионова связываются в значительной степени с рельефом местности (рис. 63). Глубины их залегания в гумидных областях, как правило, небольшие: чаще всего, несколько метров, реже — несколько десятков метров. Они значительно изменяются на коротких расстояниях — от водоразделов к долинам рек и озерным котловинам. В этом направлении глубины залегания вод уменьшаются. Малые глубины залегания

вод в северных районах обусловили широкое развитие болот. На европейской территории Советского Союза глубины залегания грунтовых вод увеличиваются с севера на юг.

Водовмещающие породы представлены разнообразными в литологическом и минералогическом отношении осадочными морского генеза отложениями различного возраста, а также континентальными образованиями. Среди последних значительно развиты аллювиальные образования, а в северных районах — ледниковые.

На Украине и в некоторых других районах Советского Союза широко развиты лёссы. Осадочные породы морского генезиса представлены преимущественно терригенными и карбонатными отложениями. Глинистые разности пород здесь разнообразного минералогического состава, большее место принадлежит кварцевым песчаным отложениям. Среди карбонатных пород преобладают известняки, доломиты, мергели. В отдельных районах территории СССР (юго-восток Русской платформы, Иркутский амфитеатр и др.) значительно распространены гипсы, ангидриты, каменная соль. В связи с разнообразием водовмещающих пород грунтовые воды являются поровыми, порово-трещинными, трещинно-поровыми, трещинными, кавернозными.

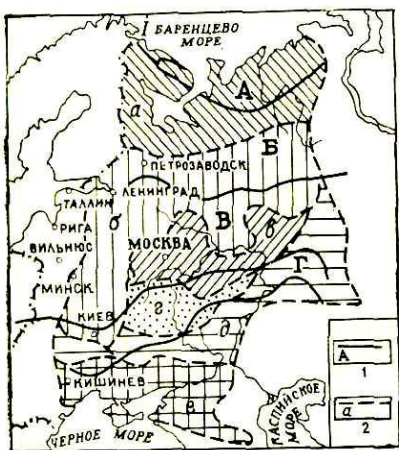


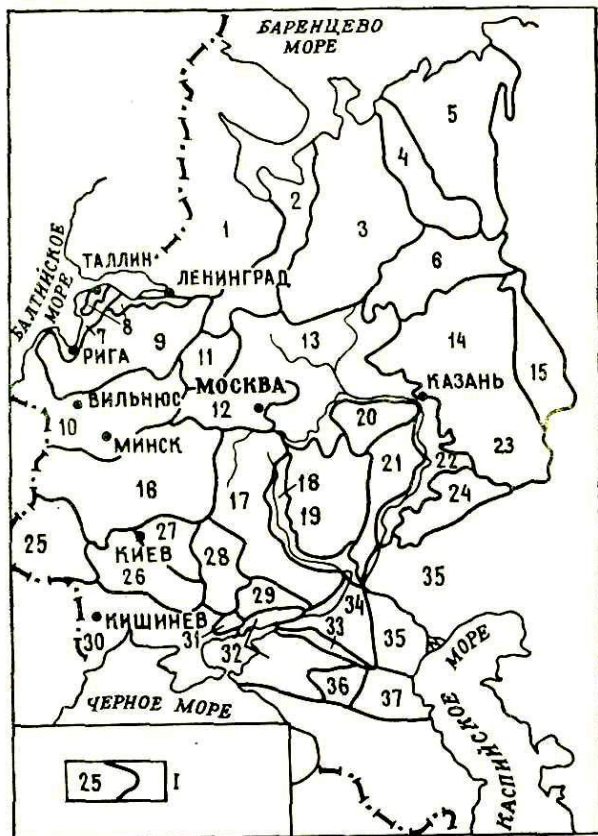
Рис. 62. Распределение грунтовых вод в пределах европейской части СССР с гумидным климатом: 1 — по Б. Л. Дичкову: А — тундр; Б — хвойных лесов; В — лиственных лесов; Г — лесостепи; 2 — по В. С. Ильину: а — тундровых вод; б — высоких вод севера; в — неглубоких оврагов; г — глубоких оврагов; д — овражно-балочных; е — балочных

В пределах развития грунтовых вод гумидных областей сложно сочетаются инфильтрация атмосферной влаги, подземный сток, разгрузка. Как правило, инфильтрация и подземный сток приурочены одновременно к одним и тем же участкам. Однако при этом в центральных частях водоразделов инфильтрация часто преобладает над стоком, и на склонах водоразделов — сток над инфильтрацией. Участки разгрузки грунтовых вод чаще всего обособлены от участков инфильтрации и подземного стока, хотя и встречаются районы, с которыми они совпадают. К таким районам относятся северные (особенно зона тундр), в которых совпадение участков инфильтрации и разгрузки приводит к широкому развитию болот. В направлении с севера на юг на территории СССР более четко проявляется обособленность участков инфильтрации и стока от участков разгрузки грунтовых вод. Чем южнее, тем значительнее

их обособленность. Скорость фильтрации грунтовых вод данных областей испытывает значительные колебания, что определяется главным образом разнообразием величин напорного градиента в

Рис. 63. Распространение грунтовых вод (Семихатов, Духанин, Родпонов, 1958):

1 — Балтийский кристаллический щит; 2 — Белозерско-Беломорское каменноугольное плато; 3 — Северо-Двинская равнина; 4 — Тиманский кряж; 5 — Печорская равнина; 6 — Северные увалы; 7 — Прибалтийско-Ладжская низменность; 8 — Силурийское плато; 9 — моренные равнины Северо-Запада; 10 — область мощной аккумуляции ледниковых образований Северо-Запада; 11 — Валдайская возвышенность; 12 — Смоленско-Московско-Клинская возвышенность; 13 — аллювиальные низины и водораздельные плато бассейна Верхней Волги; 14 — Вятские увалы и Верхнекамская возвышенность; 15 — Уфимское плато; 16 — Полесская аккумулятивная равнина; 17 — Средне-Русская возвышенность; 18 — долина р. Дон; 19 — Донской язык максимального оледенения; 20 — северная



часть Приволжской возвышенности; 21 — Приволжская возвышенность; 22 — аллювиальные равнины Средней Волги; 23 — Высокое Заволжье; 24 — Общий Сырт и Сыртовое Заволжье; 25 — Вольно-Подольская возвышенность и Предкарпатская равнина; 26 — Правобережная Приднепровская возвышенность; 27 — Приднепровская низменность; 28 — Левобережная Приднепровская возвышенность; 29 — Донецкий кряж с прилегающей долиной Северного Донца; 30 — Азово-Черноморская равнина; 31 — Азовский кристаллический массив; 32 — Азово-Кубанская равнина; 33 — долина Манычей; 34 — Сало-Ергенинское плато; 35 — Прикаспийская низменность; 36 — Ставропольская возвышенность; 37 — Терско-Кумская низменность. I — граница гидрогеологического района и его номер

связи с резкой изменчивостью рельефа, а также величин коэффициента фильтрации из-за литологической изменчивости пород. В самом общем виде эта скорость достигает десятых и сотых долей м/сут.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ЗАКОНОМЕРНОСТИ, ФОРМИРОВАНИЕ
СОСТАВА ВОД
И ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ
ИХ ФАКТОРЫ

В гидрогеохимическом отношении грунтовые воды платформенных областей с гумидным климатом характеризуются некоторыми особенностями, главные из которых: а) преобладание вод с малой (до 1, реже 2—3 г/л) минерализацией; б) локальное распространение вод с минерализацией более 100 г/л; в) практически отсутствие вод с минерализацией от 1—3 до 100 г/л. Широкое распространение пресных и очень слабоминерализованных вод — следствие значительной приуроченности грунтовых вод гумидных областей к терригенным и карбонатным породам, практически лишенным растворимых солей. Локальное развитие галогенных и засоленных сульфатных пород обусловило обособленность и незначительность развития соленых и рассольных вод. Таким образом, в пределах данных областей следует различать две группы грунтовых вод: 1) пресные и очень слабоминерализованные; 2) рассольные. Воды первой группы имеют различный ионный состав. В ней преобладают гидрокарбонатные кальциево-магниевые и гидрокарбонатные натриевые воды; реже встречаются сульфатные кальциево-магниевые и сульфатные кальциевые; иногда сульфатно-гидрокарбонатные или гидрокарбонатно-сульфатные с различным набором катионов. Редко встречаются воды кремнеземного состава, по катионам они чаще всего кальциевые или натриевые. Среди пресных и очень слабоминерализованных вод встречаются также воды с повышенным содержанием органических веществ и воды с повышенным содержанием железа (до единиц мг/л). Грунтовые воды второй группы имеют хлоридный натриевый и сульфатно-хлоридный натриевый состав.

Источники химического состава описываемых вод — атмосферные осадки и водовмещающие породы. Атмосферные осадки во многих случаях влияют на характер ионного состава пресных и очень слабоминерализованных вод. В различных районах это влияние качественно неодинаковое. Так, вблизи морских побережий, где в осадках значительное место принадлежит хлору и натрию, в грунтовых водах относительно увеличено содержание этих ионов. Атмосферные осадки, принесенные в гумидные области из аридных областей, также способствуют относительно увеличенному содержанию в грунтовых водах этих областей хлора и натрия. На большей же части распространения гумидных областей атмосферные осадки из-за преобладания в их составе сульфат-ионов и гидрокарбонат-ионов вызывают относительное повышение содержания в грунтовых водах этих ионов. Изменяя их ионный состав, атмо-

сферные осадки, как правило, изменяют и степень их минерализации в сторону ее уменьшения. На состав рассольных грунтовых вод атмосферные осадки, имея исключительно малую минерализацию, не влияют.

Водовмещающие породы — основной источник вещественного состава грунтовых вод платформенных областей с гумидным климатом. Главные особенности химического состава этих вод в основном являются следствием литолого-геохимических свойств пород. Так, распространение на большей части территории гумидных областей терригенных и карбонатных осадочных морских и континентальных отложений, практически лишенных хорошо растворимых веществ, обусловило обширное развитие пресных гидрокарбонатных кальциевых и магниевых вод. Эти воды можно считать нормальным гидрогеохимическим фоном грунтовых вод гумидных областей. Воды иного состава имеют локальное распространение на этом фоне. Так, сульфатно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные пресные или очень слабоминерализованные воды развиты только на участках обогащения терригенных и в незначительной степени карбонатных пород сульфидами металлов. Связь вод с породами четко прослеживается по катионам. Так, гидрокарбонатные воды в известняках имеют кальциевый состав, в доломитах — кальциево-магниевый (или магниевый-кальциевый), в полевошпатовых песчаниках — натриевый. Кроме того отмечаются участки развития грунтовых вод, приуроченных к болотным, аллювиальным суглинистым отложениям, песчаным кварцевым породам. Воды, приуроченные к болотным отложениям, обогащены железом, что затрудняет их использование в питьевых целях. Накопление в этих водах железа связано с восстановительной средой, формирующейся в присутствии большого количества органических веществ. Грунтовые воды, приуроченные к аллювиальным отложениям, из-за их хорошей проницаемости, как правило, содержат незначительное количество веществ. Степень их минерализации часто выражается несколькими десятками мг/л. Воды суглинистых отложений, обладающие слабой проницаемостью, часто характеризуются повышенной степенью минерализации, достигающей 2—3 г/л. Эти воды в бездождливые периоды подвержены капиллярному подъему и испарению, что и способствует увеличению их минерализации. Воды песчаных кварцевых пород характеризуются очень малой степенью минерализации, что является следствием слабой выщелачиваемости этих пород.

Грунтовые воды гумидных областей, благодаря питанию атмосферными осадками, постоянно и повсеместно содержат углекислый газ и кислород. Сочетание с определенными в литолого-геохимическом отношении породами обуславливает действительность преимущественно того или иного газа, что определяет своеобразие физико-химического процесса в системах грунтовая вода — порода. В связи с этим породы делятся в обобщенном виде на группы: а) карбонатные и терригенные кварцевые с карбонатным цементом;

б) терригенные — песчаные полевошпатовые; в) терригенные — глинистые; г) терригенные и карбонатные с сульфидами металлов; д) сульфатные и галитовые (табл. 25).

При взаимодействии грунтовых вод с карбонатными и терригенными с карбонатным цементом породами, а также терригенными

Таблица 25

Систематизация осадочных пород по литолого-геохимическим свойствам в связи с формированием химического состава грунтовых вод гумидных областей

Литолого-геохимические особенности пород	Основные физико-химические процессы	Химический состав вод	Источники ионов в водах
Песчаные кварцевые	состав вод близок составу атмосферных осадков		
Песчаные кварцевые с карбонатным цементом	углекислотное выщелачивание	HCO_3CaMg $\Sigma_{\text{M}} < 1 \text{ г/л}$	HCO_3 — карбонатный цемент — атмосферный CO_2 Ca, Mg — карбонатный цемент
Карбонатные	углекислотное выщелачивание	HCO_3CaMg $\Sigma_{\text{M}} < 1 \text{ г/л}$	HCO_3 — порода — атмосферный CO_2 Ca, Mg — порода
Песчаные полевошпатовые	гидролиз	HCO_3Na $\Sigma_{\text{M}} < 1 \text{ г/л}$	HCO_3 — атмосферный CO_2 Na — полевоый шпат
Преимущественно глинистые	катионный обмен	HCO_3CaMg HCO_3Na $\Sigma_{\text{M}} < 1 \text{ г/л}$	Ca, Mg, Na — поглощенный комплекс пород
Терригенные и карбонатные, обогащенные сульфидами	окисление	SO_4CaMg $\Sigma_{\text{M}} < 1 \text{ г/л}$	O_4 — атмосферный O_2 Ca, Mg, S — породы
Терригенные и карбонатные, обогащенные ионно-солевым комплексом	растворение	SO_4ClNa ClSO_4Na ClNa; $\Sigma_{\text{M}} 1-10 \text{ г/л}$	SO_4 , Cl, Na — породы
Сульфатные	растворение	SO_4Ca $\Sigma_{\text{M}} < 2 \text{ г/л}$	SO_4 , Ca — породы
Галитовые	растворение	ClNa; $\Sigma_{\text{M}} 10-100$ и $> \text{ г/л}$	Cl, Na — породы

ми кварцевыми развивается углекислотное выщелачивание этих пород и воды обогащаются: при взаимодействии с карбонатными — HCO_3 , Ca, Mg, а с кварцевыми — HSiO_3 , Na, Ca. Таким образом, по анионному составу все воды углекислотного выщелачивания — гидрокарбонатные и кремниевые. Катионный состав целиком определяется составом пород. В отдельных случаях при пестроте минералогического состава пород воды содержат одновременно гидрокарбонат- и гидросиликат-ионы и являются смешанными по катионам. Взаимодействие грунтовых вод с полевошпатовыми терригенными породами протекает по реакции гидролиза, при этом формируются гидрокарбонатные натриевые воды. С глинистыми породами эти воды взаимодействуют посредством катионного обмена. Поскольку в катионный обмен вступают чаще всего наиболее широко распространенные гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды, то происходит обмен кальция и магния вод на поглощенный натрий глинистых пород. В результате формируются гидрокарбонатные натриевые воды. С породами, обогащенными сульфидами металлов, грунтовые воды взаимодействуют путем окисления. С сульфатными и галогенными породами воды гумидных областей взаимодействуют через растворение. При растворении сульфатных пород вследствие их засоленности воды становятся солеными сульфатно-хлоридными натриевыми (SO_4ClNa , SO_4ClNa , ClSO_4Na , $\text{Cl}\cdot\text{SO}_4\text{Na}$), а при растворении галитов — солеными и рассольными хлоридными натриевыми. В случае хорошей проницаемости сульфатных пород воды имеют сульфатный кальциевый состав со степенью минерализации до 2 г/л.

В гумидных областях наиболее широко распространены грунтовые воды углекислотного выщелачивания и гидролиза, гидрокарбонатные кальциево-магниевые, реже гидрокарбонатные натриевые и кремниевые. Эти воды занимают подавляющую часть европейской территории Советского Союза, Западной и Восточной Сибири. Воды окисления и катионного обмена имеют спорадическое распространение. Воды растворения приурочены к районам развития галогенных пород (главным образом юго-восток Русской платформы, Иркутский амфитеатр, Предкарпатье).

Химический состав грунтовых вод платформенных областей с гумидным климатом подвержен пространственным изменениям, которые составляют гидрогеохимические закономерности. Наиболее распространены закономерности двух видов. Первый вид — изменение ионного состава и степени минерализации грунтовых вод, что определяется разнообразием литолого-геохимических обстановок. Этот вид закономерности связан с тем, что в пределах водовмещающих пород конкретного облика формируются воды определенного химического состава. Поэтому водам грунтового водоносного комплекса, характеризующегося литолого-геохимической неоднородностью, свойственна гидрогеохимическая неоднородность. Вследствие этого, на соседних двух участках водоносного комплекса с различной литолого-геохимической характери-

стикой воды будут иметь разный ионный состав и степень минерализации. При прослеживании этих вод от одного участка к другому смена их ионного состава и степени минерализации довольно четкая. Так, например, при прослеживании грунтовых вод от участка, сложенного известняками, к участку, сложенному галитами, наблюдается резкая смена пресных гидрокарбонатных кальциевых вод рассольными хлоридными натриевыми. При наблюдении грунтовых вод от участка, сложенного терригенными породами, обогащенными сульфидами металлов, к участку, сложенному карбонатными породами, пресные сульфатные воды сменяются также пресными, но гидрокарбонатными, и т. д. Чем значительнее литолого-геохимическая неоднородность водовмещающих пород, тем существеннее изменения в химическом составе грунтовых вод.

Второй вид гидрогеохимической закономерности — изменение степени минерализации вод при постоянном ионном составе. Этот вид закономерности свойствен водам, распространенным в пределах однородных в литолого-геохимическом отношении водоносных комплексов или участков. Химический состав вод каждого такого комплекса или участка формируется в результате того или иного физико-химического процесса, обусловленного литолого-геохимическими особенностями их пород. Поэтому ионный состав вод на площади распространения каждого такого комплекса или участка качественно постоянен. Изменяется только количество ионов, содержащихся в водах, причем это происходит преимущественно под влиянием гидродинамических факторов. Эти факторы представлены степенью подвижности, длинами путей фильтрации, направленностью движения вод. Они не вызывают развития в пределах грунтовых водоносных комплексов новых физико-химических процессов, а только усиливают или ослабляют процессы взаимодействия вод с породами, характер которых обусловлен особенностями состава пород данного водоносного комплекса. В случае усиления процессов увеличивается степень минерализации вод; в случае ослабления — она уменьшается. Усиление физико-химических процессов свойственно водам с большей скоростью фильтрации, так как они за одно и то же время успевают пройти больший путь, чем воды с меньшей скоростью, провзаимодействовать с породами большей протяженности и получить из пород большие количества иона (табл. 26). Это положение действительно, если водовмещающие породы сложены слаборастворимыми минералами и практически лишены хорошо растворимых веществ, что свойственно гумидным областям.

Большие длины путей фильтрации для грунтовых вод с близкими скоростями фильтрации обуславливают большее время их взаимодействия с породами и способствуют тем самым переходу значительных количеств веществ из пород в воду и увеличению степени минерализации вод. На европейской территории Советского Союза изменение длин путей фильтрации подчиняется опре-

Влияние гидрогеологических условий на степень минерализации
грунтовых вод в гумидных областях

Гидрогеологические условия существования системы вода — порода на разных участках			Относительная результатив- ность процес- сов взаимо- действия вод с породами	Результативная минерализация воды
Равные скорости фильтрации	малые длины путей филь- трации	краткое время взаи- модействия вод с породами	малая	относительно уменьшенная
	большие длины путей филь- трации	длительное время взаимодействия вод с породами	большая	относительно увеличенная
Равное время фильтрации	малые скорости фильтрации	воды взаимодейст- вуют с породами на коротких рас- стояниях	малая	относительно уменьшенная
	большие скоро- сти фильтра- ции	воды взаимодейст- вуют с породами на больших рас- стояниях	большая	относительно увеличенная

деленной закономерности: с севера на юг территории они увеличиваются от водоразделов к дренирующим долинам. С этим наряду с другими факторами в значительной степени связано возрастание степени минерализации вод в южном направлении. Направленность движения грунтовых вод влияет на их степень минерализации — она возрастает в направлении движения вод.

Глава 10

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГРУНТОВЫХ ВОД ГОРНО-СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ И КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ МАССИВОВ

§ 1.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ВОД, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ СПЕЦИФИКУ ИХ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

Грунтовые воды кристаллических массивов в отличие от грунтовых вод горно-складчатых областей распространены на платфор-

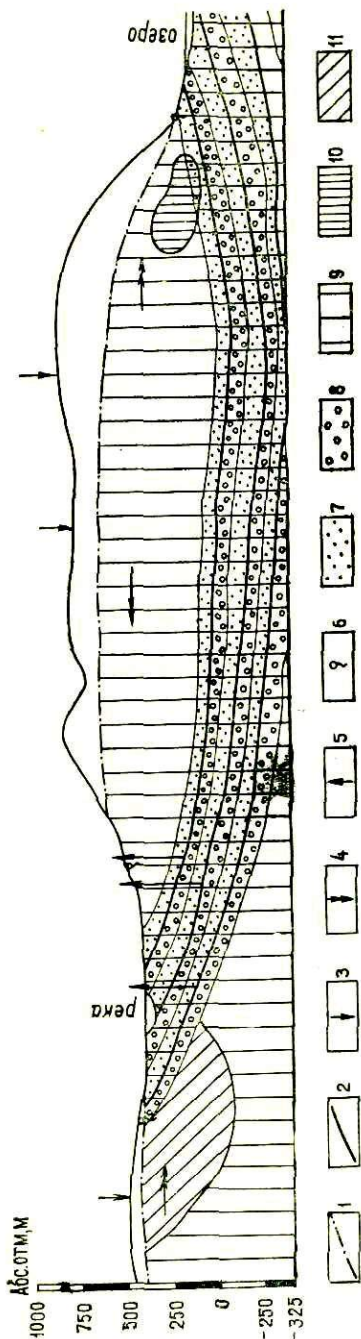


Рис. 64. Пример сложных гидрогеологического-гидрохимических условий кристаллических массивов:

- 1 — уровень грунтовых вод; 2 — кровля напорных вод; 3 — атмосферные осадки; 4 — направление движения грунтовых вод; 5 — изометрический уровень напорных вод; 6 — источник; 7 — относительно менее проницаемые породы; 8 — относительно более проницаемые породы. Распространение: 9 — гидрокарбонатных вод; 10 — гидрокарбонатных с повышенным содержанием хлора; 11 — гидрокарбонатных с повышенным содержанием сульфат-иона

мах (Кольский массив, Украинский щит и др.). Тем не менее в тех и других водах много общего. Так, в горно-складчатых областях и кристаллических массивах они формируются непосредственно в пределах их распространения. За небольшим исключением территории распространения рассматриваемых вод характеризуются большим количеством атмосферных осадков, высокой влажностью воздуха и небольшим испарением. Избыточное увлажнение благоприятно сказывается на формировании значительных количеств грунтовых вод и на их возобновляемости. Питание вод атмосферное; движение характеризуется значительными скоростями; разгрузка вод осуществляется дренированием речными долинами и озерными котловинами (рис. 64). Участки инфильтрации атмосферных осадков и участки подземного стока преимущественно совпадают. Движение вод направлено в стороны дренирующих понижений. Глубины залегания вод изменяются от нескольких метров до нескольких десятков и даже сотен метров; минимальные глубины чаще всего имеют место в верховьях речных долин. В связи с широким распространением речных долин и

озерных котловин с крутыми обрывистыми склонами в их пределах, так же как и на водоразделах, глубины залегания вод значительные (см. рис. 64). В целом в зависимости от рельефа местности, фильтрационной неоднородности, степени трещиноватости пород грунтовые воды имеют различные глубины залегания и мощности потоков.

Водовмещающие породы в районах развития грунтовых вод горно-складчатых областей и кристаллических массивов представлены различными в минералогическом отношении изверженными и осадочными метаморфическими породами. Одной из характерных особенностей пород рассматриваемых районов является широкое развитие разного рода трещин (первичных, выветривания, тектонических), способствующих проникновению атмосферной влаги через зону аэрации и служащих вместилищами вод. В горно-складчатых областях, как правило, а во многих случаях и в пределах кристаллических массивов породы смяты в различные по размеру синклинали и антиклинали, осложненные мелкими складками высших порядков и тектоническими нарушениями, многие из которых в рельефе выражены эрозионными врезами. В пределах синклинали складок при чередовании различных проницаемых пород формируются напорные воды (см. рис. 64). По характеру вмещения в породы грунтовые воды горно-складчатых областей и кристаллических массивов преимущественно трещинные, реже трещинно-кавернозные.

§ 2.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ, ФОРМИРОВАНИЕ СОСТАВА ВОД И ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ИХ ФАКТОРЫ

К особенностям химического состава грунтовых вод горно-складчатых областей и кристаллических массивов следует отнести их малую минерализацию. Колебания в степени минерализации вод незначительные: от нескольких миллиграммов до сотен миллиграммов в литре. Наиболее широко распространены воды с минерализацией в несколько десятков миллиграммов в литре. Воды с минерализацией более одного грамма в литре не имеют регионального распространения. Исключением являются рассольные воды, вскрытые в последние годы на Кольском п-ове, в пределах Украинского кристаллического массива и др. В ионном составе этих вод преобладают хлор, натрий, генезис этих вод не изучен. Интерес представляет отсутствие, на первый взгляд, связи состава этих вод с породами.

Среди анионов в пресных водах преобладает гидрокарбонат-ион, поэтому воды преимущественно гидрокарбонатные. Реже встречаются воды со значительным содержанием наряду с гидро-

карбонат-ионом кремниевой кислоты, сульфат-иона или хлора. Грунтовые воды горно-складчатых областей и кристаллических массивов, как правило, имеют повышенные количества разнообразных редких элементов.

Физико-химические процессы в грунтовых водах горно-складчатых областей и кристаллических массивов разнообразны, но объединяющим моментом является связь большинства процессов с атмосферным питанием и наличие в них углекислоты и кислоты. Формирование химического состава вод начинается с момента соприкосновения атмосферных вод с породами в зоне аэрации.

Гидрокарбонатность подавляющей части вод и их кремнистость определяются широким развитием процесса углекислотного выщелачивания пород и гидролиза. Эти процессы развиты по отношению к преобладающей части пород; исключения составляют породы, обогащенные сульфидами металлов, и породы, обогащенные хлоридными минералами. В пределах пород, обогащенных сульфидами металлов, распространено окисление, а обогащенных хлоридными минералами (слюдами и др.) — растворение. Окисление приводит к формированию сульфатных вод, а растворение — хлоридных. В некоторых случаях процессы углекислотного выщелачивания, гидролиза, окисления, растворения протекают одновременно, результатом чего является смешанный анионный состав вод. Катионный состав вод в случае любого физико-химического процесса целиком определяется породами. Так, в щелочных кристаллических породах формируются гидрокарбонатные натриевые воды. Таким образом, главный фактор формирования химического состава грунтовых вод горно-складчатых областей и кристаллических массивов — минералого-геохимические особенности пород. Наложенный, но постоянно проявляющийся фактор — газовый состав вод. В грунтовых водах горно-складчатых областей, помимо газов атмосферного происхождения имеются нередко газы глубинного происхождения. Чаще всего — это углекислый газ, поступающий в грунтовые воды с глубин по тектоническим трещинам. Большое влияние на интенсивность проявления физико-химических процессов оказывают количество атмосферных осадков, подвижность вод, фильтрационные свойства пород. Все эти факторы тесно взаимосвязаны и взаимообусловлены. Увеличение количества атмосферных осадков, подвижности вод и фильтрационных свойств пород способствует повышению взаимодействия вод с породами и удалению из пород определенных минералов или элементов.

Грунтовые воды различного состава содержат различные редкие элементы. Так, для сульфатных вод окисления характерны Fe, Cu, Co, Mo, Al и др. Накопление этих микроэлементов в водах во многом определяется pH воды. Например, pH выпадения из воды Ni 6,8—7,0, Cu 5,3—6,0. Для гидрокарбонатных вод характерны Zr, Nb, Ti, F, P, Be, Li, Mn и др. Особенно высоки содержания этих элементов в гидрокарбонатных натриевых водах, источниками которых являются: фтора — виллимит, флюорит, апа-

тит, лампрофиллит, фосфора — апатиты; марганца—титано-ловенит, шизолит и т. д.

Факторами формирования гидрогеохимических закономерностей грунтовых вод горно-складчатых областей и кристаллических массивов являются минералогические особенности пород, гидрогеологические условия, рельеф. Минералогические особенности пород вызывают резкую смену состава этих вод. Характер изменения состава вод целиком определяется перетоком вод из пород с одними минералогическими особенностями в породы с другими минералогическими особенностями. Этим объясняется то обстоятельство, что гидрокарбонатные натриевые, гидрокарбонатные с повышенным содержанием сульфат-иона и гидрокарбонатные с повышенным содержанием хлора воды образуют локальные участки среди гидрокарбонатных кальциевых (магнелиевых) вод. Их локальность объясняется спорадическим распространением среди кристаллических и метаморфических пород хлоридных минералов (в пегматитовых жилах и др.) и сульфидов металлов.

Гидрогеологические условия влияют на гидрогеохимические закономерности главным образом в направлении подземного стока. В направлении движения вод от водораздельных участков к долинам рек и котловинам озер в случае минералого-геохимической однородности пород увеличивается степень минерализации вод при неизменности ионного состава. Горный рельеф способствует значительному колебанию степени минерализации вод. Приуроченность кристаллических массивов и горно-складчатых областей к различным климатическим областям позволяет предположить некоторое разнообразие химического состава вод. Однако вследствие приподнятости горно-складчатых областей и кристаллических массивов в большинстве климатических зон грунтовые воды получают значительное количество атмосферной влаги, что определяет единую черту их формирования — атмосферное питание, а это, в свою очередь, очень малую минерализацию вод.

Глава 11

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГРУНТОВЫХ ВОД АРИДНЫХ ОБЛАСТЕЙ

§ 1.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ВОД, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ СПЕЦИФИКУ ИХ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

Аридные области на территории СССР широко распространены в среднеазиатских республиках, занимают обширные пространства Казахстана, развиты в Прикаспийской низменности, Причерно-

море и в Предкавказье (рис. 65). В морфологическом отношении чаще всего — это равнинные участки, занятые степями, полупустынями, пустынями; предгорья и местами нижние части склонов

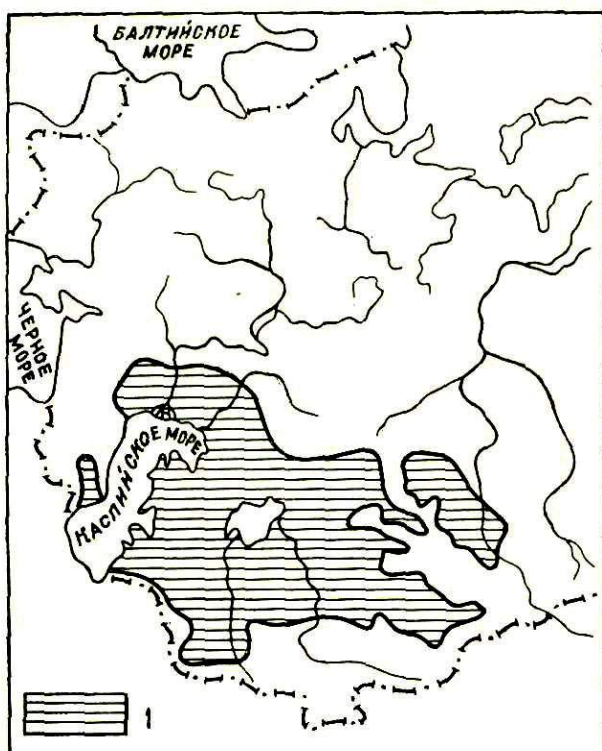


Рис. 65. Распространение аридных областей СССР, по О. К. Ланге (1969): 1 — зона равновесия под-земного стока и испарения

гор, а также мелкосопочник Казахстана и столовые горные районы (Мугоджары, Устьюрт и др.). В этих областях резко преобладает испарение над осадками.

Вмещающие грунтовые воды породы — континентальные и морские отложения. Первые представлены в непосредственной близости к горам пролювием, на склонах гор, возвышенностей и холмов — делювием, в полупустынных равнинных районах — эоловыми образованиями, на обширных равнинных пространствах пустынь Средней Азии — древнеаллювиальными образованиями; в

полупустынях Казахстана, Прикаспийской низменности, Предкавказья, Причерноморья широко развиты морские песчано-глинистые отложения четвертичного возраста (хазарские, хвалышские, бакинские).

Характер вмещения вод в породы преимущественно поровый, реже трещинно-поровый. Глубины залегания вод колеблются от нескольких до сотен метров: минимальные—вблизи рек, в предгорьях, в местных понижениях на равнинных участках; значительные (десятки метров) — на преобладающей части равнинных участков; максимальные (первые сотни метров) — в пределах столовых гор. Для грунтовых вод аридных областей характерно пространственное и сезонное непостоянство уровня. Оно связано с особенностями климата и рельефа местности. Понижения в рельефе и усиленное испарение вызывают спад уровня воды здесь к концу лета. Поступление в грунтовый поток вод горных водотоков вызывает повышение уровня грунтовых вод в предгорьях в весенне-летнее время. На остальной территории развития этих вод их уровень посезонно изменяется слабо.

Грунтовые воды аридных областей формируются преимущественно за счет речных вод и атмосферных осадков, на отдельных участках значительна роль конденсации. Речные воды дают начало грунтовым водам значительных площадей. Так, грунтовые воды пустыни Каракум получают существенное питание из Амударьи. В отличие от районов с гумидным климатом в этих областях питание атмосферными осадками носит локальный характер, проявляющийся в стоке атмосферной влаги с гор и с такыров. Инfiltrации атмосферных осадков в грунтовые воды способствуют также широко развитые песчаные холмы и наиболее проницаемые песчано-галечниковые образования сухих русел. Воды аридных областей подвижны. Наличие и направленность стока грунтовых вод установлена при анализе многочисленных карт пьезометрической поверхности. Они показывают, что в основном сток грунтовых вод, развитых в Средней Азии, Казахстане и в Прикаспийской низменности, осуществляется в Каспийское и Аральское моря. Сток грунтовых вод, развитых в Причерноморье, направлен в Черное и Азовское моря, а сток грунтовых вод Предкавказья — в Черное, Азовское и Каспийское моря. Частично воды стекают в реки, озера, бессточные котловины. Таким образом, разгрузка вод аридных областей в значительной степени осуществляется путем дренирования их морскими бассейнами, реками и озерами. Важна здесь также разгрузка грунтовых вод испарением. Участки испарения — понижения в рельефе разных размеров, в пределах которых уровень грунтовых вод близок к поверхности. Наиболее интенсивному испарению подвержены воды, залегающие на небольших глубинах (менее 6—8 м). На участках испарения поверхность земли часто покрыта солями. Такого рода понижения в рельефе в аридных областях носят название «шоров», «соров».

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ФОРМИРОВАНИЕ
СОСТАВА СОЛЕННЫХ ВОД
РЕГИОНАЛЬНОГО
РАСПРОСТРАНЕНИЯ, ПРЕСНЫХ
И РАССОЛЬНЫХ ВОД
ЛИНЗООБРАЗНОГО ЗАЛЕГАНИЯ

Химический состав грунтовых вод аридных областей очень разнообразен. В самых общих чертах степень минерализации вод колеблется от менее 1 до 300 г/л, редко больше. По анионному составу воды этих областей в разных случаях или гидрокарбонатные, или сульфатные, или хлоридные, по катонному составу — натриевые, кальциевые, магниевые или смешанные.

Пресные и слабоминерализованные грунтовые воды в аридных областях имеют незначительное распространение. Они чаще всего — гидрокарбонатные кальциево-магниевые, сульфатные кальциевые, сульфатно-хлоридные натриевые; редко — хлоридные натриевые. Среди грунтовых вод здесь преобладают минерализованные. Они преимущественно хлоридные натриевые. Сильноминерализованные воды менее распространены, часто они — хлоридные натриевые, реже — хлоридные магниевые или кальциевые. Пресные и слабоминерализованные воды приурочены к долинам рек, к предгорьям, к такырным участкам, к массивам развеваемых песков, к руслам сухих рек. Минерализованные воды распространены на преобладающей части территории аридных областей, т. е. преимущественно на равнинных площадях, сильноминерализованные приурочены к понижениям в рельефе.

Изменение состава вод происходит от пресных к минерализованным главным образом в направлении от речных долин и предгорий к центральным равнинным площадям, а в пределах последних — к морским побережьям. В этих направлениях гидрокарбонатные кальциево-магниевые или смешанного состава пресные воды сменяются слабоминерализованными сульфатными кальциевыми или сульфатно-хлоридными натриевыми, а затем минерализованными хлоридными натриевыми. При переходе гидрокарбонатных вод в сульфатные имеют место различные соотношения между гидрокарбонат-ионом и сульфат-ионом. Так, распространены воды $\text{HCO}_3\text{л}.\text{SO}_4$, HCO_3SO_4 , SO_4HCO_3 состава. В сульфатно-хлоридных водах в направлении движения увеличивается содержание хлора, уменьшается — сульфат-иона, распространены воды $\text{SO}_4\text{л}.\text{Cl}$, SO_4Cl , $\text{Clл}.\text{SO}_4$ состава. По мере увеличения содержания в водах хлора увеличивается и содержание натрия, а содержание кальция и магния становится незначительным. Степень минерализации гидрокарбонатных вод преимущественно до 1 г/л, реже несколько больше, сульфатно-хлоридных до 10—15, хлоридных

натриевых до 80 г/л и более. В региональном плане преобладают хлоридные натриевые воды с минерализацией 20—80 г/л (рис. 66).

Повышение минерализации от гидрокарбонатных к сульфатным, далее к хлоридным и в пределах хлоридных вод довольно равномерное. Колебания обуславливаются неровностями в зерка-

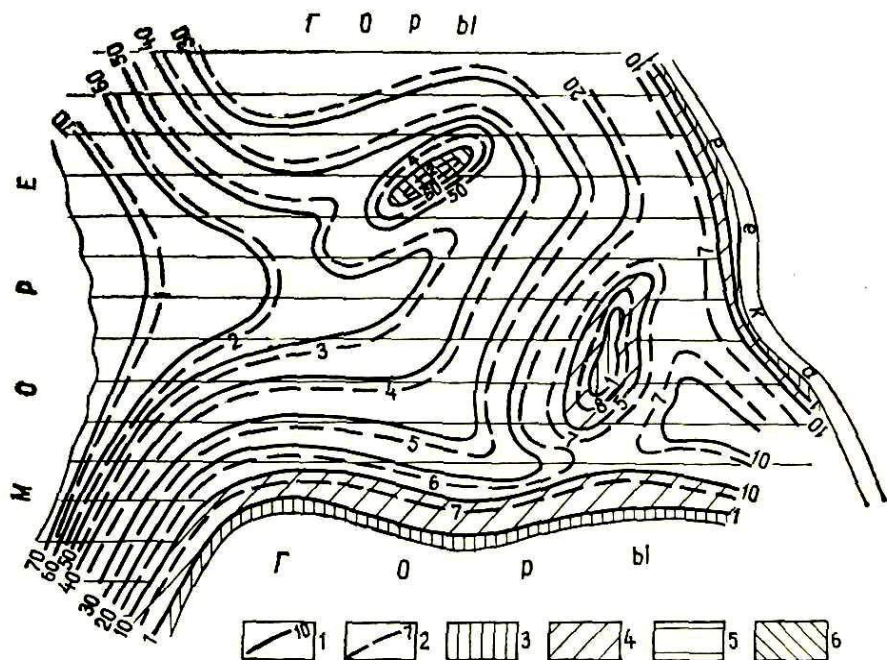


Рис. 66. Изменение степени минерализации и ионного состава грунтовых вод аридных областей:

1 — изолиния степени минерализации вод, г/л; 2 — гидрозипса, абс.м.
 Воды по ионному составу: 3 — гидрокарбонатные; 4 — сульфатные; 5 — хлоридные натриевые; 6 — хлоридные натриево-кальцево-магниеые

ле грунтовых вод. При сравнении гидрогеохимической схемы и схемы гидрозипсе (рис. 67) становится ясно, что грунтовые воды с большей минерализацией имеют обычно меньшие абсолютные отметки поверхности, и наоборот. Например, в одной из скважин урочища Дузлу-Чай вода содержит сухой остаток 51 г/л и является хлоридно-сульфатной натривой. На расстоянии около 1 км от нее минерализация воды колеблется в пределах 20—30 г/л; вода хлоридно-гидрокарбонатная натривая. Абсолютные отметки зеркала хлоридно-гидрокарбонатных натривых вод на 1 м и более выше отметок поверхности хлоридно-сульфатных натривых вод. Поэтому движение воды происходит от хлоридно-

гидрокарбонатных натриевых в сторону хлоридно-сульфатных натриевых. При этом увеличивается степень минерализации воды.

Изменения химических свойств грунтовых вод при движении от гор к равнинам, так же как при удалении от рек, носят зональный характер (см. рис. 66). Тот факт, что закономерное изменение степени минерализации и ионного состава грунтовых вод аридных

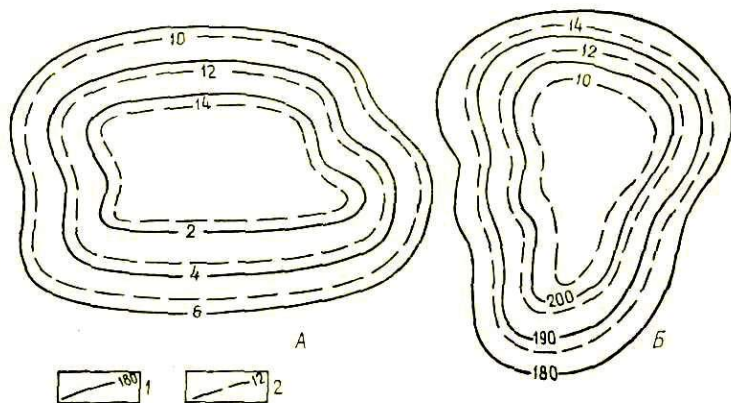


Рис. 67. Распределение степени минерализации и гидронзоэпсы грунтовых вод аридных областей на участках инфильтрации атмосферной влаги (А) и участках испарения грунтовых вод (Б): 1 — изолиния степени минерализации вод, г/л; 2 — гидронзоэпсы, абс. м

ных областей от пресных к минерализованным происходит в направлении движения вод (от речных долин и предгорий к центральным участкам равнинных площадей, а в их пределах к морским бассейнам), свидетельствует о том, что увеличение степени минерализации и изменение ионного состава вод в основных своих чертах — результат взаимодействия вод с породами. Формирование химического состава грунтовых вод аридных областей происходит при взаимодействии с породами.

Отличительной особенностью пород самой верхней части земной коры аридных областей является их засоленность хорошо растворимыми хлористыми солями, а также сульфатом кальция. По данным Л. В. Славяновой и М. С. Галицына (1970), водовмещающие породы в аридных районах Прикаспийской впадины и прилегающих районах практически все засолены. Водные вытяжки из песчано-глинистых пород, аргиллитов и известняков этой территории очень часто имеют минерализацию, значительно превышающую 1 г/л, и хлоридный натриевый состав. Обогащение пород солями является результатом континентального засоления. При неглубоком залегании подземных вод процессы засоления приобретают доминирующее значение в обогащении их минераль-

ными веществами. В аридных районах просачивающейся в породу влаги из-за недостаточного увлажнения не хватает для покрытия расхода воды на испарение — создаются восходящие капиллярные токи, преобладающие над инфильтрацией. При испарении в породе остаются и накапливаются растворимые соединения натрия, кальция, магния. В сезоны, когда уровень грунтовых вод повышается, вещества частично снова переходят в воды. Особенно сильно континентальное засоление развито в пределах участков наибольшего испарения и формирования наиболее концентрированных вод. В результате континентального засоления в породах скапливаются помимо сульфата кальция и хлористого натрия соли хлористого магния, иногда кальция. Этим и объясняется хлоридный натриевый с повышенным содержанием кальция или магния состав воды в пределах замкнутых участков с усиленным испарением. В результате процессов растворения хорошо растворимых солей, накопленных в породах путем континентального засоления, воды аридных областей становятся сульфатно-хлоридными натриевыми ($\text{SO}_4\text{п.СiNa}$, $\text{SO}_4\text{СiNa}$, $\text{СiSO}_4\text{Na}$, $\text{Сiп. SO}_4\text{Na}$), хлоридными натриевыми и хлоридными натриевыми с повышенным содержанием кальция, магния. Таким образом, соленые и рассольные грунтовые воды в аридных областях приобретают минерализацию вследствие растворения солей, накапливаемых в породах посредством континентального засоления.

Закономерное изменение степени минерализации и ионного состава регионально распространенных минерализованных грунтовых вод эпизодически нарушается участками опресненных или более концентрированных вод. Самостоятельное формирование более опресненных и более концентрированных по сравнению с гидрогеохимическим фоном грунтовых вод аридных областей подтверждается замкнутостью изолиний степени минерализации и отдельных ионов (см. рис. 66). О взаимосвязи формирования химического состава этих вод с гидрогеологической обстановкой свидетельствует соответствие конфигураций изолиний по степени минерализации и по отдельным ионам изолиниям поверхности вод. Участки опресненных вод связаны с местными очагами инфильтрации в грунтовые воды атмосферной влаги с такыров в окружающие пески, с инфильтрацией в районах развееваемых песков и сухих русел. Участки вод более концентрированных, чем воды с гидрогеохимическим фоном, приурочены к местным понижениям в рельефе, характеризующимся повышенным испарением вод. Таким образом, пресные и сильно минерализованные грунтовые воды аридных областей имеют линзообразное залегание. Состав пресных вод линзообразного залегания, чаще всего, гидрокарбонатный кальциевый, магниевый или натриевый, реже — хлоридный натриевый, хлоридный натриево-кальциевый (магниевый) (рис. 68, 69).

Пресные и слабоминерализованные гидрокарбонатные кальциевые, магниевые или натриевые воды на всех участках их развития формируются путем углекислотного выщелачивания пород и гид-

ролиза. Углекислота поступает в грунтовые воды с атмосферными осадками, горными водотоками, речными водами. При углекислотном выщелачивании карбонатных минералов формируются кальциевые и магниевые воды, а при гидролизе полевошпатовых пород — натриевые. Пресные воды хлоридного натриевого и хлоридного натриево-кальциевого (магниевого) состава формируются из

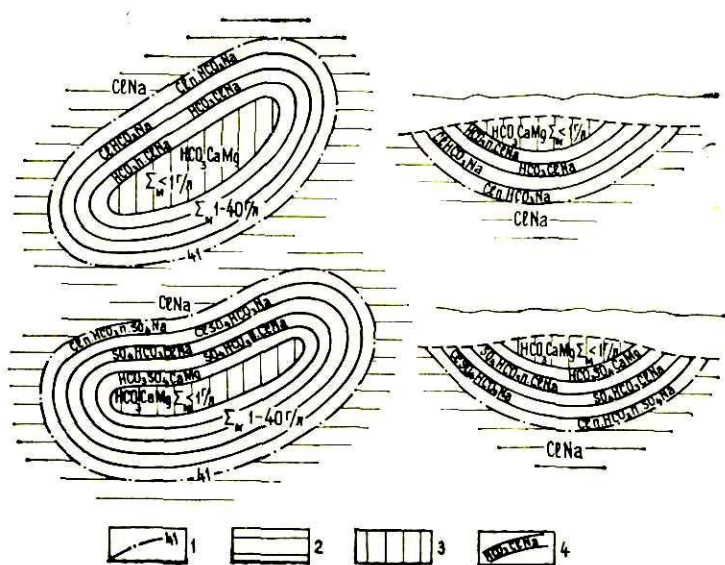
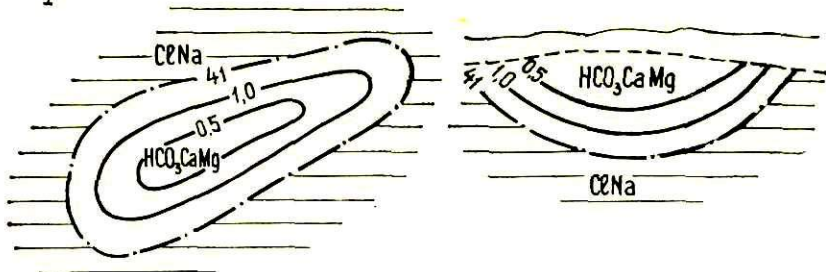


Рис. 68. Ионный состав длительно существующих линз пресных вод в аридных областях:

- 1 — граница между пресными и минерализованными водами;
- 2 — минерализованные CENa воды;
- 3 — HCO_3CaMg воды центральной части линзы;
- 4 — изменение ионного состава воды в периферийной части линзы

атмосферной влаги, взаимодействующей с породами, обогащенными хлористыми солями. Среди пресных вод линзообразного залегания различаются линзы краткого и длительного существования. Воды линз краткого существования более разнообразны по ионному составу по сравнению с водами линз длительного существования. Это объясняется тем, что воды линз краткого существования имеют краткое время взаимодействия с породами. За это время они извлекают из пород растворимые соли. Кроме хорошо растворимых солей они выщелачивают слабо растворимые терригенные породы и карбонатные примеси к ним. На участках развития линз длительного существования воды успевают промыть породы от хорошо растворимых солей. Поэтому состав вод линз длительного существования формируется за счет выщелачивания слабо раство-

I



II



III

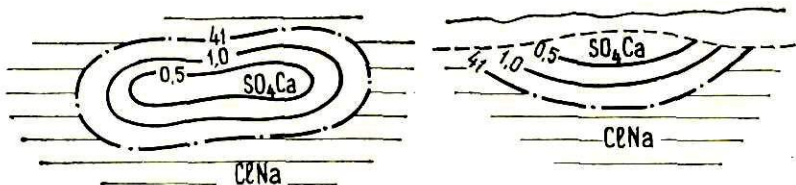
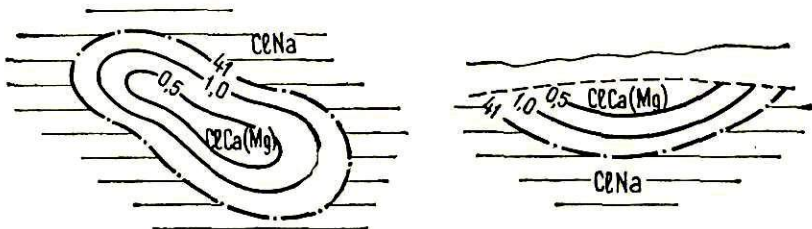
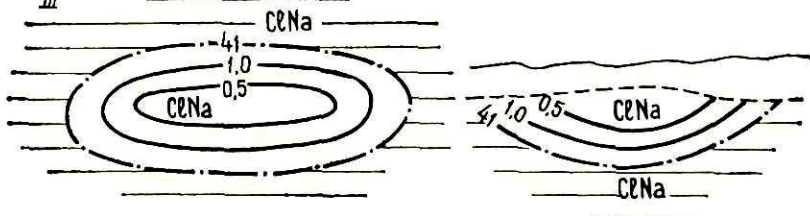


Рис. 69. Ионный состав кратковременно существующих линз пресных вод в аридных областях:

- I. Состав воды линз сформирован при взаимодействии с карбонатными минералами пород.
- II. Состав воды линз сформирован при взаимодействии с полевошпатовыми минералами песчаных пород.
- III. Состав воды линз сформирован при взаимодействии с хорошо растворимыми веществами пород.

римых пород, что и обеспечивает их однообразный гидрокарбонатный состав.

Среди специалистов, занимающихся проблемой формирования вод аридных областей, значительное распространение получил взгляд на линзы пресных вод как на остаточные погребенные воды, сформировавшиеся в отдаленные геологические времена. Так

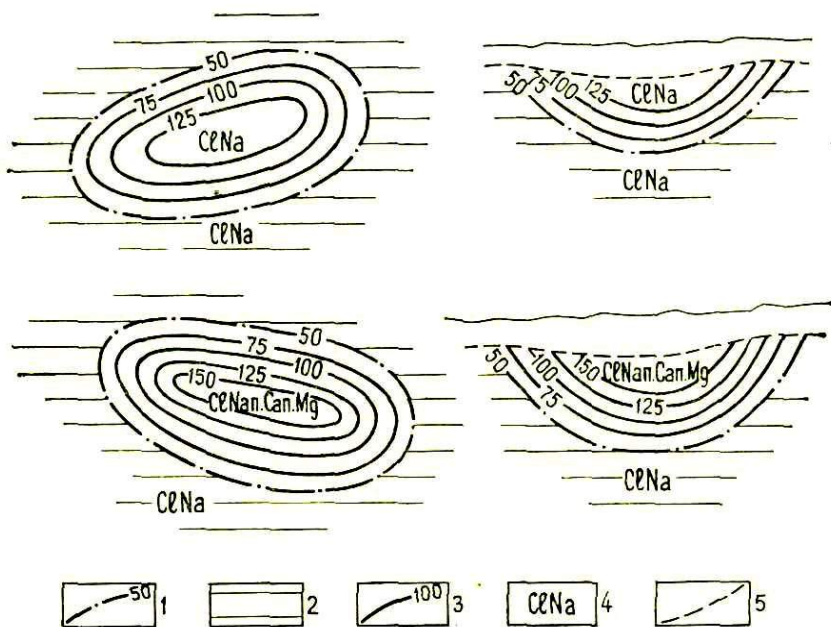


Рис. 70. Ионный состав линз рассольных вод в аридных областях: 1 — граница между минерализованными, регионально распространенными, грунтовыми водами и рассольными водами линз; Σ_m — минерализованных вод; 2 — минерализованные воды регионального распространения; 3 — изолиния Σ_m рассольных вод; 4 — формула химического состава вод; 5 — пьезометрическая поверхность грунтовых вод

трактуются происхождение огромных линз пресных вод в Каракумской пустыне, в частности Ясханской линзы в долине сухого русла р. Узоя. Есть и другие мнения. Например, считают, что современное формирование линз пресных вод происходит путем конденсации влаги в песках или питания за счет поверхностного стока с гор. Горное питание в ряде случаев действительно оказывает влияние на распространённость пресных вод в пределах равнинных участков, но необходимым условием этого является хорошая проницаемость водовмещающих пород. Пресные и слабоминерализованные грунтовые воды имеют место также под сухими древними руслами, заполненными рыхлыми породами.

Состав вод более концентрированных, чем гидрогеохимический фон, главным образом, хлоридный натриевый и хлоридный натриевый с повышенным содержанием кальция, магния. Относительно большая минерализация рассольных вод линзообразного залегания в значительной степени объясняется помимо взаимодействия этих вод с засоленными породами также интенсивным их испарением и уменьшенном объеме (рис. 70). Схематизированное рассмотрение изменения состава вод от центральных частей пресных линз по направлению к минерализованным водам регионального распространения позволяет выделить два вида изменений. Первый вид затрагивает длительно существующие линзы, изменения состава вод постепенные; постепенность изменения относится к степени и характеру минерализации. Изменения характера минерализации происходят или от гидрокарбонатных кальциевых (магниевых) вод к хлоридным натриевым; либо к сульфатно-хлоридным, а затем — к хлоридным натриевым водам. Постепенность изменения состава вод от пресных к минерализованным объясняется в этом случае, по-видимому, диффузией солей от минерализованных вод к участкам развития пресных вод. Второй вид изменения состава вод в направлении от пресных вод линзообразного залегания к минерализованным регионального распространения водам наблюдается в случае кратковременно существующих линз. Отличительная черта изменения — резкий переход от пресных вод к минерализованным хлоридным натриевым. Резкий переход в этом случае объясняется тем, что за краткое время существования линз пресных вод процессы диффузии не успевают проявиться.

Мезо- и микрорельеф аридных областей обуславливает различные виды гидрогеохимических изменений. По В. С. Самариной (1963), под западинами наблюдается нарастание минерализации вод с глубиной, под буграми минерализация с глубиной обычно падает. Под более крупными понижениями существуют отчетливо выраженные купола опресненных вод. К периферии куполов минерализация вод увеличивается. Под сорами зональность противоположного характера. Соры служат местными базами эрозии для грунтовых вод прилегающих к ним площадей и являются естественными испарительными чашами. Зеркало грунтовых вод образует около них ясно выраженную депрессию, направленную в сторону соровой котловины. Грунтовые воды резко дифференцированы по химическому составу. Под днищами соров располагаются наиболее минерализованные воды. По вертикали минерализация вод уменьшается и часто на небольшой глубине становится сходной с окружающими сор водами. В пределах участков, где имеет место подток в грунтовые воды глубинных рассольных вод, например, вод солянокупольных структур, с глубиной наблюдается резкое увеличение минерализации грунтовых вод.

В районах Прикаспийской впадины и ее обрамления значительное влияние на состав грунтовых вод оказывают соляные купола.

Как правило, вблизи них воды имеют хлоридный натриевый состав и высокую степень минерализации (до 100 г/л и более). Высокая минерализация грунтовых вод аридных областей на отдельных участках обуславливается также подтоком напорных вод по зонам тектонических нарушений. Л. В. Славяновой и М. С. Галицыным (1970) приводятся сведения о хлоридно-натриево-кальциевом составе и высокой минерализации грунтовых вод в некоторых районах (например, западное оз. Челкар) в связи с поступлением в них вод из нижележащих водоносных комплексов.

Глава 12

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПЛАСТОВЫХ ВОД ТЕРРИГЕННЫХ И КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

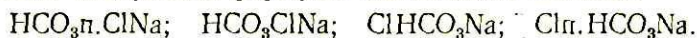
§ 1.

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВОД КРАЕВЫХ ЧАСТЕЙ АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

Рассматривается формирование химического состава подземных вод, приуроченных к участкам водоносных комплексов, занимающих краевые части артезианских бассейнов на платформах, в предгорных прогибах и межгорных впадинах. Эти воды относятся к гидрокарбонатному типу. Помимо краевых частей артезианских бассейнов гидрокарбонатные воды образуют отдельные участки в структурно-приподнятых частях платформ, предгорных прогибов и межгорных впадин, удаленных на различные расстояния от областей инфильтрации. Гидрокарбонатные воды, заключенные в терригенных и карбонатных отложениях, имеют широкое распространение. Для этих водоносных комплексов с гидрокарбонатными водами характерно резкое погружение, в связи с чем глубины их залегания изменяются от нескольких десятков до 1000 и более метров. Мощности водоносных комплексов также значительно колеблются и могут достигать нескольких сотен метров. Пластовые давления изменяются в широких пределах (25—250 атм и более), гидростатические давления также имеют обширный диапазон (10—100 атм и более). Температура вод изменяется от нескольких десятков до 100° и более и часто имеет аномальные величины, как в сторону пониженных, так и повышенных их зна-

чений. Пониженные значения температуры относительно тех, которые свойственны соответствующим глубинам, являются следствием влияния атмосферных факторов, а повышенные — следствием влияния глубинных очагов. Гидрокарбонатные воды обладают повышенной подвижностью (0,1—0,05 м/год) по сравнению с прочими пластовыми водами терригенных и карбонатных пород. Водоносные комплексы с этими водами часто расположены вблизи областей инфильтрации атмосферной влаги. Водовмещающие породы — преимущественно терригенные отложения, в составе которых значительное место принадлежит полевошпатовым минералам. Среди карбонатных пород, которые также включают гидрокарбонатные воды, как правило, присутствуют примеси песчаных полевошпатовых разностей.

Степень минерализации пластовых гидрокарбонатных вод колеблется от нескольких до 20—25 г/л. Главные ионы этих вод гидрокарбонат-ион, хлор, натрий; повышено содержание кальция, магния. По ионному составу они гидрокарбонатные кальциево-магниевые, гидрокарбонатные натриевые и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые. В зависимости от соотношения между гидрокарбонат-ионом и хлором гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды имеют следующие формулы химического состава:



На территории СССР гидрокарбонатные воды широко развиты: в палеозое Днепровско-Донецкой впадины, в палеозое красных частей Русской платформы, в палеозое и мезокайнозое Предкарпатья и Закарпатья, в мезокайнозое Предкавказья, Средней Азии, Западной Сибири, Прикаспийской впадины. Формированию степени минерализации и ионов гидрокарбонатных вод до последнего времени уделялось мало внимания. В действительности же этот вопрос требует решения, так как эти воды содержат в ряде случаев повышенные количества некоторых микроэлементов (например, бора, йода), представляющих промышленный интерес. Формирование гидрокарбонатных вод некоторыми исследователями связывается с процессом метаморфизации седиментационных вод, заключающимся в разбавлении седиментационных вод атмосферными осадками. При этом уменьшается степень минерализации седиментационных вод и хлоридный их состав сменяется на хлоридно-гидрокарбонатный. Разбавление седиментационных вод атмосферной влагой не следует представлять в качестве механического процесса. К. Е. Питьевой (1969) проведено сравнение ионного состава современных гидрокарбонатных вод с составом разбавленных седиментационных вод и установлено их различие. Так, в подземных гидрокарбонатных водах со степенью минерализации 10, 20, 35 г/л присутствует NaHCO_3 , которого нет в разбавленной до этих минерализаций седиментационной воде (разбавление получено расчетным путем). В подземных водах отсутствуют MgCl_2 и MgSO_4 , присутствующие в разбавленной седиментационной во-

де. Ионный состав седиментационной воды как неразбавленной, так и разбавленной до степени минерализации 20 и 10 г/л одинаков, различия только количественные (табл. 27). В целом отличие

Таблица 27

Сравнение состава разбавленной седиментационной воды с составом гидрокарбонатных подземных вод

Степень минерализации, г/л	Состав, мг-экв/л			
	разбавленных седиментационных вод		гидрокарбонатных подземных вод	
35	Ca^{2+} , 2HCO_3^-	2,5	Ca^{2+} , 2HCO_3^-	15
	Ca^{2+} , SO_4^{2-}	27,5	Mg^{2+} , 2HCO_3^-	10
	Mg^{2+} , SO_4^{2-}	28,5	Na^+ , HCO_3^-	5
	Mg^{2+} , 2Cl^-	80	2Na^+ , SO_4^{2-}	1
	Na^+ , Cl^-	465,5	Na^+ , Cl^-	544
20	Ca^{2+} , 2HCO_3^-	15	Ca^{2+} , 2HCO_3^-	10
	Ca^{2+} , SO_4^{2-}	16,5	Mg^{2+} , 2HCO_3^-	10
	Mg^{2+} , SO_4^{2-}	17,1	Na^+ , HCO_3^-	38
	Mg^{2+} , 2Cl^-	48,0	2Na^+ , SO_4^{2-}	2
	Na^+ , Cl^-	279,0	Na^+ , Cl^-	255,0
10	Ca^{2+} , 2HCO_3^-	0,75	Ca^{2+} , 2HCO_3^-	3
	Ca^{2+} , SO_4^{2-}	8,25	Mg^{2+} , 2HCO_3^-	7
	Mg^{2+} , SO_4^{2-}	8,5	Na^+ , HCO_3^-	30
	Mg^{2+} , 2Cl^-	24,0	2Na^+ , SO_4^{2-}	6
	Na^+ , Cl^-	139	Na^+ , Cl^-	114

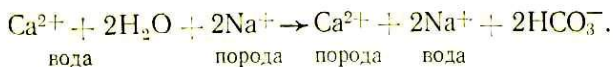
современных подземных гидрокарбонатных вод от седиментационных заключается в пониженных Σ_{M} , Cl , SO_4 , Na , Mg и повышенном содержании HCO_3 . Отличия состава седиментационных разбавленных и подземных вод свидетельствует о том, что гидрокарбонатные подземные воды формируются активным путем, в котором огромна роль их взаимодействия с породами.

Е. В. Посохов (1968) отмечает, что среди многочисленных факторов формирования гидрокарбонатных натриевых и гидрокарбонатно-хлоридных натриевых вод ведущими являются: а) выветривание натриевых силикатных пород; б) биохимическое вос-

становление сульфатов натрия; в) вытеснение из коллоидного комплекса обменных ионов натрия; г) обменные реакции ионов водорода в растворе на ионы натрия в кристаллической решетке минералов. Наиболее обосновано формирование указанных вод, по мнению Е. В. Посохова, путем глубокого и длительного взаимодействия вод с породами, при котором преобразуются состав воды и состав породы. Глубина этого процесса связана с присутствием больших количеств углекислоты и действием фактора времени. Обменным реакциям ионов водорода в растворе на ионы натрия в кристаллической решетке минералов, т. е. процессу гидролиза, благоприятствуют зоны тектонических разломов, прикрытые слабопроницаемыми породами. По мнению М. С. Гуревича (1968), щелочные артезианские воды часто сопутствуют залежам свободного углекислого газа в основании осадочного чехла артезианских бассейнов. Углекислота (термометаморфическая или магматического генезиса) мигрирует вверх по глубинным разломам и разрывным нарушениям и обеспечивает накопление иона HCO_3^- в артезианских водах. Г. И. Пустовалова и Л. Г. Учителева (1968) на примере Западной Сибири, Предкавказья, Апшерона и Куринской впадины показали, что появление «щелочных» вод регионального развития обязано литолого-фациальным особенностям водовмещающих пород и степени обогащения их органическим веществом. Метаморфизация органического материала и взаимодействие продуктов метаморфизации с окружающими породами и водами ведут к обогащению подземных вод гидрокарбонатами натрия.

А. Г. Коссовская (1962), Е. А. Басков (1968) склоняются к выводу, что в карбонатных, песчано-глинистых и угленосных отложениях в результате взаимодействия с ними подземных вод последние приобретают гидрокарбонатный и хлоридно-гидрокарбонатный натриевый состав со степенью минерализации до 5—10 г/кг. Чаще всего разложению поддаются биотит, пироксен, амфибол, кальцево-натриевый плагиоклаз, замещаются они цеолитами и кальцитом.

Многими исследователями отмечается, что при наличии глинистых разностей пород с натрием в поглощенном комплексе формируются гидрокарбонатные воды катионного обмена. В их составе главные ионы HCO_3^- , Cl^- , Na^+ . Наличие натрия в поглощенном комплексе глинистых пород объясняется их морским происхождением. Глинистые разности с натрием в обменном комплексе присутствуют обычно в разрезах всех водоносных комплексов осадочных пород, но в случае карбонатных пород, в которых глинистые разности представлены глинистым цементом, емкость обмена меньше. Обмен протекает между поглощенным комплексом и гидрокарбонатными кальциевыми или магниевыми водами, т. е. водами углекислотного выщелачивания карбонатных пород и карбонатных примесей к терригенным породам. Обмен происходит по схеме:



Та часть ионов натрия в гидрокарбонатно-хлоридных натриевых водах, которая эквивалентна хлору, формируется, так же как и хлор, за счет ионно-солевого комплекса пород. О значительной роли пород и углекислоты в формировании гидрокарбонатных натриевых и гидрокарбонатно-хлоридных натриевых подземных вод платформ, предгорных прогибов и межгорных впадин высказывается ряд других исследователей.

По мнению К. Е. Питьевой, главные источники веществ в гидрокарбонатных водах — породы и углекислота, а главные факторы, обуславливающие взаимодействие вод с породами, — структурно-тектонические и гидрогеологические условия. Структурно-тектонические условия формирования гидрокарбонатных вод заключаются в положении этих вод в пределах платформенных структур, характеризующихся относительно высокими гипсометрическими отметками или соседством с горно-складчатыми областями. Это положение обеспечивает значительное инфильтрационное питание рассматриваемых вод. Условия формирования гидрокарбонатных вод заключаются главным образом в повышенной подвижности вод, что способствует распространению инфильтрационного влияния на значительные (до 1000 м и даже более) глубины. Структурно-тектонические и гидрогеологические условия влияют на формирование гидрокарбонатных вод с позиции усиления атмосферного инфильтрационного питания. Относительно близкое положение гидрокарбонатных вод к областям инфильтрации обеспечивает постоянный приток в них свежих порций углекислоты. О значительном содержании углекислоты в гидрокарбонатных водах свидетельствует соотношение в водах разного состава атмосферных и глубинных газов. В гидрокарбонатных водах преобладают углекислота и кислород и практически отсутствует сероводород, в удаленных от областей инфильтрации хлоридных натриевых и хлоридных натриево-кальциевых водах кислород практически отсутствует, углекислоты меньше, чем в гидрокарбонатных водах, преобладает сероводород (табл. 28). Помимо атмосферной углекислоты, в формировании гидрокарбонатных вод принимают участие термометаморфическая, биогенная, глубинная углекислота. Присутствие термометаморфической углекислоты определяется залеганием водоносных комплексов с гидрокарбонатными водами на значительных глубинах и наличием среди пород карбонатного материала, что обеспечивает его термометаморфическое разложение. Содержание биогенной углекислоты определяется присутствием среди водовмещающих пород глинистых, обогащенных органическим веществом, разностей и преобразованием его с выделением углекислоты. Положение гидрокарбонатных вод на больших глубинах обуславливает возможность участия в углекислотном выщелачивании пород глубинной углекислоты. Большая

Среднее содержание растворенного газа
в подземных водах различного состава
(в % от Σ_M)

Растворенные газы	Гидрокарбонатные воды		Хлоридные натриевые воды	Хлоридные натриево-кальциевые воды
	область инфильтрации	область подземного стока	область подземного стока	
CO ₂ агрессивная	3,5	5,5	0,2	0,04
CO ₂ свободная	21	9,0	2,2	0,28
O ₂	0,5	0,14	0,0	0,0
H ₂ S	0,5	0,0	0,04	0,003
HCO ₃	75	50,0	6,1	0,27
Σ_M , мг/л	210	10 000	20 000	110 000

миграционная подвижность углекислоты способствует участию глубинной углекислоты в формировании гидрокарбонатных вод с относительно незначительными глубинами залегания.

В системе подземная вода — порода при участии углекислоты развиваются процессы углекислотного выщелачивания и гидролиза. Углекислотному выщелачиванию подвержены карбонатные породы и карбонатные примеси к терригенным породам. Карбонатные породы представлены известняками, доломитизированными известняками, доломитами и другими разностями. Вследствие углекислотного воздействия на эти породы воды обогащаются за счет пород различными катионами и частично, гидрокарбонат-ионом (другая часть гидрокарбонат-иона формируется за счет углекислоты).

Подземные воды углекислотного выщелачивания карбонатных пород и карбонатных примесей к терригенным породам формируются по известной схеме:



Свойственные этим водам черты: а) преобладание среди анионов гидрокарбонат-иона, среди катионов — кальция, магния или обоих; б) малая, до 1 г/л степень минерализации. Последняя лимитируется растворимостью карбонатов кальция и магния.

Развитие процесса углекислотного выщелачивания карбонатных пород ограничено участками водоносных комплексов, близкими к областям инфильтрации атмосферной влаги. Будучи приурочены к краевым частям водоносных комплексов, граничащим с областями инфильтрации, гидрокарбонатные воды углекислотного выщелачивания имеют незначительное распространение. На участках водоносных комплексов, удаленных от областей инфильтрации, гидрокарбонатные воды формируются посредством гидролиза. Эти участки занимают обширные площади, поэтому процесс гидро-

лиза по сравнению с углекислотным выщелачиванием при формировании гидрокарбонатных вод является преобладающим в пластовых водоносных комплексах. Этому процессу подвержены терригенные полевошпатовые породы, а также водоносные комплексы, сложенные карбонатными породами с примесями песчаных полевошпатовых пород.

Гидролитическое выщелачивание пород протекает по следующей схеме:



Присутствие в пластовых водах в значительных количествах углекислоты способствует усилению гидролитического разложения пород, так как вызывает повышение концентрации водородных ионов



В результате процесса гидролиза образуется гидрокарбонат натрия. Высокая растворимость определяет значительные его концентрации в подземных водах. Подземные воды, сформированные посредством гидролиза, гидрокарбонатные натриевые, а также гидрокарбонатно-хлоридные натриевые. Главные ионы здесь — натрий, гидрокарбонат-ион, хлор. В водах изменяется соотношение между гидрокарбонат-ионом и хлором. Степень минерализации гидрокарбонатных натриевых и гидрокарбонатно-хлоридных натриевых подземных вод 1—25 г/л и более. Источник натрия, эквивалентного гидрокарбонат-иону — полевошпатовые породы; гидрокарбонат-иона — углекислый газ. Хлор и натрий, эквивалентный хлору, в этих водах накапливаются в результате концентрирования.

О гидролитическом выщелачивании полевошпатовых пород свидетельствует ряд региональных закономерностей, наблюдаемых в областях распространения гидрокарбонатных натриевых и гидрокарбонатно-хлоридных натриевых подземных вод. Во-первых, соответствие в содержании натрия и гидрокарбонат-иона в гидрокарбонатных натриевых водах различных водоносных комплексов. Во-вторых, взаимозависимость степени гидрокарбонатности гидрокарбонатных натриевых вод и полевошпатовости пород различных водоносных комплексов. В-третьих, положение гидрокарбонатных натриевых вод по соседству с областями инфильтрации в водоносные комплексы атмосферной влаги. В-четвертых, увеличение содержания гидрокарбонат-иона и натрия в гидрокарбонатных натриевых водах в направлении их движения. В-пятых, соответствие между содержанием гидрокарбонат-иона, алюминия и кремниевой кислоты в этих водах разных районов (табл. 29). Это соответствие является результатом частичного перехода в воду алюминия и кремниевой кислоты при гидролизе полевошпатовых пород. Поступление натрия в воды из полевошпатовых пород

Среднее содержание натрия, гидрокарбонат-иона, алюминия
и кремниевой кислоты в гидрокарбонатных водах
и полевого шпата в породах
(на примере Предкавказья)

Породообразующие минералы; ионы и элементы вод	Единица измерения	Подземные воды горизонтов		
		нижнемелового	кумского	чокракского и караганского
Полевой шпат	%	8—12	20—25	15—20
Na ⁺	экв. %	16—70	80—95	70—80
HCO ₃	экв. %	30—45	60—70	45—60
Al	% от Σ _M	0,001	0,003	0,002
SiO ₂	% от Σ _M	0,01	0,04	0,02

подтверждается соответствием содержания натрия в этих водах и содержанием полевого шпата в водосодержащих породах. Также подтверждается соответствием содержания натрия в водах и породах. Например, в чокракских водах Северного Кавказа натрия содержится 70—80%, а в породах—0,7%; в то же время в кумских водах той же территории его содержится до 80—95%, а в породах — до 3%.

Итак гидрокарбонатные пластовые подземные воды формируются главным образом путем гидrolитического разложения полевошпатовых пород, реже катионным обменом, углекислотным выщелачиванием карбонатных пород и некоторых других процессов. Процесс гидролиза имеет региональное распространение, а другие процессы — локальное.

§ 2.

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВОД ПОГРУЖЕННЫХ ЧАСТЕЙ АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

Эти подземные воды, приуроченные к терригенным и карбонатным отложениям, имеют хлоридный натриевый состав и сильно минерализованы. Они удалены от областей инфильтрации атмосферной влаги и занимают промежуточное положение между крайними и наиболее погруженными частями артезианских бассейнов. Глубины их залегания колеблются от нескольких сотен до нескольких тысяч метров. Мощности достигают нескольких сотен метров. Водовмещающие карбонатные породы представлены известняками, доломитами, мергелями и другими разностями; тер-

ригенные — кварцевыми, полевошпатовыми и другими песчаниками; песчано-глинистыми разностями. Хлоридные натриевые воды распространены в водоносных комплексах девона и карбона Русской платформы, Прикаспийской впадины, Предуральского прогиба, мезокайнозой Северного Кавказа, Сибири, Средней Азии, Предкарпатья, перми Предуральского прогиба и др.

По характеру вмещения в породы они являются: а) в случае приуроченности к терригенным породам — порово-трещинными и трещинно-поровыми; б) в случае приуроченности к карбонатным породам — преимущественно трещинными. Воды слабо подвижны. В целом для хлоридных натриевых вод терригенных и карбонатных отложений характерны большие пределы изменения степени минерализации (от первых десятков до 300 г/л и несколько более). В различных же артезианских бассейнах земной коры и в различных водоносных комплексах того или иного артезианского бассейна пределы колебания степени минерализации хлоридных натриевых вод более узкие. Как правило, они составляют несколько десятков г/л. Менее минерализованы хлоридные натриевые воды относительно молодых, а также древних артезианских бассейнов, характеризующихся значительной гидрогеологической открытостью. В рассматриваемых водах преобладающими ионами являются хлор и натрий. Остальные ионы содержатся в количествах менее 5 экв.%. При этом, как правило, кальций и магний содержатся в больших количествах, нежели гидрокарбонат-ион и сульфат-ион. В этих водах $Cl > Na$, но превышение это незначительное.

Хлоридные натриевые воды терригенных и карбонатных отложений содержат многие микроэлементы, некоторые из которых присутствуют в них в повышенных количествах. К последним относятся бор, бром, стронций, йод. Содержание бора в хлоридных натриевых водах достигает нескольких десятков, брома и стронция—сотен, йода—до 25 мг/л. Изменения в составе хлоридных натриевых вод связаны с погружением водоносных комплексов. В направлении погружения водоносных комплексов увеличивается степень минерализации хлоридных натриевых вод, содержание хлора, натрия, кальция, магния, а также микроэлементов.

Формирование пластовых минерализованных хлоридных натриевых вод, приуроченных к терригенным и карбонатным отложениям,—одна из сложнейших дискуссионных проблем гидрогеологии. Минерализованные хлоридные натриевые пластовые воды широко распространены как самостоятельная гидрогеохимическая разновидность. Тем не менее не всегда их формирование рассматривается как формирование своеобразной, гидрогеохимической среды. Многие из существующих гипотез касаются формирования в целом степени минерализации соленых и рассольных пластовых вод и касаются формирования их ионного состава. Эти гипотезы мы будем использовать для объяснения формирования хлоридных натриевых вод. И только немногие гипотезы (С. И. Смирнова,

Е. В. Пиннекера, К. Е. Питьевой и др.) рассматривают формирование непосредственно хлоридных натриевых вод.

Гипотезы, касающиеся формирования степени минерализации соленых и рассольных пластовых вод, делятся на две группы: а) седиментационные; б) магматогенные. Седиментационные гипотезы имеют несколько разновидностей. Одна из них рассматривает соленые и рассольные подземные воды, в том числе хлоридные натриевые подземные воды, в качестве остаточных седиментационных. Существует мнение, что современные соленые и рассольные подземные воды — это «погребенные», «захороненные», «остаточные» морские воды древних седиментационных бассейнов (Каменский, 1958; Зайцев, 1962). Разнообразие их состава объясняется разнообразием состава седиментационных вод.

Формирование хлоридных натриевых, а наряду с ними и других рассолов М. Г. Валяшко рассматривает с позиций гравитационного перемещения соленых и рассольных вод в вертикальном разрезе. Предпосылкой к этому явилось распределение соленых и рассольных подземных вод в вертикальном разрезе осадочных пород Иркутского амфитеатра. В этом регионе под соленосными кембрийскими толщами залегают терригенные осадочные так же кембрийские отложения. В последних распространены рассольные воды, сходные по составу с водами, приуроченными к соленосным отложениям. Было сделано предположение, что воды подсоленосных терригенных отложений — это воды соленосных отложений, опустившиеся под влиянием собственного веса вниз, в терригенные отложения, заняв там место менее минерализованных вод. Для подтверждения этого предположения группой сотрудников под руководством М. Г. Валяшко был проделан эксперимент. В нижнюю часть прозрачной кюветы помещали пресную воду, а в верхнюю — рассол. С течением времени рассол струйками перемещался вниз, а его место занимала пресная вода. Результаты опытов и природная обстановка Иркутского амфитеатра послужили основой для выводов относительно формирования рассольных вод в терригенных и карбонатных отложениях. Отдельные их положения заключаются, по М. Г. Валяшко, в следующем. В гравитационном поле Земли устойчивым будет состояние, когда жидкость с наибольшим удельным весом будет занимать в разрезе наиболее низкое положение, а наиболее легкая — наиболее высокое. В случае, если над легкой жидкостью появится тяжелая, будут происходить процессы, стремящиеся поменять эти жидкости местами и привести их к равновесному состоянию. Перемещение жидкостей происходит струями сквозь пласты; через глинистые прослои жидкость также перемещается, только в этом случае замедляется процесс перемещения. В результате в самых нижних частях разреза скапливаются наиболее плотные, наиболее концентрированные растворы, вытесняя оттуда вверх менее плотные растворы. Если в разрезе имеются соленосные отложения или отложения бассейнов повышенной солености, все нижерасположен-

ные отложения оказываются пропитанными более или менее концентрированными растворами, являющимися по своему генезису маточными рассолами того солеродного бассейна, в котором сформировались соленосные отложения.

Влияние гравитационных сил на гидрогеохимические условия артезианских бассейнов, по-видимому, действительно в земной коре существуют. Но, очевидно, не только под влиянием перемещения рассолов различного удельного веса формируются гидрогеохимические особенности земной коры. Более того, в природе встречаются факты, противоречащие представленной гипотезе. Во-первых, отсутствуют в разрезах обширных территорий соленосных пород с заключенными в них рассольными подземными водами. В качестве примера можно назвать территорию большей части Русской платформы, сложенную палеозойскими отложениями; надюрский разрез Предкавказского предгорного прогиба; мезокайнозойский разрез Западно-Сибирской платформы и др. В пределах многих территорий, где в разрезе имеются соленосные отложения, подсоленосные подземные воды резко отличны по химическому составу от подземных вод соленосных отложений. Примером является обширная территория юго-востока Русской платформы, в пределах которой подземные воды каменноугольных водоносных комплексов терригенных и карбонатных отложений менее минерализованы по сравнению с водами пермских соленосных отложений. Рассольные воды широко распространены в верхних частях разрезов земной коры и образуют пятна среди менее минерализованных вод, что свидетельствует о движении рассольных вод вертикально вверх, а не вниз. Это движение обуславливается структурными и гидродинамическими условиями. Недостаточно внимательный анализ гидрогеологических структур и геологической истории водоносных комплексов привел к тому, что рассмотренная гипотеза была распространена на все соленые и рассольные подземные воды. Скорее всего, формирование рассолов в терригенных и карбонатных отложениях за счет перетоков вниз из соленосных отложений имеет узколокальное распространение и приурочено к плоскодонным участкам платформенных впадин, испытывавших в геологическом прошлом преимущественно погружение.

С гравитационных позиций рассматривает формирование соленых и рассольных подземных вод терригенных и карбонатных отложений ряд исследователей, подразумевающих гравитационное воздействие на водную массу толщ пород, которые ее перекрывают (Вассоевич, Мухин, 1965 и др.). Каждый из глубокозалегających водоносных комплексов перекрывает обычно толщey водонасыщенных пород различных мощностей. Эти толщи пород оказывают на водоносные комплексы давящее воздействие. Если в породах водоносного комплекса, испытывающего давящее воздействие, присутствуют глинистые разности (а чаще всего они присутствуют), то из них выжимается вода. При этом часть внешней нагруз-

ки воспринимается минеральными частицами породы, а другая — поровой водой. В порах, заполненных водой, возникает избыточное гидростатическое давление, под влиянием которого из породы выжимается вода. Выжимание воды и уплотнение при этом породы продолжается до тех пор, пока приложенная нагрузка не перераспределится на минеральный скелет породы. Поскольку наибольшее давление наблюдается в центральных частях отрицательных структур — вода отжимается в вышележающие проницаемые породы. Огромные объемы воды, отжимаемые из глинистых пород, разгружаются по перифериям артезианских бассейнов, в его бортовых частях по воздымающимся пластам, а также по разломам. Так как поровые воды глинистых пород являются седиментационными, то вследствие их перемещений подземные воды артезианских бассейнов должны быть также седиментационными. Исходя из данной гипотезы некоторые исследователи считают, что соленые и рассольные подземные воды платформенных областей, предгорных прогибов, межгорных впадин есть остаточные седиментационные воды, выжимаемые в водоносные комплексы из глинистых пород под влиянием геостатического давления.

Для объяснения формирования соленых и рассольных пластовых вод терригенных и карбонатных отложений эту точку зрения принять безоговорочно нельзя, так как она находится в противоречии с гидродинамическими условиями водоносных комплексов артезианских бассейнов, предусматривающими движение вод от повышенных к пониженным частям структур. Кроме того, можно высказать предположение, что основная масса поровых вод вытесняется в виде иловых вод из осадка в самом начале действия на осадок геостатического давления (при перекрытии осадка новыми его порциями мощностью в несколько сантиметров) и вытесняется в открытый морской водоем. Неясен в настоящее время вопрос относительно состава отжимаемых вод в целом и состава отдельных порций вод, отжимаемых из пород в определенной последовательности. Некоторые гидрогеохимические явления могут быть объяснены с позиций выжимания вод из глинистых пород в коллекторы в ходе геологической истории. Так, по мнению Ю. В. Мухина (1965), в отдельные периоды геологического времени на локальных участках под действием давления вышележащих толщ или, наоборот, в результате снятия давления происходит уплотнение породы и выжимание из нее воды или разуплотнение породы и поступление в нее воды. В этом перемещении участвуют воды различного состава, что в каждом конкретном случае определяет своеобразие гидрогеохимической обстановки.

Магматогенные точки зрения формирования соленых и рассольных подземных вод в общих чертах сводятся: а) к влиянию тепла глубин; б) влиянию вещества глубин на формирование соленых и рассольных подземных вод. Некоторые исследователи (Альтовский, 1958 и др.) предполагают, что под влиянием увеличивающейся с глубиной температурой происходит испарение под-

земной воды, вследствие чего теряется часть воды и увеличивается концентрация оставшейся части подземной воды. Механизм действия подземного испарения М. Е. Альтовский объясняет так: «Рассеянные в подземной воде мельчайшие пузырьки газа и являются той газовой фазой, внутри которой происходит подземное испарение всех подземных вод, в том числе и глубоких напорных... Большая часть смеси газов и водяных паров рассеивается в земной коре и улетучивается вновь в атмосферу путем вертикальной диффузии и выделения спонтанных газов, идущих вверх по восстановлению слоев или по глубоким тектоническим трещинам». Объяснение механизма испарения не подтверждено количественно и не признается большинством гидрогеологов. Действие вещества земных глубин на соленые и рассольные подземные воды рассматривается в региональном плане. Поступлением вещества глубин в водоносные комплексы объясняется высокая минерализация заключенных в них вод. Вещество глубин оказывает влияние на химический состав подземных вод практически только в районах современной или недавней прошлой вулканической деятельности.

Мнение о ювенильном характере вод земной коры поддерживается геохимиками, в работах которых своеобразно и интересно показываются пути формирования подземных вод. По мнению одних, молекулы воды и вещества вод — продукт глубинных недр земли. Допускается взаимодействие глубинных возгонов с породами земной коры. Так, А. П. Виноградов (1964) придает большое значение воздействию глубинной HCl на породы земной коры, в результате чего в водный раствор поступают вещества из пород, в частности, натрий. Обращается внимание на концентрирование глубинных возгонов. По Дерпгольцу (1972), повышение концентрации глубинных возгонов — следствие расходования молекул воды на построение минералов при кристаллизации магматических расплавов.

Значительное развитие в земной коре осадочных фаций повышенной солености привело к заключению о их существенной роли, а также о роли приуроченных к ним рассолов в формировании современного гидрогеохимического облика земной коры. Интерес представляет теоретический анализ миграции хлора и натрия в подземных водах на основе физико-химической гидродинамики, выполненный С. И. Смирновым. Автором были сделаны выводы о том, что в подземных водах большинства районов не содержится веществ морских вод древнее кайнозойских, а также о том, что аномально высокая концентрация хлора и натрия в подземных водах, заключенных в терригенных и карбонатных породах, — результат диффузионного рассеяния этих элементов от залежей галогенных пород. Выше было указано на целый ряд положений, противоречащих седиментационному представлению формирования соленых и рассольных хлоридных натриевых вод. Рассмотрение высокоминерализованных хлоридных натриевых подземных вод в качестве седиментационных, захороненных, не

имеет серьезных оснований вследствие разного различия в составе тех и других. Подземные современные воды часто значительно более минерализованы, чем седиментационные. Они содержат в больших количествах хлор, натрий; в них меньше, чем в седиментационных, сульфат-иона и намного больше кальция и магния (табл. 30).

Таблица 30

Состав морской воды нормальной и пониженной солености и хлоридных натриевых подземных вод, заключенных в терригенных и карбонатных отложениях

Ионы	Единица измерения	Морская вода	Подземная вода
Σ_M	г/100 г	1,3—3,55	1—26
Cl^-	г/100 г	0,5—1,967	0,4—14,5
	% от Σ_M	40—55,33	40—60
SO_4^{2-}	г/100 г	0,3—0,274	0,0035—0,24
	% от Σ_M	23—7,71	0,3—1,0
$HCO_3^- + CO_3^{2-}$	г/100 г	0,02—0,008	0,001—0,07
	% от Σ_M	1,5—0,23	0,1—0,3
Na^+	г/100 г	0,3—0,09	0,3—9
	% от Σ_M	23—30,66	30—35
K^+	г/100 г	0,01—0,04	0,003—0,1
	% от Σ_M	0,7—1,12	0,3—0,4
Ca^{2+}	г/100 г	0,036—0,43	0,002—1,0
	% от Σ_M	3—1,21	0,2—4,0
Mg^{2+}	г/100 г	0,078—0,133	0,0015—1,0
	% от Σ_M	6—3,74	0,15—4,0
Br	г/100 г	0,0007—0,007	0,0006—0,05
	% от Σ_M	0,055—0,12	0,006—0,2
B	г/100 г	0,0005	0,001—0,03
		0,015	0,1—1
Формула воды		CaNa п. SO_4 —Cl SO_4 Na п. Mg	ClNa

Против всех упомянутых гипотез формирования высокоминерализованных хлоридных натриевых вод свидетельствуют такие общераспространенные факты, как: своеобразие, а следовательно, самостоятельность формирования геохимических свойств подземных вод каждого отдельного водоносного комплекса, разнообразие гидрогеохимических вертикальных разрезов; соответствие характера проявления гидрогеохимических закономерностей в плане и разрезе конкретным геологическим условиям.

К. Е. Питьевой (1969, 1971) предполагается, что в сложных путях формирования соленых и рассольных хлоридных натриевых вод терригенных и карбонатных отложений главное — это одновременное проявление процессов привноса в воды хлора и натрия и процессов их концентрирования. Источники хлора и натрия — атмосферная влага, седиментационные воды, вмещающие породы. Строгую количественную оценку источников хлора и натрия каждого в отдельности и всех вместе провести трудно. Можно предположить, что все они при рассмотрении каждого в отдельности малы, но в совокупности ощутимы. Наименее существенны атмосферные осадки. Хлор и натрий седиментационных вод, даже при допущении их полного сохранения, могли бы составить пятую — десятую их часть современных хлоридных натриевых вод. Более значительна роль пород в обогащении хлором и натрием, особенно роль водно-растворимой части пород. Сам факт присутствия хлора в терригенных и карбонатных породах не оспаривается. Хлор имеется в породах разных районов Советского Союза. По А. П. Виноградову (1955), в осадочных породах земной коры 0,016% хлора. Он обнаружен в отжатых илах Черного моря (Красинцева, Шишкина, 1959) и отжатых глинах глубоких водоносных горизонтов (Козин, 1958). В составе водных вытяжек терригенных и карбонатных пород, как правило, 90% NaCl. Иногда степень минерализации водных вытяжек достигает нескольких г/л. По-видимому, хлор и натрий водовмещающих пород являются существенным источником для вод, вмещенных непосредственно в данные породы.

Формирование хлоридных натриевых вод происходит непосредственно в пределах каждого конкретного водоносного комплекса. Об этом свидетельствует и качественное сравнение распределения хлора и натрия в подземных водах и во вмещающих их породах. Качественное сравнение проведено для ряда водоносных комплексов отдельных районов Русской платформы. Для этого были построены карты с нанесением содержания хлора и натрия в водах и породах. Выделяется участок в пределах водоносных комплексов, который характеризуется повышенным содержанием хлора и натрия в водах, а также в водных вытяжках из пород. Этот участок во всех исследованных водоносных комплексах оконтуривается четкими границами по хлору и натрию в водах и породах, при этом конфигурация границ повторяется. В пределах участка водоносного комплекса с повышенным содержанием хлора и натрия в водах и породах воды имеют, в отличие от других участков, хлоридный натриевый состав. Подтверждением поступления хлора и натрия в пластовые воды из пород соответствующих водоносных комплексов является соответствие распределения хлора и натрия в водах и породах различных в структурно-тектоническом и гидрогеологическом отношении участков водоносных комплексов. Так, на участках с большей подвижностью вод породы обеднены хлором и натрием по сравнению с

участками, характеризующимися меньшей подвижностью вод и приуроченными к более погруженным структурам.

Таким образом, главный источник хлора и натрия для пластовых высокоминерализованных вод — это водовмещающие породы. В зависимости от обогащенности пород хлором и натрием они могут полностью обеспечивать хлоридный натриевый состав вод или частично. Количества хлора и натрия, которые при полном извлечении их водой из карбонатных пород могли бы в нее перейти (расчет произведен для условий водоносного комплекса C_1-C_2 юго-востока Русской платформы: удельный вес известняка $2,51 \text{ г/см}^3$, пористость $7,5\%$, содержание хлора в водной вытяжке $0,17 \text{ г/100 г}$, а натрия — $0,16 \text{ г/100 г}$), составляют соответственно $53,5$ и $49,3 \text{ г/л}$, т. е. около 50% от хлора и натрия, содержащихся в современных хлоридных натриевых водах комплекса C_1-C_2 . Можно предположить, что в отдаленные времена породы водоносного комплекса C_1-C_2 (а также других) содержали значительно больше хлора и натрия. Часть их в течение длительного геологического времени перешла в воды, обусловив их высокую минерализацию. В комплексах $P_{2u}-kz_1$, и $P_{1as,s,a}$ Северного Прикаспия на участках с пониженными давлениями и сложных терригенными и карбонатными породами, хлора и натрия в хлоридных натриевых водах в два раза больше, чем можно было бы их получить при извлечении из пород. В этих же комплексах на участках с повышенными давлениями хлор и натрия в водах в 20 раз (иногда и более) превышает количества, которые могут быть извлечены водами из пород. Недостача хлора и натрия в породах может в водах компенсироваться посредством их концентрирования. Концентрирование хлора и натрия в водах происходит в течение длительного геологического времени. В водах гидрогеологически малоактивных участков концентрирование проявляется более значительно, чем в водах более активных участков.

В процессах концентрирования элементов в подземных водах большая роль принадлежит физическим явлениям — гравитации, магнитному полю и др. Влияние гравитации на химический состав вод артезианских бассейнов рассматривалось рядом исследователей; положительная ее роль выяснена для анионов, менее она ясна для катионов. По мнению О. Я. Самойлова и Д. С. Соколова (1957), в водоносных комплексах происходит самодиффузный перенос ионов вследствие накопления ими энергии при тепловом их движении. Перенос скачкообразный. Направление движения элементов при переносе определяется влиянием гравитационного поля, т. е. оно совершается вертикально вниз. Поэтому в пределах водоносного комплекса существует движение ионов двух родов: а) под влиянием гидростатического давления, по погружению водоносного комплекса; б) под влиянием гравитационного поля Земли вертикально вниз. Движение различных ионов вертикально вниз происходит с различными скоростями, что определяется различной энергией, накапливаемой ионами при их тепловом движе-

нии около временных положений равновесия. Наибольшая энергия у хлора, меньшая — у сульфат-иона, минимальная — у гидрокарбонат-иона. Следовательно, под влиянием гравитационных сил в пределах наиболее погруженных частей водоносных комплексов удерживается и накапливается хлор. По предположению К. В. Филатова, в электронейтральном подземном растворе происходит тепловое колебательное движение ионов. На его фоне под влиянием гравитационного поля возникает поступательное движение ионов вертикально вниз. В зависимости от величины ионных плотностей это движение для разных ионов осуществляется с разными скоростями. Ионная плотность — это ионный вес, отнесенный к единице объема. По убыванию плотностей анионы составляют ряд: $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^-$; катионы: $\text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+$. Следовательно, накапливанию в пластовых водах наиболее подвержен хлор, а из катионов — магний. Выводы относительно хлора подтверждают предположение о существенной роли концентрирования в формировании хлоридных вод. Относительно натрия такого вывода по данным исследований К. В. Филатова сделать нельзя.

По-видимому, можно считать, что и магнитное поле Земли оказывает влияние на характер миграции ионов в водах. Оно вызывает перераспределение ионов, вследствие которого характер их перемещения приобретает качественно новые черты, заключающиеся в отклонении направления миграции ионов от направления подземного потока.

Таким образом, формирование высоких концентраций хлора и натрия в подземных водах терригенных и карбонатных отложений происходит главным образом непосредственно в пределах каждого из водоносных комплексов. В качестве существенных источников хлора и натрия в подземных водах следует рассматривать породы. Они могут быть непосредственно водовмещающими, а также породами других водоносных комплексов. Во втором случае породы являются галогенными, а процессы привноса от них хлора и натрия в тот или иной конкретный водоносный комплекс — диффузионными. По-видимому, в формировании хлоридных натриевых вод значительна роль процессов концентрирования ионов в подземных водах. К концентрированию ионов в водах приводит удерживание ионов в каждой точке водоносного комплекса под влиянием гравитационной, магнитной и других сил.

§ 3.

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВОД НАИБОЛЕЕ ГЛУБОКИХ ЧАСТЕЙ АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

Подземные воды наиболее глубоких частей артезианских бассейнов по химическому составу являются хлоридными натриево-кальциевыми, реже — хлоридными натриево-кальциево-магне-

выми. Рассматриваемые подземные воды имеют значительные пределы степени минерализации: от первых десятков до 400—500 г/л и более. Для них характерны очень малые содержания сульфат-иона (0,01—1, реже 3% от степени минерализации), гидрокарбонат-иона (0,01—0,5% от Σ_m), повышенное содержание ряда микроэлементов — брома и стронция до нескольких граммов в литре, бора до сотни мг/л, йода — до нескольких десятков мг/л, в этих водах мало лития. Главные ионы вод — хлор, натрий, кальций, магний. В этих водах значительно изменяются соотношения между катионами. Среди катионов натрия и кальция преобладают, как правило, над магнием. Рассматриваемые воды чаще всего представлены следующими формулами: $ClNaп.Са$, $ClNaCa$, $ClCaNa$, $ClNaСап.Mg$, $ClNaCaMg$, $ClCaNaп.Mg$. Хлоридные натриево-кальциевые и хлоридные натриево-кальциево-магнневые воды залегают на больших глубинах. Они приурочены к наиболее погруженным структурам на платформах, предгорных прогибах, платформенных и межгорных впадинах. Эти воды наименее подвижные из вод, приуроченных к терригенным и карбонатным отложениям; они наиболее удалены от областей инфильтрации атмосферной влаги.

Для водоносных комплексов, к которым приурочены рассматриваемые воды, характерны высокие значения пластовых давлений (до 500 атм и более) и температур (часто 100°). Водовмещающие породы, как и в случае хлоридных натриевых вод — различные разности карбонатных и песчано-глинистых пород. Водоносные комплексы с хлоридными натриево-кальциевыми и хлоридными натриево-кальциево-магнневыми водами имеют значительные мощности в палеозое (девоне, карбоне, перми) Русской платформы и ее склонов, Прикаспийской впадины, Предуральяского прогиба, в кембрии Иркутского амфитеатра; они развиты меньше в водоносных комплексах мезокайнозоя Северного Кавказа, палеозоя и мезокайнозоя Предкарпатья и Закарпатья, мезокайнозоя Средней Азии, Сибири и др. Как правило, хлоридные натриево-кальциевые и хлоридные натриево-кальциево-магнневые воды располагаются по соседству с хлоридными натриевыми водами, но по сравнению с последними на более низких отметках.

Большинство исследователей признают ведущую роль пород в формировании соленых и рассольных хлоридных натриево-кальциевых подземных пластовых вод, заключенных в карбонатных и терригенных отложениях. Однако рассматриваются исследователями породы в качестве источников кальция в водах по-разному. Многие отводят главную роль в качестве источника кальция поглощенному комплексу пород. Имеется в виду, что в этом случае между породой и водой протекают процессы катионного обмена. В литературе представление об обогащении минерализованных подземных вод кальцием получило распространение под названием «прямой метаморфизации», которой подвержены седиментационные воды. Процесс прямой метаморфизации предполагает,

что до настоящего времени сохраняется седиментационная природа вод, изменяется только содержание в воде катионов. В процессе геологической истории вода теряет магний и в ней появляется в результате обмена в эквивалентных количествах магний кальций. Сторонником этой гипотезы является М. Г. Валяшко, который объяснил таким путем формирование хлоридных кальциевых рассолов в кембрийских терригенных отложениях Иркутского амфитеатра. Касаясь хлоридных кальциевых вод Иркутского амфитеатра, М. Г. Валяшко (1965) считает, что все рассолы Иркутского амфитеатра связаны с развитием шибнекембрийских солеродных бассейнов, а кальциевые рассолы — это остаточные маточные рассолы, метаморфизованные в прямом направлении, т. е. в направлении обмена магния седиментационной воды на кальций обменного комплекса породы. Исследователь Сибири Е. В. Пиннекер (1966) полагает, что «образование хлоридных кальциевых рассолов Ангаро-Ленского артезианского бассейна только за счет вод морского происхождения маловероятно...». И далее: «самый вероятный путь появления концентрированных хлоридных кальциевых рассолов в недрах Ангаро-Ленского артезианского бассейна — дальнейшая метаморфизация рассолов хлоридного натриевого состава, возникших при выщелачивании каменной соли и соленосных пород». Большую роль катионному обмену в формировании хлоридных кальциевых вод придавали В. А. Сулин (1948) и Г. Н. Каменский (1955). По их мнению хлоридные кальциевые рассолы формируются из хлоридных натриевых за счет обмена натрия воды на кальций поглощенного комплекса пород. Такой обмен осуществляется накоплением в водах больших количеств натрия и вытеснением им кальция (или магния) из поглощенного комплекса пород.

Многие исследователи предполагают, что кальциевый состав хлоридных кальциевых вод был сформирован в периоды существования древних морей непосредственно в их бассейнах. До настоящего времени нет единой точки зрения на состав воды морей и океанов. Одни исследователи считают состав мирового океана в геологической истории неизменным (Валяшко и др.), другие — что его состав менялся в зависимости от физико-географических условий прошлых геологических эпох. Исходя из предположения, что состав вод морей прошлых геологических эпох был иным, нежели вод современных морей, А. Н. Бунеев (1956) провел экспериментальные исследования, в результате которых пришел к выводу, что хлористый кальций в подземных водах есть следствие метаморфизации вод морей в прошлые геологические эпохи и метаморфизованные воды сохранились до настоящего времени. Метаморфизация протекала непосредственно в морском бассейне. Она состояла в катионном обмене кальция терригенного материала, приносимого с суши пресными гидрокарбонатными кальциевыми водами в моря в значительных количествах в периоды трансгрессий, на натрий морской воды. Е. В. Посохов (1962) скло-

нен также считать, что в минувшие геологические эпохи существовали хлоридные кальциевые моря. Однако их формирование он объясняет по-иному: ионообменные реакции в глубоких горизонтах земной коры имеют очень незначительное распространение из-за уменьшения степени коллоидальности пород в этих условиях и перевода в необменное состояние большей части обменных катионов. По мнению же Е. В. Посохова, седиментационные воды древних, особенно палеозойских бассейнов осадконакопления, изначально имели хлоридный натриево-кальциевый состав. Формировался он следующим образом: в атмосфере палеозойского времени было много углекислоты, что способствовало выпадению из воды морей доломитов, а не известняков. При этом кальций оставался в морской воде, накапливался в ней, что приводило к формированию хлоркальциевой седиментационной воды, захороненной в глубоких пластах.

Многие исследователи при объяснении формирования минерализованных хлоридных кальциевых вод терригенных и карбонатных отложений большое внимание уделяют физико-химическим процессам взаимодействия вод с породами. А. Н. Павлов и В. И. Шемякин (1968) указывают на взаимодействие хлоридных натриевых вод с плагиоклазами и на огромное значение этого процесса в преобразовании состава вод. Они отмечают, что при такого рода взаимодействии происходит альбитизация плагиоклаза, течение процесса возможно вследствие неустойчивости плагиоклаза в хлоридных натриевых водах. Воздействие вод натриевого состава может привести к полной альбитизации плагиоклаза. В результате в водах повышается концентрация ионов кальция. А. Н. Павловым (1968) был произведен в полевых условиях эксперимент по взаимодействию термальных ($75-85^\circ$) хлоридных натриевых соленых вод ($\Sigma_m \approx 230$ г/л) с долеритом, давление было в пределах 1—120 атм. Взаимодействие выразилось в преобразовании хлоридных натриевых вод в хлоридные натриево-кальциевые. Условия более или менее интенсивного процесса альбитизации плагиоклаза пока неясны, но из региональных геохимических исследований, а также из результатов экспериментальных работ (Внар, Сабатьев, 1965) следует, что с повышением температуры и давления процесс водной альбитизации протекает слабее, а при $300-600^\circ$ и давлениях от 100 до 1000 бар наблюдается обратный процесс, т. е. альбит переходит в анортит. А. В. Копелювич (1965) замену хлоридных натриевых вод на хлоридные кальциевые рассматривает с энергетических позиций. Замена натрия воды кальцием породы при альбитизации плагиоклаза, по мнению А. В. Копелювича, энергетически выгодна, поскольку радиус иона кальция (1,04 Å) больше радиуса иона натрия (0,95 Å). Высвобождающиеся в процессе альбитизации плагиоклаза ионы кальция ведут к изменению состава воды и формированию в них значительных количеств хлористого кальция. Теоретическое обоснование протекания физико-химических процессов с энергетиче-

ских позиций было дано еще А. Е. Ферсманом (1959). Им было установлено, например, что величина ЭК_а у кальция меньше, чем у магния, а радиус кальция больше, чем радиус магния. Это обуславливает большую возможность вхождения в кристаллическую решетку минералов магния, чем кальция. Если в природе имеет место соотношение кальциевых минералов с магниевой водой, то энергетически выгоден процесс замещения магнием воды кальция кристаллической решетки минерала, что может привести к формированию кальциевых вод.

Энергетическое обоснование формирования хлоркальциевых рассолов помимо А. В. Копелиовича приводит В. И. Лебедев (1965). Однако в отличие от А. В. Копелиовича он связывает формирование хлоркальциевых подземных рассолов с галогенезом. По его мнению, хлоридные магниевые воды стадии галогенеза, переходя в стадию диагенеза, претерпевают изменения и становятся хлоридными кальциевыми в результате замены магния маточных рассолов на кальций пород. В. И. Лебедев отмечает, что наиболее распространенным является процесс диагенеза гипергенных силикатов. В гипергенных условиях имеет место нарушение закона плотнейшей упаковки кристаллических веществ. При переходе в другие условия (диагенеза) кристаллические вещества будут стремиться к плотнейшей упаковке. В силикатных породах, содержащих в гипергенных условиях значительные количества СаО, в условиях диагенеза происходит перераспределение катионов. В этом перераспределении принимают участие воды. Седиментационные хлоридные магниевые воды меняют магний на кальций минералов, что энергетически выгодно. Обмен катионами между водой и минералами происходит на глубинах 1000—2000 м при температуре в несколько десятков градусов и при давлении в несколько сотен атмосфер. По мнению В. И. Лебедева, образование хлоркальциевых рассолов в земной коре может происходить различными путями, но обязательно оно должно подчиняться энергетическим законам физико-химии. По данным Н. В. Лонгвиненко (1957), А. Г. Коссовской (1962) и других, при значительном (до глубин 3—5 тыс. м) погружении песчано-глинистых морского генезиса отложений вследствие возрастания давления и температуры в них происходит растворение и регенерация кварца и полевых шпатов. По мнению Е. А. Баскова (1968), при погружении морских осадочных отложений с ними непрерывно взаимодействуют воды, вследствие чего преобразуется состав и вод и отложений. Так, в стадию диагенеза сульфатно-хлоридные магниевонариевые морские воды песчано-глинистых отложений преобразовываются в хлоридные кальциевонариевые воды. При этом в отложениях появляются аутигенные кальцит, анкерит, сульфиды, гидроокислы железа и др. Большую роль играет десульфатизация. Восстановление сульфатов идет за счет органического вещества с участием сульфатовосстанавливающих бактерий. В результате в водах накапливаются сероводород и гидрокарбонат каль-

ция. Сероводород с различными металлами образует сульфиды.

Вышеперечисленные исследователи не уделяют внимания формированию высоких содержаний магния в этих водах. По данным К. Е. Питьевой, минерализованные подземные воды терригенных и карбонатных отложений помимо натрия наряду с кальцием содержат во многих случаях значительные количества магния. По литологическим, палеонтологическим и другим данным, терригенные и карбонатные отложения, вмещающие хлоридные натриево-кальциевые и хлоридные натриево-кальцево-магниево-подземные воды, сформировались в бассейнах осадконакопления с водами нормальной солености. Эти воды явились исходными для современных хлоридных натриево-кальциевых и хлоридных натриево-кальцево-магниево-подземных вод.

При внимательном сравнении состава подземных хлоридных натриево-кальциевых и хлоридных натриево-кальцево-магниево-подземных вод с седиментационными водами бассейнов накопления терригенных и карбонатных осадков оказывается, что они значительно различаются (табл. 31). В частности, подземные хло-

Таблица 31

Состав подземных хлоридных натриево-кальциевых и хлоридных натриево-кальцево-магниево-подземных вод бассейнов накопления терригенных и карбонатных осадков

Характеристика вод	Σ_{M}	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$
Седиментационные воды	35	10,35	1,30	0,41	19,35	2,70	0,14
Водоносный комплекс Д ₃ -С ₁	220	52,4	2,4	9,82	152,4	0,91	0,15
Водоносный комплекс Д ₂ -Д ₃	270	71,0	3,8	29,74	169,0	0,04	0,06

ридные натриево-кальциевые и хлоридные натриево-кальцево-магниево-подземные воды отличаются от седиментационных вод значительно большими величинами степени минерализации, большим содержанием хлора, натрия, кальция, магния и меньшим процентным содержанием сульфат-иона. Не получается даже очень приближенный баланс по кальцию и магнию между подземными и седиментационными водами, а именно, количество кальция в подземных водах значительно превышает количество магния в седиментационных. Кроме того в подземных водах очень многих районов помимо кальция высоко содержание и магния, т. е. количество магния в подземных водах превышает количество магния в седиментационных водах. Все это свидетельствует о том, что кальций

и магний в высокоминерализованные подземные воды поступают, вероятно, из пород.

Процессы перехода катионов кальция и магния из пород в воды не только катионный обмен, а в основном — разложение пород. Карты распространения пластовых подземных вод различного состава в разных районах Советского Союза показывают, что хлоридные натриево-кальциевые и хлоридные натриево-кальцево-магниевые воды расположены по соседству с хлоридными натриевыми водами ниже их по погружению водоносных комплексов. Это положение является правилом в случае относительной литолого-геохимической однородности водовмещающих пород. Как показали региональные исследования, поведение ионов в хлоридных натриево-кальциевых и хлоридных натриево-кальцево-магниевых водах близко к их поведению в хлоридных натриевых водах. В целом хлоридные натриево-кальциевые и хлоридные натриево-кальцево-магниевые воды сохраняют главные черты хлоридных натриевых вод. Исключение составляют кальций и магний, содержание которых в этих водах значительно возрастает с повышением минерализации (в хлоридных натриевых водах их содержание также возрастает, но слабо). Отсюда можно сделать вывод, что формирование хлоридных натриево-кальциевых и хлоридных натриево-кальцево-магниевых вод — дальнейшее развитие хлоридных натриевых вод при условии поступления в последние значительных количеств кальция и магния. Характер процессов приноса кальция и магния в воды, показанный экспериментально и на региональном материале, различен для подземных вод, приуроченных: а) к карбонатным; б) песчаным; в) глинистым породам. В первом случае кальций и магний поступают в подземные воды путем разложения известняков и доломитов хлоридными натриевыми водами с повышенной ионной силой. Разложение без количественной оценки, а только с качественных позиций можно представить следующим образом:



Во втором случае преобладают процессы метасоматического замещения кальция в кристаллических решетках плагиоклазов на натрий подземных вод. В водах, вмещенных в глинистые и другие, обогащенные глинистым материалом породы, значительная роль катионного обмена, что подтверждено экспериментально фильтрацией растворов при атмосферном и повышенном давлении через глинистые породы и при их центрифугировании. Посредством катионного обмена вода обогащается кальцием и магнием.

Таким образом, из рассмотрения взглядов на формирование хлоридных натриево-кальциевых и натриево-кальцево-магниевых высокоминерализованных подземных вод следует, что многими геологами считается, что в их формировании очень большую роль играют породы. В зависимости от литолого-геохимических особен-

ностей пород развиваются различные физико-химические процессы. При взаимодействии хлоридных натриевых минерализованных подземных вод с карбонатными породами протекает процесс их выщелачивания растворами с высокой ионной силой, при взаимодействии с плагиоклазовыми породами — замещение натрия воды на кальций плагиоклаза по энергетическому закону. При взаимодействии с карбонатными или песчаными породами, обогащенными мелкодисперсным материалом с ионообменным поглощенным комплексом, к процессам выщелачивания и замещения добавляется также процесс катионного обмена натрия воды на кальций поглощенного комплекса. Например, подземные воды юго-востока Русской платформы и Предкавказья неодинаковы относительно путей привноса в них кальция и магния. Хлоридные натриево-кальциевые и магниевые воды водоносных комплексов D_3-C_1 , C_1-C_2 юго-востока Русской платформы и K_2 Предкавказья, сложенных карбонатными породами, формируются посредством разложения карбонатных пород водами с повышенной ионной силой комплексов D_2-D_3 , C_1 , C_2 юго-востока Русской платформы и всех (кроме K_2 и J_3^{tit}) комплексов Предкавказья, сложенных терригенно-карбонатными отложениями, формируются одновременно посредством разложения карбонатного материала (примесей к терригенным породам), катионного обмена (натрия вод на кальций и магний поглощенного комплекса глинистых разностей пород), а также замещения натрия вод на кальций плагиоклазовых пород и т. д. В результате разложения водами с повышенной ионной силой известняков формируются хлоридные натриево-кальциевые подземные воды, а доломитов — хлоридные натриево-кальциево-магниевые. В результате метасоматических замещений между водой и песчаными породами формируются хлоридные натриево-кальциевые воды. Катионо-обменные процессы способствуют повышению содержания в водах или ионов кальция или магния или обоих сразу.

Глава 13

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПЛАСТОВЫХ ВОД СУЛЬФАТНЫХ ПОРОД

Сульфатные подземные воды по сравнению с водами других составов имеют ограниченное распространение, что связано с их приуроченностью к сульфатным породам, не имеющим широкого регионального распространения. Породы, вмещающие сульфатные воды — это, главным образом, гипсы, ангидриты; менее распространены сульфатные воды, приуроченные к залежам солей, обо-

гашенных мирабилитом ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), глауберитом ($\text{CaSO}_4 \times \text{Na}_2\text{SO}_4$). Иногда сульфатные воды приурочены к шпритизированным известнякам. Области преимущественного распространения сульфатных пластовых подземных вод, а следовательно, сульфатных пород на территории Советского Союза: Предуральский прогиб, Прикаспийская впадина, Северный Прикаспий (главным образом в перми, меньше — в девоне и карбоне), Русская платформа (преимущественно в перми), Днепровско-Донецкая впадина (в девоне), Ангаро-Ленский бассейн (в кембрии), Средняя Азия, Северный Кавказ, Предкарпатье в мезокайнозое. Сульфатные воды по ионному составу и степени минерализации делятся на группы: 1) сульфатные кальциево-магниевые со степенью минерализации до 2 г/л; 2) сульфатные кальциевые со степенью минерализации до 2 г/л; 3) сульфатно-хлоридные натриевые с различным соотношением сульфат-иона и хлора со степенью минерализации 3—100 г/л и более; 4) сульфатные натриевые со степенью минерализации от нескольких граммов в литре до 100 г/л и более.

Сульфатные подземные воды разнообразны по условиям залегания. Сульфатные кальциево-магниевые и сульфатные кальциевые воды приурочены к участкам водоносных комплексов, распространенных вблизи областей инфильтрации атмосферной влаги. Воды имеют относительно небольшие глубины залегания и повышенные скорости движения. Сульфатно-хлоридные натриевые воды приурочены к участкам водоносных комплексов, удаленных от областей инфильтрации. Они залегают на глубинах до нескольких тысяч метров и характеризуются незначительными скоростями движения. Сульфатные натриевые воды могут формироваться в пределах участков водоносных комплексов, расположенных на разных расстояниях от областей инфильтрации; глубины их залегания и скорости движения могут сильно колебаться.

Сульфатные кальциевые воды со степенью минерализации до 2 г/л — результат растворения сульфатных пород в близких к атмосферным условиям. Формирование их связано полностью с наличием в земной коре гипсо-ангидритовых пород. Степень минерализации сульфатных кальциевых вод (2 г/л) определяется растворимостью минералов и гипса и ангидрита. Эти воды встречаются в природе редко. Как пишет Е. В. Посохов (1969), «Причина отмеченного явления состоит в том, что в природных условиях гипс в чистом виде не образуется. Он всегда содержит примесь более растворимых хлоридных и сульфатных солей натрия и магния. Поэтому, в первую фазу выщелачивания гипсоносной толщи вымываются более растворимые соли и вода приобретает в основном хлоридно-сульфатный натриевый состав. По мере вымывания солей минерализация воды падает, а удельное значение в ней CaSO_4 возрастает. И последняя фаза выщелачивания знаменуется появлением сульфатно-кальциевых вод».

Сульфатные кальциево-магниевые воды со степенью минерализации до 2 г/л встречаются очень редко. Они формируются в

пиритовых известняках и доломитах или при контакте рудных сульфатных месторождений с известняками и доломитами. По Е. В. Посохову (1969), в процессе окисления сульфидов металлов образуется серная кислота, при взаимодействии которой с известняком в водах накапливаются кальций и сульфат-ион; а с доломитом — кальций, магний и сульфат-ион:



известняк

Формирование сульфатных кальциевых вод получено экспериментально А. А. Колодяжной и Ч. Я. Кролем (1958). Они воздействовали дождевой водой на известняки, в которых присутствовал пирит. В результате образовывалась сульфатно-гидрокарбонатная кальциевая вода со степенью минерализации до 0,5 г/л. В процессе испарения, когда из нее выпадал карбонат кальция, она превращалась в сульфатную кальциевую воду.

Сульфатно-хлоридные натриевые минерализованные воды распространены по сравнению с прочими сульфатными водами широко. По ионному составу они следующие: сульфатные с повышенным содержанием хлора натриевые (SO_4ClNa), сульфатно-хлоридные натриевые (SO_4ClNa), хлоридно-сульфатные натриевые (ClSO_4Na), хлоридные с повышенным содержанием сульфат-иона натриевые ($\text{Cl}\cdot\text{SO}_4\text{Na}$). Эти воды сформировались в пределах водоносных комплексов, сложенных гипсово-ангидритовыми морского генезиса породами. Исходными для них явились седиментационные воды стадии садки гипса, имевшие $\text{Cl}\cdot\text{SO}_4\text{Na}\cdot\text{Mg}$ состав и степень минерализации 13—27,5 г/100 г. Седиментационные воды в ходе геологической истории подверглись сильным изменениям. Изменения происходили главным образом под влиянием атмосферных факторов, что было обусловлено выходами водоносных комплексов в различные периоды на поверхность и подвижным состоянием вод. Седиментационные воды разбавлялись атмосферной влагой и удалялись с территорий. Таким образом, на первых стадиях формирования сульфатно-хлоридных натриевых вод происходило смешение инфильтрационных вод с седиментационными. Первоначально объем последних превышал объем инфильтрационных вод; затем объем инфильтрационных вод становился значительнее, и, наконец, они становились преобладающими. Однако степень минерализации их была высокой, так как инфильтрационные воды постоянно взаимодействовали с засоленными сульфатными породами. Это привело к образованию в пределах сульфатных пород современных подземных вод, отличающихся от седиментационных меньшей степенью минерализации, меньшим содержанием хлора, сульфат-иона, натрия, магния, брома, бора и большим содержанием кальция и гидрокарбонат-иона. Степень минерализации и содержание хлора и натрия в хлоридно-сульфатных натриевых водах меньше, чем в морских водах в 3—

6 раз, содержание сульфат-иона — в 1,5—3 раза, магния — в 10—30 раз, брома и бора — в 1,5—5 раз. Степень минерализации и содержание хлора, натрия в хлоридных с повышенным сульфат-ионом натриевых водах меньше, чем в морских водах в 1,5—3 раза, сульфат-иона — в 2—4 раза, магния — в 10—50 раз. Содержание гидрокарбонат-иона и кальция в подземных водах увеличено по сравнению с морскими водами в 1,5—5 раз. Сильная засоленность сульфатных пород определила высокую степень минерализации подземных вод и значительное содержание в них хлора, натрия.

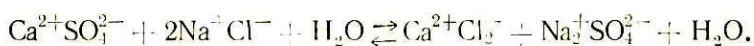
На примере пермских водоносных комплексов юго-востока Русской платформы хорошо видно несоответствие степени минерализации и ионного состава современных сульфатно-хлоридных натриевых вод с седиментационными водами пермских бассейнов. Содержание NaCl в водах максимальное (0,05—0,25); меньше содержится CaSO₄ (0,004—0,0012) и MgSO₄ (0,001—0,007); минимальное содержание Ca(HCO₃)₂ (0,0001—0,0015 г·экв/100 г). В водах MgSO₄ больше, чем CaSO₄; в Clп.SO₄Na водах — наоборот. Большие величины степени минерализации хлора, натрия наблюдаются в сульфатно-хлоридных натриевых водах более засоленных пород водоносных комплексов P₂kz₂, P₂ц—kz₁, P₁k юго-востока Русской платформы. Меньшие — в водах менее засоленных пород водоносных комплексов P₁as, s, a, C₁—C₂ этой территории. В водах с большей степенью минерализации, как правило, SO₄ < Cl, с меньшей — SO₄ > Cl. В связи с этим первые воды имеют Clп.SO₄Na и ClSO₄Na состав; вторые — SO₄ClNa состав. В районах с разными гидрогеологическими условиями сульфатно-хлоридные натриевые воды имеют различную минерализацию. Так, например, сульфатно-хлоридные натриевые воды Предкавказья менее минерализованы, чем сульфатно-хлоридные натриевые воды юго-востока Русской платформы. Это объясняется тем, что воды Предкавказья более подвижны и более подвержены атмосферному влиянию.

Процессы формирования минерализованных сульфатно-хлоридных натриевых подземных вод — растворение и выщелачивание. Растворению подвергается галит, присутствующий в рассеянном состоянии среди сульфатных пород. Выщелачиваются сульфатные породы.

Большая часть сульфатно-хлоридных натриевых вод содержит сульфат кальция в количествах, превышающих его растворимость в дистиллированной воде в атмосферных условиях. Содержание сульфата кальция в рассматриваемых водах превышает также его возможные количества в водах, имеющих повышенную температуру и давление. А водоносные комплексы, к которым приурочены минерализованные сульфатно-хлоридные натриевые воды, имеют большой диапазон температуры и давления. Исходя из того, что растворимость сульфата кальция с увеличением температуры до 40° повышается, более 40° — понижается, а с увеличением давления растворимость сульфата кальция повышается процесс выще-

лачивания водами сульфатных пород носит сложный характер. Известно, что растворимость сульфата кальция повышается при наличии в водах веществ, не имеющих с сульфатом кальция одноименных ионов. Влияние разноименных ионов на растворимость сульфата кальция сложное. По данным Э. В. Штерншиной (1949), максимальная растворимость гипса в растворе с содержанием 138,75 г/л хлористого натрия равна 7,326 г/л. Присутствие в хлоридном натриевом растворе до 3% хлористого кальция понижает растворимость сульфата кальция; более высокие концентрации хлористого кальция не влияют на его растворимость. Слабоминерализованные хлоридные натриевые растворы с хлористым кальцием сильнее понижают растворимость сульфата кальция, чем более минерализованные.

Подземные воды, приуроченные к засоленным сульфатным породам, всегда содержат повышенные и высокие количества хлористого натрия, что способствует увеличению выщелачиваемости гипсов и ангидритов. Интенсивное воздействие хлоридных натриевых водных растворов на сульфатные породы осуществляется за счет повышенной ионной силы этих растворов. В погруженных водоносных комплексах, где температура более 40°, ее понижающее влияние на растворимость сульфата кальция подавляется действием повышенной ионной силы. Таким образом, формирование сульфат-иона в сульфатно-хлоридных натриевых водах протекает преимущественно по схеме:



Сульфатные натриевые воды формируются в результате растворения сульфатно-натриевых солей. Поскольку эти соли имеют в природе незначительное развитие, сульфатные натриевые воды имеют ограниченное распространение. Эти воды описаны А. М. Муном и А. Б. Бехтуровым (1956) и Дзене-Литовским (1962) для районов соляных месторождений Тянь-Шаня.

Таким образом, наиболее распространены в земной коре сульфатные воды, формирующиеся путем взаимодействия инфильтрационных вод с засоленными гипсо-ангидритовыми породами. Взаимодействие осуществляется одновременно растворением (растворяется хлористый натрий) и выщелачиванием под влиянием повышенной ионной силы (выщелачиваются гипсы и ангидриты). Эти воды имеют сульфатно-хлоридный (с различным соотношением сульфат-иона и хлора) натриевый состав и высокую степень минерализации. Меньше распространены пресные сульфатные кальциевые подземные воды, формирующиеся в результате растворения незасоленных гипсов и ангидритов. Незначительное развитие получили пресные сульфатные кальциево-магниево-натриевые воды, формирующиеся попутно с окислением сульфидных минералов, и соленые сульфатные натриевые воды, получаемые при растворении сульфатной натриевой соли.

Сульфатные подземные воды содержат многие микроэлементы. В наиболее значительных количествах они содержат бром, бор, стронций, литий. Распространены бром, бор, стронций, литий в сульфатных водах следующим образом: в сульфатных кальциевых водах (SO_4Ca) количество каждого из этих микроэлементов не достигает обычно десятков мг/л; в сульфатно-хлоридных натриевых с формулой $\text{SO}_4\text{п.СlNa}$ и с формулой $\text{SO}_4\text{СlNa}$ водах содержится брома до 50, бора до 20, лития до 10, стронция до 200 мг/л; в сульфатно-хлоридных натриевых с формулой $\text{СlSO}_4\text{Na}$ водах содержится брома до 200, бора 30—40, лития до 10, стронция до 500 мг/л.

Глава 14

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПЛАСТОВЫХ ВОД ГАЛОГЕННЫХ ПОРОД

§ 1.

ФОРМИРОВАНИЕ ХЛОРИДНЫХ НАТРИЕВЫХ ВОД

Галогенные породы, к которым приурочены хлоридные натриевые пластовые воды, представлены галитом. Хлоридные натриевые пластовые воды галитовых пород имеют высокую степень минерализации, чаще всего 150—230 г/л. Прочие макрокомпоненты в хлоридных натриевых водах присутствуют в минимальных количествах; составляют обычно несколько процентов. Во многих случаях содержание сульфат-иона и кальция превышает содержание гидрокарбонат-иона и магния. Несколько повышенное содержание сульфат-иона и кальция объясняется широким распространением примесей гипсов и ангидритов к галитовым породам. Помимо гипсов и ангидритов, но в значительно меньших количествах, среди галитовых пород присутствуют примеси карбонатного и терригенного материала. Однако вследствие очень слабой растворимости минералов этих пород они в присутствии растворимых солей в формировании состава рассматриваемых вод участвуют очень слабо. В хлоридных натриевых водах содержится до 300 мг/л брома; до 100 — стронция, до 30 — бора, единицы мг/л лития.

Хлоридные натриевые пластовые воды распространены на платформах, в предгорных прогибах и в межгорных впадинах. В соответствии с особенностями распространения галитовых пород хлоридные натриевые воды на территории СССР приурочены к раз-

ным частям стратиграфического разреза. Они развиты в кембрии в пределах ангарской и других свит Иркутского амфитеатра, образуют водоносные комплексы значительной мощности среди нижне- и верхнепермских отложений юго-востока Русской платформы, Предуральского прогиба и Прикаспийской впадины, имеют место в девоне Днепровско-Донецкой впадины, присутствуют в мезозое (преимущественно в юре) Предкавказского прогиба, в неогене Предкарпатского и Закарпатского прогибов, а также в мезокайнозое Средней Азии. Преимущественно галитовый состав галогенных пород, к которым приурочены хлоридные натриевые воды, может быть изначальным, а также вторичным — результатом вымывания из галогенных пород более растворимых солей, чем хлористый натрий. Первые широко распространены, например, в северных районах юго-востока Русской платформы в кунгурском ярусе перми, в кембрии Иркутского амфитеатра, вторые — частично в казанском ярусе перми юго-востока Русской платформы. Так, в пределах отдельных положительных тектонических структур юга Татарского и Башкирского сводов, которые являются местами древнего и современного выхода пород на дневную поверхность, в казанское время распространялся бассейн, в котором наряду с галитом отлагались сильвин и другие соли. Приподнятое положение названных структур в течение длительного исторического времени обеспечило значительную подвижность подземных вод в их пределах, которые растворили и вынесли с этой территории более растворимые по сравнению с галитом соли (сильвин и др.), так что в пределах этих структур к настоящему времени сохранились преимущественно галиты.

Глубины залегания хлоридных натриевых вод имеют большой диапазон, от нескольких сотен метров до 8—10 км. На минимальных глубинах хлоридные натриевые воды залегают на участках, примыкающих к областям инфильтрации атмосферной влаги; на территории предгорных прогибов (Предуральского, Предкавказского, Предкарпатского и др.) галогенные породы выходят на поверхность в предгорных областях, на платформенных территориях — в краевых частях впадин в пределах крупных положительных структур. Глубины залегания хлоридных натриевых вод увеличиваются в направлении погружения водоносных комплексов. Так как погружение водоносных комплексов в осевые части предгорных прогибов и к центральным частям платформенных впадин часто резкое, то глубины залегания хлоридных натриевых вод значительно увеличиваются на коротких расстояниях. В краевых частях предгорных прогибов, платформенных и межгорных впадин погружение водоносных комплексов сопровождается нарушением сплошности водовмещающих пород, что значительно усложняет залегание хлоридных натриевых вод. В таких условиях они часто имеют линзообразное залегание. Еще более сложное залегание хлоридных натриевых вод в краевых частях платформенных впадин, осложненных солянокупольной тектоникой.

Хлоридные натриевые пластовые воды галогенных отложений имеют преимущественно атмосферное питание. По условиям питания атмосферными осадками они принадлежат: а) к областям инфильтрации в прошлые геологические эпохи и в настоящее время; б) к областям инфильтрации преимущественно или в прошлые геологические эпохи, или в настоящее время; в) к областям подземного стока с удаленной областью инфильтрации атмосферных осадков; г) к областям влияния атмосферных осадков в пределах соляных куполов.

Атмосферное питание хлоридных натриевых вод обеспечивает взаимодействие их с галитовыми породами. Большая часть хлоридных натриевых вод формируется путем растворения галита галогенных пород. На участках развития хлоридных натриевых вод, таким образом, протекают одновременно два противоположных процесса: разбавления вод атмосферными осадками и растворения галита.

Постоянное действие разбавления, вызывая понижение степени минерализации хлоридных натриевых вод, обеспечивает постоянное действие процесса растворения. В результате разбавления хлоридные натриевые подземные воды оказываются ненасыщенными по хлористому натрию, что способствует непрерывному растворению в них галита. Залегание хлоридных натриевых вод в различных термодинамических условиях существенно сказывается на их взаимодействии с галитовыми породами. Так, растворимость хлористого натрия с повышением температуры, по литературным данным, (следствие возрастания теплового движения понов) увеличивается (при 10° хлористый натрий в растворе составляет 26,3%, при 50 — 26,9, при 100 — 28,5, при 200 — 31,5, при 500° — 55,0%). Некоторые особенности растворения природного галита, выявленные экспериментально, представляют интерес для интерпретации формирования вод соленосных пород. Так, центрифугирование галитов с ClNa раствором с $\Sigma_{\text{м}}$ 15 г/л; $\text{ClNa} \cdot \text{Ca}$ раствором с $\Sigma_{\text{м}}$ 30 г/л; с $\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3\text{Na}$ раствором с $\Sigma_{\text{м}}$ 10 г/л; с $\text{Cl} \cdot \text{SO}_4\text{Na} \cdot \text{Mg}$ раствором с $\Sigma_{\text{м}}$ 34 г/л показало, что в растворы из них поступает хлористый натрий и степень минерализации при этом повышается примерно до 200 г/л. На растворении галитов этими растворами не сказывается присутствие в растворах Ca , Mg , HCO_3 , SO_4 (от 5 до 10%). Колебание степени минерализации экспериментальных растворов в интервале 10—34 г/л не влияет на характер взаимодействия с галитами.

Таким образом, хлоридные натриевые пластовые воды в своем большинстве не являются остаточными, седиментационными. Они по сравнению с седиментационными водами древних солеродных бассейнов, имеют, как правило, меньшую степень минерализации и содержат в меньших количествах каждого (кроме HCO_3) иона. В них брома в 3—10 раз, бора в 3—5 раз меньше, чем в седиментационных водах. Величины бром-хлорного $\left(\frac{\text{Br} \cdot 10^3}{\text{Cl}} \right)$ и бор-хлор-

ного $\left(\frac{B \cdot 10^4}{Cl}\right)$ коэффициентов также меньше, чем в седиментационных водах. Это хорошо видно из табл. 32, на которой проведено

Таблица 32

Сравнение хлоридных натриевых подземных вод водоносного комплекса юго-востока Русской платформы с водами бассейна осадконакопления

Компоненты и коэффициенты	Морская вода галитовой стадии	Подземная вода	
		Бугурусланская структура	Ивановская структура
$\Sigma_m, \text{г/100 г}$	27,48—32,57	17,95	22,2
$Cl^-, \frac{\text{г/100 г}}{\text{экв}}$	15,722—15,829 0,4434—0,447	10,55 0,30	13,5 0,38
$SO_4^{2-}, \frac{\text{г/100 г}}{\text{экв}}$	1,708—3,128 0,0371—0,0652	0,40 0,008	0,12 0,002
$HCO_3^- + CO_3^{2-}, \frac{\text{г/100 г}}{\text{экв}}$	0,02—0,03 0,0005—0,0022	0,05 0,0008	0,11 0,0018
$Na^+, \frac{\text{г/100 г}}{\text{экв}}$	8,436—2,048 0,3669—0,00887	6,67 0,28	7,50 0,32
$Mg^{2+}, \frac{\text{г/100 г}}{\text{экв}}$	1,18—5,14 0,0971—0,4217	0,229 0,0188	0,537 0,04
$Ca^{2+}, \frac{\text{г/100 г}}{\text{экв}}$	0,34—0,09 0,017—0,004	0,22 0,01	0,33 0,02
$Br, \text{г/100 г}$	0,046—0,211	0,006	0,093
$B, \text{г/100 г}$	0,01—0,016	0,002	0,02
$\frac{Br \cdot 10^3}{Cl}$	2,9—13,9	0,5	6,8
$\frac{B \cdot 10^4}{Cl}$	6,3—10,1	1,9	14,8
$\frac{\equiv Mg \cdot 10^3}{\equiv Cl}$	21,9—94,3	62,7	11,6
	ClNa п. SO_4 п. Mg	ClNa	ClNa

сравнение с составом морской воды галитовой стадии состава подземных вод нескольких районов Русской платформы, в пределах которых развит водоносный комплекс P_1k , сложенный сульфатно-галогенными отложениями.

Гидрогеохимические закономерности на участках развития хлоридных натриевых вод заключаются в изменении степени минерализации. Последняя увеличивается в направлении погружения водоносных комплексов. Изменение степени минерализации незна-

чительное, так как уже в областях инфильтрации хлоридные натриевые воды галитовых пород являются, как правило, солеными. Тем не менее характер изменения степени минерализации хлоридных натриевых вод на разных участках различен, что связано с неодинаковой подвижностью подземных вод и с особенностями залегания галитов. На участках с большей подвижностью они менее минерализованы и изменение степени их минерализации в направлении погружения водоносных комплексов происходит слабее по сравнению с участками развития менее подвижных вод. Влияние подвижности на степень минерализации хлоридных натриевых вод следует связывать с возобновляемостью вод, питанием их атмосферными осадками и с разбавлением. Чем больше подвижны воды, тем больше их возобновляемость, разбавление атмосферными осадками, а следовательно, меньше их минерализация.

Особенности залегания галитов заключаются в присутствии их в пласте в виде залежей или в рассеянном виде. В первом случае приуроченные к галитам воды более минерализованы, чем во втором. Так, например, хлоридные натриевые воды водоносных комплексов P_2kz_2 и P_1k юго-востока Русской платформы с мощными пластовыми залежами галита в отличие от вод водоносных комплексов P_2u-kz_1 и P_1as, s, a , в которых хлористый натрий представляет собой рассеянные примеси к сульфатным, карбонатным и терригенным породам, имеют большую степень минерализации, содержат больше хлора, брома, бора, характеризуются значительными бром-хлорным и бор-хлорным коэффициентами. Пределы колебания степени минерализации и содержания хлора в водоносных комплексах P_1k и P_2kz_2 — 16—28 и 9—16 г/100 г (чаще 20—23 и 13—15 г/100 г), а в водоносных комплексах P_1as, s, a и P_2u-kz_1 — 12—28 и 7—17 г/100 г (чаще 16—21 и 10—13 г/100 г).

§ 2.

ФАКТОРЫ И ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ ХЛОРИДНЫХ МАГНИЕВЫХ ВОД

Хлоридные магниевые подземные воды к настоящему времени вскрыты бурением в пермских водоносных комплексах юго-востока Русской платформы и Предуральяского прогиба, в мезокайнозойских Средней Азии, в кембрийских Иркутского амфитеатра, в кайнозойских Предкарпатья и др. Водовмещающие породы — галогенные, обогащенные в той или иной степени магниевыми солями. Мощность соленосных толщ достигает нескольких сотен метров. Глубины залегания изменяются от нескольких десятков до тысяч метров. Воды чаще всего удалены от областей инфильтрации атмосферной влаги: слабоподвижные. Для них характерна высо-

кая минерализация (от 230—250 до 500—600 г/л) и значительная обогащенность микроэлементами (Br до 5—7, B до 1, Sr до 2—3 г/л, Li до нескольких десятков и даже сотен мг/л). По ионному составу это хлоридные натриевые с повышенным содержанием магния (ClNaп.Mg), хлоридные натриево-магниевые (ClNaMg), хлоридные магниевонариевые (ClMgNa), хлоридные магниевые с повышенным содержанием натрия (ClMgp.Na) воды.

Ряд исследователей относят хлоридные магниевые рассольные воды к остаточной рапе солеродных бассейнов. В действительности же, большая часть хлоридных магниевых вод значительно отличается от седиментационных вод по степени минерализации и количественной характеристике ионов. В качестве примера можно рассмотреть хорошо изученные и широко распространенные хлоридные магниевые воды водоносных комплексов P_{1k} и P_{2kz_2} юго-востока Русской платформы. Хлоридные магниевые воды водоносного комплекса P_{1k} в центральной части указанной территории приурочены к галогенным породам эсомит-сильвин-карналлитовой стадии, а на востоке и юго-востоке — к карналлитовой стадии. Конкретный состав подземных вод хлоридный натриевый с повышенным содержанием магния (ClNaп.Mg), хлоридный натриево-магниевый (ClNaMg), хлоридный магниевонариевый (ClMgNa). Седиментационные воды имели в первом районе хлоридно-сульфатный магниевонариевый (ClSO₄MgNa), во втором — хлоридно-сульфатный магниевый с повышенным содержанием натрия (ClSO₄Mgp.Na) состав. Подземные воды от седиментационных в пределах первого района отличаются пониженной степенью минерализации в 1,3—1,4 раза; пониженными содержаниями сульфат-иона — в 30—50 раз; магния — в 4—6 раз, брома и бора — в 1,3—1,5 раза, повышенными содержаниями натрия в 3—7 раз и кальция — в 5 раз (табл. 33). Состав гипотетических веществ подземных вод также отличен от седиментационных. В подземных водах NaCl > MgCl₂ > CaSO₄ > Ca(HCO₃)₂ (табл. 34); в седиментационных MgCl₂ > Na₂SO₄ > Ca(HCO₃)₂. В процессе развития водоносного комплекса P_{1k} из седиментационных вод исчез Na₂SO₄, появились CaSO₄ и NaCl, в 4—6 раз уменьшилось содержание MgCl₂ и в 2—10 раз и более Ca(HCO₃)₂. Воды водоносного комплекса P_{1k} в районах развития пород карналлитовой стадии отличаются от седиментационных пониженной степенью минерализации (в 1,2 раза), резко пониженным содержанием сульфат-иона (в 30 раз), пониженным содержанием магния (в 3 раза), повышенным содержанием натрия (примерно в 10 раз) и кальция (в 1,7 раза) (см. табл. 33). Гипотетические вещества седиментационных вод: MgCl₂ > Na₂SO₄ ≈ MgSO₄ > CaSO₄ ≈ Ca(HCO₃)₂; подземных: NaCl ≥ MgCl₂ > CaSO₄ > Ca(HCO₃)₂, т. е. основные различия седиментационных вод карналлитовой стадии и подземных вод: Na₂SO₄ и MgSO₄ отсутствуют в подземных водах, а содержание MgCl₂ и Ca(HCO₃)₂ в подземных водах (табл. 35) меньше, чем в седиментационных. Подземные воды во-

Таблица 33

Сравнение степени минерализации и ионного состава хлоридных магниевых подземных вод водоносного комплекса Р_{1к} юго-востока Русской платформы с водами бассейна накопления эпсомита, сильвина, карналлита

Компоненты и коэффициенты	Морская вода эпсомит-сильвин — карналлитовой стадии	Подземные воды	
		Сорочинский профиль	Ромашкинская площадь
$\Sigma_{\text{м}}, \text{ г/100 г}$	32,57—34,249	25,6	24,0
$\text{Cl}^-, \frac{\text{г/100 г}}{\text{экв}}$	15,829—19,235 0,445—0,541	16,1 0,45	14,9 0,415
$\text{SO}_4^{2-}, \frac{\text{г/100 г}}{\text{экв}}$	3,128—5,139 0,0652—0,127	0,1 0,002	0,16 0,0033
$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}, \frac{\text{г/100 г}}{\text{экв}}$	0,314—0,181 0,022—0,003	0,06 0,0001	0,15 0,002
$\text{Na}^+, \frac{\text{г/100 г}}{\text{экв}}$	2,048—1,039 0,0887—0,0448	8,2 0,35	6,8 0,3
$\text{Mg}^{2+}, \frac{\text{г/100 г}}{\text{экв}}$	5,35—7,566 0,439—0,6202	1,0 0,082	1,15 0,094
$\text{Ca}^{2+}, \frac{\text{г/100 г}}{\text{экв}}$	0,09—0,121 0,0045—0,006	0,4 0,02	0,68 0,03
$\text{Br}, \text{ г/100 г}$	0,211—0,303	0,14	0,17
$\frac{\text{Br} \cdot 10^3}{\text{Cl}}$	13,3—15,7	8,7	11,4
$\frac{\text{B} \cdot 10^4}{\text{Cl}}$	10,1—15,0	9,3	8,7
$\frac{\equiv \text{Mg} \cdot 10^2}{\equiv \text{Cl}}$	98,6—144,6	18,2	22,4
	ClSO_4MgNa $\text{ClSO}_4\text{Mg п. Na}$	ClMgNa	ClNa п. Mg

доносного комплекса Р_{1к} в целом менее минерализованы, в них меньше хлора, магния, брома, бора, сульфат-иона, больше натрия и кальция по сравнению с седиментационными. На начальном этапе формирование подземных хлоридных магниевых вод водоносного комплекса Р_{1к} протекало одновременно в направлении разбавления седиментационных вод, их вытеснения и взаимодействия с породами. Со временем вытеснение уменьшилось, разбавление оставалось более или менее постоянным, взаимодействие с породами вследствие изменения состава формирующихся вод станови-

Таблица 34

Состав гипотетических веществ морской и подземной вод на участках распространения эпсомит-сильвин-карналлитовых солей в комплексе Р_{1к} Прикаспия

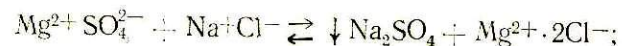
Вещества	Морская вода ClSO_4MgNa $\text{ClSO}_4\text{Mg п. Na}$ составов	Подземная вода, г-экв 100 г	
		ClMgNa состава	ClMg п. Na состава
$\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$	0,004—0,006	0,0001	0,002
CaSO_4	нет	0,002	0,0033
Na_2SO_4	0,05—0,1	нет	нет
NaCl	нет	0,35	0,35
MgCl_2	0,4—0,6	0,1	0,1

Таблица 35

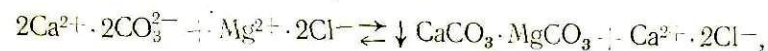
Состав гипотетических веществ морской и подземной вод на участках распространения карналлитовых солей в комплексе Р_{1к} Прикаспия

Вещества	Морская вода $\text{ClSO}_4\text{Mg п. Na}$ состава	Подземные воды, г-экв 100 г	
		ClSO_4MgNa состава	ClNaMg состава
$\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$	0,003	0,0016	0,0016
CaSO_4	0,003	0,0034	0,0035
Na_2SO_4	0,05	0,087	нет
MgSO_4	0,047	нет	нет
NaCl	нет	0,083	0,3
MgCl_2	0,54	0,42	0,2

лось качественно другим. Сульфат-ион из вод удалялся путем: а) осаждения Na_2SO_4



б) сульфатредукции, которая уже в начале формирования комплекса развивалась на тех же участках, галогенные породы которых содержали глинистый материал с органическим веществом. Удаление из вод магния является результатом: а) доломитизации, вероятнее всего, по схеме Мариньяка:



о чем свидетельствует одновременное, с удалением магния, накопление в водах кальция; б) катионного обмена магния морской воды на кальций и натрий поглощенного комплекса глинистых

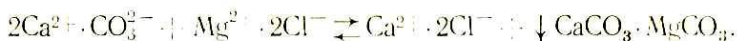
Этой же схемой объясняется наличие в подземных водах кальция, равновесного с хлором.

В водоносные комплексы P_2kz_2 и P_1k на территорию распространения галогенных пород, обогащенных магниевыми солями, с севера поступали и поступают воды хлоридного натриевого состава. Согласно опытам при поступлении в хлоридные натриевые воды из галогенных пород магния последние переходят в хлоридные магниевые воды с разным соотношением магния и натрия. Вначале магния в водах меньше, чем натрия, при дальнейшем взаимодействии вод с галогенными породами его становится больше, чем натрия. В водоносных комплексах P_1k и P_2kz_2 юго-востока Русской платформы с севера на юг (в направлении движения) воды следующим образом изменяют состав: $ClNa \cdot Mg \rightarrow ClNaMg \rightarrow ClMgNa \rightarrow ClMg \cdot Na$.

Сильноминерализованные хлоридные магниевые воды галогенных отложений формируются преимущественно путем растворения наряду с хлористым натрием, солей магния галогенных пород. Растворение оказывается возможным вследствие постоянного разбавления подземных вод атмосферными осадками и снижения степени минерализации, что способствует поддержанию в водах состояния недонасыщенности по хорошо растворимым солям. Чаще всего хлоридные магниевые воды формируются из хлоридных натриевых, поступающих в пределы развития галогенных пород с магниевыми солями. Притекающие на территорию распространения магниевых солей хлоридные натриевые воды менее минерализованы по сравнению с хлоридными магниевыми, что обеспечивает постоянное разбавление последних и относительно повышенное содержание в них натрия. С удалением от границы распространения хлоридных натриевых вод в хлоридных магниевых водах происходит перераспределение между количеством натрия и магния. Количество магния по сравнению с натрием увеличивается. Увеличивается и степень минерализации хлоридных магниевых вод. Это увеличение — результат взаимодействия подземных вод с галогенными породами, содержащими соли магния. Воды при этом претерпевают сложные превращения, в результате которых отдельные ионы частично убывают из подземных вод, частично изменяют количественные соотношения с другими ионами. Так, магний в результате реакции



перераспределяется на хлор, сульфат-ион и натрий — удаляются из вод, сульфат-ион, кроме того, удаляется из воды посредством сульфат-редукции, о чем свидетельствует наличие сероводорода в водах. Процесс доломитизации способствует накоплению в водах кальция, эквивалентного хлору



Присутствие калия, брома, бора в породах обуславливает повышенное содержание этих элементов в водах. При этом также имеет влияние фактор, благоприятствующий растворению солей — подвижность подземных вод.

Помимо хлоридных магниевых подземных вод среди галогенных пород редко встречаются хлоридно-сульфатные магниевые воды, они вскрыты, например, в галогенных породах комплекса Р₁к юго-востока Русской платформы (южнее и юго-восточнее Оренбурга), в Предуральском прогибе, где широко развита солянокупольная тектоника. В результате солянокупольной тектоники образовались блоки, отделенные друг от друга экранирующими плоскостями. Последние обеспечили закупоривание вод, отрезали пути их разгрузки и поступление в них вод со стороны. Закупориванию в блоках подверглись седиментационные воды. Воды имеют хлоридно-сульфатный магниевый-натриевый (ClSO_4MgNa) и хлоридно-сульфатный натриево-магниевый (ClSO_4NaMg) состав, степень их минерализации 385—423 г/л. В гидрогеологическом отношении указанная территория отличается блоковым залеганием вод и практической их изолированностью от влияния внешних факторов. Последнее создало условия для малой изменчивости вод в течение длительного геологического времени. Рассматриваемые воды по химическому составу, степени минерализации и содержанию микроэлементов чрезвычайно близки водам бассейнов седиментации с резко высокой соленостью, в которых отлагались галогены, обогащенные хлоридами и сульфатами калия, магния. На основании этого можно считать, что хлоридно-сульфатные магниевые подземные воды водоносного комплекса Р₁к — слабо измененные седиментационные воды. Изменения в соотношениях между натрием и магнием (в современных водах несколько больше натрия и меньше магния) развивались в течение всего исторического времени. Это происходило вследствие обогащения галогенных пород отдельных участков бассейна мелкодисперсным глинистым материалом, приносимым с Уральской суши. Глинистый материал менее соленого моря восточной части бассейна был насыщен сорбированным натрием, который впоследствии частично заменился магнием рассматриваемых морских вод.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОБОБЩЕНИЯ В ГИДРОГЕОХИМИИ

Глава 15

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ. ПОНЯТИЕ, РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ, СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА

До настоящего времени среди многих исследователей гидрогеохимическая зональность известна как гидрохимическая. Это результат терминологической неточности, возникшей из-за того, что часто ошибочно раздел науки, изучающий химический состав подземных вод, именовали гидрохимией, а не гидрогеохимией. О гидрогеохимической зональности — закономерном изменении химического состава подземных вод в пространстве — к настоящему времени имеется обширная литература. Пространственное изменение химического состава подземных вод происходит в пределах водоносных комплексов по горизонтам и вертикали, в связи с чем исследователи различают горизонтальную и вертикальную гидрогеохимическую зональность. М. Е. Альтовский отметил «Следует учитывать, что в гидрогеологии существуют два вида вертикальной зональности: одна наблюдается нами при бурении скважин, а другая — по падению водоносных пластов. Первую следовало бы называть вертикальной зональностью наслоения, а вторую — вертикальной пластовой или даже просто пластовой зональностью». И. К. Зайцев и Н. И. Толстихин (1972) выделили широтную (географическую) зональность подземных вод, к которой отнесли изменения в химическом составе грунтовых вод и вертикальную (геологическую) зональность подземных, к которой отнесли изменения в химическом составе пластовых вод.

По И. К. Зайцеву и Н. И. Толстихину (1972), широтная зональность подземных вод «проявляется в пределах СССР в последовательной смене вод зоны свободного водообмена разной минерализации и солевого состава от северных, более увлажненных широт к южным, более засушливым широтам». Широтная зональность И. К. Зайцевым и Н. И. Толстихиным связывается с изменением с севера на юг среднегодовых температур воздуха; с умень-

шением количества атмосферных осадков, с увеличением испарения. В результате увеличивается минерализация грунтовых вод, в них начинают преобладать сульфаты и хлориды и воды становятся сульфатными, сульфатно-хлоридными, хлоридными, а по катионам — натриевыми. Большое значение смене климатических условий в формировании гидрохимической зональности почвенных и грунтовых вод придавалось почвоведомы (Докучаев и др.). Многие исследователи (Ланге, 1947; Ильин, 1930; Гармонов, 1948 и др.) склонны считать, что имеются факторы, определяющие гидрогеохимическую зональность грунтовых вод — прежде всего климатические и геоморфологические. Б. Л. Личков отмечает также огромную роль растительного покрова. К. Е. Питьева (1969) придает большое значение в формировании гидрогеохимической зональности грунтовых вод гидродинамическим условиям. Из гидродинамических условий главные, по ее мнению, длины путей фильтрации и направление движения вод. С увеличением с севера на юг на Русской платформе длин путей фильтрации и с преобладающим движением вод в южном направлении изменяется ионный состав вод и возрастает степень их минерализации. Изменение скорости фильтрации грунтовых вод накладывает определенный отпечаток на их химический состав, поскольку при одинаковой длине пути фильтрации обуславливают разное время взаимодействия с породами. Изменение скоростей фильтрации вызывает нарушение закономерного постепенного изменения химического состава грунтовых вод.

Гидродинамические факторы обуславливают главным образом изменения в степени минерализации грунтовых вод гумидных областей и менее значительно влияют на изменения в их ионном составе. Изменения в ионном составе вод, вызванные гидродинамическими факторами, постепенные и заключаются в изменении соотношений между ионами. При этом, как правило, тип воды сохраняется практически неизменным. Резкие изменения в ионном составе вод вызываются изменением литолого-геохимических свойств пород.

В аридных областях так же, как и в гумидных имеет место гидрогеохимическая зональность. Закономерное изменение состава грунтовых вод в аридных областях происходит от участков их питания речными водами и поверхностными водотоками с гор. Отсюда пресные, преимущественно гидрокарбонатные воды быстро становятся солеными сульфатными, а затем преимущественно солеными хлоридными. Основная причина изменения состава вод — их взаимодействие с засоленными породами.

Изменение химического состава пластовых вод глубоких водоносных комплексов происходит по простиранию водоносных комплексов от областей выхода на поверхность в направлении погружения. Увеличивается степень минерализации вод и изменяется ионный состав. На перемещение вод по пласту влияют восходящие движения вод. Попадающие в пределы того или иного водоносного

комплекса воды из более глубоких комплексов частично продолжают перетекать вверх, а частично увлекаются потоком вод данного комплекса. Иногда под влиянием восходящих вод образуются аномальные гидрогеохимические участки. Как правило, подземные воды аномальных участков более минерализованы по сравнению с водами данного комплекса и содержат несколько иные ионы.

В вертикальном разрезе земной коры сверху вниз увеличивается степень минерализации вод и происходят изменения в их ионном составе. В схематичном виде гидрогеохимические изменения в пределах водоносного комплекса и по вертикальному разрезу представляют горизонтальную и вертикальную гидрогеохимическую зональность.

Существующие теоретические положения по вопросу гидрогеохимической зональности представлены несколькими точками зрения. Одна из них сводится к влиянию магматических факторов на распределение в земной коре подземных вод различного состава; другая — к влиянию гидродинамических условий и глубин залегания; третья — к влиянию гравитационного и других полей земли и т. д.

Многие исследователи (Альтовский, 1950; Виноградов, 1967; Дерпгольц, 1962 и др.) признают участие магматических факторов в формировании гидрогеохимических условий земной коры. Особенно это относится к глубоким частям земной коры. Высокую степень минерализации глубоких подземных вод многие сторонники магматогенной гипотезы объясняют влиянием вещества глубин на состав вод, испарения и изменениями в составе вод под воздействием процессов кристаллизации. Действие этих процессов затухает в направлении к поверхности Земли и в этом же направлении в общих чертах уменьшается степень минерализации вод. Значительная обогащенность наиболее глубоких подземных вод хлором объясняется этими же причинами. Минерализация вод, кроме того, увеличивается, по мнению А. П. Виноградова, вследствие взаимодействия соляной кислоты (поступающей из глубин) с породами.

Первые положения о связи гидрогеохимической зональности с глубинами и с изменением подвижности подземных вод принадлежат В. И. Вернадскому, который указал на закономерную смену в земной коре пресных вод солеными, а соленых — рассольными. Он указал также на конкретные изменения в химическом составе подземных вод с глубиной (увеличение содержания кальция, уменьшение натрия; замену гидрокарбонатов и сульфатов хлором). Эти изменения в составе вод В. И. Вернадский связал также с уменьшением их скоростей движения. При этом им было отмечено, что в наиболее глубоких частях плоских синклиналей пластовые воды почти неподвижны.

На динамику подземных вод как на фактор, определяющий гидрогеохимическую зональность, в 30-е и 40-е годы указывалось

во многих работах (Щеголев и Толстихин, 1939; Зайцев, 1940, 1945; Игнатович, 1948; Макаренко, 1948 и др.).

Особенно широко известны среди гидрогеологов представления И. К. Игнатовича о взаимосвязи динамики и химического состава подземных вод в вертикальном разрезе земной коры. Им выделено по признаку подвижности подземных вод три гидродинамические зоны (сверху вниз): а) активного водообмена; б) затрудненного подземного стока; в) застойного водного режима. В пределах первой (верхней) зоны формируются пресные гидрокарбонатные воды среди пород, из которых выщелочены хлориды и сульфаты. Вторая (средняя) зона медленного вымывания из пород ионно-солевого морского комплекса; воды этой зоны главным образом хлоридно-сульфатные. В третьей (нижней) зоне преобладает концентрирование солей и формируются хлоридные рассолы.

Ф. А. Макаренко так объясняет формирование в земной коре вод разного состава: «...высокая минерализация вод нижней зоны обуславливается слабой химической промытостью пород, высокими температурами, повышенными давлениями и длительной связью ее вод с горными породами.... химический режим зоны совершенно стабилен, а гидродинамический более стабилен относительно верхних зон».

М. С. Гуревич (1956) провел исследования взаимосвязи гидродинамических условий водоносных комплексов с химическим составом подземных вод, газовым режимом и распределением органики и пришел к выводу о существовании такого рода взаимосвязи. И. К. Зайцевым гидрогеохимическая зональность рассматривалась в связи с составлением комплекса гидрохимических карт территории Союза и отдельных его регионов. В основу выделения зон при этом положена степень минерализации подземных вод; неучет ионного состава вод при выделении зон объясняется отсутствием достаточно определенных картировочных признаков.

При рассмотрении роли глубины залегания подземных вод на проявление гидрогеохимической зональности следует отметить, что соотношение между составом подземных вод и глубинами их залегания сложное. Закономерное изменение состава вод с глубиной проявляется только при относительной литолого-геохимической и фильтрационной однородности пород. В этом случае, как правило, увеличивается степень минерализации вод за счет возрастания ионов, свойственных конкретному гидрохимическому типу. Так, например, в гидрокарбонатных водах, приуроченных к терригенным полевошпатовым отложениям, с глубиной возрастает степень минерализации за счет увеличения содержания хлора и натрия (состав воды изменяется от HCO_3Na к $\text{HCO}_3\text{п. ClNa}$, к HCO_3ClNa , к ClHCO_3Na и $\text{Clп. HCO}_3\text{Na}$). В хлоридных натриево-кальциевых водах, приуроченных к терригенным или карбонатным породам, увеличивается с глубиной степень минерализации вод за счет возрастания содержания хлора и кальция (состав воды изменяется от ClNa к ClNaп. Ca , ClNaCa , ClCaNa). В случае литолого-геохими-

ческой и фильтрационной неоднородности пород взаимосвязь между составом вод и глубиной залегания нарушается.

Так, например, смена сульфатных пород терригенными и карбонатными обуславливает переход сульфатных вод в хлоридные натриевые. Смена карбонатно-терригенных отложений галогенными, содержащими магниевые соли, определяет переход хлоридных натриевых вод в хлоридные магниевые и т. д. Иными словами, в случае литолого-геохимической неоднородности пород происходит независимо от глубины залегания резкое изменение в составе подземных вод. О слабой зависимости состава подземных вод от глубины их залегания свидетельствует, например, малая изменчивость с глубиной ионного состава пермских вод, приуроченных к однообразным породам: хлоридные натриевые воды, приуроченные к засоленным породам, при погружении с севера на юг практически не изменяют минерализации. Для палеозоя Северного Прикаспия отмечается своеобразие гидрогеохимических сред положительных структур, залегающих на различных глубинах, т. е. воды положительных структур, залегающих на различных глубинах, как правило, менее минерализованы относительно окружающих вод.

Так, например, в пределах Азовской антиклинальной зоны Западно-Кубанской впадины Предкавказья воды неогена, залегающие на глубинах 1500—2000 м, преимущественно в песчаных породах — гидрокарбонатные натриевые, а в пределах Калужской зоны на глубинах 1000—1200 м в глинистых породах — хлоридные натриевые с более высокой минерализацией. В гидрокарбонатных верхнемеловых и сульфатных альбских водах Западного Предкавказья закономерного поведения ионов с глубиной не наблюдается. Графики зависимости поведения степени минерализации и отдельных ионов нижнемеловых и верхнемеловых хлоридных натриевых и хлоридных натриево-кальциевых вод Предкавказья от глубины залегания показывают или отсутствие закономерных зависимостей, или слабое их проявление.

Слабая связь состава вод с глубинами их залегания подтверждается корреляционным анализом. Повышенные коэффициенты корреляции между Σ_m , ионами подземных вод и глубиной залегания единичны, встречаются в случаях приуроченности вод к относительно однородным породам. Так, повышенная корреляционная связь с глубиной отмечена: а) для Cl^- (0,6—0,68), Na^+ (0,6—0,8), Ca^{2+} (0,4—0,7) нижнемеловых вод Азовской антиклинальной зоны и других районов Предкавказья с широким развитием полевошпатовых отложений; б) для SO_4^{2-} (0,65) вод неогена Азовской и Калужской антиклинальных зон и палеогена Калужской антиклинальной зоны, породы которых обогащены сульфидами металлов и сульфатным цементом. Коэффициенты корреляции HCO_3^- с глубиной в большинстве случаев отрицательные (минус 0,45—минус 0,003), что указывает на обратную связь — убывание роли

данного иона в водах по мере удаления от областей инфильтрации атмосферной влаги.

Влияние гравитационного поля Земли на распределение подземных вод различного состава по вертикальному разрезу земной коры изучалось К. В. Филатовым, Д. С. Соколовым и О. Я. Самойловым (1957). Исходя из их построений главными факторами, определяющими гидрогеохимическую дифференциацию в земной коре, являются физические и химические свойства элементов и гравитационное поле Земли.

Гравитационное поле Земли является силой, определяющей стремление элементов, ионов занять наиболее низкое положение. Физические и химические свойства элементов обуславливают порядок расположения элементов в вертикальном разрезе земной коры относительно друг друга. Исследования К. В. Филатова, Д. С. Соколова и О. Я. Самойлова показали, что сверху вниз в подземных водах под влиянием гравитационного поля Земли должны иметь преимущественное распространение гидрокарбонат-ион, сульфат-ион, хлор, что в общих чертах соответствует действительному расположению анионов в подземных водах.

Гидрогеохимическая закономерность, заключающаяся в смене гидрокарбонатных вод сульфатными, затем хлоридными, существует не бесконечно. Причина ограниченности в том, что однообразная гидрогеохимическая среда и однотипность смены вод одного состава водами другого состава существуют только в тех площадных и временных пределах, которые обуславливаются соответствующими природными факторами. При смене природных условий возникает новая, свойственная им гидрогеохимическая среда с новыми закономерностями.

Разнообразие гидрогеохимических сред в пределах водоносных комплексов обусловило к настоящему времени в разных частях земной коры своеобразие гидрогеохимических вертикальных разрезов. Например, юго-восток Русской платформы по видам вертикальных гидрогеохимических разрезов девона и карбона делится на три участка. Первый приурочен к Татарскому, Токмовскому, Воронежскому сводам и примыкающим к ним Мелекесской, Серноводско-Абдулинской впадинам, западной части Кинельских дислокаций. В его вертикальном разрезе преобладают ClNaClCa воды и только нижняя часть разреза (водоносный комплекс $\text{D}_2\text{—D}_3$) представлена ClNaCa водами. Второй включает большую часть Жигулевско-Оренбургского свода, Бузулукскую впадину, восточный склон платформы и Предуральский прогиб. Его вертикальный разрез характеризуется преимущественным распространением ClNa вод (водоносные комплексы $\text{D}_3\text{—C}_1$, C_1 , $\text{C}_1\text{—C}_2$); нижняя, незначительная по мощности, часть разреза (водоносный комплекс $\text{D}_2\text{—D}_3$) представлена ClNaCa и ClCaNa водами. Третий расположен в Куйбышевском, Саратовском и Волгоградском Поволжье, где по всему разрезу развиты главным образом ClNaCa и на отдельных площадях — ClNaClMg воды. Деление территории на

участки усложнятся, если при установлении характера вертикального гидрогеохимического разреза за основу брать более детальную гидрогеохимическую характеристику. Гидрогеохимическое расчленение Северного Прикаспия произведено с учетом не только химического состава вод девона и карбона, но и перми, так как последние там широко развиты. В Северном Прикаспии развито четыре участка. Первый занимает Татарский свод и близлежащие площади. Вертикальный разрез представлен сверху вниз: а) сульфатными и хлоридными натриевыми водами перми; б) хлоридными натриево-кальциевыми водами (водоносные комплексы C_2 и C_2-C_3); в) хлоридными натриевыми и сульфатными водами (водоносные комплексы C_1-C_2); хлоридными натриево-кальциевыми водами (C_1 , D_3-C_1 , D_2-D_3). Второй участок распространен в северной части Жигулевско-Оренбургского свода и в платформенной части Башкирии. В верхней части разреза этого участка развиты хлоридные натриевые и сульфатные воды перми; ниже — хлоридные натриевые воды водоносных комплексов от C_2-C_3 , до D_2-D_3 ; еще ниже хлоридные натриево-кальциевые воды водоносного комплекса D_2-D_3 . В третьем участке — Бузулукской впадине — только подземные воды перми отличаются от второго участка: они хлоридные магниевые. В четвертом участке, самом южном, верхняя часть вертикального разреза представлена хлоридными магниевыми водами перми, нижняя — хлоридными натриево-кальциевыми водами девона и карбона. В центральной части Самаркинской дислокации имеет место своеобразный гидрогеохимический вертикальный разрез, для которого характерно однообразие состава вод; по всему разрезу (девона, карбона, перми) развиты хлоридные натриево-кальциевые воды.

Глава 16

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

§ 1.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Районирование — один из важных методов гидрогеологических исследований вообще и гидрогеохимических исследований в частности. Теоретических разработок в области гидрогеохимического районирования проведено пока мало и вопрос этот изучен слабо. В подавляющей части работ, посвященных районированию, рассматриваются принципы районирования территорий с общих гид-

рогеологических позиций. Однако в некоторых из них затрагиваются вопросы и химического состава подземных вод, вследствие чего в целом ряде случаев гидрогеологическое районирование представляет интерес и для гидрогеологического районирования. К тому же знание основных положений гидрогеологического районирования облегчает проблему гидрогеохимического районирования.

Районирование территорий в гидрогеологии издавна широко применяется при разного рода региональных исследованиях, решении теоретических и прикладных задач. Учение о гидрогеологическом районировании начало развиваться сравнительно недавно, тем не менее в последние годы этому вопросу посвящено немало работ (Гармонов, 1948, 1955; Зайцев, 1947, 1959; Ильин, 1922; Каменский, 1949; Ланге, 1947, 1959; Лисицын, 1927; Личков, 1954; Овчинников, 1962; Отоцкий, 1914; Петров, 1961; Семихатов, 1940; Терлецкий, 1933; Толстихин, 1963, 1968 и др.). Приемом районирования широко пользуются специалисты научных и производственных организаций.

Первые работы по районированию территорий Советского Союза были связаны с изысканиями для водоснабжения и состояли в районировании грунтовых вод по условиям залегания, химическому составу и основным факторам, определяющим особенности гидрогеологических обстановок. Это карты П. В. Отоцкого (1914), К. П. Лисицына (1927), В. С. Ильина (1922), Б. Л. Личкова (1931), О. К. Ланге (1947). В основу гидрогеологического районирования В. И. Ильин положил геоморфологический признак. В связи с ним европейская территория Союза ССР была разделена на районы, каждый из которых характеризуется своеобразными условиями залегания грунтовых вод и гидрогеохимическими условиями. Б. Л. Личков, исходя из геоботанических условий (преобладания лесов, степей или лесов различного вида — хвойных, лиственных и др.), расчленил европейскую территорию СССР на различные по характеру гидрогеологических условий и химического состава вод районы. О. К. Ланге на территории СССР выделил районы с различными гидрогеологическими условиями и составом вод на основе климатического фактора.

В течение 1955—1958 гг. во Всесоюзном институте гидрогеологии и инженерной геологии под руководством А. Н. Семихатова, В. И. Духаниной, Н. В. Родионова была составлена карта грунтовых вод европейской части СССР, на которой показаны районы со специфическими гидрогеологическими условиями. Районы выделены по геолого-геоморфологическим признакам с учетом особенностей распространения и условий залегания водовмещающих пород.

Первая работа по обобщению гидрогеологических условий артезианских бассейнов была сделана А. Н. Семихатовым (1925). Им была составлена карта районов европейской части СССР в целях возможного их практического использования. В основу выделения районов А. Н. Семихатовым положено геологическое

строение территории и стратиграфическая принадлежность водовмещающих пород. К немногочисленным работам, посвященным специально гидрогеохимическому районированию, относятся работы И. В. Гармонова, А. М. Овчинникова, М. П. Петрова. И. В. Гармоновым (1948) на европейской территории Союза ССР были выделены районы с развитием ультрапресных гидрокарбонатно-кремнеземных, гидрокарбонатно-кальциевых, сульфатных и хлоридных подземных вод, однако без учета степени их минерализации. В 1958 г. им же при уточнении районирования помимо характера минерализации была учтена степень минерализации подземных вод. За основу гидрогеохимического районирования И. В. Гармоновым взяты климатолого-геоморфологические и гидродинамические признаки. Каждый из районов характеризуется с позиций этих признаков и химического состава подземных вод; проведена взаимоувязка между климатолого-геоморфологическими и гидродинамическими условиями и химическим составом подземных вод. А. М. Овчинников (1959), рассматривая принципы гидрогеологического районирования, одним из главных его показателей назвал гидрогеохимический признак. Последний включает ионный состав и степень минерализации подземных вод. М. П. Петровым (1961) проведено районирование территории СССР по гидрогеохимическим условиям; выделены районы с конкретным химическим (характером и степенью минерализации) составом подземных вод.

При гидрогеологическом и гидрогеохимическом районировании за основу единицы районирования был принят район. Определение гидрогеологического района было впервые сформулировано в решении I-го Всесоюзного гидрогеологического съезда в 1931 г. по предложению Б. К. Терлецкого: «Под гидрогеологическим районом, впредь до уточнения этого понятия, следует понимать участок земной оболочки, выделяемый по преобладающему типу подземных вод, определяющему характер оптимальной водоносности данного участка земли. Гидрогеологический район выделяется на основе геологических закономерностей его исторического развития. В задачи гидрогеологического районирования входит раскрытие закономерностей развития не только подземных, но и надземных вод. Для равнинных, слабодислоцированных областей, понятие гидрогеологического района совпадает с артезианским бассейном. Для горных дислоцированных областей гидрогеологический район определяется межгорной продольной впадиной, ограниченной подземными водоразделами. Для равнинных недислоцированных областей с мощным развитием четвертичных отложений, обладающих выдержанным на большой площади водоносным горизонтом, глубже которого водоносные горизонты пока неизвестны, можно считать гидрогеологическим районом территорию в пределах пространства данного водоносного горизонта». Позже в 1936—1938 гг. во Всесоюзном геологическом институте в Ленинграде под руководством М. М. Васильевского была дана характеристика гидрогеологических районов в связи с тектоническими структура-

ми. Ими были выделены: а) гидрогеологические бассейны, приуроченные к тектоническим отрицательным структурам; б) гидрогеологические провинции — щиты, глыбы, антиклинальные и горстовые поднятия; в) гидрогеологические горно-складчатые области; г) районы не подчиняющиеся конкретным тектоническим структурам.

Геоструктурная основа районирования в дальнейшем была развита Н. К. Игнатовичем. В 1947 г. им была создана схема районирования, где в основу выделения районов были положены структуры с различной гидрогеологической характеристикой (по степени раскрытости, промытости и др.). Н. И. Толстихиным (1947) было выдвинуто предложение о выделении в качестве главных единиц районирования «артезианских бассейнов», «гидрогеологических горно-складчатых областей» и «гидрогеологических массивов». В дальнейшем Г. Н. Каменским (1957), И. К. Зайцевым (1945, 1947, 1957, 1961 и т. д.), Б. И. Куделиным и И. Ф. Фиделли (1966) и другими развиваются идеи гидрогеологического районирования на геоструктурной основе. Уточняются определения гидрогеологических районов. А. М. Овчинников (1959) сформулировал определение гидрогеологического района так: «это бассейн подземных вод, приуроченный к одной или нескольким геологическим структурам, отличающийся характерным соотношением между областью современной инфильтрации и областью распространения водоносных комплексов и имеющий гидрохимическую зональность, создающуюся в течение длительной геологической истории развития района и постепенно изменяющуюся под воздействием современных процессов». Гидрогеологическое районирование, развившееся на геоструктурной основе, является общим районированием. Позже появилось и специальное районирование, цель которого — решение конкретных задач. Общее районирование, как правило, предопределяет порядок исследования территорий и их характерные особенности. Выделенные при общем районировании районы изучаются как самостоятельные со своеобразными гидрогеологическими чертами объекты. Поэтому общее районирование обычно предшествует описанию гидрогеологических условий районов. Специальным районированием подводится итог тем или иным гидрогеологическим исследованиям территории районирования по конкретным гидрогеологическим свойствам, условиям, характеристикам, признакам. Поэтому специальное (или целевое) районирование, как правило, проводится на материале гидрогеологических исследований и является заключительной частью описания всех результатов исследования.

Гидрогеохимическое районирование относится к специальному, т. е. целевому, направленному на решение специальных задач. Базируется гидрогеохимическое районирование на естественно-историческом анализе гидрогеохимических условий территорий. Гидрогеохимическое районирование учитывает большое число гидрогеохимических признаков, таких как закономерности миграции

элементов в водах, процессы взаимодействия вод с породами и др. Гидрогеохимическим районированием подводится итог гидрогеохимическим исследованиям, в связи с чем данное районирование — один из завершающих этапов гидрогеохимических исследований. Гидрогеохимическое районирование проводится или для территории одного или для территории распространения в вертикальном разрезе нескольких водоносных комплексов. Районирование отражает одновременно своеобразие химического состава подземных вод отдельных водоносных комплексов и гидрогеохимические условия, свойственные всему гидрогеохимическому вертикальному разрезу. Гидрогеохимическое районирование — это деление территории отдельного или территории распространения в вертикальном разрезе нескольких водоносных комплексов по генетическим гидрогеохимическим признакам или практической значимости подземных вод. В связи с этим различается районирование: а) по генетическим признакам; б) в прикладных целях. В первом случае признаками районирования являются свойства, состав воды и показатели их формирования; во втором — также и показатели, по которым воды оцениваются для практического использования.

§ 2.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПО ГЕНЕТИЧЕСКИМ ПРИЗНАКАМ

В основу гидрогеохимического районирования по генетическим признакам заложены теоретические положения об источниках, факторах и процессах формирования химического состава подземных вод. Самая крупная единица районирования — условно гидрогеохимическая провинция — соответствует самому крупному элементу классификации подземных вод по условиям формирования их химического состава — генетическому типу (табл. 37). Следовательно, гидрогеохимическая провинция — это участок земной коры в пределах водоносного комплекса, характеризующийся общностью гидрогеохимических условий и закономерностей, а также источников, факторов и процессов формирования химического состава подземных вод. На карте районирования провинция обозначается индексом соответствующего ей гидрогеохимического генетического типа. Гидрогеохимическая провинция не является аналогом гидрогеохимической структуры. Гидрогеохимическая структура — это участок земной коры в пределах водоносного комплекса или серии водоносных комплексов, характеризующийся своеобразием гидрогеохимических условий, обусловленных структурно-тектоническими особенностями. Территориально соотноше-

Схема гидрогеохимического районирования

Районирование территории по генетическим гидрогеохимическим признакам				Районирование территории для использования подземных вод в качестве минерального сырья			
Районирование территории распространения отдельного водоносного комплекса			районирование территории распространения в вертикальном разрезе нескольких водоносных комплексов	районирование территории распространения отдельного водоносного комплекса			районирование территории распространения в вертикальном разрезе нескольких водоносных комплексов
Основа районирования	единица районирования	индекс		основа районирования	единица районирования	индекс	
Тип воды по формированию химического состава	гидрогеохимическая провинция	А, Б и т. д.	гидрогеохимический район I, II и т. д.	тип воды по формированию химического состава	гидрогеохимическая провинция промышленных вод	А, Б и т. д.	гидрогеохимический район промышленных вод I, II и т. д.
Подтип воды по формированию химического состава	гидрогеохимическая область	а, б и т. д.	гидрогеохимический подрайон первого порядка I ¹ , I ² и т. д.	подтип воды по формированию химического состава	гидрогеохимическая область промышленных вод	а, б и т. д.	гидрогеохимический подрайон промышленных вод первого порядка I ¹ , I ² и т. д.
Состав воды	гидрогеохимическая подобласть	1, 2 и т. д.	гидрогеохимический подрайон второго порядка I ^{1a} , I ^{1б} и т. д.	состав воды	гидрогеохимическая подобласть промышленных вод	1, 2 и т. д.	гидрогеохимический подрайон промышленных вод второго порядка I ^{1a} , I ^{1б} и т. д.

ние между гидрогеохимической провинцией и структурой сложное. Так, в сходных структурно-тектонических условиях литолого-геохимическое разнообразие определяет разные процессы формирования состава вод, в соответствии с чем в пределах гидрогеохимической структуры может выделиться несколько гидрогеохимических провинций. И наоборот, при литолого-геохимическом однообразии разнообразные структуры могут объединиться в одну провинцию.

В пределах провинции выделяется более мелкая единица гидрогеохимического районирования — гидрогеохимическая область, соответствующая подтипу воды по формированию ее химического состава. На карте районирования область обозначается индексом соответствующего подтипа. В пределах области, на основании разнообразия в химическом составе вод, выделяется элементарная единица районирования — гидрогеохимическая подобласть. На карте она обозначается условными цифрами справа от индекса области (можно также употреблять формулу химического состава воды).

Таким образом, гидрогеохимическое районирование территории водоносного комплекса по генетическим признакам — это отражение своеобразия формирования химического состава подземных вод на разных участках водоносного комплекса, в пределах которых господствуют свои, отличные от других участков, природные условия.

Гидрогеохимическое районирование территории распространения в вертикальном разрезе нескольких водоносных комплексов проводится на основе своеобразия сочетания в вертикальном разрезе территории подземных вод различных гидрогеохимических типов и подтипов. В отличие от гидрогеохимического районирования территории отдельного водоносного комплекса данное районирование представляет собой выделение участков земной коры, в пределах которых вертикальный разрез состоит из гидрогеохимических этажей. По своеобразию сочетания подземных вод различных генетических типов и подтипов выделяется несколько видов гидрогеохимических вертикальных разрезов: а) разрез представлен подземными водами одного генетического гидрогеохимического типа (подтипа), т. е. одним гидрогеохимическим этажом; б) разрез представлен подземными водами двух генетических гидрогеохимических типов (подтипов), т. е. двумя гидрогеохимическими этажами; в) разрез представлен подземными водами трех генетических гидрогеохимических типов (подтипов), т. е. тремя гидрогеохимическими этажами, и т. д.

На карте районирования территории распространения в вертикальном разрезе нескольких водоносных комплексов, участки с конкретными видами вертикального гидрогеохимического разреза выделяются в районы (в случае рассмотрения типов вод) и в подрайоны (если рассматриваются подтипы вод). Гидрогеохимический район (подрайон) — это участок земной коры, вертикальный разрез которого сложен серией водоносных комплексов с различными

гидрогеохимическими условиями. Один гидрогеохимический район отличается от другого конкретным видом гидрогеохимического разреза.

Гидрогеохимическое районирование отдельного водоносного комплекса по генетическим признакам рассмотрим на примере ниже-среднекаменноугольного водоносного комплекса Прикаспия,

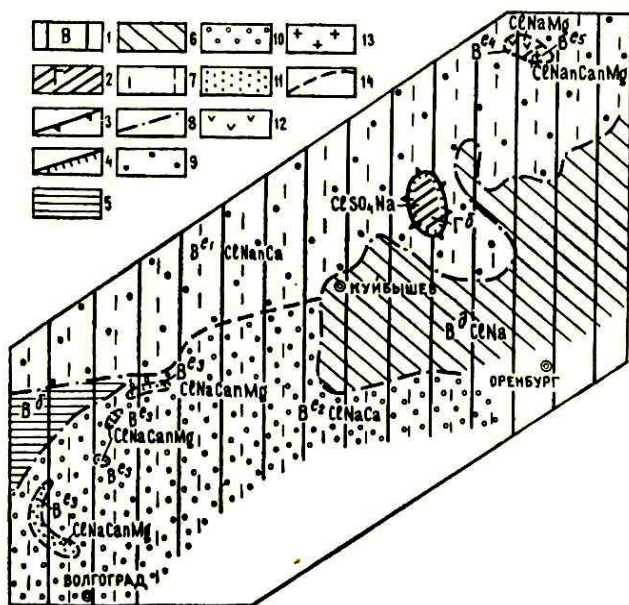


Рис. 71. Карта районирования водоносного комплекса C_1-C_2 юго-востока Русской платформы по генетическим гидрогеохимическим признакам:

1, 2 — гидрогеохимические провинции подземных вод.

Границы провинций: 3 — B ; 4 — Γ .

Гидрогеохимические области: 5 — B^6 ; 6 — B^d ; 7 — B^e ;
8 — граница областей.

Гидрогеохимические подобласти: 9 — B^{e1} ; 10 — B^{e2} ;
11 — B^{e3} ; 12 — B^{e4} ; 13 — B^{e5} ; 14 — граница подобластей

сложенного карбонатными и сульфатными отложениями. Подземные воды этого комплекса, исходя из генетической гидрогеохимической классификации, предложенной К. Е. Питьевой (1969), относятся к двум генетическим гидрогеохимическим типам: B — «сложного физико-химического взаимодействия с породами и концентрирования ионов» и Γ — «растворения». В соответствии с ними в пределах ниже-среднекаменноугольного водоносного комплекса территории Прикаспия выделяются две гидрогеохимические провинции B и Γ (рис. 71). Подземные воды генетического типа B

разделяются на воды генетических подтипов B^b , B^d , B^e (см. табл. 37). В соответствии с ними территория распространения водоносного комплекса в пределах провинции «В» делится на области. Область B^b — развития подземных вод углекислотного выщелачивания карбонатных пород. Подземные воды этой области гидрокарбонатно-хлоридные натриевые с различным соотношением между гидрокарбонат-ионом и хлором. Степень минерализации этих вод изменяется от нескольких сотен мг/л до 15—20 г/л. Область распространения подземных вод B^d — краевые части Ворожежского массива. Область B^d — развития подземных вод преимущественно концентрирования. Состав этих вод хлоридный натриевый, степень минерализации от 15—20 до 100—120 г/л. Область B^e — развития вод выщелачивания карбонатных пород под влиянием повышенной ионной силы и концентрирования. Область B^e включает хлоридные натриево-кальциево-магниевые подземные воды со степенью минерализации 100—200 г/л и более. Воды приурочены к карбонатным породам. Поскольку карбонатные породы представлены известняками и доломитами, то в водах имеются и ионы кальция и ионы магния. Ионы хлора и натрия поступают в воды из ионно-солевого комплекса пород. В целом подземные воды этой области имеют в разных участках $ClNaCl_2Ca$, $ClNaCa$, $ClNaCaMg$ и $ClNaCaMg$ состав. Гидрогеохимические области B^d и B^e приурочены к погруженным прибортовым частям Прикаспийской впадины. Вследствие того, что в области B^e подземные воды разнообразны по ионному составу, она делится на несколько подобластей, в соответствии с составом вод — на пять: 1) подобласть B^{e1} — с водами $ClNaCl_2Ca$ состава; 2) B^{e2} — с водами $ClNaCa$ состава; 3) B^{e3} — с водами $ClNaCaMg$ состава; 4) B^{e4} — с водами $ClNaMg$ состава; 5) B^{e5} — с водами $ClNaCl_2CaMg$ состава. Провинция подземных вод Γ представлена водами растворения засоленных сульфатных пород; воды имеют хлоридно-сульфатный натриевый состав ($ClSO_4Na$). Степень их минерализации около 100 г/л и несколько более. В структурно-тектоническом отношении гидрогеохимическая провинция Γ представляет собой участок на юго-восточном склоне Татарского свода.

Гидрогеохимическое районирование территорий, вертикальный разрез которых представлен несколькими водоносными комплексами, рассмотрим на примере территории Предкавказья, с широким распространением водоносных комплексов мезокайнозоя. На всей территории Предкавказья площадь каждого отдельного водоносного комплекса мезокайнозоя, кроме I_3tit , представляет собой единую провинцию, в которой развиты единые по условиям формирования химического состава воды — воды генетического типа B сложного физико-химического взаимодействия с породами и концентрирования. Эти воды приурочены преимущественно к терригенным, обогащенным полевыми шпатами, породам. (Карбонатными породами сложен главным образом водоносный комплекс верхнего мела.) Воды водоносного комплекса I_3tit образуют про-

винцию генетического типа Γ — растворения. Таким образом, в пределах всей территории Предкавказья имет место один вид вертикального гидрогеохимического разреза, представленный чередованием подземных вод двух генетических типов: вод типа B — развиты в терригенных и карбонатных отложениях, а типа Γ — в карбонатно-сульфатно-галогенных отложениях. Наличие одного вида разреза обусловило развитие единого гидрогеохимического района (рис. 72).

Подземные воды генетического типа B в каждом водоносном комплексе расчленяются на воды генетических подтипов. Воды различных генетических подтипов образуют вертикальный разрез разных видов. Всего по особенностям сочетания вод различных генетических подтипов выделяются девять видов вертикального гидрогеохимического разреза. В соответствии с распространением этих видов территория Предкавказья делится на девять подрайонов. Подрайон I^1 представлен в разрезе четырьмя гидрогеохимическими этажами. Верхний — слабоминерализованные воды водоносного комплекса N_1 гидрокарбонатного натриевого и гидрокарбонатно-хлоридного натриевого состава; это воды генетического подтипа B^a — гидролиза полевошпатовых песчаных отложений и концентрирования. Второй сверху гидрогеохимический этаж представлен водами водоносных комплексов P_3 и P_1-P_2 , преимущественно хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава (подтип B^a), а также хлоридного натриевого состава (подтип B^d). Третий этаж — подземные воды водоносного комплекса K_2 хлоридного натриевого состава (подтип B^d). Нижний этаж — подземные воды нижнемеловых водоносных комплексов хлоридного натриево-кальциевого состава (подтип B^x) — метасоматического замещения и концентрирования. Подрайон I^2 сложен тремя гидрогеохимическими этажами. Верхний подэтаж состоит из водоносных комплексов мела, палеогена, неогена с водами подтипов B^a (гидролиза полевошпатовых отложений и концентрирования) и B^d (концентрирования). Средний этаж представлен водами комплекса I_3lit — генетического подтипа Γ^o (растворения засоленных сульфатных отложений) и Γ^e (растворения галогенных отложений). Нижний этаж — это воды комплексов I_3ox-km , I_3cl , I_2 , гидрокарбонатно-хлоридного натриевого и хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава генетического подтипа B^a (гидролиза полевошпатовых отложений и концентрирования), а также хлоридного натриевого состава генетического подтипа B^d (концентрирования). Подрайон I^3 представлен водами водоносных комплексов мела, палеогена, неогена, относящихся к типу B подтипам B^a , B^d .

В целом вертикальный разрез рассматриваемых выше трех подрайонов характеризуется широким распространением вод генетического подтипа B^a с преобладанием процесса гидролиза пород, что объясняется приуроченностью этих подрайонов к наиболее гипсометрическим высоко расположенным структурным участкам — краевой части геосинклинального склона Предкавказского

прогиба и Ейско-Березанскому поднятию (см. рис. 72). В пределах этих структур подземные воды более подвижны по сравнению с водами других структур и более подвержены инфильтрационному воздействию. В связи с этим широко распространены подземные воды гидрокарбонатно-хлоридного натриевого состава с различным соотношением гидрокарбонат-иона и хлора. Степень минерализации подземных вод этих подрайонов не превышает 30—40 г/л. Подрайоны I⁴, I⁵, I⁶ характеризуются одновременным распространением подземных вод трех генетических подтипов: подтипа B^a — гидролиза полевошпатовых песчаных отложений и концентрирования; подтипа B^d — концентрирования; подтипа $B^{ж}$ — метасоматического замещения катионов и концентрирования. Подземные воды подтипа B^a — гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые; подтипа B^d — хлоридные натриевые; подтипа $B^{ж}$ — хлоридные натриево-кальциевые. В структурном отношении они занимают промежуточное положение между крайним, т. е. наиболее приподнятыми и наиболее погруженными участками Предкавказского прогиба. Гидрогеохимический подрайон I⁷ приурочен к наиболее погруженным участкам Предкавказского прогиба — Западно-Кубанскому прогибу и восточной части вала Карпинского. В этом подрайоне разрез представлен четырьмя подэтажами. В верхнем подэтаже распространены подземные воды генетического типа B подтипа B^a и B^d , относящиеся к водоносным комплексам N_1 и P_3 . В остальных трех подэтажах подрайона I⁷ значительное место принадлежит подземным водам генетического типа B подтипов B^d , $B^{ж}$ и меньшее — водам типа Γ подтипа Γ^e . В вертикальном разрезе подрайона I⁸ три гидрогеохимических этажа. Верхний этаж представлен водами генетического подтипа B^d , средний — водами генетических подтипов B^d и $B^{ж}$, нижний — водами генетического типа B подтипа $B^{ж}$ и водами типа Γ подтипа Γ^e .

Вертикальный разрез подрайона I⁹ состоит из двух этажей: верхнего, представленного подземными водами генетического подтипа B^d и нижнего, представленного подземными водами генетического типа B подтипа $B^{ж}$ и типа Γ подтипа Γ^e . Для вертикального разреза подрайона I⁷ характерна смена сверху вниз гидрокарбонатно-хлоридных вод хлоридными натриевыми водами, а их хлоридными натриево-кальциевыми. В формировании гидрокарбонатно-хлоридных вод большая роль принадлежит процессам гидролиза и концентрирования; в формировании хлоридных натриевых вод главное — взаимодействие вод с ионно-солевым комплексом терригенных и карбонатных пород; в формировании хлоридных натриево-кальциевых вод значительна роль метасоматического разложения песчаных пород. Для подрайонов I⁸ и I⁹ характерно развитие в верхней части разреза хлоридных натриевых вод.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЕ
РАЙОНИРОВАНИЕ
В ПРИКЛАДНЫХ ЦЕЛЯХ

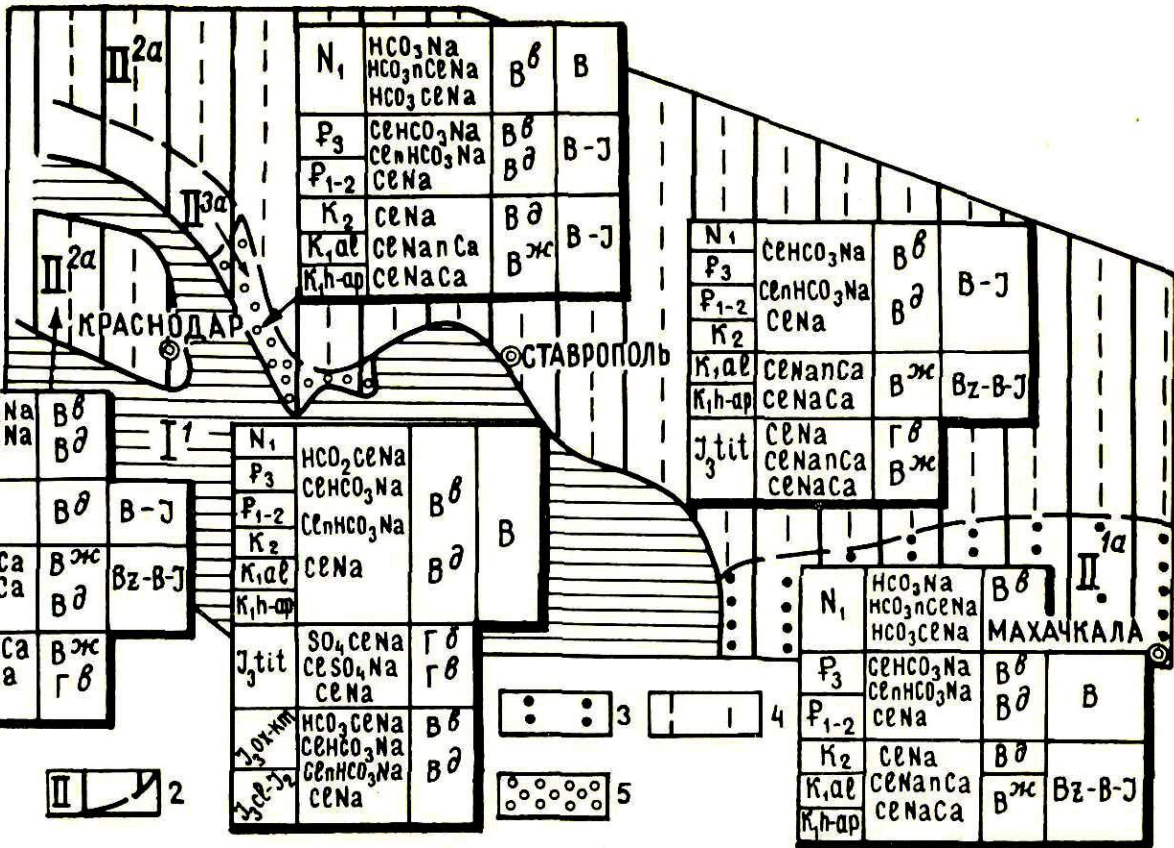
Гидрогеохимическое районирование в прикладных целях имеет большое значение, так как позволяет рационально планировать работу отраслей народного хозяйства, связанных с эксплуатацией подземных вод. Гидрогеохимическое районирование территорий проводится часто для прогноза качества воды при ее использовании в питьевых и технических целях; использования воды для орошения, подземного выщелачивания полезных ископаемых. Гидрогеохимическое районирование территорий необходимо также при сооружении подземных газохранилищ, при подземном захоронении промстоков. Одним из существенных является районирование территорий с целями прогноза использования подземных вод в качестве минерального сырья. Показателями районирования территорий для использования подземных вод в качестве минерального сырья являются: а) критерии содержания микроэлементов в подземных водах, позволяющие оценить промышленную значимость подземных вод; б) генетические критерии, устанавливающие формирование промышленных содержаний микроэлементов в подземных водах.

Исходя из количественных критериев микроэлементов, подземные воды делятся на группы, каждая из которых характеризуется конкретным набором микроэлементов промышленного значения. Формирование промышленных концентраций микроэлементов в подземных водах теснейшим образом связано с формированием химического состава подземных вод. Формирование промышленных вод — это формирование их макро- и микроэлементного состава, определяемые комплексом факторов. Закономерности миграции микроэлементов в подземных водах помимо внутренних свойств в значительной степени определяются макроионным составом вод и литолого-геохимическими особенностями пород. Тесная взаимосвязь между формированием химического состава подземных вод в целом и промышленным содержанием в водах микроэлементов определяет взаимозависимости между типами промышленных вод и типами вод по условиям формирования химического состава.

К тому или иному типу воды по условиям формирования химического состава, как правило, относится несколько типов промышленных вод, но есть случаи, когда один их тип входит в два и больше типов воды по условиям формирования химического состава. Наиболее распространенными типами промышленных вод, приуроченных к терригенным, карбонатным, сульфатным и галогенным осадочным отложениям, являются следующие: 1) борно-йодные (B-I); 2) борные (B); 3) бромно-борно-йодные (Br-B-I); 4) бромно-борные (Br-B); 5) бромно-борно-литиевые (Br-B-Li); 6) стронциевые (Sr); 7) бромно-йодно-стронциевые (Br-I-Sr).

Bг-I, B, Bг-B-I — промышленные воды относятся к генетическому типу *B* — водам сложного физико-химического взаимодействия с терригенными и карбонатными породами и концентрирования. Bг-B, Bг-B-Li промышленные воды относятся к водам растворения галогенных пород, содержащих соли калия и магния (генетический тип *Г*, подтип G^e). Стронциевые промышленные воды — это воды растворения засоленных сульфатных пород (генетический тип *Г* подтип G^b). Bг-I-Sr промышленные воды могут формироваться путем растворения галитовых пород (генетический тип *Г* подтип G^a) и путем сложного физико-химического взаимодействия с терригенными и карбонатными породами (генетический тип *B*, подтипы B^e и B^*).

При районировании территории отдельного водоносного комплекса для промышленных вод в качестве наиболее крупных единиц районирования выделяются гидрогеохимические провинции. Гидрогеохимическая провинция промышленных вод — это участок земной коры в пределах водоносного комплекса, характеризующийся развитием определенных в генетическом отношении типов промышленных вод. На карте районирования они обозначаются как провинции развития, например, типа Bг-B-Li (или других) промышленных вод, входящие в один генетический тип воды (т. е. мышленных вод генетического типа *B* и т. д. Различные типы протип воды по условиям формирования химического состава), могут относиться к разным генетическим гидрогеохимическим подтипам. В связи с этим промышленные воды, исходя из принадлежности к генетическим гидрогеохимическим подтипам, могут в пределах провинции образовать одну, две и т. д. области промышленных вод. На карте районирования они обозначаются, например, как области развития B-I промышленных вод генетического типа *B* подтипа B^b (углекислотного выщелачивания и концентрирования) или типа *B* подтипа B^e (восстановления сульфатов и концентрирования и т. д.). Принадлежность одного типа промышленных вод к различным подтипам вод по условиям формирования химического состава указывает на количественное разнообразие содержаний микроэлементов, входящих в данный промышленный тип. Так, например, борные промышленные воды подтипа B^b — углекислотного выщелачивания и концентрирования (состав воды хлоридно-гидрокарбонатный натриевый) содержат большие количества бора, чем борные воды подтипа B^e — концентрирования (состав воды хлоридный натриевый). Bг-B-I и Bг-I-Sr промышленные воды подтипа B^e — выщелачивания под влиянием повышенной ионной силы и концентрирования (состав воды хлоридный натриево-кальцево-магниевый) более насыщены микроэлементами по сравнению с водами подтипа B^b — концентрирования (состав воды хлоридный натриевый). Кроме того положение того или иного промышленного типа вод в пределах генетических подтипов характеризует гидрогеохимические условия добычи из них микроэлементов.



N ₁	HCO ₃ Na HCO ₃ nCeNa HCO ₃ ceNa	B ^б	B
P ₃	ceHCO ₃ Na ceHnCO ₃ Na	B ^б B ^д	B-Ж
P ₁₋₂	ceNa	B ^д	
K ₂	ceNa	B ^д	B-Ж
K _{1,ae}	ceNanCa	B ^ж	B-Ж
K _{1,н-ар}	ceNaCa	B ^ж	

N ₁	ceHCO ₃ Na	B ^б	
P ₃	ceHnCO ₃ Na	B ^д	B-Ж
P ₁₋₂	ceNa	B ^д	
K ₂			
K _{1,ae}	ceNanCa	B ^ж	Bz-B-Ж
K _{1,н-ар}	ceNaCa	B ^ж	
J _{3,tit}	ceNa	Г ^б	
	ceNanCa	B ^ж	
	ceNaCa		

N ₁	ceHCO ₃ Na	B ^б	
P ₃	ceHnCO ₃ Na ceNa	B ^д	
P ₁₋₂	ceNa	B ^д	B-Ж
K ₂			
K _{1,ae}	ceNanCa	B ^ж	Bz-B-Ж
K _{1,н-ар}	ceNaCa ceNa	B ^д	
J _{3,tit}	ceNanCa ceNaCa ceNa	B ^ж Г ^б	

N ₁	HCO ₂ ceNa	B ^б	
P ₃	ceHCO ₃ Na	B ^б	B
P ₁₋₂	ceHnCO ₃ Na	B ^д	
K ₂			
K _{1,ae}	ceNa	B ^д	
K _{1,н-ар}			
J _{3,tit}	SO ₄ ceNa ceSO ₄ Na ceNa	Г ^д Г ^б	
J _{3,04-11}	HCO ₂ ceNa	B ^б	
J _{3,ae-Jz}	ceHCO ₃ Na ceHnCO ₃ Na ceNa	B ^д	

N ₁	HCO ₃ Na HCO ₃ nCeNa HCO ₃ ceNa	B ^б	
P ₃	ceHCO ₃ Na ceHnCO ₃ Na	B ^б B ^д	B
P ₁₋₂	ceNa	B ^д	
K ₂	ceNa	B ^д	
K _{1,ae}	ceNanCa	B ^ж	Bz-B-Ж
K _{1,н-ар}	ceNaCa	B ^ж	

Районирование территорий, в вертикальном разрезе которых распространено несколько водоносных комплексов с промышленными водами, проводится на основе выделения видов вертикального разреза, характеризующихся своеобразным сочетанием различных типов промышленных вод. Распространению каждого отдельного вида вертикального разреза соответствует район. В пределах района выделяются подрайоны первого порядка, которые характеризуются своеобразным сочетанием в вертикальном разрезе подтипов подземных вод по условиям формирования химического состава. В пределах подрайонов первого порядка можно выделять подрайоны более мелкого, второго порядка. Эти подрайоны выделяются в соответствии с разнообразием химического состава подземных вод. Таким образом, гидрогеохимический район (подрайоны) промышленных вод — это участок земной коры в пределах вертикального разреза, объединяющего серию водоносных комплексов с конкретным сочетанием провинций (областей, подобластей) промышленных вод. Так, на территории Предкавказья выделяются два подрайона промышленных вод первого порядка: а) с одним подтипом промышленных вод в вертикальном разрезе и б) с двумя (рис. 73). В пределах второго подрайона выделяются по разнообразию химического состава промышленных вод три подрайона второго порядка.

Литература

- Алекнин О. А. К вопросу о химической классификации природных вод. — В сб.: Вопросы гидрохимии, вып. 25. Л., Гидрометеониздат, 1946.
- Алекнин О. А. Основы гидрохимии. Л., Гидрометеониздат, 1970.
- Александров В. А. Медицинская классификация лечебных натуральных вод, пелоидов (лечебных грязей) и климатов СССР. — В кн.: Основы курортологии, т. I. М., Медгиз, 1956.
- Альтовский М. Е. К вопросу о формировании химического состава подземных вод. — В сб.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии, № 13. М., Госгеолтехиздат, 1950.
- Альтовский М. Е., Швеиц В. М. К вопросу о номенклатуре химического состава подземных вод. — В сб.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии, № 14. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Балашов Л. С. О принципах генетической классификации подземных окисных вод. — В сб.: Гидрохимические материалы. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Брусилковский С. А. О миграционных формах элементов в природных водах. — В сб.: Гидрохимические материалы, т. 35. Л., Гидрометеониздат, 1963.
- Брусилковский С. А. Опыт гидрогеохимического районирования монотонных по химическому составу вод. — В сб.: Научная отчетная конференция геологического ф-та МГУ (тез. докл.). М., 1966.
- Бунеев А. И. Основы гидрогеохимии минеральных вод осадочных отложений. М., Медгиз, 1956.
- Валяшко М. Г. Основные химические типы природных вод и условия их образования. — ДАН, 1955, т. 102, № 2.
- Валяшко М. Г. Закономерности формирования месторождений солей. М., Изд-во Моск. ун-та, 1962.
- Валяшко М. Г. и др. Геохимия и генезис рассолов Иркутского амфитеатра. М., «Наука», 1965.
- Василевский М. М. Схема основного гидрогеологического районирования европейской части СССР. — «Советская геология», 1938, т. VIII, № 8—9.
- Вернадский В. И. История минералов земной коры, т. 2. История природных вод. М., ОНТИ, 1933—1936, вып. 1—3.
- Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967.
- Гармонов И. В. Зональность грунтовых вод европейской части СССР. — «Тр. ЛГГП АН СССР», 1948, т. III.
- Гармонов И. В. Принципы зонального районирования грунтовых вод. — В сб.: Вопросы изучения подземных вод и инженерно-геологический процесс. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М., «Мир», 1968.
- Голубев В. С., Гарибянц А. А. Гетерогенные процессы геохимической миграции. М., «Недра», 1968.
- Гуревич В. И. К дискуссии по происхождению хлоридных кальциевых рассолов. — «Советская геология», 1963, № 8.
- Гуревич М. С., Толстихин Н. И. Схема химической классификации подземных вод. — «Изв. высших учебн. завед. Геология и разведка», 1961, № 1.
- Дерпгольц В. М. Основной планетарный источник природных вод земли. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1962, № 11.
- Дуров С. А. Классификация природных вод и графическое изображение их состава. — ДАН, 1948, т. 59 (1).
- Духанина В. И. Закономерности распространения и формирования грунтовых вод Русской равнины. — В сб.: Проблемы гидрогеологии. М., Госгеолтехиздат, 1960.

- Зайдельсон М. И. и др. Гидрогеологические условия формирования и размещения нефтяных и газовых месторождений Волго-Уральской области. М., «Наука», 1973.
- Зайцев И. К. Методика составления гидрогеологических карт. М., Госгеолтехиздат, 1945.
- Зайцев И. К. Принципы гидрогеологического районирования. — «Советская геология», 1947, № 19.
- Зайцев И. К. Некоторые вопросы терминологии и классификации подземных вод. — «Мат-лы ВСЕГЕИ», 1961, вып. 46.
- Зайцев И. К., Голстихин Н. И. Закономерности распространения и формирования минеральных подземных вод. М., «Недра», 1972.
- Зверев В. П. и др. Миграция химических элементов в подземных водах СССР (закономерности и количественная оценка). М., «Наука», 1974.
- Здановский А. Б. Кинетика растворения природных солей в условиях вынужденной конвекции. — «Тр. ВИИИГ», 1956, вып. 33.
- Иванов В. В., Невраева Г. А. Классификация природных минеральных вод. М., «Недра», 1964.
- Игнатович П. В. Гидрогеологическая структура — основа гидрогеологического районирования территории СССР. — «Советская геология», 1947, № 19.
- Ильин В. С. Грунтовые воды. БСЭ, 1930, т. 19.
- Ильин В. С. Зональность грунтовых вод европейской части СССР. М., Сельхозиздат, 1935.
- Кабанова Е. С. Материалы по растворению минералов кремнезема в водных растворах. — В сб.: Кора выветривания, вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Каменский Г. Н. Зональность грунтовых вод и почвенно-географические зоны. — «Тр. ЛГГП АН СССР», 1949, т. VI.
- Каменский Г. Н. Подразделения и формулы химического состава вод (гидрохимические типы вод). — «Тр. ЛГГП АН СССР», 1958, т. XVI.
- Каменский Г. Н. Принципы гидрогеологического районирования СССР. — В сб.: Вопросы изучения подземных вод и инженерно-геологических процессов. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Киссин И. Г. Восточно-Предкавказский артезианский бассейн. М., «Наука», 1964.
- Колодяжная А. А., Кроль Ч. Я. Результаты экспериментальных исследований растворимости известняков при окислении сульфидов. — «Тр. ЛГГП АН СССР», 1958, т. 20.
- Кононов В. И. Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. М., «Наука», 1965.
- Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., «Наука», 1965.
- Коржинский Д. С. Фильтрационный эффект в растворах и его значение для геологии. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1947, № 2.
- Красинцева В. В. Гидрогеохимия хлора и брома. М., «Недра», 1968.
- Куделин Б. И., Фиделин И. Ф. Принципы гидрогеологического районирования территории СССР. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1966, № 1.
- Ланге О. К. О зональном распределении грунтовых вод на территории СССР. — «Мат-лы к познанию геологического строения СССР», нов. сер., 1947, вып. 8 (12).
- Ланге О. К. Подземные воды Русской платформы и их районирование. — «Тр. ЛГГП АН СССР», 1948, т. III.
- Ланге О. К. Гидрогеология. М., «Высшая школа», 1969.
- Левченко В. М. О классификации природных вод. — В сб.: «Гидрохимические материалы», т. XXI. Л., Гидрометеоздат, 1953.
- Личков Б. Л. О законе зональности В. Б. Докучаева по степени подчинения этому закону подземных вод. — «Географический сборник», 1954, вып. 6.
- Ломоносов М. В. Элементы математической химии. Собр. соч., 1950, т. I.

- Манихин В. И. К вопросу о растворимости сульфата-кальция при высоких давлениях. — «Гидрохимические материалы», т. 41. Л., Гидрометеонздат, 1965.
- Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых вод. М., ВСЕГИНГЕО, 1968.
- Методические указания по составлению гидрогеологических карт масштабов 1 : 1 000 000 — 1 : 500 000 и 1 : 200 000 — 1 : 100 000. М., Гостеолтехиздат, 1960.
- Овчинников А. М. Гидрогеохимия. М., «Недра», 1970.
- Овчинников А. М. О систематизации состава подземных вод. — «Разведка недр», 1954, № 5.
- Овчинников А. М. Основные принципы гидрогеологического районирования. М., Гостеолтехиздат, 1960.
- Павлов А. Н., Шемякин В. Н. Опыт геохимической классификации природных вод. — «Геохимия», 1967, № 2.
- Петров М. П. О характере зональности и распределении грунтовых вод на территории СССР. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1961, № 18.
- Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., «Недра», 1968.
- Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М., «Наука», 1966.
- Питьева К. Е. Основы региональной геохимии подземных вод. М., Изд-во Моск. ун-та, 1969.
- Посохов Е. В. Формирование химического состава подземных вод (основные факторы). Л., Гидрометеонздат, 1969.
- Посохов Е. В. Общая гидрогеохимия. Л., «Недра», 1975.
- Пояснительная записка к карте грунтовых вод европейской части СССР масштаба 1 : 150 000 под ред. В. И. Духаниной, Н. В. Родионова, А. П. Семихатова. М., ГУГК, 1958.
- Приклонский В. А., Лантев Ф. Ф. Физические свойства и химический состав подземных вод. М.—Л., Гостеолздат, 1949.
- Протодьяконов М. М., Тедер Р. Н. Методика рационального планирования экспериментов. М., «Наука», 1970.
- Самарина В. С. Формирование химического состава подземных вод (на примере Прикаспийской низменности). Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1963.
- Самарина В. С. Гидрогеохимическое опробование подземных вод. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1967.
- Самарина В. С. и др. О методике расчленения гидрогеологического разреза. — В сб.: Проблемы гидрогеологического картирования и районирования. Л., Обл. правл. Научн.-техн. горного о-ва, 1971.
- Самойлов О. Я. Структура водных растворов электролитов и гидратация ионов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Самойлов О. Я., Соколов Д. С. Связь вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод с особенностями теплового движения молекул воды и ионов в растворах. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1957, № 9.
- Семихатов А. Н. Гидрогеологическое районирование СССР. — В кн.: Гидрогеология СССР. М., 1940.
- Славянова Л. В., Галицын М. С. Микрокомпоненты в подземных водах Прикаспийской впадины и прилегающих к ней районов юго-востока Русской платформы. М., «Недра», 1970.
- Смирнов С. И. Введение в изучение геохимической истории подземных вод. М., «Недра», 1974.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I—III. М., «Наука», 1960—1962.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Гостеолтехиздат, 1963.
- Сулин В. А. Условия образования и основы классификации природных вод. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948.
- Султанходжаев А. Н., Зиган Ф. Г. Микрокомпоненты подземных вод Ферганской долины. Ташкент, 1975.
- Садыков Ж. С., Давлетгалиева К. М. Гидрохимические классификации и графики. Алма-Ата, 1974.

- Терлецкий Б. К. Основные принципы гидрогеологического картирования. — В сб.: Водные богатства недр земли на службе социалистического строительства, сб. VIII. Л., 1933.
- Толстихин Н. И. Новый вариант химической нумерации природных вод. — В сб.: Формирование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1967.
- Ферсман А. Е. Периодический закон Менделеева в свете современной науки. — В кн.: Периодический закон Д. М. Менделеева и его философское значение. М., 1947.
- Франк-Камецкий Д. А. Диффузия и теплопередача в химической кинетике. М., «Наука», 1967.
- Ходьков А. Е. О формировании подземных вод седиментационного происхождения и геохимической роли миграции. — «Тр. ВНИИГ», 1953, вып. XXXV.
- Швец В. М. Органические вещества подземных вод. М., «Недра», 1973.
- Щербakov А. В. Гидрогеохимические карты, принципы и методы их составления. — В сб.: Проблемы гидрогеологии. «Тр. ЛГГП АН СССР», 1962, т. 45.
- Adams E. The Jig—san Pollution Problem, Petrol Management, 1966, Bd. XI, vol. 38, N 12.
- Bartow E. Illin State water Survey, Bull. 1927, N 4.
- Clarke F. W. The Data of geochemistry. Washington, 1924.
- Lapidus L. Математика адсорбционных процессов в пластах. — «Физическая химия», 1952, т. 56, № 8.
- Palmer Ch. The geochemical interpretation of water analyses. — «U. S. geol. Survey» Bull. 479. Washington, 1911.
- Water is big new worry for JOCC, Oil and Gas Journal, 1966, vol. 64, N 26.
-

Содержание

<i>Введение</i>	3
<i>Раздел I</i>	
МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД	9
<i>Глава 1</i>	
ЕСТЕСТВЕННОИСТОРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ	11
<i>Глава 2</i>	
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ	40
<i>Глава 3</i>	
КЛАССИФИЦИРОВАНИЕ	53
§ 1. Классифицирование подземных вод по степени минерализации	54
§ 2. Классифицирование подземных вод по характеру минерализации	65
§ 3. Классифицирование подземных вод в прикладных целях	87
<i>Раздел II</i>	
ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОБЛЕМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД	94
<i>Глава 4</i>	
МИГРАЦИЯ ЭЛЕМЕНТОВ И ОСНОВНЫЕ ПРОЦЕССЫ	94
§ 1. Понятие о миграции элементов в подземных водах	94
§ 2. Проявление процессов формирования химического состава подземных вод в различных гидрогеологических условиях	103
<i>Глава 5</i>	
ИСТОЧНИКИ И ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД	126
§ 1. Источники вещественного состава подземных вод	127
§ 2. Климатолого-геоморфологические факторы	138
§ 3. Геологические и гидрогеологические факторы	142
а. Структурно-тектонические факторы	142
	323

б. Термодинамические факторы	157
в. Гидродинамические факторы	161
§ 4. Изменение химического состава подземных вод под влиянием деятельности человека	167
Глава 6	
СИСТЕМАТИЗАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПО УСЛОВИЯМ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА	176
Раздел III	
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В РАЗЛИЧНЫХ ТИПАХ ВОД	192
Глава 7	
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАКРОЭЛЕМЕНТОВ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ РАЗНОГО СОСТАВА	192
Глава 8	
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ Вг, В, I, Li, Sr, Rb, Cs В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ И ИХ ПРОМЫШЛЕННОЕ ЗНАЧЕНИЕ	205
§ 1. Распространенность Вг, В, I, Li, Sr, Rb, Cs в природных водах	205
§ 2. Формирование Вг, В, I, Li, Sr, Rb, Cs в подземных водах	210
Раздел IV	
РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД	233
Глава 9	
ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГРУНТОВЫХ ВОД ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ С ГУМИДНЫМ КЛИМАТОМ	233
§ 1. Условия залегания вод, определяющие специфику их химического состава	233
§ 2. Гидрогеохимические закономерности, формирование состава вод и определяющие их факторы	236
Глава 10	
ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГРУНТОВЫХ ВОД ГОРНОСКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ И КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ МАССИВОВ	241
§ 1. Условия залегания вод, определяющие специфику их химического состава	241
§ 2. Гидрогеохимические закономерности, формирование состава вод и определяющие их факторы	243
Глава 11	
ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГРУНТОВЫХ ВОД АРИДНЫХ ОБЛАСТЕЙ	245
§ 1. Условия залегания вод, определяющие специфику их химического состава	245

§ 2. Гидрогеохимические закономерности и формирование состава соленых вод регионального распространения, пресных и рассольных вод линзообразного залегания	248
Глава 12	
ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПЛАСТОВЫХ ВОД ТЕРРИГЕННЫХ И КАРБОНАТНЫХ ПОРОД	256
§ 1. Формирование химического состава вод краевых частей артезианских бассейнов	256
§ 2. Формирование химического состава вод погруженных частей артезианских бассейнов	263
§ 3. Формирование химического состава вод наиболее глубоких частей артезианских бассейнов	272
Глава 13	
ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПЛАСТОВЫХ ВОД СУЛЬФАТНЫХ ПОРОД	279
Глава 14	
ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПЛАСТОВЫХ ВОД ГАЛЮГЕННЫХ ПОРОД	284
§ 1. Формирование хлоридных натриевых вод	284
§ 2. Факторы и процессы формирования хлоридных магниевых вод	288

Раздел V

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОБОБЩЕНИЯ В ГИДРОГЕОХИМИИ

Глава 15	
ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ. ПОНЯТИЕ, РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ, СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА	296
Глава 16	
ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ	302
§ 1. Общие сведения	302
§ 2. Гидрогеохимическое районирование по генетическим признакам	306
§ 3. Гидрогеохимическое районирование в прикладных целях	314
<i>Литература</i>	318

§ 2. Гидрогеохимические закономерности и формирование состава соленых вод регионального распространения, пресных и рассольных вод линзообразного залегания	248
<i>Глава 12</i>	
ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПЛАСТОВЫХ ВОД ТЕРРИГЕННЫХ И КАРБОНАТНЫХ ПОРОД	256
§ 1. Формирование химического состава вод краевых частей артезианских бассейнов	256
§ 2. Формирование химического состава вод погруженных частей артезианских бассейнов	263
§ 3. Формирование химического состава вод наиболее глубоких частей артезианских бассейнов	272
<i>Глава 13</i>	
ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПЛАСТОВЫХ ВОД СУЛЬФАТНЫХ ПОРОД	279
<i>Глава 14</i>	
ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПЛАСТОВЫХ ВОД ГАЛЮГЕННЫХ ПОРОД	284
§ 1. Формирование хлоридных натриевых вод	284
§ 2. Факторы и процессы формирования хлоридных магниевых вод	288
 <i>Раздел V</i>	
ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОБОБЩЕНИЯ В ГИДРОГЕОХИМИИ	296
<i>Глава 15</i>	
ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ. ПОНЯТИЕ, РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ, СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА	296
<i>Глава 16</i>	
ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ	302
§ 1. Общие сведения	302
§ 2. Гидрогеохимическое районирование по генетическим признакам	306
§ 3. Гидрогеохимическое районирование в прикладных целях	314
<i>Литература</i>	318

Клара Ефимовна ПИТЬЕВА

ГИДРОГЕОХИМИЯ

Зав. редакцией

И. И. Щехура

Редактор *Л. М. Батыгина*

Художественный редактор

Н. Ф. Зыков

Технический редактор

З. С. Кондрашова

Корректоры

М. И. Эльмус, С. Ф. Будаева,

И. А. Мушникова

Тематический план 1977 г. № 96

ИБ № 213

Сдано в набор 10/VI 1977 г. Подписано
к печати 2/II 1978 г. Л-78187 Формат
60×90^{1/8} Бумага тип. № 3 Усл. печ. л.
20,5 Уч.-изд. л. 22,12 Изд. № 3188. Зак. 166
Тираж 4300. Цена 90 коп.

Издательство Московского университета,

Москва, К-9, ул. Герцена, 5/7.

Типография Изд-ва МГУ.

Москва, Ленинские горы

90 к.

2548

